

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М. В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Крылов Иван Олегович

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ РУД ЗАПАДНОГО
ФЛАНГА ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ТАЛНАХСКОГО РУДНОГО
УЗЛА (НОРИЛЬСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН)

1.6.10 – Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения
(геолого-минералогические науки)

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
доктор геолого-минералогических наук, доцент
Дергачев Александр Лукич

Москва – 2024

Оглавление

Введение.....	4
Глава 1. История изученности Норильского рудного района	12
Глава 2. Геологическое строение и история геологического развития района.....	17
Формирование стратифицированных образований Норильского рудного района	18
Формирование магматических образований позднепалеозойского – раннемезозойского периода.....	21
Тектонические особенности формирования Норильских месторождений	25
Обзор генетических моделей формирования сульфидных медно-никелевых месторождений	28
Глава 3. Особенности локализации рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения.....	34
Цели, задачи, введение.....	34
Особенности геологического строения Хараелахской мульды	35
Типы медно-никелевых руд Октябрьского месторождения	42
Особенности морфологии рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения	42
Минеральный состав руд западного фланга Октябрьского месторождения.....	52
Выводы	62
Защищаемое положение.....	64
Глава 4. Минералого-геохимическая характеристика Хараелахского интрузива	65
Цели, задачи, введение.....	65
Фактический материал и методика исследования	66
Петрологическая характеристика рудовмещающих пород западной части Хараелахского интрузива.....	67
Анализ распределения элементов-примесей в плагиоклазах.....	78
Анализ распределения элементов-примесей в клинопироксенах.....	91
Анализ распределения элементов-примесей в оливине	96
Анализ типоморфных особенностей минералов группы шпинелидов	99

Выводы	103
Защищаемое положение.....	104
Глава 5. Особенности состава и строения вкрапленных руд на западном фланге Октябрьского месторождения	105
Цели, задачи, введение.....	105
Фактический материал.....	106
Структурно-текстурные типы вкрапленных руд.....	106
Методика исследования особенностей состава и строения вкрапленных руд.....	108
Фрактальный анализ вкрапленных руд	112
Выводы	121
Защищаемое положение.....	122
Заключение	123
Список литературы	125

Введение

Норильский рудный район занимает площадь около 45 тыс. км², в северо-западной части Среднесибирского плоскогорья. Он является уникальным и имеет очень важное экономическое значение, как для России, так и для мировой экономики в целом. Рудный район включает в себя ряд крупных месторождений, в которых заключено 75% мировых запасов Pd, 15% запасов Pt, а также значительная доля российских запасов Ni, Cu и Co. Потенциал Норильской металлогенической провинции намного превышает запасы известных мировых месторождений.

В связи с важным экономическим значением района интерес к геологическому строению входящих в него месторождений особенно возрос во второй половине XX века. Открытие в начале 1960-х годов Октябрьского и Талнахского месторождений с уникальными запасами сульфидных руд вывели Россию на лидирующие позиции в мире по запасам и добыче меди, никеля и металлов платиновой группы. Запасы Октябрьского месторождения являются одной из двух составляющих, на которых держится вся промышленная мощь Норильского района, что делает проблему условий формирования крупных медно-никелевых месторождений до сих пор актуальной.

Актуальность темы исследования. Актуальность диссертационной работы определяется важным экономическим значением месторождений Норильского рудного района для минерально-сырьевой базы страны. В максимальной степени это относится к интенсивно разрабатываемому Октябрьскому месторождению, которое является крупнейшим медно-никелевым с платиноидами месторождением в России. Его запасы богатых сульфидных руд близятся к исчерпанию. С точки зрения наращивания запасов наибольший геологический интерес в настоящее время представляют фланги Октябрьского месторождения, отвечающие краевым частям ветвей Хараелахского интрузива, где продолжаются разведочные работы. Кроме того, в пределах Норильской металлогенической провинции проводятся поисково-оценочные работы, задачей которых является выявление потенциально возможных рудных тел в маломощных дифференцированных силлах. Успешное решение этих задач делает актуальным изучение геологического строения маломощных краевых частей крупных интрузивных тел, а также особенностей локализации в них рудных тел.

Степень разработанности. Геологическое изучение месторождений Норильского рудного района ведется с тридцатых годов прошлого века. Главной его задачей являются поиски месторождений сульфидных платино-медно-никелевых руд. Все такие месторождения и крупные проявления пространственно и генетически связаны с расслоенными гипербазитовыми интрузивами траптовой формации, мощностью до 360 м, имеющими пластообразную или

лополитообразную, реже дайкоподобную форму и протяжённостью до нескольких десятков километров. За весь период изучения Норильской металлогенической провинции накопилось огромное количество материала о природе основного и ультраосновного магматизма, геодинамических обстановках формирования медно-никелевых месторождений, металогении, петрогенезисе, образовании сульфидных медно-никелевых руд и т.п. Вместе с тем, постепенное уменьшение запасов основных богатых залежей Октябрьского месторождения ставит перед геологами сложную задачу проведения поисково-оценочных работ в Норильской металлогенической провинции и доразведки флангов известных крупных месторождений. Остаются до сих пор нерешенными и многие вопросы, касающиеся генезиса уникальных месторождений Норильского типа.

Цели и задачи. Главной целью работы являлось выявление закономерностей локализации рудных тел и детализация их морфологии, а также характеристика типов, минералогеохимических и текстурно-структурных особенностей руд западного фланга Октябрьского месторождения.

Конкретными задачами, решавшимися в рамках работы, являлись:

- обобщение и подтверждение данных более ранних исследований месторождения о типах руд и их пространственном размещении на флангах Октябрьского месторождения;
- построение 3D-моделей каркасов рудных тел по данным скважин разведочного бурения и описание их морфологии;
- исследование типоморфных особенностей породообразующих и аксессуарных минералов рудовмещающих пикритовых габбро-долеритов на западном фланге Октябрьского месторождения, выявление характера распределения элементов-примесей в минералах;
- изучение типов магматических сульфидных руд на западном фланге Октябрьского месторождения и закономерностей их распределения;
- изучение минерального состава различных типов руд в западной части Хараелахского интузива;
- выделение типов вкрапленных руд по текстурно-структурным особенностям, изучение каждого типа методом рентгеновской 3D-томографии, анализ результатов на основе фрактальной теории.

Фактический материал, положенный в основу написания диссертационной работы. Геологический материал, использовавшийся для составления настоящей работы, был собран автором в течение двух полевых сезонов (2021, 2022 гг.) на руднике Октябрьском, а также в окрестностях шахты Комсомольская.

Собранный автором новый фактический материал представлен:

- Обширными данными разведочного бурения, собранными в процессе геологической документации керна 26 разведочных скважин, пробуренных в 2016 – 2021 гг. (13 400 п. м. бурения);
- Каменным геологическим материалом, включающим 200 образцов горных пород и руд, отобранных преимущественно из рудных интервалов из керна разведочных скважин в западной части Хараелахского интрузива, а также 10 образцов, отобранных из подземных горных выработок на руднике Октябрьский;
- Коллекцией шлифов и аншлифов горных пород и руд западного фланга Октябрьского месторождения (30 шлифов, 170 аншлифов);
- Каркасными 3D моделями рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения, выполненными в ГГИС Micromine и Leapfrog на базе документации разведочных скважин;
- Анализами акцессорных минералов (2077 замеров) в образцах из рудовмещающих пород Хараелахского интрузива, выполненных с использованием ICP-MS;
- 160 Фурье инфракрасными (ИК) спектрами поглощения плагиоклазов, 200 ИК-спектрами оливина и 150 спектрами клинопироксена из рудовмещающих пород Хараелахского интрузива;
- Статистическими данными, полученными в ходе фрактального анализа сульфидных минералов вкрапленных руд.

Научная новизна работы. Задачи, поставленные в диссертации, не являются абсолютно новыми для месторождений Норильского рудного района, но впервые они решены для новых объектов – рудных залежей западного фланга Октябрьского месторождения. Использование комплекса современных методов исследований позволило надежно охарактеризовать минеральный состав сульфидных медно-никелевых руд, их текстурно-структурные признаки и обосновать выделение их типов, установить закономерности пространственного распределения и морфологию рудных тел в пределах западной ветви Хараелахского интрузива. Интерпретация данных рентгеновской 3D томографии на основе фрактальной теории позволили сделать важные выводы о минеральном составе вкрапленных руд и их текстурно-структурных особенностях.

Личный вклад автора. В ходе полевых работ в 2021 и 2022 году, автором были отобраны образцы для минералого-петрографических и ИК-исследований. С 2021 по 2022 год, в рамках работы в Региональном общественном Фонде имени академика В.И. Смирнова, автор принимал личное участие в НИР, посвященных изучению особенностей минеральных ассоциаций платинометалльного оруденения на месторождениях Норильской металлогенической провинции. В ходе работы автором самостоятельно выполнено массовое трехмерное моделирование рудных тел на западном фланге месторождения. При его участии выполнены ИК-спектроскопия породообразующих минералов, элементный анализ акцессорных минералов и

исследований были также изготовлены на базе шлифовальной мастерской Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова и на базе шлифовальной мастерской ФГБУ ЦНИГРИ.

После предварительного минераграфического и петрографического изучения, определение основных минералообразующих элементов в пороодообразующих минералах было проведено методом микрорентген-флуоресцентной спектromетрии после предварительного напыления шашек углеродом. Для измерений использовался JEOL JSM-7100F, с приставкой: Oxford Instruments X-maxn. Детектор работал в режиме 50 кв. мм. Напыление образцов производилось в лаборатории локального исследования вещества на кафедре петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Микрорентгеноспектральный анализ проводился в НИЦ Курчатовский институт ИРЭА.

Исследование пороодообразующих минералов (плагиоклазов, оливинов, орто- и клинопироксенов) было произведено методом ИК-спектроскопии (ИКС). ИК-исследования выполнены на ИК-Фурье микроскопе Nicolet-380 с ИК-Фурье микроскопом Centaurus (THERMO Scientific, США) и ИК-Фурье-спектрометром VERTEX 70 с модулем комбинационного рассеяния RAM II в диапазоне волновых чисел 650 – 4000 см⁻¹ и 400 – 4000 см⁻¹ соответственно в НИЦ «Курчатовский институт» (ИРЭА).

Элементы-примеси в окисно-рудных минералах изучались квадрупольным масс-спектрометром ELAN DRC-e (производитель: PerkinElmer), приставка лазерного отбора – NWR 266 (производство: New Wave Research) на базе НИЦ Курчатовский институт ИРЭА. Всего произведено 2077 замеров.

Каркасное 3D моделирование рудных тел западного фланга Октябрьского месторождения проводилось при помощи программного обеспечения ГГИС Leapfrog и Micromine.

Исследование образцов вкрапленных руд происходило в несколько этапов: минераграфическое и петрографическое описание, геохимическое определение петрогенных и рассеянных элементов, а также элементов платиновой группы, золота и серебра, 3D-томография, компьютерное вычисление фрактальных размерностей и анализ полученных данных. Химический состав минералов определялся локальным рентгеноспектральным анализом на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Leo 1450 (Carl Zeiss, Германия), оборудованном ЭДС-спектрометром Aztec Ultimmax 100 (Oxford Instruments, Великобритания) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН.

Определение элементов также выполнялось в Институте химии и технологии редких элементов Кольского научного центра РАН. Определение кремния проводилось методом атомно-эмиссионной спектromетрии с индуктивно связанной плазмой (ИСП АЭС) на приборе ICPE 9000 (Шимадзу, Япония) после сплавления. Низкие концентрации кремния дополнительно измерялись

методом спектрофотометрии (реагент – гетеромолибденовая поликислота, по синей окраске). Содержания элементов платиновой группы, золота и серебра определялось в ООО «Институт Гипроникель» масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой iCAP Q модели iCAP Qs, а также атомно-абсорбционным спектрометром iCE 3300.

Трехмерная рентгеновская томография образцов руд выполнялась в Казанском федеральном университете с помощью микро- и нанофокусной исследовательской рентгеновской системы для компьютерной томографии General Electric V|tome|X S 240 (Германия).

Фрактальный анализ сульфидов и определение их двухмерной фрактальной размерности проводилось с помощью программы GG_3 [Чернявский, Степенчиков, 2021], по изображениям в обратно рассеянных электронах (BSE-изображения).

Положения, выносимые на защиту:

1. На западном фланге Октябрьского месторождения линзовидные тела сульфидных Cu-Ni руд: богатых, медистых и вкрапленных - пространственно связаны, образуют субгоризонтальную рудную зону, располагаясь в ней на нескольких горизонтах. Морфология рудных тел определяется постепенным выклиниванием Хараелахского интрузива и погружением его в юго-восточном направлении, контурами развития рудовмещающих пикритовых габбро-долеритов, уменьшением их мощности и сменой их по латерали безрудными оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами.

2. Рудовмещающие пикритовые габбро-долериты западной части Хараелахского интрузива содержат несколько генераций породообразующих и акцессорных минералов, различающихся составом в пределах изоморфных рядов и определенным набором элементов-примесей. По мере приближения к рудным телам в пикритовых габбро-долеритах закономерно растёт основность плагиоклаза и увеличение в его составе примеси Fe, повышаются железистость клинопироксена и содержание в нём TiO₂.

3. Наиболее распространенные на западном фланге Октябрьского месторождения каплевидные и каплевидно-интерстициальные вкрапленные руды не различимы по фрактальной размерности, что позволяет предполагать близость их свойств обогатимости и возможность совместной переработки этих руд. Структуры сульфидных агрегатов различного размера в них математически самоподобны. Это подтверждает формирование рассматриваемых руд в ходе единого геологического процесса, вероятно - ликвации.

Степень достоверности и апробация результатов. Результаты исследований автора были представлены на международных и российских конференциях и совещаниях: XVIII Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, (Апатиты, 2021), X

Международная научно-практическая конференция «Научно-методические основы прогноза, поисков, оценки месторождений алмазов, благородных и цветных металлов (Москва, 2021), XIX Всероссийская (с международным участием) Ферсмановская научная сессия, (Апатиты, 2022), III Молодежная научно-образовательная конференция Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов от прогноза к добыче, ФГБУ ЦНИГРИ (Москва, 2022), Рудная школа ЦНИГРИ 2023 "Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов - от прогноза к добыче (Москва, 2023), XXX Международная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых "Ломоносов-2023" (Москва, 2023), Научные чтения Экзолит–2023 (Москва, 2023).

Публикации. Результаты полученных исследований опубликованы в 6 работах, из них 3 статьи опубликованы в журнале, рецензируемом в RSCI.

Благодарности. Проведению исследований и написанию работы способствовали многолетние научные труды, посвященные уникальным медно-никелевым месторождениям Норильского рудного района, авторами которых являются Годлевский М. Н., Налдретт Дж., Додин Д. А., Генкин А. Д., Урванцев Н. Н., Суханова Е. Н., Кравцов В. Ф., Люлько В. А., Золотухин В. В., Дистлер В. В., Рябов В. В., Туровцев Д. М., Служеникин С. Ф., Федоренко В. А., Тарасов А. В., Криволицкая Н. А., Юдовская М. А., Дюжиков О. А., Степанов В. К., Спиридонов Э. М., Мирошникова Л. К., Радько В. А. и др.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю – Александру Лукичу Дергачеву, за руководство при написании работы и зав. кафедрой геологии геохимии и экономики полезных ископаемых Виктору Ивановичу Старостину за помощь в выборе направления исследований и пристальное внимание к работе. Автор выражает глубокую признательность и благодарит профессора кафедры минералогии Эрнста Максевича Спиридонова и доцента той же кафедры Юлию Дмитриевну Гриценко за разностороннюю помощь, исчерпывающие консультации и помощь в выполнении минералогических исследований, профессора РАН кафедры петрологии и вулканологии Андрея Викторовича Боброва за консультации при проведении петрологических исследований, Александра Сергеевича Якубчука за ценные консультации, Михаила Александровича Богуславского, Алексея Алексеевича Бурмистрова, Татьяну Алексеевну Филицину и других сотрудников кафедры геологии, геохимии и экономики полезных ископаемых за важные замечания и справедливую критику, зав. кафедрой региональной геологии и истории Земли профессора Анатолия Михайловича Никишина за консультации при составлении первых разделов работы, зав. кафедрой нефтегазовой седиментологии и морской геологии, профессора Юлиану Валерьевну Ростовцеву за добрые советы и помощь на финальных стадиях выполнения работы,

сотрудников ООО «Норникель Технические Сервисы» за помощь в отборе геологического материала, Марию Дмитриевну Киселеву и Софью Андреевну Рихтер за помощь в обработке каменного материала. Особую благодарность автор также выражает Ивану Ивановичу Никулину – доктору г.-м. н., зам. генерального директора ООО «Норникель Технические сервисы» за помощь в выборе направления исследований и неоценимый вклад в выполнение работы.

Глава 1. История изученности Норильского рудного района

Геологическое изучение Норильского рудного района связано с поисками сульфидных медно-никелевых руд, генетически и пространственно связанных с дифференцированными интрузивами базит-гипербазитового состава. Изучение района велось с конца XIX столетия. За этот период было накоплено огромное количество материала о природе ультраосновного и основного магматизма, геодинамике мантийных процессов, петрогенезисе, рудообразовании и металлогении Норильского района. Это поставило вопрос взаимосвязи генетических моделей формирования сульфидных медно-никелевых месторождений и современных металлогенических представлений. В настоящее время продолжается изучение платформы исследователями из разных центров России (из Новосибирска, Иркутска, Красноярска, Якутска, Санкт-Петербурга, Москвы и др.).

Строению и эволюции структур Норильского рудного района 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.).

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 с Енисейским пароходовладельцем и золотопромышленником А.П. Кытмановым. В образцах руд 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 пород 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 1920 г. были вскрыты первичные сульфидные руды, описанные Н.Н. Урванцевым как «обильные охристые осыпи и желваки бурого железняка, обнаруженные выше и восточнее Сотниковских штолен».

В 1923 г. Геологом Ленинградского Института геологической карты Главного геологоразведочного управления Н.К. Высоцким в образцах сульфидной руды была обнаружена платина. Им было сделано предположение, что известная часть Сотниковского месторождения может иметь контактное происхождение, поскольку помимо меди руды содержат заметное количество никеля и платины (в одном случае содержание платиноидов составило более 500 г/т). В 1923-1924 годах на месторождении, названном Северным мысом горы Рудной, производилась оценка отобранной руды только по содержанию платины и серебра. В отчете по работам 1923 – 1924 гг., представленном в 1926г., Н.Н. Урванцевым дано описание только богатого вкрапленного оруденения линзы Северного мыса и рекомендовано широкое исследование всей площади интрузий оливиновых диабазов, с особой детальностью в восточной части района, где много озер – истоки реки Норилки. Первое систематическое описание всех месторождений сульфидного оруденения в районе горы Рудной сделано И. Ф. Григорьевым. В 1925 г. на восточном склоне Норильского плато за горой Большой Барьерной были найдены сульфидные руды. Это месторождение назвали «Норильск – II».

С тридцатых годов прошлого века началось систематическое изучение территории Норильского рудного района с целью выявления перспективности на медно-никелевое оруденение. С 1937 по 1955 гг. район был покрыт геологической съемкой масштаба 1:1 000 000. Были подсчитаны запасы месторождения Норильск 1, по результатам этих работ в 1935 году было принято решение о строительстве Норильского никелевого комбината. Были открыты месторождения горы Черной, Имангдинское, Листвянское и Кайерканское.

В сороковые годы XX века в Норильском районе активно проводилось изучение Далдыканской площади, Мантуровском и Имангдинском месторождениях, Кайерканское каменноугольное месторождение, а также месторождения Норильск 1 и Норильск 2. Поисковые маршруты непосредственно в районе Талнаха проводились во время геологической съемки (1940 г.) 1: 1 000 000 масштаба (Спейт Ю.А.) и 1954 г. 1:500 000 масштаба (Тимашков Н.А.). Основными результатами работ стали: расчленение эффузивной толщи на свиты, выделение

интрузивных тел, прослеживание основных тектонических структур, выделение перспективных участков на поиски медно-никелевых руд в районе Талнаха [Падерин, 2014].

Период 50-х годов XX века характеризуется активными геологоразведочными работами на различных объектах Норильского рудного района и составлением промежуточных геолого-промышленных отчетов по месторождению Норильск 1, горы Черной, горы Зуб, Имангдинского месторождения [Кравцов, 1958; Старшинов, 1956; Щедрин, 1959]. В 1957г. Урванцевым Н.Н. в работе «Тектоника северозападной части Сибирской платформы и ее связь с оруденением» в числе главных тектонических структур выделен Норильско-Хараелахский разлом, который описан как «сброс, который протягивается к югу от Норильска по долине Медвежьего ручья...».

Новый этап изучения региона приходится на первую половину 60-х годов и связан с открытием Талнахского, а затем Октябрьского месторождений. С момента открытия месторождений проведены значительные объемы геологоразведочных, а также всевозможных специализированных работ [Геология..., 2020]. До настоящего времени в районе ведутся поисковые работы. Отработка разведанных месторождений сопровождалась эксплуатационной разведкой с бурением скважин из подземных горных выработок. К настоящему времени пробурено более 1 млн погонных метров разведочных скважин.

Сейчас район изучен достаточно детально. На всю территорию региона имеются обзорные геологические карты масштаба 1:200 000 и мельче, на 50% всей территории составлены карты масштаба 1:50 000; детально изучены разрезы рудовмещающего палеозойско-мезозойского вулканогенно-осадочного чехла, отложения подробно расчленены, детально изучены магматические породы и петрология рудоносных интрузивов, исследованы основные дизъюнктивные и пликативные структуры, структурные этажи и ярусы, разработаны модели рудообразования. Несмотря на достаточно детальную изученность района, вопросы перспективности некоторых участков со сложным геологическим строением на медно-никелевое оруденение требуют уточнения, также недостаточно освещенными являются вопросы локального прогноза на основе геофизических данных и оценки прогнозных ресурсов.

Открытие в начале 1960х годов Октябрьского и Талнахского месторождений с уникальными запасами сульфидных руд вывели Россию на лидирующие позиции в мире по запасам и добыче металлов платиновой группы, меди и никеля [Naldrett, 2005]. Уже почти полвека запасы Октябрьского месторождения, являются одной из двух составляющих, на которых держится промышленная мощь Норильского района. В связи с его важным экономическим значением, интерес к геологическому строению входящих в него месторождений особенно возрос во второй половине XX века.

Плотность разведочной сети скважин на стадиях предварительной и детальной разведки Октябрьского месторождения [Крылов и др., 2023]

Тип руд	Размер залежи	Категория запасов	Размер сети, м
Богатые	Крупнейшие и крупные	B	100x100
		C ₁	100x200
	Средние	B	50x100
		C ₁	100x100
	Мелкие и линзы	C ₁	50x50
		C ₂	50x100, 100x200
«Медистые»	Все	C ₁	100x100, 100x200, 200x200
Вкрапленные	Все	B	100x100, 100x200, 200x200
		C ₁	400x400, 400x600

В настоящее время Октябрьское месторождение разрабатывается подземным способом рудниками Октябрьский, Комсомольский и Таймырский с 1966 года [Геология..., 2020]. Работы ведутся на глубинах до 1 100 м. Плотность разведочной сети, которая была принята на Октябрьском месторождении на стадиях его предварительной и детальной разведки, приведена в таблице 1.1. Кроме детальной разведки с поверхности, обеспечившей подготовку проектов отработки, Норильским комбинатом, с 70-х годов прошлого века и по настоящее время, ведется эксплуатационная разведка из горных выработок, задачей которой является уточнение морфологии рудных тел и оценка качества руд, а также перевод запасов в более высокие категории. На руднике «Октябрьский» для эксплуатационной разведки вкрапленных руд, принята сеть прямоугольной формы со сторонами 30*32 м. Для эксплуатационной разведки «медистых» руд, в качестве основной принимается сеть скважин прямоугольной формы с размерами сторон 16 м (по преобладающему падению рудного горизонта) и 30 м (по преобладающему простиранию рудного горизонта). На участках наиболее сложного геологического строения сеть может быть сгущена до 10 м по падению и до 15 м по простиранию.

На руднике «Таймырский» проектом предусматривается бурение скважин эксплуатационной разведки по прямоугольной сети: для богатых и «медистых» руд – 12*30 м, где шаг сети скважин составляет 12 м по падению (широтное направление), и 30 м – по простиранию (меридиональное направление) залежей; для вкрапленных руд – 48*60 м, где шаг сети скважин составляет 48 м по падению и 60 м по простиранию.

На руднике «Комсомольский» применяются следующие параметры сети скважин эксплуатационной разведки: для богатых и «медистых» руд – 15*16 м по основной прямоугольной сети, с увеличением расстояния между разведочными линиями до 24 м (15*24 м) в случае применения порядка отработки через две ленты, по ромбической сети 30*16 м, при сплошной слоевой системе отработки, по прямоугольной сети 60*16 м для опережающего эксплуатационно-разведочного бурения; для вкрапленных руд сеть скважин эксплуатационной разведки составляет 60*64 м. Системы разведочных сетей, приведенные выше являются наиболее оптимальными для разведки таких месторождений и обеспечивают высокую достоверность наблюдений.

В связи с частичной отработкой залежей богатых сульфидных руд, в последнее время, наибольший интерес возник к флангам месторождения. В настоящее время продолжаются работы по их доразведке, а также эксплуатационные работы, опережающие геологоразведочные работы. Западный фланг Октябрьского месторождения отрабатывается рудником «Октябрьский», центральный – рудником «Таймырский», северо-восточный и юго-восточный – рудником «Комсомольский» (шахты «Комсомольская» и «Скалистая»). В ходе разведочных работ последних лет на Западном фланге месторождения отмечаются определенные особенности геологического строения, обусловленные изменением морфологии рудоносного Хараелахского интрузива и его локализацией. В результате чего для повышения точности поисковых работ требуются новые геологические критерии поиска рудных тел в краевой части интрузива.

Современное состояние изученности Норильского рудного района позволяет по-новому взглянуть на некоторые аспекты геологического строения входящих в него месторождений, а также на особенности их образования, локализации и морфологии рудных тел. За пределами района, в других краевых частях платформы, несмотря на широкое развитие медно-никелевого рудообразования, крупные месторождения, подобные Норильским месторождениям, не обнаружены. В связи с этим необходимость выявления региональных условий локализации, причин и закономерностей, обуславливающих природу медно-никелевых с платиноидами месторождений Норильского рудного района, остается до сих пор актуальной проблемой, несмотря на то что рудный район изучается с начала прошлого века.

Глава 2. Геологическое строение и история геологического развития района

Норильский рудный район расположен в северо-западном углу древней дорифейской Восточно-Сибирской платформы, в области платформы с повышенной мобильностью – зоне краевых дислокаций. Мощность земной коры в этом регионе (глубина залегания поверхности Мохо) составляет 42–48 км, из них 34–40 км – сложно дислоцированные толщи метаморфитов гранулитовой и амфиболитовой фаций архейского и раннепротерозойского возраста (фундамент платформы) и 8-12 км – в небольшой степени дислоцированные и слабо метаморфизованные осадочные и вулканогенные толщи. Фундамент платформы разбит многочисленными разломами.

Фундаментальные положения о геологическом строении Норильского рудного района и, в частности, Октябрьского месторождения, рассмотрены подробно в работах многих исследователей. При написании разделов, посвященных геологическому строению района и месторождения, автором процитированы работы Годлевского М. Н., Налдретта Дж., Додина Д.А., Генкина А.Д., Урванцева Н. Н., Сухановой Е. Н., Кравцова В.Ф., Люлько В.А., Золотухина В.В., Дистлера В.В., Рябова В.В., Туровцева Д.М., Служеникина С.Ф., Федоренко В.А., Тарасова А.В., Криволицкой Н.А., Юдовской М.А., Дюжикова О. А., Спиридонова Э.М., Радько В.А. и др.

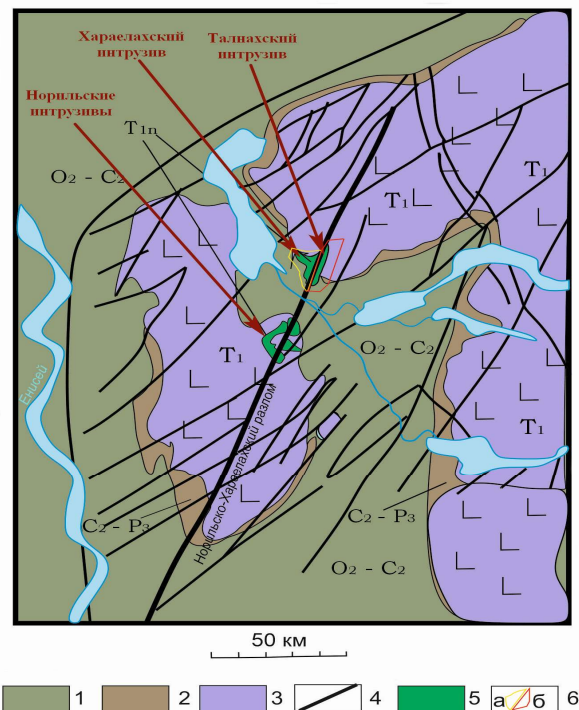


Рис.2.1 Геологическая схема Норильского рудного района [По Э.М. Спиридонову, 2019 с дополнениями].

Условные обозначения: 1 – ранне-среднепалеозойские отложения; 2 – отложения тунгусской серии; 3 – базальты трапповой серии; 4 – разрывные нарушения 5 – рудоносные интрузивы Норильского комплекса; 6 – контуры рудников Октябрьского (а) и Талнахского (б) месторождений

Формирование стратифицированных образований Норильского рудного района

Стратифицированные образования данного района подробно описаны и детально изучены в работах [Малич Н.С., 1975, Дюжиков О.А. и др., 1988, Падерин, 2014, Мусатов, 1990 и др]. В настоящей работе автором приводится краткая совокупность данных о формировании стратифицированных толщ, вмещающих рудоносные интрузивы, дополненная исследованиями последних нескольких лет.

Геологическое развитие региона известно с архейско-протерозойского периода. Изучением этого периода становления района занимались в различные годы В.С. Голубков, Д.И. Мусатов, Г.Г. Ремпель и др. Согласно предположениям В.С. Голубкова, 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. [Евдокимова, 1978]. 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 толщи пирокластического материала. Выделенный блок кристаллического фундамента северо-восточного простирания обладал высокой проницаемостью, что, в дальнейшем определило металлогению района за счёт контроля структурами фундамента магматизма и эндогенных месторождений региона [Гос. Геол. Карта м. 1:250 000].

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 [Евдокимова, 1978].

Согласно актуальной 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. Области осадконакопления расширились, происходило накопление грубообломочных вулканогенно-терригенных образований перекрывающих породы кристаллического фундамента (губинская, рыбнинская толщ). По мере раздвижения плит в ходе спрединга западная окраина Сибирской плиты

развивалась как пассивная континентальная окраина. В её пределах формировались карбонатные и терригенно-карбонатные формации.

В позднем венде центральная часть Сибирской континентальной плиты развивалась в режиме устойчивой платформы, её западная часть также представляла собой пассивную континентальную окраину с высокой мобильностью [Мусатов и др., 1990]. В сформировавшемся мелководном морском бассейне накапливались карбонатные породы со значительной примесью терригенного алевритового и песчаного материала.

В начале палеозойской эры территория была полностью охвачена мелководным морским бассейном, обильно населенным археоциатами, хиолитами, водорослями и другими разновидностями органического мира. 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, продолжалось вплоть до конца майского времени. В течение среднего кембрия – раннего ордовика западная часть Сибирской платформы испытывала опускание, формировались терригенно-карбонатные, сульфатонесные формации, характеризующейся фациальной изменчивостью по латерали [Суханова, 1971, Дистлер и др., 1988]. В прибрежно-морских и лагунных условиях накапливались глинистые разности карбонатных пород, внутриформационные конгломераты, пески. В позднекембрийский период условия осадконакопления на севере платформы (в Норильском районе и на юге (район 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 мелко-водном морском бассейне, накапливались толщи доломитов, красноцветные мергели, алевриты и реже известняки [Старицкий и др., 2000]. В пределах Хантайско-Рыбнинского вала, слабые изменения условий осадконакопления отражены меньшими мощностями свит и появлением кремнисто-доломитовых фаций в составе ильтыкской свиты, бассейна рр. Рыбная, Чопко, Омнутах [Струнин и др., 1987].

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 с большим количеством

железа, марганца и фосфатов [Старицкий и др., 2000]. Раннесилурийская трансгрессия сnivelировала условия осадконакопления на всей территории и на ранних этапах привела к накоплению богатых углеродом граптолитовых илов.

В силурийское время осадки Хантайско-Рыбнинского вала характеризуются возрастанием сульфатонности [Падерин и др., 2016]. 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 [Старицкий и др., 2000]. На границе раннего и среднего девона большая часть территории испытала прогибание. В разведочинское время происходила трансгрессия с кратким регрессивным импульсом в его середине. Формирование кор выветривания на отдельных участках суши, преобладание химического выветривания при гумидном климате вело к накоплению в бассейне железа, марганца и фосфатов. На суше появилась первая растительность [Старицкий и др., 2000].

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 раннем карбоне закончился длительный (почти 1,3 млрд. лет) период существования в основном морского режима на территории Средней Сибири. В ранне-среднекаменноугольное время занятые морскими бассейнами области сменились поднятиями и установились преимущественно континентальные условия осадконакопления.

В результате тектоно-магматической активизации движения по разломам фундамента активизировались с заложением новых структур и формированием Хантайско-Рыбнинского поднятия, Дудинского вала, Енисейско-Хатангского, Норильско-Хараелахского и Ламско-Хантайского прогибов. Осадконакопление в этот период характеризовалось прибрежно-морскими и лагунными условиями. После кратковременного перерыва в раннепермское время произошла тектоническая активизация, возобновилось формирование Норильско-Хараелахского прогиба. Это время являлось наиболее благоприятным для формирования угленосных отложений, в связи с палеогеографическими условиями. В результате в Норильско-Хараелахском и Ламско-Хантайском прогибе сформировалась наибольшая мощность угленосных отложений [Старицкий и др., 2000]. В завершающую фазу тектонической активности этого периода формируется большинство дизъюнктивных и пликативных структур, выраженных в

современном плане, главными из которых являются Тунгусская синеклиза, Предтаймырский и Норильско-Хараелахаский прогибы.

Формирование магматических образований позднепалеозойского – раннемезозойского времени

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 заложившихся ранее глубинных разломов, представлявших собой на момент излияний ослабленные зоны. Положение площади на пересечении двух рифтовых систем субмеридиональной Западно-Сибирской и субширотной Енисейско-Хатангской систем обусловило высокую проницаемость земной коры и формирование уникальной гипербазит-базитовой вулкано-интрузивной никеленосной ассоциации, включающей себя рудоносные интрузивы норильского типа. 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-Хараелахаского прогиба достигает 4 км, что значительно превышает объемы вулканитов сопредельных территорий [Золотухин, 1986; Старицкий, 2000].

Позднепермско-раннетриасовая трапсовая формация сложена платобазальтами, имеющими изотопный возраст (Ar/Ar, U/Pb, Rb/Sr) 251 ± 3 млн лет [по данным Dalrymple et al., 1991; Campbell et al., 1992; Kamo et al., 1996, 2003]. Изотопные датировки U/Pb рудоносных интрузивов по бадделеиту и циркону отвечают 251.2 ± 0.3 млн. лет, Ar/Ar датировки по плагиоклазу, биотиту - флогопиту и амфиболу пород рудоносных интрузивов и Re/Os датировки сульфидных руд Норильского рудного поля – 250.2 ± 1.5 млн. лет [Dalrymple et al., 1991; Campbell et al., 1992; Wooden et al., 1992; Walker et al., 1994; Renne, 1995; Kamo et al., 2003].

Выделено три крупных этапа вулканической деятельности отвечающих тутончанскому, двурогинскому и пугоранскому времени [Падерин, 2014]. 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 комагматических 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 (рис. 2.2).

Этап	Цикл	Возраст свита	Магматические комплексы			
			Эффузивные		Интрузивные	
Поздний	VI	T ₂	Авамский интрузивный субвулканический комплекс трахидолеритов (дайки) Далдыканский интрузивный комплекс оливинсодержащих и оливиновых долеритов (пластовые, секущие интрузии, дайки)			
			V	T ₁₋₂	Моронговский комплекс базит-гипербазитовых интрузий, дифференцированных от пикритов (троктолитов) до безоливиновых кварцевых долеритов	
	IV	T _{1sm}			Самоедский эффузивный базальтовый комплекс	Огонерский интрузивный комплекс оливинсодержащих и оливиновых долеритов, порфиридных анортитовых долеритов (силлы, секущие интрузии, дайки)
		T _{1km}	Кумгинский эффузивный комплекс гломеропорфировых анортитовых базальтов			
		T _{1hr}	Вернехараелакский эффузивный базальтовый комплекс			
	Нижнехараелакский эффузивный базальтовый комплекс					
Средний	III	T _{1mk}	Моронговско-мокулаевский эффузивный комплекс базальтов и туфов	Норильский комплекс базит-гипербазитовых интрузий, дифференцированных от пикритов до анортитового габбро, габбро-диоритов		
		T _{1mr}				
		T _{1nd}	Туклонско-надеждинский эффузивный базальтовый комплекс			
		T _{1tk}				
		T _{1hk}	Хаканчанский эксплозивный комплекс базальтовых туфов, туфобрекчий и туфолов			
Ранний	II	T _{1gd}	Гудчихинский эффузивный комплекс пикритовых базальтов	Гудчихинский интрузивный (субвулканический) комплекс пикритовых порфиритов		
		T _{1sv}	Сыверминский эффузивный комплекс толеитовых и порфировых базальтов			
		P _{2iv}	Ивакинский эффузивный комплекс субщелочных титан-авгитовых базальтов, андезито-базальтов, "лабродоровых" и "двуполевошпатовых и их туфов"		Пясинский интрузивный комплекс трахиандезитовых порфиритов (пластовые, секущие интрузии) Ергалахский интрузивный комплекс трахидолеритов и субщелочных оливиновых долеритов (пластовые, секущие интрузии)	

Рис. 2.2. Схема формационного расчленения траптовых образований Норильского района [по В.А. Люлько, 1975; Л.К. Мирошниковой, 2017, с дополнениями и изменениями].

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 этапа образуют своеобразную дифференцированную серию ареального вулканизма, контролируемого глубинными разломами. Накопление лав было синхронным погружению и определялось интенсивным растяжением участков земной коры вдоль проницаемых активных тектонических 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, радиусом почти в тысячу километров, была нивелирована в абсолютно плоскую поверхность без признаков положительных или отрицательных форм рельефа. 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. Однако, ведущая роль в развитии рудно-магматических систем принадлежала Норильско-Храелахскому и Имангдино-Летнинскому зонам глубинных разломов, в зонах влияния которых формировались расслоенные, дифференцированные интрузивы норильского комплекса несущие уникальное сульфидное платиноидно-медно-никелевое оруденение.

Развитие магматизма Норильского рудного района связывают с эволюцией трех разноглубинных мантийных источников расплавов [Геология..., 2020]. С верхним (астеносферным) связано формирование недифференцированных траппов, со средним по глубинности – формирование дифференцированных трапповых ассоциаций и с наиболее глубинным – магматитов, отвечающих формационному ряду субщелочных базальтов и габброидов.

Изучением трапповых формаций Норильского района занимались многие исследователи, начиная с начала прошлого столетия [Геология..., 2020, Суханова Е.Н., 1971]. Во второй

половине XX века многие исследователи [Старицкий, 1959, Лурье 1955, 1960] выделяли пять фаз траппового магматизма, с каждой из которых связано образование нескольких типов пород.

В связи с тем, что отнесение выделяемых новых интрузивных комплексов к той или фазе достаточно затруднительно, в современной практике систематизация интрузивов по пяти фазам не используется [Геология..., 2020]. При выделении новых интрузивных комплексов, ограничиваются указанием принадлежности той или иной интрузии к определенному комплексу с указанием его возраста, геохимических и морфологических особенностей, а также металлогенической принадлежности.

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 Имангдинско-Летнинского, которые служили бортами рифта. Норильско-Хараелахский разлом являлся осевой зоной прогиба, где растягивающие напряжения были максимальны [Старицкий, 2000].

В позднем триасе затухание базитового магматизма сопровождалось кратковременной активизацией разломов, дифференциацией остаточных магматических масс гидротермально-метасоматических процессов и внедрением небольших интрузивов болгохтохского комплекса субщелочного и кислого состава. После затухания магматической активности продолжалось формирование Енисейско-Хатангского прогиба и опускание Западно-Сибирской плиты, их границы постепенно расширяются, налегание мезозойских осадочных тощ имеют трансгрессивный характер. Общее сводовое воздымание Сибирской платформы, продолжалось в позднем триасе, юре, мелу и кайнозое, 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.

В пределах Талнахского рудного узла, дифференцированные рудоносные интрузии разнообразны по составу и образуют ряд от высокомагнезиальных интрузий до интрузий, отвечающих нормальному составу интрузивов трапповой формации. По особенностям внутреннего строения, состава и степени рудоносности среди них выделяются следующие комплексы: пясинский, эргалахский, оганерский, далдыканский моронговский, фокинский и норильский. Все промышленные оруденения $\text{Cu} - \text{Ni}$ руд пространственно и генетически связаны с норильским комплексом. Он представлен несколькими типами, объединенными общностью происхождения и временем (от конца гудчихинского до конца надеждинского включительно): в ранние фазы, внедрялись интрузии круглогорского и нижнеталнахского типов, в завершающие фазы – интрузии зубовского и норильского типов.

Интрузивы норильского типа отчетливо дифференцированы от габбро-долеритов нормального ряда до такситовых и пикритовых габбро-долеритов в приподошвенной части интрузива, до лейкократовых габбро и габбро-диоритов в верхней части. Локализация дифференциатов в интрузивном массиве образует сложную вертикальную и латеральную зональность. На флангах и в апофизах интрузива локализованы относительно слабодифференцированные участки, наиболее полnodифференцированные участки, с наличием всех дифференциатов, тяготеют к осевой зоне интрузива. В полnodифференцированных интрузивах выделяют прикорневую, центральную и фронтальную зоны [Суханова Е.Н., 1971], становление которых происходило в различных фациальных условиях динамической дифференциации и кристаллизации [Радько В.А., 1991].

Тектонические особенности формирования Норильских месторождений

Геолого-структурная позиция Норильского рудного района определяется пограничным положением на стыке краевых структур Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты (рис.2.1, 2.3).

Рудные узлы Норильский (на юго-западе рудного поля) и Талнахский (на северо-востоке рудного поля, между которыми 25–30 км) размещены в плитном чехле платформы. Плитный чехол образуют терригенные толщи R (~ 2 км), ангидрит-карбонатно-терригенные толщи от R_3 до C (~ 5–9 км), угленосная карбонатно-терригенная толща $C-P$ (тунгусская серия) (~ 0,5-1 км), платобазальты P_2-T_1 (до 5 км) [Геология, 1966; Люлько и др., 1987; Simonov et al., 1994; Радько, 2016]. Пестроцветные ангидрит-карбонатно-терригенные толщи раннего – среднего палеозоя содержат линзы каменной соли, линзы рассолов, пятна нефтидов. И.И. Краснов, М.Л. Лурье и В.Л. Масайтис установили [1966], что Среднесибирское плоскогорье - плато Путорана

представляет гигантскую область опусканий, предопределивших накопление крупнейших в Мировой угленосной тунгусской серии и вулканитов трапповой формации. При формировании трапповой формации преобладали процессы растяжения земной коры и сопутствующая эффузивная деятельность, их периодически сменяли процессы сжатия и образование интрузивов. Трапповая формация P_2-T_1 развита не только на Восточно - Сибирской платформе, но и выполняет серию мощных рифтов в пределах Западно - Сибирской эпикаледоно-герцинской плиты (рис. 1). В составе трапповой формации вулканиты от щелочных оливиновых базальтов до преобладающих толеитовых базальтов континентального типа, интрузивные базиты от безрудных толеитовых габбро-долеритов до рудоносных оливиновых габбро-долеритов до меланотроктолитов и плагиоцерцолитов несколько повышенной щёлочности [Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1975; Степанов, 1981; Степанов, Туровцев, 1988].

Тектоническое строение Норильского района определяется наличием в его пределах крупной отрицательной структуры II порядка - Норильско-Хараелахского вулканогенного прогиба. Он прослежен в северо-северо-восточном направлении через всю территорию района на 350 км. В северо-восточной части района направление его простирается изменяется до субширотного восток-северо-восточного. Ширина прогиба колеблется от 50 км в юго-западной части, до 80-90 км в центральной и северо-восточной частях [Геология..., 2020]. Главными дизъюнктивными структурами в районе являются Норильско-Хараелахский, Боганидский и Имангдинско-Летнинский глубинные разломы, а также оперяющие их Северо-Хараелахский и Кета-Ирбинский разломы. В составе Норильско-Хараелахского вулканогенного прогиба выделяется ряд мульдобразных структур, в одной из которых (Хараелахской) известны два месторождения – Октябрьское и Талнахское, локализованные в одноименных интрузивах.

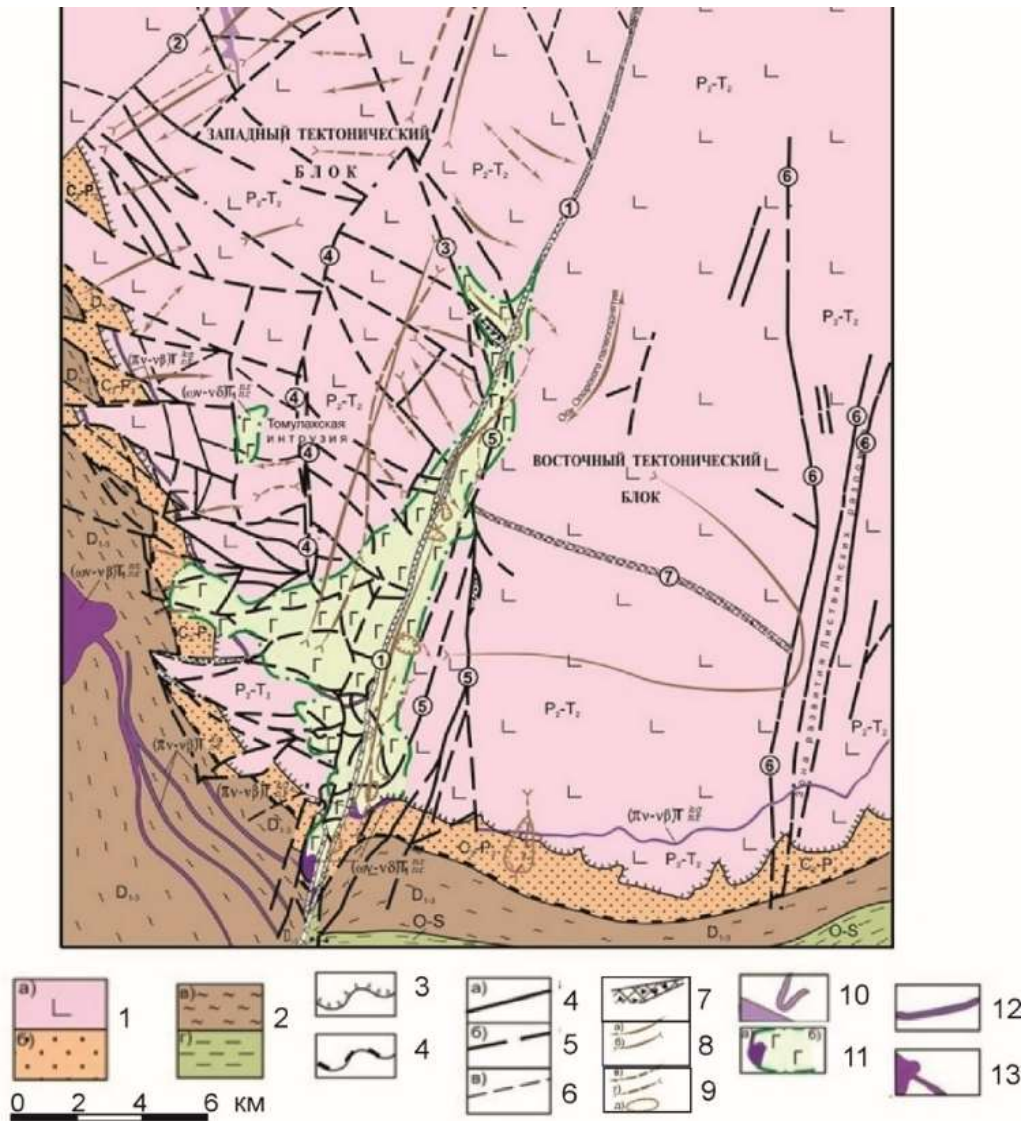


Рис. 2.3. Геолого-структурная схема Талнахского рудного узла [по В.П. Соколову, 2001, с дополнениями].
 Условные обозначения: 1 – верхнепалеозойский – нижнемезозойский структурный ярус: а – Туфолаговые образования верхнепалеозойского – нижнемезозойского подъяруса – Хараелахская трапповая мульда; б – лагунно-континентальные отложения верхнепалеозойского подъяруса; 2 – Нижне-среднепалеозойский структурный ярус, лагунно-морские и морские отложения: в – девонские, г – нижнего ордовика – верхнего силура; 3 – граница Хараелахской мульды; 4 – граница верхнепалеозойско – нижнемезозойского яруса структурного яруса с нижне-среднепалеозойским; Главные структуро-формирующие разломы: 4 – установленные, 5 – предполагаемые, 6 – прочие разрывные нарушения; 7 – тектоническая зона дробления, смятия и брекчирования; Пликативные структуры: 8 – в отложениях девона; 9 – в подошве тунгусской серии; Интрузивные образования: 10 – Моронговского типа, субпластовые тела, силлы, дайки; 11 – Верхнеталнахская рудоносная интрузия; 12 – Круглогорского типа, силлообразные тела габбро-долеритов; 13 – Нижнеталнахского типа, пластообразные габбро-долериты.

Составной частью Норильско-Хараелахского прогиба является одноименный рифтовый трог, который в современных условиях картируется как желобообразный прогиб, ограниченный малоамплитудными сбросами. В результате смены режима растяжения на режим сжатия (Мирошникова и др., 2020) прогиб был осложнен поперечными антиклиналями на серию

более мелких впадин, которые относят к структурам третьего порядка. Норильская и Хараелахская впадины разделены куполовидным Кайеркан-Пясинским поднятием (КПП). Каждая из двух впадин содержит по две мульды: первая –Норильскую и Вологочанскую, вторая – Хараелахскую и Иконскую. Мульды и Кайеркан-Пясинское поднятие относятся к структурам четвертого порядка.

Обзор генетических моделей формирования сульфидных медно-никелевых месторождений

Норильская металлогеническая провинция изучается с 30х годов XX века по настоящее время, что связано с необычными особенностями строения и состава входящих в неё месторождений. Геохимическая близость базальтов Сибирской трапповой формации и рудовмещающих интрузивов ставят вопрос о их генетической связи, предполагая рудообразование в условиях либо закрытой [Годлевский, 1956, Дюжиков, 1988, Лихачев, 2006], либо открытой магматической системы [Радько, 1991, 2016, Naldrett, 1992].

Согласно классификации выделяется три типа сульфидных Cu-Ni месторождений [Naldrett, 1992, Arndt et al., 2005; Cawthorne et al., 2005; Barnes, Lightfoot, 2005]: в пределах внутриконтинентальных рифтов в ультраосновных и основных интрузивных комплексах, в ассоциации с коматиитами и в толеитовых интрузивах зеленокаменных поясов и трансформных разломов [Naldrett, 1989, Eckstrand, 1996]. Считается, что их образование связано с взаимодействием мантийных плюмов и литосферы. Одной из причин возникновения крупного мантийного плюма, с которым связывают образование Сибирской трапповой формации, считается удар крупного космического тела в районе Земли Уикса на востоке Антарктиды [Спиридонов и др., 2019]. По данным последних лет, в этом районе обнаружен самый крупный из известных на сегодняшний день астероидных кратеров планете, диаметр которого составляет 482 км. Согласно проведенным исследованиям, возраст кратера примерно 250 млн. лет [Becker, 2004]. Предполагается, что крупное космическое тело, ударившее почти перпендикулярно к поверхности континента, способствовало образованию гигантского мантийного плюма [Becker, 2004, Спиридонов, 2020].

Рудно-магматические системы Норильского рудного поля изучали многие исследователи: В.К. Котульский, М.Н. Годлевский, Н.С. Зонтов, В.А. Маслов, В.В. Золотухин, В.К. Степанов, Д.М. Туровцев, В.В. Рябов, Э.А. Кулагов, А.Д. Генкин, А.А. Филимонова, С.Ф. Служеникин, Т.Л. Евстигнеева, В.А. Люлько, Ю.Н. Амосов, О.Н. Симонов, А.Д. Налдретт, В.М. Изоитко, В.Д. Бегизов, В.А. Федоренко, В.А. Коваленкер, Г.А. Митенков, А.М. Карпенков, Ю.М. Шейнман,

Н.С. Горбачёв и другие геологи. По мнению ведущих исследователей Норильских месторождений, породившие их магматические системы имели глубинный мантийный источник [Котульский, 1946, 1948; Годлевский, 1959, 1968; Wooden et al., 1992, 1993; Lightfoot et al., 1993; Arndt et al., 2003; Naldrett, 2004; Лихачёв, 2006]. Возраст норильских рудоносных интрузивов, как и всей Сибирской трапповой формации, - отвечает границе пермского и триасового периодов - 251 ± 1 млн. лет [Садовников, 2020].

За всё время изучения района, появилось несколько гипотез, объясняющих природу образования уникальных медно-никелевых месторождений Норильского района. Ниже приводится краткая характеристика каждой из них.

Магматическая ликвационная гипотеза является наиболее популярной и распространенной. Она использовалась М.Н. Годлевским, В.К. Котульским и Н.П. Урванцевым. Согласно этой гипотезе, в глубинном магматическом очаге, при понижении температуры происходила ликвация магмы на сульфидную и силикатную части. Промежуточный магматический очаг, по мысли Н. Н. Урванцева, находился на глубинах около 10 000 м, где процесс ликвации был связан с ассимиляцией, битуминозных и обогащенных серой пород нижнего палеозоя - верхнего протерозоя [Урванцев, 1970, с. 39-55]. М. Н. Годлевский связывал образование месторождений с разделением единого сульфидно-силикатного расплава в конечной интрузивной камере [Годлевский М. Н., 1968 г., с. 8-73; 1979, с. 109-118; 1983 г., с. 47-54]. В. К. Котульский предлагал также гипотезу ликвации (сегрегации сульфидов) в промежуточных магматических резервуарах с самостоятельным внедрением сульфидной фазы [Котульский В. К., 1947, с.13 – 24; 1948 г., с. 11-24].

Согласно **версии О. А. Дюжикова, В. В. Дистлера, Б. М. Струнина**, рудоотложение происходило в два этапа, разделенных во времени. Первый этап соответствует внедрению, дифференциации и кристаллизации сульфидно-силикатного магматического расплава. Второй этап рудообразования соответствует формированию сплошных и ассоциирующих с ними прожилково-вкрапленных руд в результате самостоятельного внедрения богатой сульфидами магматической жидкости [Дюжиков, 1988, с.16-77].

Рассматривались разные возможности поступления сульфидов в интрузивную камеру, в том числе в виде самостоятельного, отделившегося на глубине расплава. Такие предположения выдвигали Генкин А.Д. с соавторами [1981] и А. П. Лихачев [1974, 1978]. М. Н. Годлевским и В.В. Дистлером [1988] было выдвинуто предположение что сульфиды Норильских месторождений происходят непосредственно из мантии.

Гипотеза сингенетического и эпигенетического рудообразования Г.А. Митенкова. Согласно этой гипотезе, состав сульфидов определяется влиянием более поздних самостоятельных массивных рудных залежей на более раннее вкрапленное оруденение в интрузиве [Митенков, 1997]. Большой популярности она не получила.

Транспортно-гравитационная модель А. П. Лихачева. Согласно ей, подъем рудного материала из горизонтов образования магмы осуществлялся в виде сульфидного флюида, который находился в рассеянном состоянии в окисно-силикатном расплаве. В конечных камерах внедрения за счет этого образуются медно-никелевые месторождения с ЭПГ. Переход в субгоризонтальное положение и дальнейшее продвижение системы в этом направлении приводят к образованию рудоносных интрузий норильского типа с различным количеством рудного вещества, в зависимости от условий внедрения интрузива [Лихачев, 2006].

Гипотеза о существовании флюидизированной магмы. По мысли академика Ф.А. Летникова, существует особый петрологический тип магмы – флюидизированная (рудная) магма. Разделение расплава на рудную и безрудную части происходит за счет декомпрессии, приводящей к самоорганизации флюидно-силикатной системы. При «продувке» расплава флюидом обнаруживается эффект исключительно высоких концентраций меди, никеля и других рудных компонентов, что и приводит к образованию залежей с компактным оруденением [Летников, 1992].

Гипотеза образования дифференцированных интрузий и руд из магматического расплава В.А. Федорнеко – А. Дж. Налдретта. По данной гипотезе, в качестве единственного источника сульфидного вещества рассмотрена базальтовая магма поздненадеединского времени. Сегрегация сульфидов рассматривается не в двухфазной (силикат-сульфид), а в трехфазной системе: силикат-железо-никелевый, сульфид-железо-медный сульфид. Внедрение интрузивов происходило в конце моронговского времени. Сами интрузивы при этом являются агентами переноса рудного вещества. Решающая роль в переносе сульфидов отводится флюидной фазе. На площади Талнахского рудного узла (400 км²), где масса лав составляет 480 000 млн.т., сегрегировалось 340 млн. т. Сульфидов, которые включили 34 млн. т. меди, 17 млн. т. никеля и 7,2 тыс. т. платины. Этого количества достаточно для формирования крупнейших месторождений, особенно если допустить возможность концентрации сульфидов в прогибах промежуточной камеры [Налдретт А. Дж, 1984, 2003].

Ассимиляционная модель (Альмухомедов А.И., Медведев А. Я., 1979). Эта модель объясняет концентрирование платиноносных медно-никелевых руд в данных геологических условиях, рассматривая процесс сульфуризации магматического материала с участием коровой

серы. Согласно этой модели, магма в этом процессе прогрессивно эродировала стенки камеры, контаминируя девонские эвапориты и углеродсодержащие породы тунгусской серии, восстанавливая эвапориты с образованием сульфидов [Альмухамедов, 1984].

В работах Горяинов И.Н., 1971, Золотухин В.В., 1988, Гулин С.А., Сухов С. А., 1973, Наторхин И.А. и др, 1977 предложена **гипотеза формирования сульфидов на позднемагматической стадии становления интрузивов с активным участием процессов метасоматического замещения**. В гипотезе рассматривалось полигенное магмато-метасоматическое происхождение промышленно-рудоносных интрузивов Норильского района, главную роль в котором играет мантийный флюид при образовании месторождений. Флюиды экстрагировали и перераспределяли рудогенные элементы из прикорневых во фронтальные части магматических тел, образуя, в том числе малосульфидные платиновые месторождения. В формировании малосульфидных руд с ЭПГ, главнейшая рудообразующая роль отводится галогенам, которые известны в норильских других расслоенных интрузивах [Золотухин, 1988].

Инфильтрационно-автометасоматическая гипотеза В.В. Золотухина. По версии автора гипотезы, присутствующая во флюидах сера приводит к сульфуризации, максимальное развитие которой относится к высокотемпературной постмагматической стадии, когда и происходит формирования многообразия руд. Образования богатых медно-никелевых с платиноидами руд в посленадеждинское время происходило в результате самостоятельного магматического импульса, при этом роль магмы имела преимущественно транспортирующий характер по отношению к сульфидам, сконцентрированным на предыдущих этапах развития района в нижней коре [Криволицкая Н.А., 2014].

Модель динамической дифференциации [Радько, 1991, 2016], в последние годы является популярной гипотезой, в рамках которой предполагается рудообразование в условиях открытой магматической системы. В этом случае медно-никелевые месторождения Норильского района имеют вулканоплутоническое, а не плутоническое происхождение. Согласно данной модели, рудоносные интрузии – это не слепые тела, а открытые долгоживущие, промежуточные камеры, через которые проходили большие объемы магмы. Камера, локализирующая интрузив представляет собой промежуточный очаг, который имеет подводящий и выводящий каналы – гипабиссальный вулкан. Магма, проходящая через него, оставляет в ней часть твердой фазы и ликвированной сульфидной жидкости. Поступление расплава в камеру многократно. Для интрузивных тел выделено несколько групп фаций по пространственному положению, петрохимическим признакам и морфологии геологических тел. Все фации вулкано-интрузивного комплекса в Норильском районе являются производными ареального вулканизма и зависят от

особенностей латеральной и вертикальной проницаемости земной коры. Субвулканические фации – фации подводящих каналов, камер и выводящих каналов, достаточно легко выделяются как по пространственному положению и форме геологических тел, так и по петрохимическому составу. Фация подводящих каналов представлена дайками и штоками с первичным петрохимическим составом и раскристаллизованными до группы афировых структур. Фация камер представлена различными по размеру, морфологии и степени дифференциации интрузивными телами с широкой вариацией структурных, текстурных, минералогических и петрохимических параметров. Под камерой понимается интрузивное тело любой морфологии и величины, но его сечение должно в 100-1000 раз превышать поперечное сечение подводящего канала. Наличие камеры – необходимое условие для дифференциации, но недостаточное. Фация выводящих каналов – дайки, штоки и силлоподобные тела с петрохимическим составом, отвечающем магме, лишенной в той или иной мере своей газообразной, твердой и ликвидированной жидкой фазы, в контактовых разновидностях раскристаллизованные до группы порфириковых структур. По типу излияний выделяются [по Радько В.А., 2016] четыре интрузивных фации (рис. 2.4): *Фация ареальных излияний* – это маломощные потоки и покровы с первичным петрохимическим составом, хорошо выраженной миндалекаменной зоной и раскристаллизацией до группы афировых стекловатых структур. Магма изливалась на поверхность через множество мелких субвертикальных каналов. *Фация трещинных излияний* – потоки и покровы средней мощности с первичным петрохимическим составом, с раскристаллизацией до группы пород с афировыми структурами. Магма изливалась на поверхность через линейный в плане субвертикальный канал. *Фация полицентрических излияний* – потоки и покровы с химическим составом, соответствующие магме, лишенной в той или иной степени твердой, ликвидированной жидкой и газовой фазы и раскристаллизованных до мелкопорфириковых структур. В таком случае, магма проходит малые и средние камеры. Если же магма проходит большую камеру, формируются потоки и покровы с химическим составом, соответствующим магме, лишенной в наибольшей степени той или иной части твердой, ликвидированной жидкой и газовой фазы и раскристаллизованных до группы гломеропорфириковых и крупнопорфириковых структур – фация моноцентрических излияний. *Фация поли- и моноцентрических излияний* соответствует фации малых, средних и больших камер. Фация малых камер – недифференцированные или дифференцированные до разновидностей пород с высокоскоростным кумулусом интрузивные тела, в контактовых разновидностях раскристаллизованные от афировых структур в начале камеры до мелкопорфириковых в конце. Такие тела формируются в условиях наименьшей по длительности задержки в камере некоторого единичного объема движущейся магмы. При средней по длительности задержке в камере некоторого единичного объема движущейся магмы

формируются недифференцированные или дифференцированные до разновидностей пород со среднескоростным кумулюсом интрузивные тела фации средних камер, в контактовых разновидностях раскристаллизованные от афировых структур в начале камеры до гломеропорфировых в конце. *Фация больших камер* – условия наибольшей по длительности задержки в камере некоторого объема движущейся магмы, приводящие к образованию недифференцированных (или слабо дифференцированных) разновидностей интрузивных тел, имеющих структуру от афировой (в начале камеры) до крупногломеропорфировых в конце (рис.2.4).

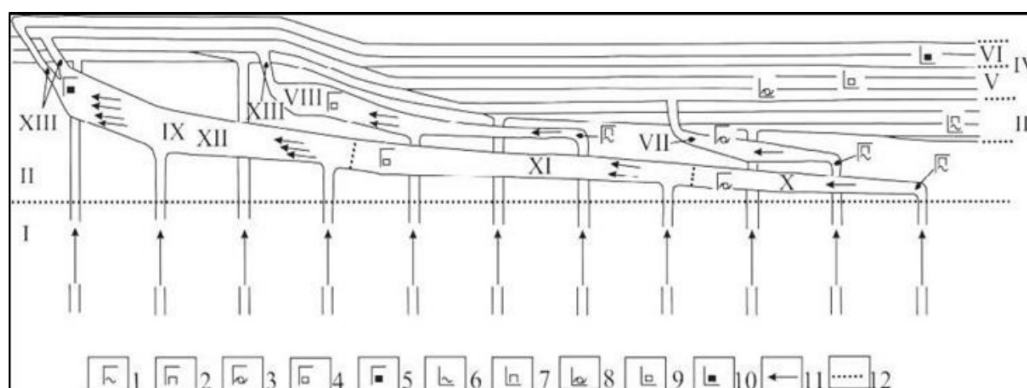


Рис. 2.4. Схема соотношений фаций интрузивных и эффузивных трапповых фаций [Радько, 2016]; Условные обозначения: габбро-долериты (1-5): 1 – афировые, 2 – гломеропорфировые, 3 – олигопорфировые, 4 – пойкилоофитовые, 5 – гломеропорфировые; бузульты (6-10): 6 – афировые, 7 – пойкилоофитовые, 8 – олигопорфировые, 9 – олигогломеропорфировые, 10 – гломеропорфировые, 11 – направления движений магматического расплава, 12 – границы переходов фаций; I – фация подводящих каналов, II – фация камер III – фация трансканальных излияний, IV – фация моноцентрических излияний, V – фация полицентрических излияний, VI – фация моноцентрических излияний, VII – фация малых магматических камер, IX – фация средних магматических камер, X – фация крупных магматических камер, XI – тыловая фация, XII – центральная фация, XIII – фронтальная фация, XII – фация выводящих каналов

Большие интрузивы включают в себя несколько фаций, выделенных по пространственному положению. Выделяют тыловую фацию, центральную, фронтальную, осевую и фланговую фации, занимающие разное пространственное положение в интрузивах.

Глава 3. Особенности локализации рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения¹

Цели, задачи, введение

Одной из основных целей работы являлось выявление геологических закономерностей локализации рудных тел в западной части Хараелахского интрузива, детализация морфологии рудных тел на основании данных разведочного бурения, расчет показателей кондиций и 3D моделирование рудных залежей.

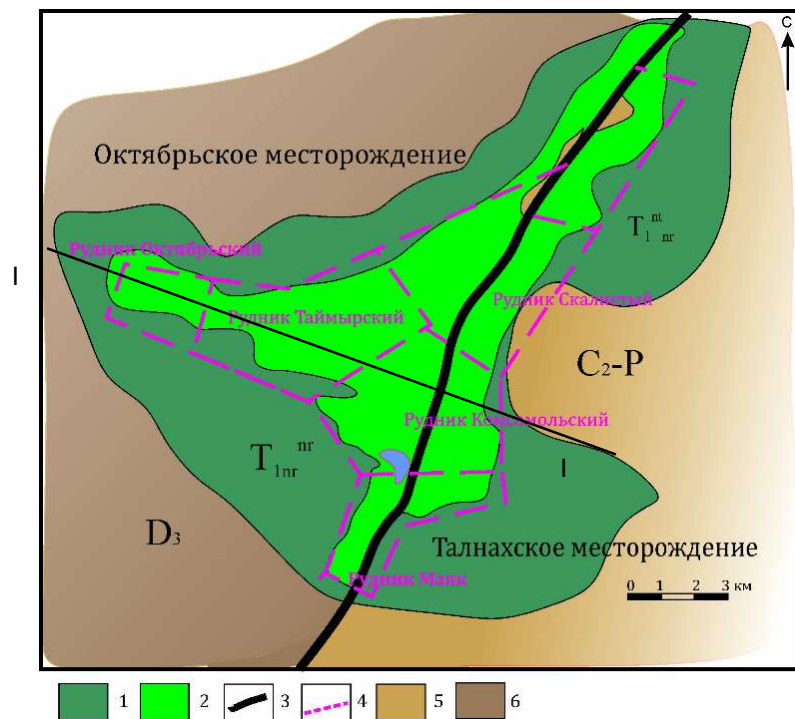
Западный фланг Октябрьского месторождения отрабатывается рудником «Октябрьский» (рис. 3.1), центральный – рудником «Таймырский», северо-восточный и юго-восточный – рудником «Комсомольский» (шахты «Комсомольская» и «Скалистая»). В связи с отработкой залежей богатых сульфидных руд в основной части Октябрьского месторождения, в последнее время, наибольший интерес с точки зрения наращивания запасов вызывают фланги месторождения. В настоящее время продолжаются работы по их доразведке, а также эксплуатационные работы, опережающие геологоразведочные работы. В ходе разведочного бурения последних нескольких лет на западном фланге месторождения отмечаются определенные особенности геологического строения, обусловленные изменением морфологии рудоносного Хараелахского интрузива и тектоническими факторами. В связи с этим, требуются новые данные о локализации рудных тел, а также геологические критерии поиска рудных тел на апофизах интрузива.

¹ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Крылов И. О.**, Никулин И. И. Новые данные об условиях локализации и составе сульфидных медно-никелевых руд западной части Октябрьского месторождения Норильского района // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2023. № 3. С. 98 – 112. RSCI (0,94 п.л., авторский вклад 80%) DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-98-112. Импакт-фактор РИНЦ: 0,38.
2. **Крылов И.О.**, Лыков Н. А. Возможная роль палеозойских отложений в образовании месторождений Норильской металлогенической провинции // Экзолит - 2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное. Сборник научных материалов. М.; МАКС Пресс. 2023. с. 98-101. (0,25 п.л., авторский вклад 80%).

Особенности геологического строения Хараелахской мульды

В пределах Хараелахской мульды выделены три подтипа интрузивов норильского комплекса: (1) интрузив нижнеталнахского типа (T_{1nr}^{nt}), (2) интрузив круглогорского типа (T_{1nr}^{kq}) и (3) Талнахский и Хараелахский интрузивы норильского типа (T_{1nr}^{nr}), с которыми пространственно и генетически связаны промышленные медно-никелевые руды [Налдретт, 2003, Годлевский, 1959, Геология..., 2020].



Геологический разрез по линии I-I

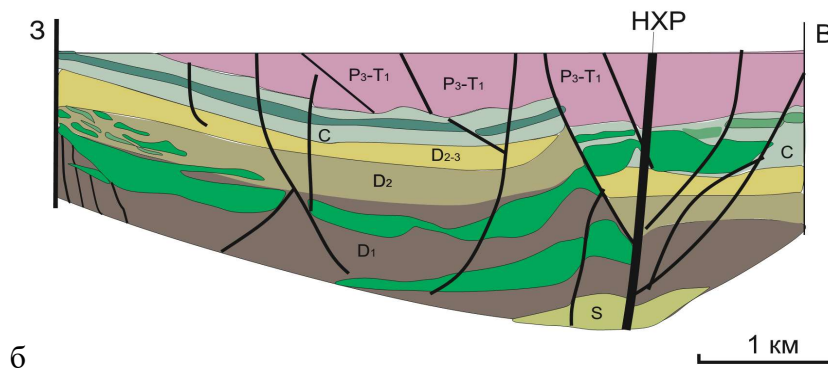


Рис. 3.1 а – Геологическая схема Талнахского рудного узла (со снятыми вулканитами); б – Схематичный геологический разрез через Хараелахский и Талнахский интрузивы по линии I-I

Условные обозначения: 1 – контуры распространения лейкократовых, безоливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов; 2 – контуры развития пикритовых габбро-долеритов; 3 – разрывные нарушения; 4 – границы полей рудников; 5 – позднедевонские отложения; 6 – позднепалеозойские отложения;

Нижнеталнахский интрузив локализован стратиграфически ниже Талнахского и Хараелахского, но пространственно и генетически связан с ними. Предполагается, что на некоторых участках района интрузив может залегать и выше них [Наторхин, 1977; Налдретт, 1984; Радько, 2016], однако в настоящий момент данные, подтверждающие это, отсутствуют. В южной части висячего крыла Норильско-Хараелахского разлома (Западный тектонический блок), Нижнеталнахский интрузив формирует прижатое к Норильско-Хараелахскому разлому хонолитоподобное тело, мощностью от 2 м в ответвлениях и до 280 м в раздувах, осложненное раздувами, пережимами и расщеплениями, локализованное в отложениях нижнего девона (зубовской, курейской и разведочнинской свит). В лежащем крыле Норильско-Хараелахского разлома (Восточный тектонический блок) это крупное магматическое тело распадается на сложно расщепляющиеся силлоподобные и апофизообразные тела, локализованные среди отложений зубовской и мантуровской свит. В северо-западной части тектонического блока, эти ответвления сливаются в единое тело и формируют в девонских отложениях сложный по морфологии интрузив, мощностью до 150 м и площадью 4,9х1,5 км, локализованный в приподошвенной части Северо-Восточной ветви рудоносного Талнахского интрузива. Севернее этого раздува Нижнеталнахская интрузия фиксируется в виде примыкающей к Норильско-Хараелахскому разлому постепенно сужающейся полосы, которая по разлому смещается из приподошвенной части Северо-Восточной ветви в кровельную, где соединяется с основной пластово-линзовидной залежью Талнахского интрузива, располагающейся в породах тунгусской серии, гипсометрически выше его рудоносной части. Дифференциация Нижнеталнахской интрузии выражается в формировании псевдогоризонтов, сложенных габбро-долеритами, различающимися по составу и структурно-текстурным особенностям. Общая схема характеризуется следующей ритмичностью дифференциатов по направлению сверху вниз (рис. 3.2):

- 1) контактовые габбро-долериты, мощностью 0 – 8 м;
- 2) габбро-диориты и диориты, мощностью 0 – 70 м;
- 3) безоливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты, со шлирами пегматоидов, мощностью 0 – 4 м;
- 4) оливиновые и биотит-оливиновые габбро-долериты, со шлирами пегматоидов, мощностью 2 – 70 м;
- 5) пикритовые и пикритоподобные габбро-долериты, с горизонтами троктолитов, мощностью 5 – 120 м;
- 6) такситовидные габбродолериты, мощностью 0 – 35 м;
- 7) оливиновые и оливинсодержащие контактовые габбро-долериты, мощностью 0 – 30 м.

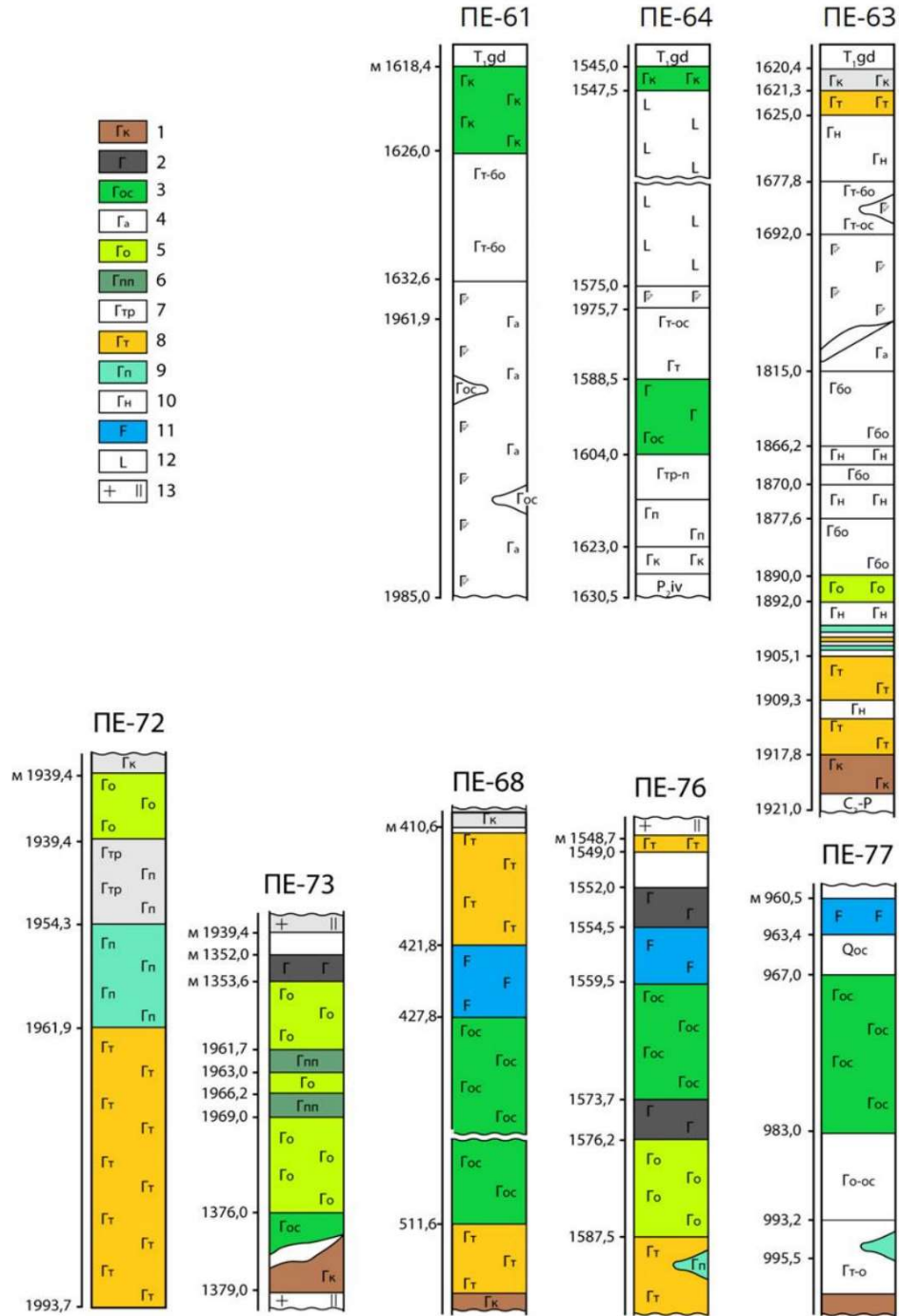


Рис 3.2. Геологические колонки типичных разрезов интрузивов Норильского типа [по Никулин И.И., и др., 2020, с дополнениями и изменениями]

Южно-Норильские интрузивы (скв. ПЕ-68, ПЕ-76, ПЕ77), Восточно-Норильские интрузивы в Ергалахском грабене (скв. ПЕ-61, ПЕ-63, ПЕ-64). 1) контактовые габбро-долериты; 2) габбро-долериты; 3) оливинсодержащие, 4) кварцевые, 5) оливиновые, 6) призматически зернистые, 7) троктолитовые, 8) такситовые, 9) пикритовые, 10) слабодифференцированные; 11) лейкогаббро; 12) базальты; 13) роговики

Эта схема ритмов чаще всего наблюдается в раздувах с максимальными мощностями. Распределение в разрезе оливиновых, троктолитовых, пикритовых и такситовидных габбро-долеритов не подчиняется строгой закономерности, но тенденция накопления оливина к подошве интрузии в целом сохраняется повсеместно [Годлевский, 1959, Криволицкая, 2001]. В маломощных ответвлениях Нижнеталнахского интрузива дифференциация выражена слабо. Такие ответвления в широко проявленных зонах расщепления обычно сложены одним или двумя дифференциатами, среди которых преобладают оливиновые и оливинсодержащие габбро-долериты. По петрохимическому составу, Нижнеталнахский интрузив, среди интрузивов Норильского комплекса, выделяется низким содержанием хрома, титана, повышенной концентрацией магния и суммы щелочей (в частности, калия). Также к её характерным особенностям относятся:

- 1) преобладание в полных разрезах оливиновых и пикритовых габбро-долеритов с постепенными переходами между ними;
- 2) отсутствие или незначительное развитие в разрезе такситовидных габбро-долеритов;
- 3) присутствие в оливиновых и пикритовых (троктолитовых) габбро-долеритах значительного количества ортопироксена (до 5-10 %);
- 4) незначительное количество или отсутствие хромшпинелидов;
- 5) преобладание оливинового кумулуса в пикритовых, троктолитовых и оливиновых габбродолеритах (Лихачев, 2019).

Интрузив круглогорского типа представлен серией пластово-линзовидных маломощных ветвей (от 2 до 44 м), оперяющих Талнахский рудоносный интрузив и секущих отложения девона, среднего карбона, верхней перми и нижнего триаса, выходы которых имеет среднюю протяженность до 13 км (под покровом четвертичных отложений, в обнажениях) и картируются вдоль южного и западного флангов Талнахского рудного района. На глубине эти интрузии вскрыты поисково-разведочным бурением на флангах медно-никелевых месторождений Хараелахской мульды. Общая схема внутреннего строения круглогорских интрузий стремится к следующей смене пород (по направлению сверху вниз):

- 1) контактовые габбро-долериты мощностью 1-8 м;
- 2) лейкократовые габбро, мощность 1-5,5 м;
- 3) безоливиновые и оливинсодержащие габбродолериты, мощность 2-11 м;
- 4) оливиновые габбродолериты, мощность 3-12 м;
- 5) троктолитоподобные габбродолериты, мощность 1-2 м;
- 6) такситовые и такситовидные габбродолериты, мощность 1-5 м;
- 7) оливиновые и оливинсодержащие габбродолериты, мощность 0,5-12 м.

Фактически полный петрографический разрез интрузива также нигде не встречается. Обычно отмечаются фрагменты дифференциатов в разном соотношении. В таких случаях идентификацию интрузий приходится вести по комплексу петрохимических и структурно-минералогических особенностей пород. В породах интрузий круглогорского типа наблюдается неравномерная интерстиционная и гнездовидная вкрапленность пентландит-халькопирит-пирротинового состава. В редких случаях она составляет маломощные горизонты вкрапленных руд промышленных кондиций.

Талнахский и Хараелахский интрузивы обладают близостью внутреннего строения, минерального и химического состава основных петрографических разновидностей, что обусловлено единым характером процессов дифференциации интрузий [Радько, 2016; Геология..., 2020]. Они различаются между собой формой, размерами и пространственным положением. По петрохимическим свойствам Талнахская и Хараелахская интрузии среди магматических образований Норильского комплекса выделяются высокой концентрацией магния, калия и низким содержанием суммы щелочей [Михалев и др., 2012].

Хараелахский интрузив расположен в западной пологой синклинали структуре мульды, ограничиваясь с востока Норильско-Хараелахским разломом. Интрузив полого погружается в северо-западном направлении, имеет приподнятые юго-восточную и северо-западную бортовые части, а также опущенную центральную. Его дифференциация также выражается в изменении состава пород, от безоливиновых до пикритовых разновидностей габбро-долеритов, с накоплением оливина в нижних частях разреза. Внутреннее строение интрузива определяется расслоением на горизонты пород определенного состава, среди которых по направлению сверху вниз выделяются (рис 4.3):

- 1) горизонт контактовых габбро-долеритов, контаминированных пород, эруптивных брекчий мощностью 1 - 16 м;
- 2) горизонт такситовых, такситовидных габбро-долеритов, мощностью 1 -20 м;
- 3) горизонт габбро-диоритов, лейкократовых габбро, диоритов, кварцсодержащих габбро-диоритов с призматически-зернистой и офитовой структурой, мощностью 1 - 110 м;
- 4) горизонт безоливиновых габбро-долеритов с офитовой структурой, мощностью 2-87 м;
- 5) горизонт оливинсодержащих и оливиновых габбро-долеритов, мощностью 2-120 м;
- 6) горизонт пикритовых и троктолитовых габбро-долеритов, мощностью 0,5 -55 м;
- 7) горизонт такситовых габбро-долеритов, мощностью 0 –30 м;
- 8) горизонт оливиновых, оливинсодержащих, реже безоливиновых контактовых габбро-долеритов, мощностью 1 - 42 м.

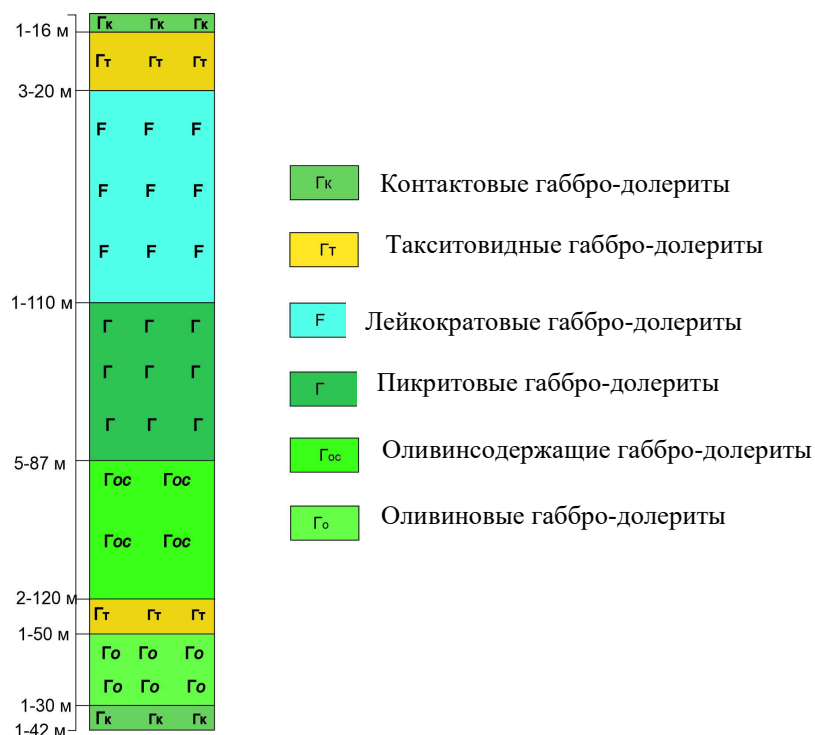


Рис. 3.3. Типичный разрез западной части Хараелахского интрузива (поле рудника Октябрьский)

С нижними придонными частями интрузива связано промышленное вкрапленное сульфидное оруденение, а в экзоконтакте подошвы локализуются сплошные (богатые) руды с ореолом прожилково-вкрапленных руд.

На фоне остальных дифференцированных интрузивов норильского района, Хараелахский интрузив выделяется мощными метаморфическими и метасоматическими ореолами, которые превышают мощность самого интрузива [Рябов, 2001; Спиридонов, Гриценко, 2009; Спиридонов, 2010]. Интрузив оказал значительное воздействие на все вмещающие породы курейской, разведочнинской и мантуровской свит. Вместе с термальным воздействием мощно проявлен метасоматоз, мощность которого в контактово-метасоматических ореолах не выдержана и изменяется от 3,2 м у маломощных апофиз долеритов, до 150-160 м в раздувах. Контактный ореол представляет собой полифациальный контактово-метасоматический комплекс образований, состав которых зависит от исходного состава вмещающей толщи. В строении ореола участвуют образования формации контактовых роговиков, магнезиальных и известковых скарнов, серпентиновых, карбонатных, пренитовых метасоматитов.

В собственно магматическую стадию формирования рудно-магматической системы термальное воздействие проявлено в образовании роговиков в ореоле интрузии, а также гибридных пород в непосредственном контакте. По глинисто-карбонатным отложениям

мантуровской свиты развиваются ангидрит-кальцитовые, ангидрит-кальцит-пироксеновые, пироксеновые, гранат-пироксеновые роговики [Спиридонов и др., 2000].

Гибридные породы образуются на контакте с терригенными породами [Спиридонов и др., 2017]. В экзоконтакте они существенно полевошпатового состава, а в эндоконтакте представлены габбро-диоритами и кварцевыми диорит-пегматитами. По долеритам маломощных интрузивных тел образуются плагиоклаз-пироксеновые, плагиоклазовые роговики. В интрузиве - в зоне закалки полевошпат-пироксенового состава появляется оливково-зеленый клинопироксен (ферриавгит, клинопироксены ряда диопсид -геденбергит), далее следуют более крупнозернистые породы – такситовые, затем – нормальные габбро-долериты. Гибридизированные породы пренитизированны, пелитизированы, амфиболизированны и хлоритизированы.

В постмагматическую стадию образованы скарны [Михалев и др., 2016]. По количественному соотношению скарны уступают роговикам, но встречаются по всей мощности контактовой зоны. В разрезе наблюдаются магнезиальные и известковые метасоматиты. По составу они преимущественно пироксеновые, периклаз-серпентиновые и пироксен-серпентиновые, гранат-пироксеновые, гранат-периклаз-серпентиновые, брусит-серпентиновые (магнезиальные), а также пироксен-карбонатные. Иногда в верхнем ореоле встречаются апомергелистые кордиерит-полевошпатовые роговики. Магнезиальные и известковистые метасоматиты образуют мощные горизонты плотных, зеленовато-серых до черных пород с брекчиевидной, пятнисто-прожилковой текстурой. Из структур преобладает гранобластовая в сочетании с метабластовой и фибробластовой. Магнезиальные и известковые метасоматиты часто являются рудовмещающими горизонтами для брекчиевидных медистых руд. Скарны образуют по долеритам плагиоклазовые породы с амфиболом, сфеном и гранатом.

Метасоматиты низкотемпературных стадий широко распространены в контактовом ореоле и связаны с трещиноватостью в кровле интрузии. Метасоматиты развиваются в брекчированных зонах в непосредственной близости от интрузива и сопровождают скарны. Вдоль верхнего контакта интрузива развиваются низкотемпературные серпентиновые метасоматиты. Маломощные апофизы долеритов, габбро-долеритов подверглись пострудным изменениям: пренитизации, карбонатизации и серпентинизации. Гидротермальное халькопирит-пиритовое оруденение проявлено незначительно и практической ценности не представляет.

В нижнем экзоконтакте интрузива по обломочным, карбонатно-обломочным, глинистым отложениям разведочнической свиты образованы зеленовато-розовые, серовато-розовые гиперстен-кордиерит-полевошпатовые, биотит-полевошпатовые, плагиоклаз-пироксеновые,

плагноклаз-волластонит-пироксеновые, пироксен-ортоклазовые и ортоклазовые роговики с пятнистой текстурой.

Мощность нижнего контактово-метасоматического ореола в области интрузивных образований варьирует от 12 до 70 м. В целом, в контактово-метасоматическом ореоле Хараелахского интрузива наблюдаются пироксеновые метаморфиты, на которые наложены фации скарнов и низкотемпературных метасоматических процессов. Мощность ореолов соизмерима с мощностью интрузивных тел.

Типы медно-никелевых руд Октябрьского месторождения

Существует несколько классификаций медно-никелевых руд месторождений Норильского района, основанных на различных сочетаниях ведущих признаков, которые были выделены различными исследованиями [Годлевский, 1959; Котульский и др., 1944; Ершов, 1964, Митенков, Кавардин, Горяинов, 1968; Суханова, 1968; Додин, Батуев, Митенков, Изоитко, 1971; и др].

Наиболее полная классификация руд приводится в работах Сухановой [1968] и Додина с соавторами [1971]. Выделено три типа руд, каждый из которых является самостоятельной генетической группой: сплошные ликвационно-инъекционные руды, медистые руды (гидротермальные, метасоматические) и прожилково-вкрапленные руды. В каждой группе выделяются минеральные подтипы, к каждому минеральному подтипу относятся руды, состоящие из определенной ассоциации сульфидных минералов с определёнными количественными соотношениями и текстурно-структурными особенностями.

Наиболее важным типом руд являются сплошные руды с массивной текстурой. Медистые руды обрабатываются менее активно, хотя в последнее время, в связи с обработкой большей части богатых руд, активнее вовлекаются в эксплуатацию. Вкрапленные руды распространены наиболее широко. Они развиты по всему разрезу пикритовых габбро-долеритов, но обрабатываются пока что в незначительной степени.

Руды одного подтипа могут слагать самостоятельные тела различных размеров или же отдельные части крупных рудных тел.

Особенности морфологии рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения

Локализуемый Октябрьское месторождение Хараелахский интрузив располагается в пластичных породах нижнего девона, занимая согласное положение по отношению к основным структурам ТРУ [Рябов, 1984; Рябов и др., 2001]. В более ранних исследованиях [Годлевский,

1959, Золотухин, 1964, Шишаев 2010], он выделялся как Хараелахская ветвь Талнахского интрузива, в других работах [Naldrett, 2004, Лихачев, 2006, Радько, 2016; Геология..., 2020] выделяется собственно Хараелахский интрузив и две его ветви: Хараелахская и Северо-западная. В связи с изменчивостью геологического строения ветвей, выявленной в ходе разведочного бурения фланга Хараелахской ветви, в настоящей работе также принята за основу вторая классификация: выделены обе ветви как две отдельных части Хараелахского интрузива.

Северо-Западная ветвь развита в центральной части Талнахского рудного узла и включает в себя восточный фланг Октябрьского месторождения. Её морфология обусловлена залеганием интрузива в слоистых породах девона, но положение непосредственно на западном крыле разлома определило сложное залегание, связанное с локальными структурно-тектоническими факторами. Ей отвечает северный фланг Октябрьского месторождения.

На северном фланге Октябрьского месторождения, также, как и на южном, рудные тела медно-никелевых руд группируются на нижнем девонском стратиграфическом уровне по отношению к смежному Талнахскому месторождению, где медно-никелевое оруденение локализуется в породах тунгусской серии. В контурах Талнахского интрузива, сульфидное оруденение представлено неравномерно рассеянной, интерстиционной (до 2 мм) и, редко, гнездовидной (до 12 мм) вкрапленностью в пикритовых, троктолитовых, такситовидных и оливиновых габбро-долеритах. В целом по интрузиву, содержание сульфидов колеблется от 0 до 8% (редко). Минеральный состав сульфидной вкрапленности пентландит-халькопирит-пирротинный, с резким преобладанием последнего (до 80%). Оруденение тяготеет к раздувам интрузива мощностью > 50 м.

Западный фланг Октябрьского месторождения отвечает Хараелахской ветви сложно построенного межформационного интрузива, контролируемого Норильско-Хараелахским разломом. Основные морфологические черты интрузива в этом районе обусловлены преимущественно доинтрузивной пликативной тектоникой, многочисленными трещинами и разломами, сопровождающими внедрение и дальнейшее становление интрузива, пластическими деформациями, локальными закрытыми эксплозиями и метасоматическими процессами. Раздувы мощности (до 150 м) приурочены к ядрам брахисинклинальных складок и прогибов, а участки с минимальной мощностью – к замкам складок, где интрузивное тело, уменьшаясь в мощности, расщепляется на несколько послойно расположенных габбро-долеритовых апофиз, осложненных небольшими разломами.

По сравнению с Талнахским месторождением, где рудоносный Талнахский интрузив локализуется в породах тунгусской серии, рудные тела на западном фланге Октябрьского месторождения группируются на более низком стратиграфическом уровне.

Залегание интрузива в слоистых породах девона и положение непосредственно в пределах висячего крыла разлома (западного тектонического блока) определило морфологические особенности рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения.

Рудную зону Октябрьского месторождения составляют три промышленных типа руд [Суханова, 1968]: богатые (сплошные, массивные), состоящие более чем на 70 об. % из сульфидов, вкрапленные в интрузиве и «медистые» (вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные в породах экзоконтактов интрузива). Оруденение различных типов и разновидностей является составными частями единой системы, в которой, по условиям действующих кондиций, выделяются несколько горизонтов и залежей промышленных типов руд. На западном фланге месторождения, как и в основной его части, распространены рудные тела трех типов руд: сплошных богатых, медистых и прожилково-вкрапленных. С целью уточнения морфологии рудных тел на западном фланге месторождения, с помощью ГГИС Micromine и Leapfrog были построены 3D модели каркасов рудных тел богатых, медистых и вкрапленных руд, а также геологическая модель Хараелахского интрузива, которые отображают взаимное расположение залежей сульфидных руд разных промышленных типов и пространственная локализация рудных залежей в плане. Модели построены с учетом отработанных участков рудных тел по состоянию на 01.01.2022 г (рис 3.4).

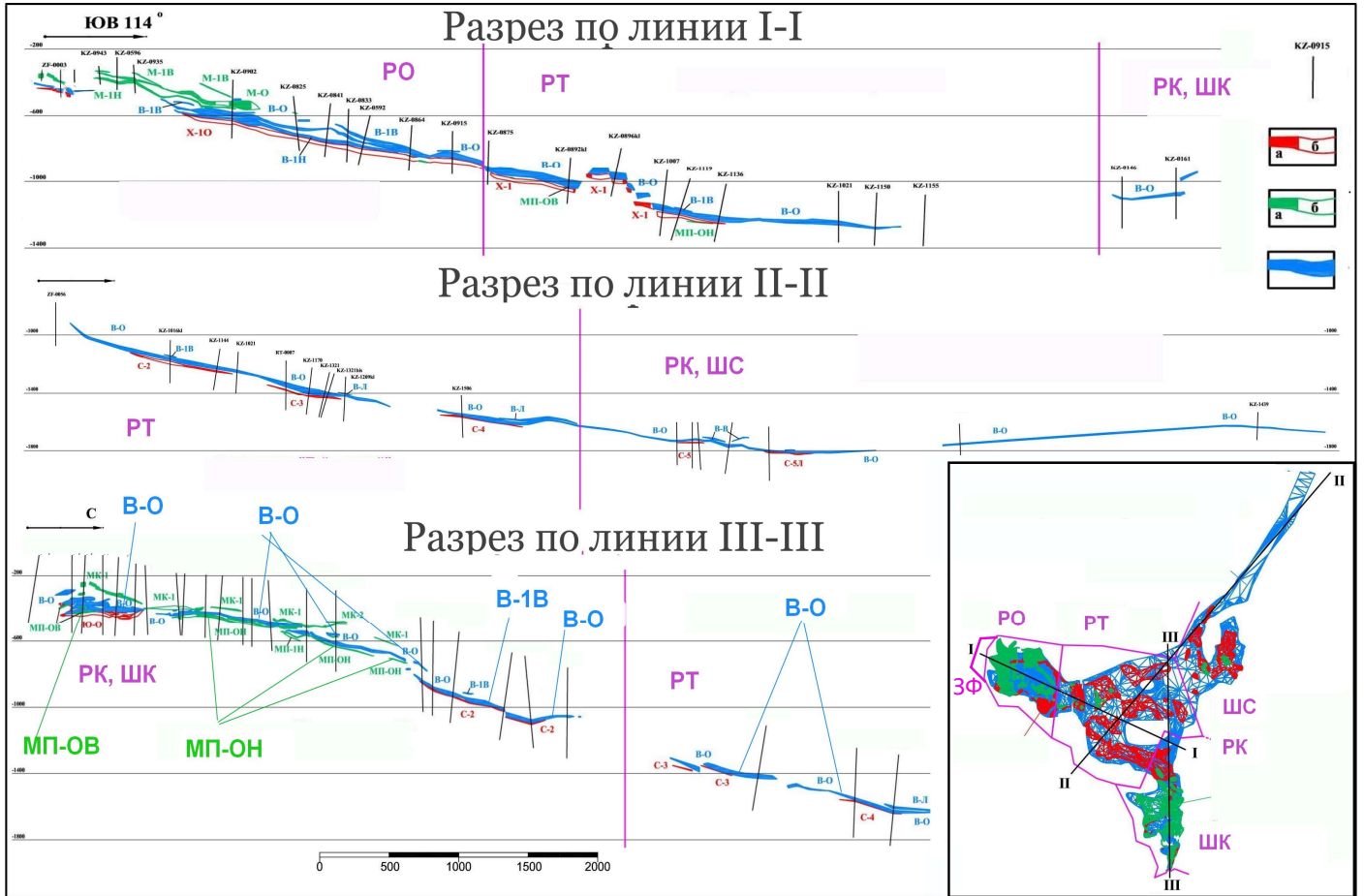


Рис.3.4. Каркасные модели рудных тел на Октябрьском месторождении: а, б, в - разрезы каркасных моделей рудных тел; г – проекция каркасных моделей рудных тел на горизонтальную плоскость.

Условные обозначения: 1 – проекции стволов разведочных скважин на плоскость разреза; 2 – богатые руды; 3 – «медистые» руды; 4 – вкрапленные руды; РО – поле рудника «Октябрьский»; ЗФ – контур изученного западного фланга; РТ – поле рудника «Таймырский»; РК – поле рудника «Комсомольский» («Глубокий»); ШК – шахта «Комсомольская»; ШС – шахта «Скалистая»; БР – богатые руды на горизонтальной проекции; МР – медистые руды на горизонтальной проекции; ВР – вкрапленные руды на горизонтальной проекции; МК1, МК2, М1Н, МП-ОВ, МП-ОН – названия залежей медистых руд, В-О – названия залежей вкрапленных руд, X10 – названия залежей сплошных сульфидных руд

В структурно-тектоническом плане **богатые сульфидные руды** образуют один единый горизонт, приуроченный к подошве пикритовых горизонтов рудоносного интрузива (рис. 3.4, 3.5). Центральные части залежей характеризуются линзообразным, массивным строением. Западная фланговая часть залежей представляет собой зону расщепления с многочисленными участками разветвлений и апофиз, нередко залежи богатых руд на западном фланге имеют «этажное» строение вследствие расщепления на мелкие линзы, отстоящие друг от друга от 1 до 30 м по вертикали и расположенные кулисообразно. Кроме того, первичное залегание рудных тел осложнено пострудной тектоникой. Границы залежей обычно четкие, резкие, редко

наблюдаются постепенные переходы. Залежь С4 (на рис. 3.4) в настоящее время не вскрыта выработками, Хараелахская залежь в поле рудника «Октябрьский» в значительной степени отработана.

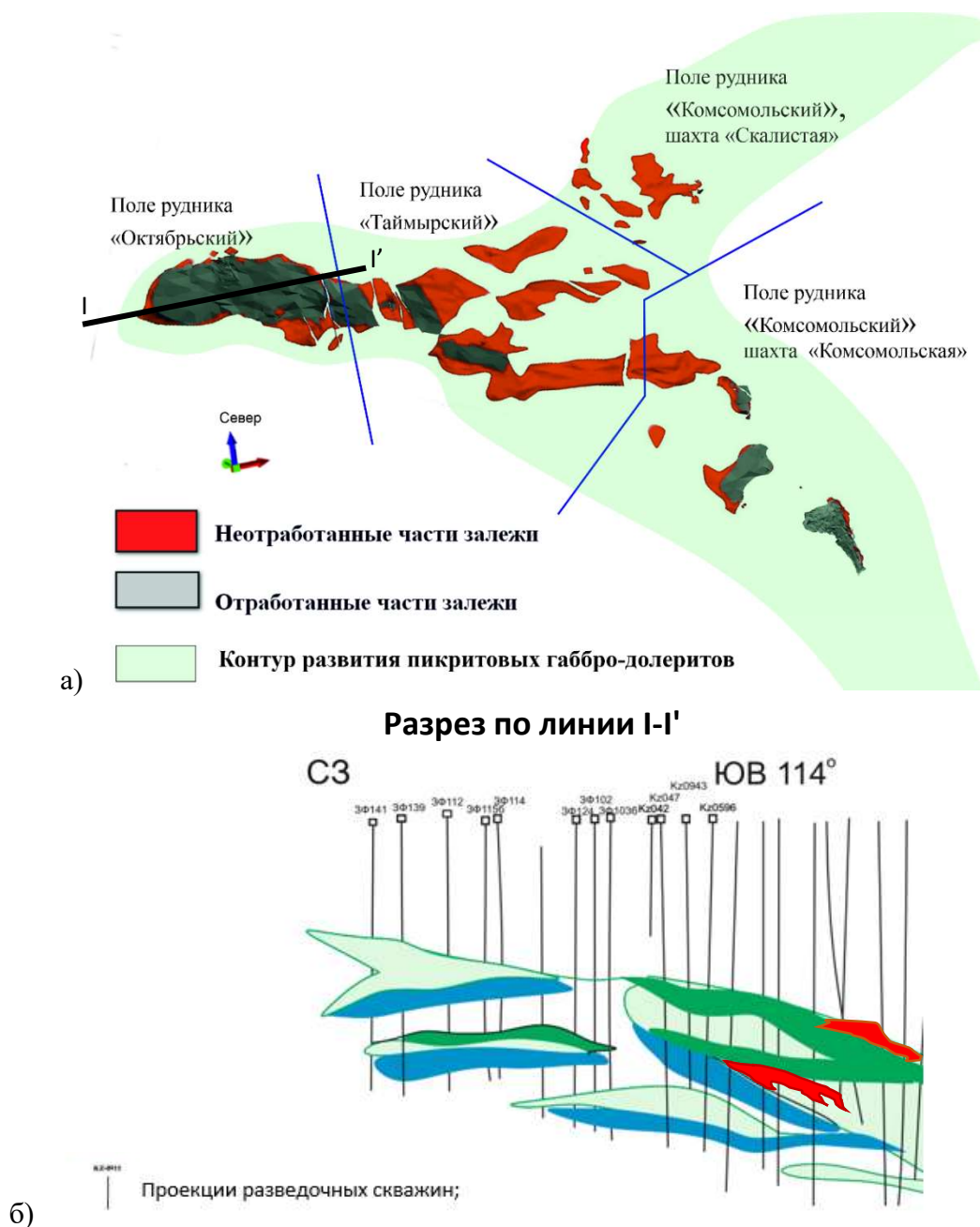


Рис. 3.5. а) - расположение залежей богатых руд Октябрьского месторождения (каркасные 3D модели рудных тел); б) - детализированный разрез рудных тел западного фланга Октябрьского месторождения (каркасные 3D модели рудных тел).

Богатые руды Октябрьского месторождения имеют показатели изменчивости оруденения, принадлежащие к 1, 2 и 3 группам сложности, но, учитывая тот факт, что более выдержанные

рудные тела центральной части на сегодняшний день отработаны, средние мощности рудных тел составляют 3-8 м, при этом около 40% рудных интервалов имеют мощности <3 м. Поэтому руды данного типа следует отнести к 2 группе сложности геологического строения (табл. 3.1).

Таблица 3.1.

Значения показателей группы сложности богатых руд Октябрьского месторождения

Группы сложности и варианты оконтуривания*	Показатели изменчивости объектов						
	формы			содержания			
	Коэфф. рудоносности Кр	Показатель сложности q	Коэфф. вариации мощности, Vm, %	Коэфф. вариации содержания, Vc, %			
				Ni	Cu	Pt	Pd
Первая	0,9-1,0	0,8-0,9	<40	<40			
Вторая	0,7-0,9	0,6-0,8	40-100	40-100			
2,3-1-3*	0,94	0,94	103	28	93	116	107
Третья	0,4-0,7	0,4-0,6	100-150	100-150			
Четвертая	<0,4	<0,4	>150	>150			

*- бортовое содержание условного никеля – минимальная мощность рудного тела – максимальная мощность прослоев пустых пород

«Медистые» руды Октябрьского месторождения локализуются во вмещающих интрузив метаморфизованных породах. По текстурным особенностям они подразделяются на вкрапленные, прожилково-вкрапленные и брекчиевидные, обычно обогащенные медью. Морфология рудных тел, сложенных этим типом руд характеризуется большой сложностью и зависит, в основном, от литолого-структурных условий участка локализации. В подошве интрузива «медистые» руды образуют ореолы вокруг массивных богатых руд во вмещающих породах в виде тонкой вкрапленности, мелких прожилков, шлиров и линз и пропитывают включения роговиков в массивных рудах. Отмечается тенденция преимущественного развития этого типа оруденения в залежах, приуроченных к фланговым частям интрузивного массива. Обычно эти рудные тела не имеют четких естественных границ и характеризуются постепенными переходами в неоруденелые породы, либо в породы с непромышленной вкрапленной минерализацией. Форма рудных тел неправильная, с крупными раздувами, пережимами и участками переменной мощности. В ряде случаев тела имеют пластообразную форму, вытянутую в виде относительно узкой полосы, вдоль простирания нескольких залежей сплошных сульфидных руд. В кровле интрузивного массива «медистые» руды (залежи МК-1,2 на рис.3.4) весьма близки к оруденению в экзоконтактах тел сплошных сульфидов, но имеют весьма ограниченное распространение. Основная особенность их локализации заключается в том, что оруденение приурочено непосредственно к системе трещинных и разрывных структур, относящихся к тектонической зоне Норильско - Хараелахского разлома.

В западной зоне Хараелахского интрузива, как и во фронтальной, в метаморфических и метасоматических породах экзоконтакта, развиты сульфидные «медистые» руды брекчиевидного облика, в которых сульфидные минералы играют роль цемента, выполняющего пространство между обломками измененных осадочных пород. Данный тип оруденения локализуется между апофизами интрузивного тела в его фланговой зоне.

Из наиболее крупных и устойчивых по содержанию и мощности горизонтов «медистых» руд Октябрьского месторождения выделяются (рис. 3.4): в западной части – «Основной горизонт» брекчиевидных руд М-О, расположенный на 30-50 м выше кровли первой Хараелахской залежи, и горизонт М-1Н; в восточной части – два сближенных горизонта в кровле интрузива (МК-1 и МК-2 на рис. 3.4) и один в подошве (МП-ОН на рис. 3.4).

Распространение и контуры «медистых» руд полностью определяются геометрией и структурой залежей сплошных руд. Однако из-за качественно-технологических свойств и сложности строения этот тип руд традиционно рассматривается как самостоятельный, отдельно от богатых. «Медистые» руды образуют сложный по форме горизонт, выше залежей богатых руд, который характеризуется изменчивостью мощностей (рис. 3.6). Горизонт представлен серией вытянутых по протяженности тел, залегающих в кровле богатых руд и имеющих сравнительно небольшие размеры. Внутреннее строение всех горизонтов «медистых» руд сложное. Нередко интенсивно оруденелые прослои чередуются со слабо минерализованными или безрудными.

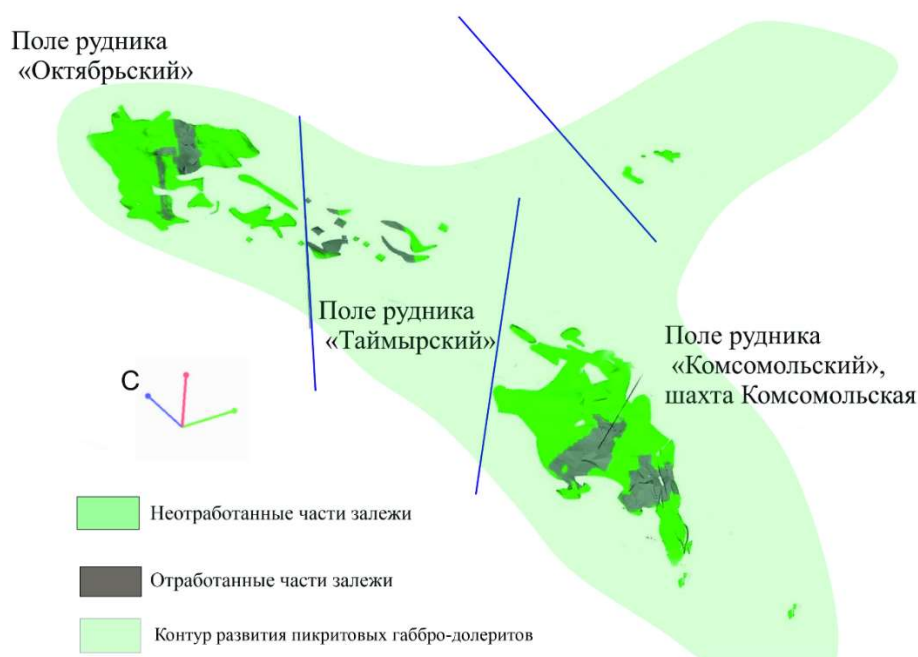


Рис. 3.6. Расположение залежей «медистых» руд Октябрьского месторождения (каркасные 3D модели рудных тел).

По уровню локализации «медистые» руды традиционно подразделяются на верхние (развитые только в верхнем экзоконтакте Талнахского рудоносного интрузива, а также в полях рудников шахты «Комсомольская» и «Октябрьский») и нижние разности, выделяемые на всей площади Октябрьского месторождения, а также на флангах залежей богатых руд в зоне их расщепления и выклинивания. Залежи верхних «медистых» руд представлены брекчиевидными, густовкрапленными, прожилково-вкрапленными и бедными (тонко-вкрапленными в роговиках) разновидностями с высоким условным никелем. Нижние «медистые» руды характеризуются относительно низкими содержаниями условного никеля и, по сути, являются продолжением залежей богатых руд, но с более низким качеством.

Небольшие тела «медистых» руд также часто залегают в ангидрит-пироксеновых роговиках мантуровской свиты среднего девона, которые содержат многочисленные линзы измененного габбро-долерита с вкрапленной рудой. Роговики сложены преимущественно мелкозернистым агрегатом пироксенов с включениями ксеноморфного ангидрита размером 0,2-1 до 10-15 см. Амфибол представлен роговой обманкой, которая в ассоциации с хлоритом образует каемочные обрамления вокруг рудных вкрапленников. В роговиках также присутствуют прожилки и гнезда кальцита и доломита. Структура роговиков преимущественно гранобластовая, равномернoзернистая, мелкозернистая.

«Медистые» руды на изученном фланге Октябрьского месторождения, в поле рудника «Октябрьский» вскрыты многочисленными скважинами. Брекчиевидные и сплошные пирротин-халькопиритовые медистые руды образуют 3 тела мощностью от 4 до 48 м (рис. 3.4, 3.5, 3.6). Рудные тела медистых руд в районе скважин КЗ-829, КЗ-952 залегают на глубинах 1008 – 1096 м, на западном фланге (скважины ЗФ) поднимаются на глубины 400 – 500 м и прослеживаются до глубины 10 – 20 м под рыхлые отложения. По своим показателям изменчивости этот тип руд находятся между 2 и 3 группами сложности в основной части месторождения (табл. 3.2). Однако, принимая во внимание сложность строения их контактов, наличие «зональности» в вещественном составе и текстуре рудных тел на западном фланге, руды этого промышленного типа были отнесены к 3 группе сложности геологического строения.

Таблица 4.2.

Значения показателей группы сложности «медистых» руд Октябрьского месторождения

Группы сложности и варианты оконтуривания*	Показатели изменчивости объектов						
	формы			содержания			
	Коэфф. рудоносности Кр	Показатель сложности q	Коэфф. вариации мощности, Vm, %	Коэфф. вариации содержания, Vc, %			
				Ni	Cu	Pt	Pd
Первая	0,9-1,0	0,8-0,9	<40	<40			
Вторая	0,7-0,9	0,6-0,8	40-100	40-100			

Третья	0,4-0,7	0,4-0,6	100-150	100-150			
0,8-1-3	0,63	0,77	116	55	57	100	73
1,3-1-3	0,59	0,75	121	51	49	87	63
1,8-1-3	0,58	0,74	136	63	53	81	64
0,8-2-7	0,68	0,82	119	57	70	95	73
1,3-2,7	0,66	0,79	124	54	65	93	72
Четвертая	<0,4	<0,4	>150	>150			

*- бортовое содержание условного никеля – минимальная мощность рудного тела – максимальная мощность прослоев пустых пород

Вкрапленные руды Октябрьского месторождения залегают в подошве Талнахского интрузива и в нижних приподошвенных горизонтах Хараелахского интрузива. В поле рудника «Комсомольский» и «Октябрьский» они образуют обширную пластообразную залежь, которая постепенно на западном флане выклинивается и образует многочисленные апофизы и отдельно обособленные линзы. В поле «Таймырского» рудника они образуют единый горизонт со сложным внутренним строением (рис. 3.4, 3.7).

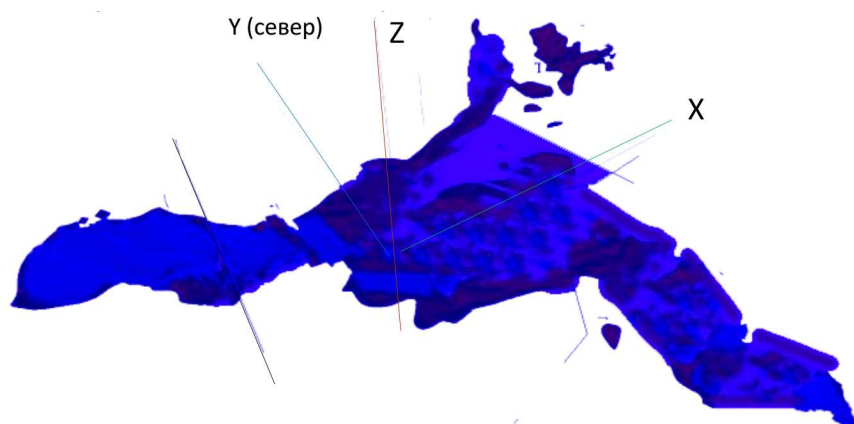


Рис. 3.7. Расположение залежей «медистых» руд Октябрьского месторождения (каркасные 3D модели рудных тел)

Эти руды являются наиболее распространенным промышленным типом медно-никелевых руд. Они приурочены главным образом к горизонтам пикритовых габбро-долеритов. В большей части интрузивного массива этот тип оруденения является морфологически наиболее простым, поскольку прослеживается почти повсеместно в соответствии с общей выдержанностью рудоносных горизонтов. Наиболее сложное строение горизонты вкрапленных руд имеют на флангах интрузива, где он расщепляется на серии апофиз. Распределение сульфидов в пределах горизонтов относительно постоянное.

Наиболее выдержанным является «Основной» горизонт вкрапленных руд (В-О на рис. 3.4), морфология которого целиком определяется формой и внутренним строением рудовмещающих горизонтов самого интрузива и отдельных его апофизов. Максимальные мощности и

концентрации полезных компонентов этот горизонт руд имеет в центральных частях ветвей интрузива.

В западной части интрузива этот горизонт вкрапленных руд в целом характеризуются относительно простым строением, по сравнению с другими типами руд, и выдержанной мощностью, на некоторых участках к нему приурочены более мелкие линзообразные залежи небольшой мощности. Вместе они составляют и крупные линзовидные залежи, вытягивающиеся субпараллельно подошве интрузива.

Во фронтальных частях интрузивных ветвей морфология и качественные показатели вкрапленного оруденения несколько усложняются в связи с развитием метасоматических процессов. Появляются в разрезе несколько рудных тел вкрапленного оруденения, выделяемых в качестве самостоятельных горизонтов. Анализ скважин детальной разведки западного фланга месторождения показывает, что в ряде скважин разделение рудной толщи на отдельные горизонты происходит по маломощным прослоям пустой породы. В соответствии с действующими кондициями, пустые породы и некондиционные руды мощностью менее 5 м разрешено включать в подсчетный контур. В целом, залежи вкрапленных руд в интрузии являются участками единой толщи вкрапленного оруденения дифференцированного интрузива.

Вкрапленные руды по сравнению с медистыми являются более бедными по содержанию меди и никеля, содержат меньше сульфидов и, соответственно, серы, а также имеют значительно более высокие содержания двуокси кремния и окиси магния. Во вкрапленных рудах также имеет место высокая доля неизвлекаемого силикатного никеля, которая изменяется от 9 до 22% и в среднем составляет 16%.

В строении вкрапленных руд основного горизонта (ВО на рис. 3.4) выделяются несколько минераграфических горизонтов, которые имеют разную мощность и локальные текстурно-структурные особенности в полях разных рудников. Во фланговой части залежи эти особенности также прослежены и подробнее описаны в главе 5 настоящей работы.

Верхний горизонт руд на Октябрьском месторождения является наиболее пестрым по составу. Он объединяет различные породы эндоконтакта - контактовые долериты, лейкократовые габбро, диориты, габбро-диориты, габбро-пегматиты и часто мета - и эруптивные брекчии. В приподошвенной части интрузива залегает горизонт пикритовых (участками троктолитовых) габбро-долеритов, плагиоклазовых перидотитов, к которому приурочены балансовые вкрапленные руды западного фланга месторождения. Присутствие в разрезе пикритовых и такситовых габбро-долеритов является характерной особенностью для рудоносных интрузивов норильского типа. Для всех интрузивных ветвей интрузива выдерживается последовательность распространения указанных горизонтов в вертикальном разрезе.

Коэффициент вариации мощности рудных тел по данным разведочного бурения (скважины ЗФ и КЗ) составляет 62 – 70%, что на несколько процентов отличается от значения в центральной части Октябрьского месторождения. Коэффициент рудоносности вкрапленных руд составляет 0,94 – 0,97. Вкрапленные руды на западном фланге месторождения обладают изменчивостью оруденения, практически по всем параметрам тяготеющей ко 2 группе сложности. Протоколом ГКЗ при последнем утверждении запасов вкрапленные руды Октябрьского месторождения были отнесены к 1 группе. Однако подсчитанные при статистическом анализе параметры, коэффициенты вариации, мощности и средних содержаний полезных компонентов, дают полное основание к отнесению вкрапленных руд западного фланга ко 2 группе сложности (табл. 3.3).

Таблица 3.3

Значения показателей группы сложности вкрапленных руд Октябрьского месторождения

Группы сложности и варианты оконтуривания*	Показатели изменчивости объектов						
	формы			содержания			
	Коэфф. рудоносности Кр	Показатель сложности q	Коэфф. вариации мощности, Vm, %	Коэфф. вариации содержания, Vc, %			
				Ni	Cu	Pt	Pd
Первая	0,9-1,0	0,8-0,9	<40	<40			
Вторая	0,7-0,9	0,6-0,8	40-100	40-100			
0,55-3-5	0,88	0,82	83	46	69	95	72
0,7-3-5	0,84	0,79	71	52	83	129	90
0,85-3-5	0,81	0,77	72	59	98	133	93
1,0-3-5	0,76	0,75	74	57	92	137	89
0,55-3-10	0,89	0,85	85	45	65	79	62
0,85-3-10	0,84	0,81	73	57	97	134	93
Третья	0,4-0,7	0,4-0,6	100-150	100-150			
Четвертая	<0,4	<0,4	>150	>150			

*- бортовое содержание условного никеля – минимальная мощность рудного тела – максимальная мощность прослоев пустых пород

Минеральный состав руд западного фланга Октябрьского месторождения

Изучению минерального состава руд Октябрьского месторождения посвящены труды многих исследователей [Рожков, 1933; Котульский, 1943,1948; Годлевский,1959; 1968; Роговер, 1959; Коровяков и др.,1963; Золотухин, 1964; Суханова, 1965; Смирнов, 1966; Кулагов,1968; Доддин и др., 1971; Иванов и др., 1971; Тарасов, 1976; Степанов, 1981; Дюжиков и др., 1988; Спиридонов и др., 2000; Туровцев, 2002; Naldrett, 2004; Степанов, 2004; Barnes, 2005; Лихачев, 2006, Спиридонов, Гриценко, 2009; Криволицкая, 2012, Радько, 2016; Никулин, 2020 и др.]. Автором в данном разделе частично процитированы работы предыдущих исследований, а также

приводятся новые данные о составе руд, полученные при изучении западного фланга Октябрьского месторождения (скважины ЗФ, КЗ и частично ВФ).

Руды, согласно принятой и упомянутой выше классификации, разделены на три промышленных типа: сплошные богатые руды (ликвационно-инъекционные), вкрапленные руды (ликвационно-магматические) и медистые (гидротермальные, метасоматические). Каждый тип руд характеризуется определенным минеральным составом и текстурно-структурными особенностями.

По соотношению рудообразующих сульфидов промышленный тип богатых сплошных руд условно делятся на ряд подтипов [Додин и др, 1971]:

- пентландит-халькопирит-пирротинового состава (подтип слагает полностью залежи сплошных руд в северной части Галнахского месторождения и целиком или большую часть объема сложно построенных залежей на Октябрьском месторождении);

- пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитового состава (подтип формирует обособленные линзовидные тела в объеме залежей сложного строения);

- пентландит-пирротин-кубанит-халькопиритового состава (подтип обособляется в виде линзовидных тел в контурах залежей сложного строения);

- пентландит-кубанит-моихукит-путоранит-талнахитового состава (подтип обычно образует линзовидные тела во внутренней части сложно построенных залежей).

Основными минералами сплошных пентландит-халькопиритовых руд являются халькопирит и пентландит, присутствуют также в незначительных количествах кубанит, валлериит, магнетит, сфалерит и макинавит. В массе сульфидов иногда отмечаются мелкие зерна платиновых минералов. Текстура руд массивная, реже – петельчатая, которая обусловлена развитием прожилков позднего магнетита, образующего узор выделениям сульфидных минералов. Структура изменяется от мелкозернистой, до крупнозернистой.

Главными минералами пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовых руд являются пентландит, кубанит и халькопирит. Второстепенные рудные минералы представлены валлериитом, макинавитом, галенитом, сфалеритом и магнетитом. Преобладает массивная текстура, реже встречается брекчиевидная. Наиболее характерной структурой является порфиroidная.

Пентландит-пирротин-кубанит-халькопиритовые руды отличаются от пентландит-пирротин-халькопирит-кубанитовых руд количеством содержащихся в них халькопирита и кубанита, отсутствием пирротина и макинавита, а также локальным развитием кубического кубанита [Генкин, 1966] и более частой встречаемостью валлериита и сфалерита. Тектурно-структурные особенности этих двух типов практически не отличаются.

Минералогическое отличие пентландит-кубанит-моихукит-путоранит-талнахитовых руд от других подтипов заключается в том, что они содержат кубическую разновидность халькопирита – талнахит [Генкин, 1966; Будько, Кулагов, 1968], также в их составе встречаются моихукит и путоранит. Текстура преимущественно массивная, структура гипидиоморфнозернистая и аллотриоморфнозернистая.

Богатые руды изученных в работе фланговых частей залежей Хараелахской и С-2 характеризуются сходным минеральным составом, структурой и текстурой руд. Богатая руда залежи С-2 является сплошной халькопирит-пирротиновой рудой с включениями вмещающих пород, в том числе и пород с постмагматическими изменениями. Размер породных включений изменяется от 5 мм до 10-15 см, они представлены такситовым габбро-долеритом пойкилоофитовой структуры, мелкозернистым плагиоклазитом с прожилками поздних нерудных минералов, биотита, цоизита, хлорита, амфиболов. Соотношение силикатных минералов на 100% силикатов (%): плагиоклаз – 40-50, биотит – 20-30, клинопироксен – 5-7, оливин – 5-7, хлорит – 15-20, цоизит 5-7, кварц – 5-7, амфиболы – 3-5. Состав руды существенно пирротиновый при подчиненном количестве халькопирита и пентландита. Текстура руд массивная, каемочная, петельчатая, полосчатая, прожилковая в зависимости от взаимного расположения пирротина, халькопирита и породных включений, мощности халькопиритовых кайм в массе пирротина достигают 10-15мм (Рис. 3.9, 3.10).

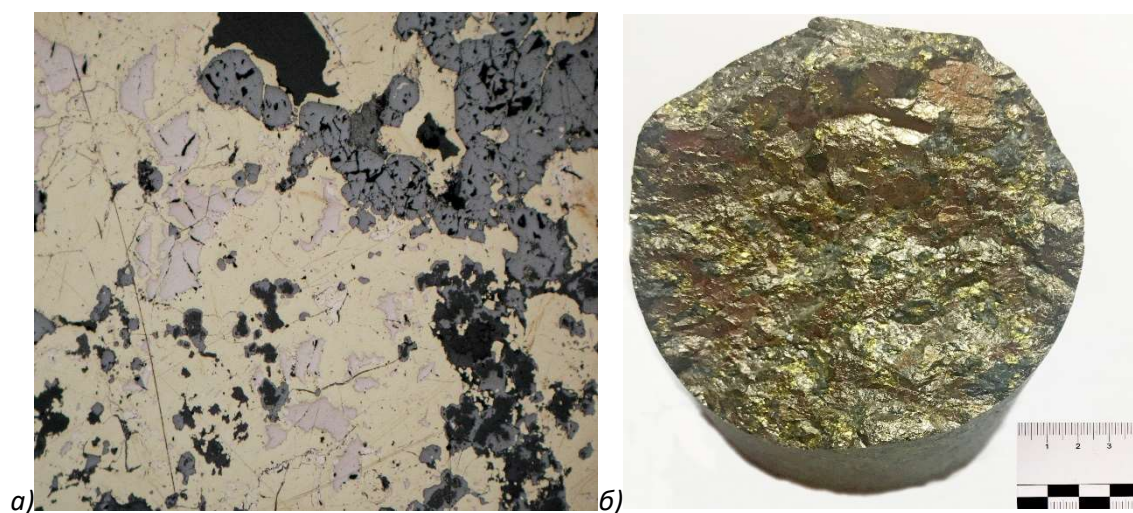


Рис.3.9 Массивная халькопиритовая руда: *а)* – Срастания халькопирита, с пирротинном и магнетитом (в отраженном свете); *б)* – общий вид



Рис. 3.10. Кайма халькопирита на границе кристалла пирротина и включения габбро-долерита

Главными минералами руд являются моноклинный и гексагональный пирротин (по данным минераграфических исследований и МРСА), халькопирит, пентландит и магнетит. Пирротин образует уникальные крупные кристаллы размером более 3-4 см (пирротин I), а также агрегат более мелких кристаллов размером от 0,5- до 1-2 мм (пирротин II). Крупный пирротин имеет двойниковое строение, включает пламенеvidный пентландит и халькопирит.

Халькопирит располагается на границах раздела отдельных зерен пирротина, наиболее крупные его поля содержат включения округлых зерен пирротина в сростаниях с пентландитом.

Пентландит приурочен к границам зерен пирротина, где он присутствует один или вместе с халькопиритом (рис. 3.11). В большинстве случаев халькопирит и пентландит образуют мономинеральные выделения размером до 0,5-0,6мм, пламенеvidные пластинчатые фазы в пирротине. Магнетит образует вкрапленность в пирротине размером от 0,1 до 1мм или образуют почти мономинеральные линзы в породных включениях. В руде встречаются единичные зерна сфалерита, галенита, ильваита.

Характерная особенность богатой руды Хараелахской залежи - крупные блочные кристаллы пирротина размером до 10 см и каемочные образования халькопирита мощностью 1-3 – 20 мм вокруг пирротина, аналогичные богатой руде залежи С-2. Вторая структурная форма халькопирита – ориентированные по трещинам отдельности в пирротине субпараллельные вкрапленники размером 3-10 мм.



Рис. 3.11. Петельчатый и пластинчатый пирротин в халькопирите: а) – общий вид; б) в отраженном свете.

Пирротин представлен крупными кристаллами (пирротин I) и более мелкозернистыми зернами пирротина (пирротин II), которые обрамляются каймой пентландита. Пентландит в кристаллах пирротина образует пламенивидные фазы по направлениям отдельности, где с ним часто ассоциирует и халькопирит, а также идиоморфные кристаллы магнетита.

Количественное соотношение сульфидов в богатой руде на 100% сульфида (%масс): пирротин 61, халькопирит - 24, пентландит – 15. Доля магнетита составляет 6%масс, породных включений- 2%масс. В некоторых участках залежей (масс. %): пирротин 76, халькопирит- 14, пентландит – 10, количество магнетита – 6, доля силикатных минералов – 6%. В залежах богатых руд С4 и X1 наблюдаются пирротиновые зоны, в которых выделяются участки, обогащенные кубанитом. Содержание никеля (2,5-3,5%) и меди (12,3-14,0%) в кубанитовых рудах выше, чем в пирротиновых.

Основными минералами кубанитовых разновидностей руд являются пирротин (в том числе троилит) и кубанит, количество халькопирита не превышает 10-12%. Кубанитовые руды имеют постепенные переходы, переходя к существенно пирротиновой и к халькопиритовой разновидностям. Кубанитовые руды Хараелахской залежи отрабатывались совместно с пирротиновой рудой и направлялись на обогащение.

В зональных частях залежей выделяются также халькопиритовые зоны, которые выделены в самостоятельный технологический тип II «высокомедистых» руд. Эти руды характерны для Хараелахской залежи в поле «Октябрьского» рудника. Содержание меди в рудах составляет 14-16%, носителем меди является халькопирит (с содержанием меди 34,5%). В процессе эксплуатации они направлялись непосредственно в плавильный цех медного завода.

«Медистая» руда чаще всего имеет брекчиевидную, ритмично-полосчатую или равномерную массивную текстуру, образованную сплошным халькопиритом и

густовкрапленным сульфидным агрегатом с включениями роговика различного размера (рис. 5а). В контуре горизонта МО (рис. 3.4) пачки «медистых» руд имеют существенно халькопиритовый или пирротиновый состав с примерно одинаковым количеством пентландита. Общее количество сульфидов в халькопиритовых и пирротиновых интервалах идентичное, изменяется от 23 до 44%. Разделение руд на существенно халькопиритовые и существенно пирротиновые производится при макроскопической документации и по расчетному геохимическому коэффициенту Cu/S . В пирротин-халькопиритовых рудах Cu/S – более 0,45%, в существенно пирротиновых 0,15 - 0,3%. Количество пентландита в рудах постоянное и составляет около 9-11%. В пирротиновых интервалах появляется валлериит – до 8% масс, присутствует сфалерит и магнетит. Доля нерудных минералов 43-74%.

Халькопирит образует мономинеральные зерна и агрегаты зернистой структуры, сростки с пирротином, пентландитом, реже с магнетитом, макинавитом и сфалеритом. В крупных полях халькопирита, составляющих сплошную сульфидную массу, наблюдаются порфиридные зерна пентландита и призматические включения пирротина (рис. 3.11). Широко распространен в халькопирите и мелкозернистый пентландит размером около 0,01-0,2мм. Микрорентгеноспектральным анализом в халькопирите обнаружено самородное золото, зерно соболевскита, котульскита, мончеита.

Пентландит образует порфиридные зерна в крупных полях халькопирита и пирротина, мелкие изометричные вкрапленники в халькопирите, пламенеvidные включения в пирротине.

Пирротин в халькопиритовых интервалах имеет ограниченное распространение, находится в сростаниях с халькопиритом, образует бедную вкрапленность в породных ксенолитах. Наиболее крупные фазы пирротина содержат включения пламенеvidного пентландита. В существенно пирротиновых интервалах пирротин представлен двумя структурными разновидностями: крупными кристаллами размером до нескольких сантиметров (пирротин I) и мелкозернистыми округлыми зернами в полях халькопирита (пирротин II) размером 0,1-0,8мм. В пирротиновых интервалах доля пламенеvidного пентландита возрастает, что приводит к повышению извлечения никеля в пирротиновый концентрат и малоникелистый отвальный продукт.

Пирит в «медистых» рудах образует тонкие прожилки небольшого размера и крупнозернистые агрегаты, количество пирита составляет 1–9%.

В халькопирит-пирротиновой массе наблюдаются шпильки магнетита, в которых встречается мелкозернистый чешуйчатый валлериит. Расчетное количество валлериита в медистых рудах по изученным пробам – изменяется от 0 до 8%, расчетное количество магнетита – 5%.

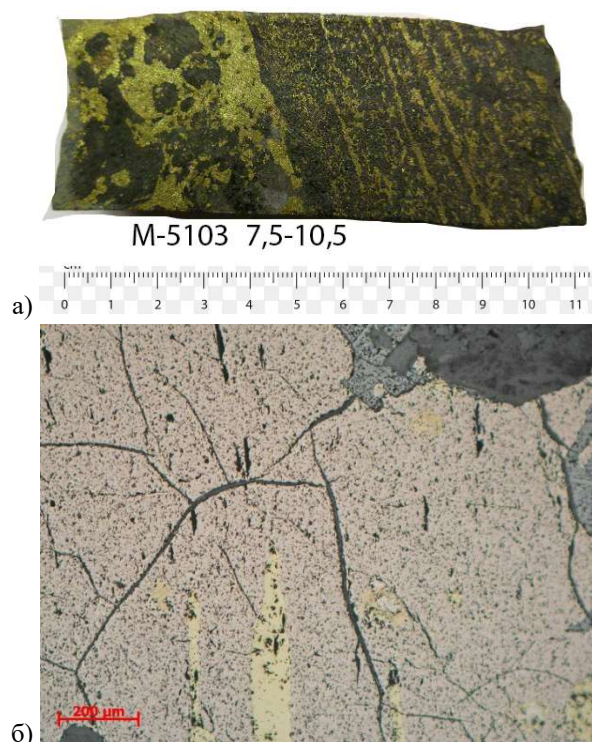


Рис. 3.11. а) - Брекчиевидная и ритмично-полосчатая вкрапленность сульфидов в роговике скв. М5103; б) – срастания зерен халькопирита с агрегатами пирротина.

В поле шахты «Комсомольская», «медистые» прожилково-вкрапленные руды, развитые по ангидрит-пироксеновым роговикам, скарнам различного состава (магнезиального, известкового и щелочного) и серпентинитам, подвержены наиболее сильному метасоматозу. Вторичные изменения отражаются и на составе рудной вкрапленности. Так, в роговиках и скарнах появляется миллерит-халькопирит-пиритовая ассоциация сульфидов, которая накладывается на более раннюю пентландит-халькопирит-пирротиную вкрапленность и может полностью ее замещать. Во вкрапленности также присутствует борнит, валлериит, джерфишерит.

Оруденелые роговики имеют равномернозернистую массивную и полосчатую текстуру, присутствуют интервалы с пятнистой текстурой, где проявлены пластические и разрывные микродеформации и брекчирование. В роговиках наблюдаются метасоматические изменения с образованием скарнов, широко проявлена серпентинизация, образование гидрограната, хлорита, крупногнездового ангидрита, кальцита. Макроскопически рудные скарны представляют собой сланцеватую породу серого цвета с пятнистой и прожилковой текстурой, обусловленной развитием гнезд и прожилков хлорита, серпентина и крупных гнезд ангидрита.

Для «медистой» руды характерно неравномерное распределение сульфидов во вмещающих породах и разнообразные структурные формы: гнезда, ориентированные по сланцеватости, прожилки, примазки по трещинам, вкрапленники, слои густой тонкой

вкрапленности, в основном халькопиритовой, «пропитывающей» породу. Общее количество сульфидов изменяется от 8 до 35%, от общего количества сульфидов доля пирротина составляет 16-28%, халькопирита 13-48%, пентландита ~ 1,2-6%, миллерита ~0,1- 4%, валлериита ~7-19%, пирита ~14- 38%.

В «медистой» руде горизонта МПОН (на рис. 3.4.) присутствует несколько характерных минеральных ассоциаций: пирротин-пентландит-халькопиритовая, существенно халькопиритовая, миллерит-борнит-халькопирит-пиритовая и валлериит-пирротин-халькопиритовая. В наименее измененных породах пироксеновых роговиках или скарнах присутствует пирротин-халькопиритовая вкрапленность с пентландитом. Рудными минералами вкрапленности являются пирротин и халькопирит, в сростании с которыми находится пентландит, пирит и магнетит. Наблюдаются вкрапленники существенно пирротинового или существенно халькопиритового состава с размером сульфидных фаз от 0,05 до 0,4-0,5 мм пирротина (рис. 3.12). В пирротине присутствуют пламеновидные включения пентландита.

Развитие валлериита наиболее характерно для серпентинитов, в которых он наблюдается в максимально известном количестве. В измененных роговиках и скарнах распространена валлериит - халькопиритовая вкрапленность, где валлериит является вторым по распространенности минералом. В сростаниях с халькопиритом встречается пирит и редко - пирротин. В этой ассоциации иногда встречается джерфишерит, который образует каймы вокруг халькопирита и пирротина. В виде самостоятельной рудной ассоциации в роговиках и скарнах присутствует пирит-пирротин-валлериитовая вкрапленность с низкими технологическими свойствами. В этой ассоциации пирит является никелистым и содержит 0,1-0,5 масс. % никеля.

На западном фланге, в поле рудника «Октябрьский» преобладают разновидности пентландит-халькопирит-пирит-пирротинового состава и валлериитовые руды, среди которых различают пентландит-миллерит-пирротинового, пирит-валлериит-халькопиритового и пентландит (миллерит)-халькопирит-валлериит-(пирротин)-пиритового состава. Состав пентландита характеризуется повышенным содержанием никеля, пониженным содержанием железа и составляет: никель – 36,9%масс, железо – 28,8%масс, серы – 33,4%масс, кобальта – 0,9% масс. Средний состав пирротина: железо – 60,1 масс. %, сера – 39,1 масс. %, никель – 0,8 масс.%. В рудах присутствуют гексагональный и моноклинный пирротин. Состав халькопирита: медь 34,6%масс, железо- 30,04%масс, сера – 34,9%масс. Миллерит содержит в среднем 61,5 масс. % никеля, 35,6 масс. % серы, имеет примесь железа – 2,4 масс. % и кобальта – 0,5 масс. %. В состав пирита также входит примесь кобальта и никеля. Средний состав пирита: железо – 46,0 масс. %, сера – 52,8 масс. %, никель -0,8 масс. %, кобальт – 0,4 масс. %.

Вкрапленные руды являются полиминеральными и состоят из весьма обширного комплекса минералов, относящихся к классам сульфидов, селенидов, теллуридов, арсенидов, сульфоарсенидов, интерметаллидов, самородных элементов, окислов и др. Главными минералами являются пирротин (моноклинный и гексагональный), халькопирит и пентландит, реже троилит, кубанит и валлериит. Повсеместно в рудах среди сульфидов встречается титаномагнетит. В зависимости от преобладания того или иного минерала выделяются пирротиновые, кубанитовые и халькопиритовые руды. Закономерно группируясь внутри минеральных типов, главные рудообразующие минералы образуют устойчивые минеральные ассоциации – минеральные разновидности. Каждая минеральная разновидность образует в рудной залежи довольно крупные и выдержанные обособления в виде капель (рис. 3.12).

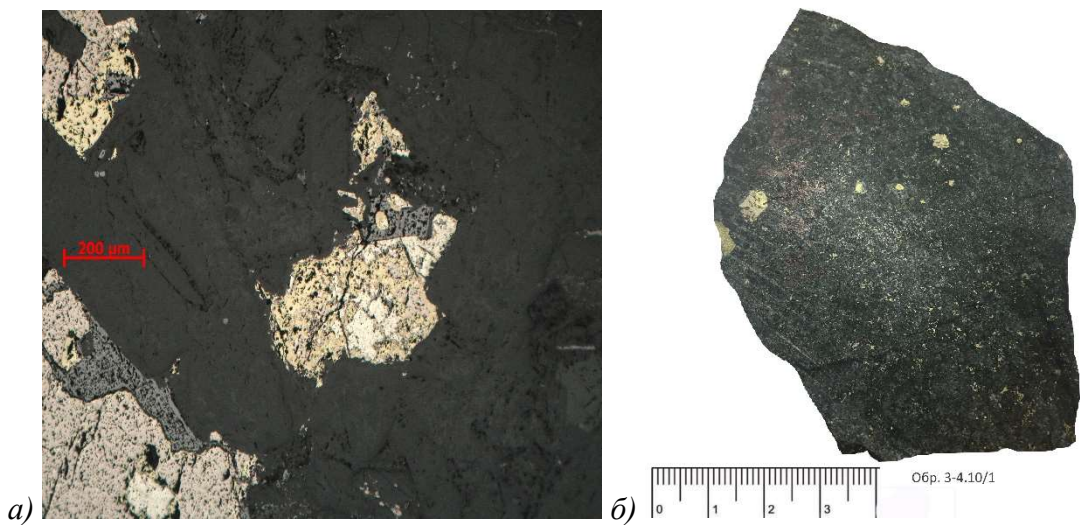


Рис.3.12. Контактный габбро-долерит с вкрапленной минерализацией; *a)* – в отраженном свете; *б)* – общий вид.

Промышленные вкрапленные руды распространены преимущественно в пикритовых габбро-долеритах, встречается также непромышленная относительно бедная сульфидная минерализация в оливиновых габбро-долеритах.

В пикритовых габбро-долеритах сульфиды образуют каплевидные гнезда, расслоенные на халькопиритовую и пирротиновую части, а также более тонкую интерстиционную вкрапленность (рис. 3.13).

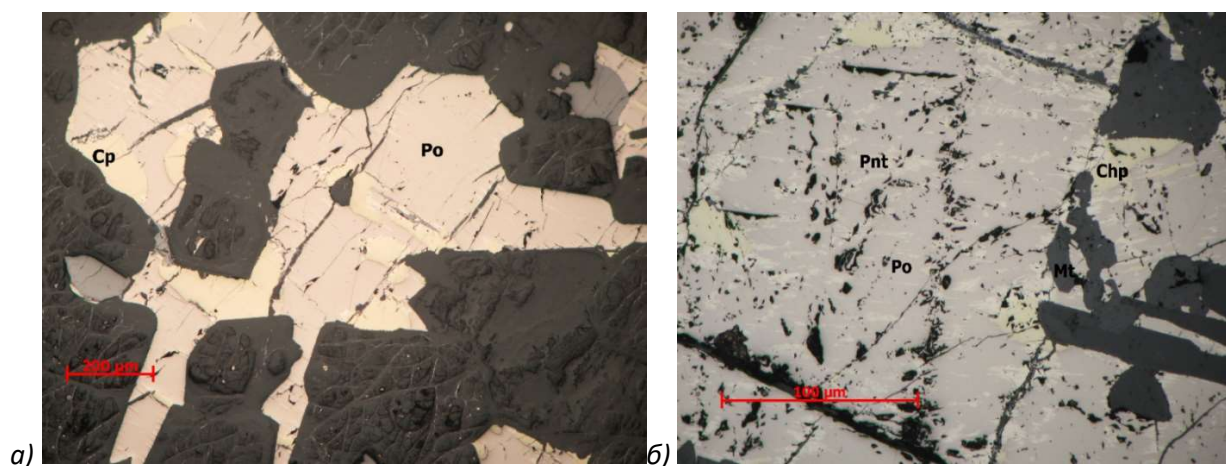


Рис. 3.13. а – включения пирротин-пентландит-халькопиритового состава в такситовом габбро-долерите (ЗФ-114-4) ; б – петельчатая структура пирротина в крупном сульфидном включении в пикритовом габбро-долерите (ЗФ 125- 2).

Пентландит образует зернистую и пламеневидную структурные формы. Халькопирит содержит включения овального и призматического кубанита. Для пикритовых габбро-долеритов характерна мелкая вкрапленность идиоморфного хромита.

В такситовых габбро-долеритах сульфиды образуют гнезда неправильной формы, размером до 4 см и неравномерную вкрапленность размером до 1-2 мм. Основным минералом является пирротин (пирротин I), он образует крупные кристаллы размером до 1-2 см, которые насыщены включениями пламевидного пентландита (рис.3.14 а), а также более мелкие зерна. В ассоциации с пламеневидным пентландитом находится халькопирит.

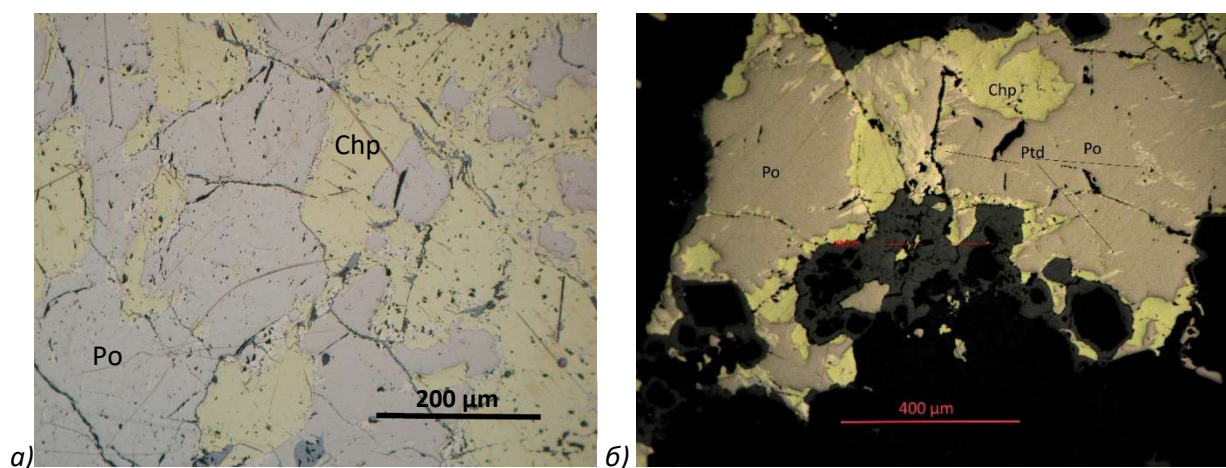


Рис. 3.14. а) - крупные выделения пирротина I в такситовом габбро-долерите; б) – выделения пламевидного пентландита в пирротине

Часть вкрапленников сложена халькопиритом с подчиненным количеством пирротина. В крупных зернах халькопирита наблюдается зернистый пирротин (пирротин II), зернистый пентландит, характерна также эмульсионная вкрапленность пентландита (рис. 3.13 б), а также мелкозернистый и эмульсионный сфалерит, иногда - призматические включения кубанита.

Зернистый пентландит локализуется на границе халькопирита и пирротина, образует полосы, каймы, порфирированные вкрапленники. В пентландите встречаются скопления чешуйчатого макинавита.

Вкрапленная минерализация в оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах характерной «горошчатой» текстуры имеет сидеронитовую структуру. Это равномерная вкрапленность, сложенная в основном мономинеральным халькопиритом и редкими зернами пентландита размером до 3-4мм. Пирротин находится в подчиненном количестве, в виде включений в халькопирите или пентландите.

Рудная минерализация в троктолитовых габбро-долеритах является гнездово-вкрапленной с размером фаз до 1 – 2 см. Состав вкрапленности пентландит-халькопирит-пирротин с отдельными зернами кубанита в халькопирите, а также сфалерита и магнетита. Интерстиционная вкрапленность в троктолитах является более густой и крупной (до 1-2мм).

Во вкрапленных рудах на западном фланге Октябрьского месторождения встречены следующие минералы ЭПГ: спериллит ($PtAs_2$), паоловит (Pd_2Sn), атоцит ($(Pt,Pd)_3Sn$), изоферроплатина ($(Pt, Pd)_3(Fe,Cu)$). Из благородных металлов также встречены самородное золото (Au,Ag). Эти минералы слагают редкие обособленные агрегаты в матрице сульфидных минералов, также встречаются в виде вростков и реже в виде прожилковидных выделений. Самородное золото отмечается в виде мелких агрегатов в выделениях минералов ЭПГ, а также иногда встречаются фрагменты тонких выделений, окаймляющих агрегаты минералов ЭПГ. Проба самородного золота в изученных образцах преимущественно 450 – 700. Преобладает электрум и кюстелит.

В рудах встречены также арсениды и сульфиды никеля, содержащие (по данным МРСА) примеси ЭПГ. Выделения этих минералов в рудах западного фланга редки и обычно очень мелкие (около 20-30 мкм).

Выводы

Западный фланг месторождения характеризуется сложной морфологией Хараелахского интрузива, расщепленного на апофизы, и развитием богатых, медистых и прожилково-вкрапленных типов руд, что подтверждается данными разведочного бурения последних лет. Все типы руд пространственно связаны и образуют субгоризонтальную рудную зону, в которой выделено несколько горизонтов залежей промышленных типов руд, согласно условиям кондиций. Как и в центральных частях Октябрьского месторождения, на его западном фланге

очертания залежей богатых и в меньшей степени медистых руд зачастую повторяют в плане контуры распространения горизонта пикритовых габбро-долеритов, которые, ввиду осложнения их залегания локальными тектоническими факторами, образуют отдельно обособленные линзы и апофизы сложной морфологии. Раздувы мощности горизонта могут использоваться в качестве поискового признака на богатые и медистые руды.

Рудные тела богатых руд на западном фланге месторождения залегают в придонных горизонтах Хараелахского интрузива. На изученном западном фланге Октябрьского месторождения тела богатых руд залегают в придонных горизонтах Хараелахского интрузива и наиболее рудонасыщенным горизонтом являются пикритовые габбро-долериты. Аналогичные закономерности ранее были установлены предыдущими исследователями в центральной части месторождения, где эти руды имели форму линзообразных и пластообразных тел, сменяющихся на флангах сериях разобщенных жил, линз и апофизов, осложненных пострудной тектоникой, а средняя мощность рудных тел изменялась от нескольких десятков сантиметров до 3 – 8 метров.

На западном фланге эти руды характеризуются сходным минеральным составом, структурой и текстурой со сплошными рудами халькопирит-пирротинового состава в основной залежи Октябрьского месторождения, но имеют более сложную морфологию рудных тел, обусловленную раздувами, пережимами и разветвлениями рудоносного горизонта интрузива.

«Медистые» руды Октябрьского месторождения являются прожилково-вкрапленными рудами, распространены преимущественно в осадочных породах мантуровской свиты среднего девона, в контактовых габбро-долеритах и в отложениях каларгонской свиты верхнего девона, обрамляющих рудоносный интрузив габбро-долеритов. Отличительной чертой этого типа руд является разнообразие их минерального состава. Основными рудоконтролирующими структурами для них являются поверхности контактов апофиз интрузива.

Тела «медистых» руд представляют собой пластообразные залежи с очень изменчивой морфологией, резкими изменениями мощности и непредсказуемым поведением контактов, осложненных более поздними структурами. Эти руды образуют своеобразные зоны вокруг тел богатых руд и характеризуются зональным изменением минералого-геохимических текстурных признаков.

Рудные тела вкрапленных руд локализуются в горизонтах пикритовых габбро-долеритов и представляют собой основной объем руд изученной части Октябрьского месторождения. Они образуют выдержанную по площади, практически непрерывную пластообразную залежь. На западном фланге Октябрьского месторождения залежь вкрапленных руд распадается на более мелкие рудные тела небольшой мощности, в связи с чем они, по показателям кондиций, разобщены на несколько горизонтов. Верхняя граница рудной залежи коррелирует с кровлей

горизонта пикритовых габбро-долеритов, нижняя граница конформна границе интрузива. Минеральный состав вкрапленных руд на западном фланге преимущественно халькопиритовый и отличается от центральной зоны залежей Хараелахского интрузива с халькопирит-пирротиновой и кубанит-пирротиновой вкрапленностью.

Таким образом для всех рудных тел на западном фланге месторождения характерна сложная морфология, отличающаяся от центральной части месторождения. По рассчитанным показателям кондиций все рудные залежи на флангах имеют более высокую группу сложности, по сравнению с центральной частью месторождения. Это должно учитываться в дальнейшем при эксплуатационной разведке фланга месторождения, а также при выборе системы отработки западного фланга месторождения.

Результаты изучения морфологии рудных тел и минерального состава руд на фланге Октябрьского месторождения позволяют сформулировать первое защищаемое положение.

Защищаемое положение

На западном фланге Октябрьского месторождения линзовидные тела сульфидных Cu-Ni руд: богатых, медистых и вкрапленных - пространственно связаны, образуют субгоризонтальную рудную зону, располагаясь в ней на нескольких горизонтах. Морфология рудных тел определяется постепенным выклиниванием Хараелахского интрузива и погружением его в юго-восточном направлении, контурами развития рудовмещающих пикритовых габбро-долеритов, уменьшением их мощности и сменой их по латерали безрудными оливинсодержащими и безоливиновыми габбро-долеритами.

Глава 4. Минералого-геохимическая характеристика Хараелахского интрузива²

Цели, задачи, введение

Как было показано в предыдущих главах работы, дифференциация рудоносного Хараелахского интрузива выражается в изменении состава пород, от безоливиновых до пикритовых габбро-долеритов, с накоплением оливина в придонных частях разреза интрузива. Горизонты пикритовых габбро-долеритов являются важным типоморфным признаком Хараелахского интрузива. В его разных ветвях рудоносные горизонты габбро-долеритов различаются соотношениями главных породообразующих минералов, содержанием вторичных минералов и структурными особенностями. Большинство минералов представлено несколькими генерациями, составы которых отражают эволюцию условий кристаллизации интрузива. Одни и те же минералы, относящиеся к различным генерациям, могут различаться по содержанию элементов-примесей, которые характеризуют условия рудообразования и процессы, происходившие с магмой во время кристаллизации, в связи с чем их состав и свойства могут быть важны для выявления генетических особенностей формирования интрузивов Норильского типа, а также могут быть использованы в качестве поисковых признаков на медно-никелевое оруденение в интрузивах подобного типа.

В связи с этим, одной из основных целей работы было изучение типоморфных особенностей породообразующих и аксессуарных рудных минералов в рудоносных пикритовых габбро-долеритах западной части Хараелахского интрузива, а также выявление в них наличия элементов-примесей и их взаимоотношений.

² При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. **Крылов И.О.**, Никулин И.И., Самсонов А.А., Коршунов Д.М., Вильданов Д.И. Новые данные о составе плагиоклаза на западном фланге Октябрьского месторождения по данным инфракрасной спектроскопии // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология. 2022. № 2. С. 27–39. RSCI (0,81 п.л., авторский вклад 70%). DOI: 10.33623/0579-9406-2022-2-27-39. Импакт-фактор РИНЦ: 0,38
2. **Крылов И.О.**, Типоморфные особенности клинопироксенов в породах интрузий Норильского типа. // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН (18)18, 223-226, 2021. (0,25 п.л.).
3. Никулин И.И., Радько В.А., Самсонов А.А., Вильданов Д.И., Коршунов Д.М., **Крылов И.О.** Топоминералогическое картирование интрузий Норильского района по данным инфракрасной спектроскопии: Методическое пособие. Под общ. ред. В.И. Старостина. Москва. Издательство: ВНИИ-геосистем, 2020. 108 с. (6,75 п.л., авторский вклад 15%).

Фактический материал и методика исследования

С целью выявления примесей и особенностей состава, были изучены петрологические особенности рудоносных, а также безрудных дифференциатов Хараелахского интрузива. Выявлены основные компоненты примеси в плагиоклазах, пироксенах и акцессорных окисно-рудных минералах, методами ИК-спектроскопии, микрорентгеноспектрального анализа и ICP-MS. Установлены закономерности изменения состава и наличия примесей от рудоносности дифференциатов. В процессе исследования были изучены образцы из керна скважин, пройденных в ходе разведки западного фланга месторождения (рис. 4.1)

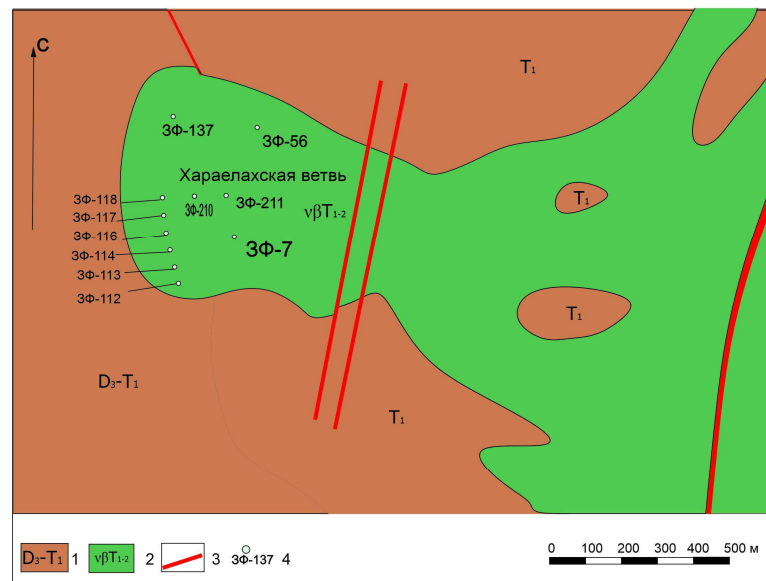


Рис. 4.1. Геологическая схема Хараелахского интрузива в пределах западного фланга месторождения Октябрьское; 1-терригенные отложения Тунгусской серии; 2 – контуры интрузии; 3 – разломы; 4–скважины, из которых были изучены образцы.

Исследование минералов в габбро-долеритах происходило в несколько этапов. Первоначальное петрографическое и минераграфическое описание образцов было выполнено в соответствии со стандартными требованиями описания породообразующих и рудных минералов. Инфракрасная спектроскопия (ИКС) выполнена на ИК-Фурье микроскопе Nicolet-380 с ИК-Фурье микроскопом Centaurus (THERMO Scientific, США) и ИК-Фурье-спектрометром VERTEX 70 с модулем комбинационного рассеяния RAM II в диапазоне волновых чисел $650 - 4000 \text{ см}^{-1}$ и $400 - 4000 \text{ см}^{-1}$ соответственно в НИЦ «Курчатовский институт» (ИРЕА). Экспериментальный результат в ИКС заключается в инфракрасном спектре, который представляет собой функцию зависимости интенсивности пропущенного инфракрасного излучения от частоты. Каждый ИК-спектр индивидуален и может использоваться для идентификации минерала и его кристаллохимических особенностей. Поскольку каждое вещество представлено уникальной

комбинацией молекул, теоретически не существует двух соединений с одинаковыми ИК-спектрами. Поэтому ИКС позволяет проводить идентификацию веществ разнообразного состава и агрегатного состояния. К преимуществам данного метода также относится оперативность исследования. Контроль качества и интерпретация полученных в ходе исследований данных проводилась с помощью компьютерной программы OMNIS на основе международной базы данных ИК спектров. Кроме ИКС, с целью заверки результатов, химический состав некоторых минералов также определяли в зернах микрорентгеноспектральным анализом на приборе JEOL JSM-7100F с приставкой Oxford Instruments X-maxn.

Для изучения минеральных зерен использованы как их мономинеральные образцы, истертые до состояния порошка (аналитической пудры), так и плоскопараллельные пластины толщиной 0,1 – 0,2 мм. Породообразующие минералы габбро-долеритов были разделены в тяжелых жидкостях (тетрахлорметан с плотностью 1,59 в смеси с хлористым метиленом и чистый хлористый метилен с плотностью 3,33). После получения трех отличающихся по плотности фракций, производили выборку исследуемых зерен под биноклем с учетом морфологии зерен. Обломки зерен или зерна с обилием включений исключались из выборки. Из отобранных зерен изготавливались препараты для ИКС.

Петрологическая характеристика рудовмещающих пород западной части Хараелахского интрузива

Петрология Хараелахского интрузива подробно освещена в работах многих исследователей [И.А. Архипов, М.Н. Годлевский, Д.А. Додин, В.В. Золотухин, М.З. Комарова, А.П. Лихачев, В.В. Рябов, В.К. Степанов, М.С. Сухарева, В.А. Шатков, Н.А. Криволуцкая и др.]. В настоящее время детально изучены структурно-текстурные особенности пород, состав и морфологические особенности породообразующих минералов. Автором в главе приводятся новые данные, полученные при изучении западной краевой части Хараелахского интрузива, а также частичное сравнение с ранее проведенными исследованиями по другим рудоносным интрузивам Норильского типа.

Согласно гипотезе, С. К. Михалева [2011], пикритовые габбро-долериты образовались при дифференциации флюидонасыщенных рудоносных магм при активном участии восходящих потоков флюидов, которые захватывали ранние зёрна основного плагиоклаза и оливина, и переносили их в прикровельную часть массива.



Рис. 4.2. Пойкилофитовая структура габбро-долерита. Изображение в проходящем свете, николи скрещены

Рудовмещающие пикритовые габбро-долериты западного фланга Октябрьского месторождения представляют собой средне-мелкозернистые породы темно-зеленовато-серого цвета, с массивной, реже пятнистой текстурой (за счет редких плагиоклазовых сростаний до 2 см), состоящие, преимущественно, из оливина, плагиоклаза и клинопироксена. Их текстура обусловлена наличием участков с разным размером зерен и разнообразием структур (офитовой, пойкилофитовой (рис. 4.2), габбровой). Эвтакситовая структура вызвана правильным чередованием прослоев разного состава и текстуры. В изученной части интрузива породы с такой текстурой встречены редко. Брекчиевидно-такситовая текстура обусловлена наличием угловатых или округлых обломков размером до нескольких долей сантиметров, сложенных породами с пикритовой текстурой и окруженных тонкой каймой лейкократовых разновидностей [Додин и др., 1971]. В разных участках Хараелакского интрузива они различаются соотношениями главных породообразующих минералов, содержанием вторичных породообразующих минералов, структурно-текстурными особенностями и степенью проявления вторичных изменений. Наименее изменённые породы, залегающие вблизи осевой части интрузива, представляют собой оливинсодержащие двупироксеновые габбро-долериты. В них хорошо проявлена пойкилофитовая структура: в крупных (1-2 мм) ксеноморфных зёрнах клинопироксена заключены многочисленные идиоморфные таблитчатые зёрна плагиоклаза.

Минеральный состав этих пород (об. %): плагиоклаз (45–80), клинопироксен (25–35), ортопироксен (0–10), оливин (0-3), биотит-флогопит (1–5). Из акцессорных минералов встречены титаномагнетит, ильменит, хромшпинелид, сфен, апатит, бадделеит, циркон.

Плагиоклаз содержится в количестве до 80% от объема породы. Четко проявлены две генерации: 1) более ранний (An_{70}) и 2) более поздний (An_{80}), редко встречаются An_{100} . Крупные

кристаллы имеют отчетливо зональное строение, их центральные части нередко замещены сосюрит-пелитовым материалом и пренитом, а каймы альбитизированы. Состав плагиоклаза в породах этой серии в пределах Хараелахского интрузива изменяется в интервале от An_{10} до An_{70} , редкие зерна имеют состав до An_{80} (Рис. 4.3, 4.4). В краевых частях содержание анортитового минерала иногда может понижаться до An_{42-47} , что отмечалось ранее в других частях интрузива [Золотухин и др., 1975; Иванов и др., 1973].

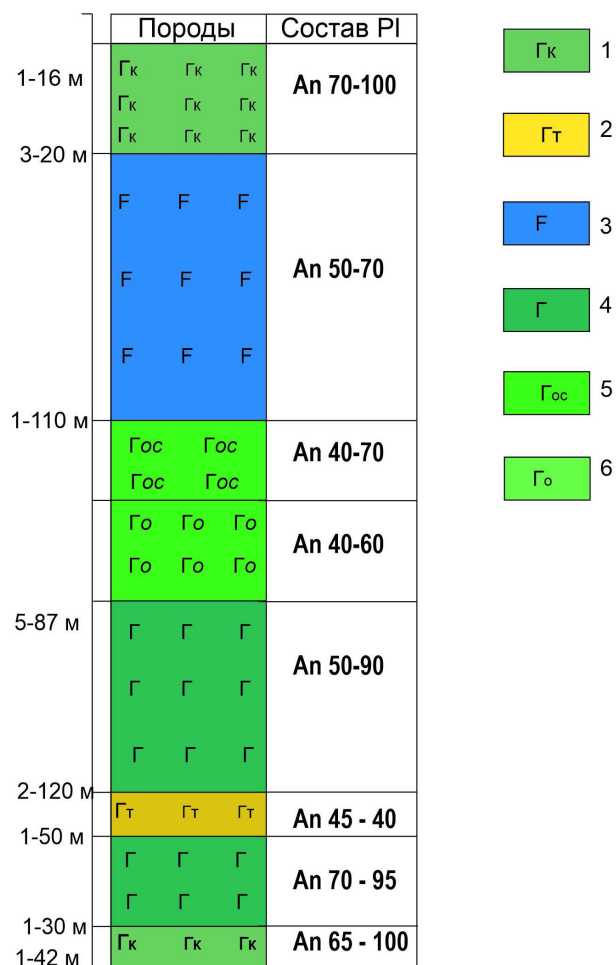


Рис. 4.3. Изменение типа плагиоклазов в различных породах Хараелахской интрузии

1- горизонт контактовых габбро-долеритов, контаминированных пород и эруптивных брекчий; 2 - горизонт такситовых, такситовидных габбро-долеритов; 3 - горизонт лейкократовых габбро, диоритов, кварцсодержащих габбро-диоритов с призматически-зернистой и офитовой структурой; 4 - горизонт пикритовых габбро-долеритов; 5 – горизонт оливиновых габбро-долеритов, 6 – горизонт оливинсодержащих габбро-долеритов

В прежних исследованиях В.В. Рябова с соавторами [Рябов, Золотухин, 1977; Годлевский, 1959; Золотарев, Аглонов, 2014; Леснов, 1991; Наторхин и др., 1977] была отмечена положительная корреляция между основностью плагиоклазов и магнизиальностью вмещающих их горных пород. Однозначно в изученных породах она не устанавливается, так как изучение

осложняется зональным (2 или 3 зоны) строением кристаллов (рис. 4.5). Плагиоклазы габбро-долеритов западной краевой части Хараелахской интрузии характеризуются прямой зональностью с понижением количества анортитовой составляющей от центральных частей к краевым, что, согласно прежним исследованиям [Золотарев, Аглонов, 2014; Геология ..., 2020], было также отмечено в других норильских интрузивах: Норильск I и Талнахской (рис. 4.5).

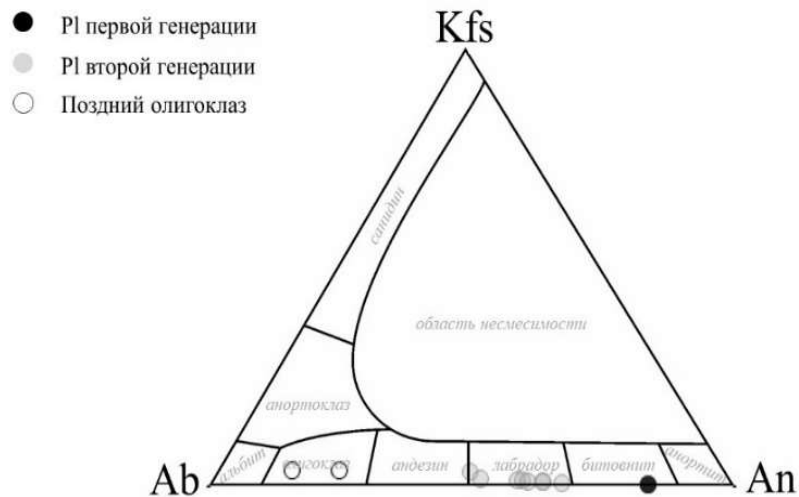


Рис. 4.4. Состав плагиокалов разных генераций по данным микрозондового анализа в пикритовых габбро-долеритах западной ветви Хараелахского интрузива (скважины ЗФ).

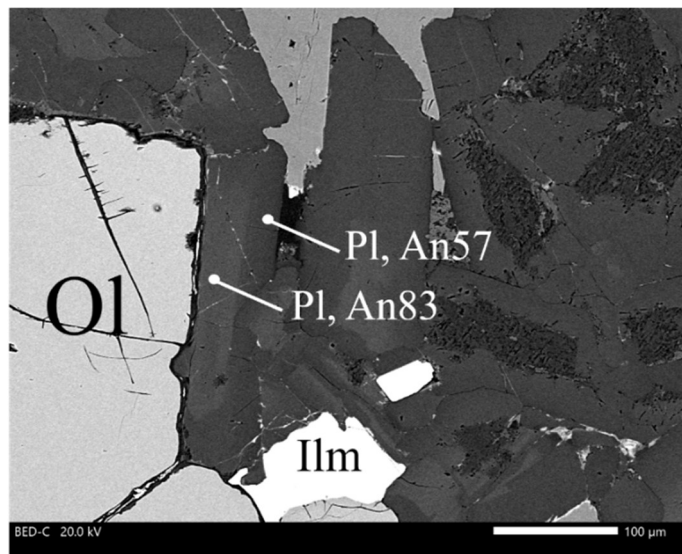


Рис. 4.5. Двучленное зерно плагиокала первой генерации на границе с оливином (фото СЭМ в режиме отражённых электронов).

Пироксены в пикритовых габбро-долеритах представлены, как клинопироксенами, так и ортопироксенами. Наиболее широко распространенными являются клинопироксены, ортопироксены распространены в разновидностях пород, обогащенных оливином (до 5%).

Клинопироксен ($\text{CEn}_{23-48} \text{Wo}_{9-35} \text{CFs}_{36-46}$) образует крупные (до 3-х мм) ксеноморфные зёрна. Состав варьирует от авгита до диопсид-геденбургита (рис.4.6), при этом центральные зоны имеют более магниезный состав ($\#\text{Mg}_{70-86}$), краевые – более железистый ($\#\text{Mg}_{41-47}$). Отмечается обогащённость клинопироксена титаном, хромом и марганцем (TiO_2 – до 1,2, MnO – до 0,5, Cr_2O_3 – до 0,6 масс. %), что является типоморфным признаком клинопироксена для всех интрузивов Норильского типа [Н.А. Криволицкая, 2008, 2009]. Содержания хрома и титана в клинопироксенах находятся в обратной зависимости: повышенная хромистость минералов коррелирует с увеличением магниезности, а высокая титанистость с высокой железистостью.

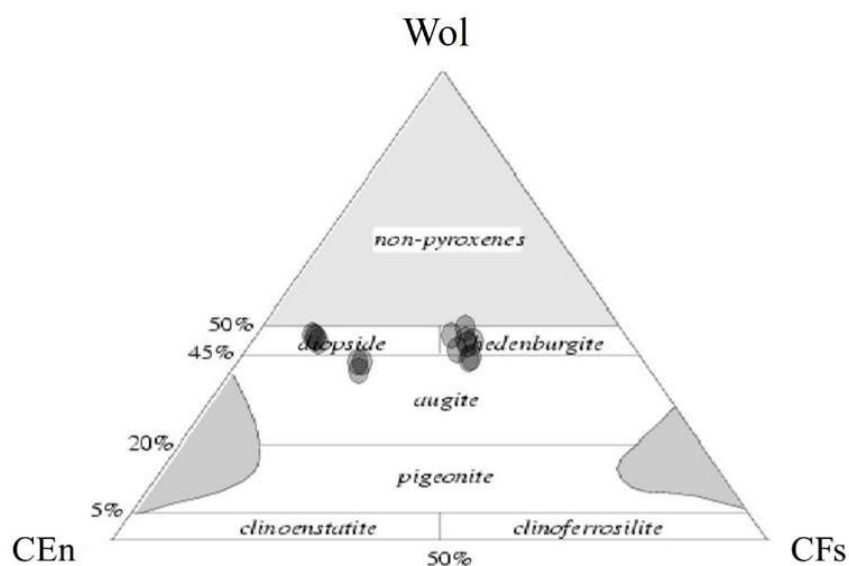


Рис. 4.6. Составы клинопироксенов (в мольных долях клиноэнстатита клиноферросилита и волластонита) пикритовых габбро-долеритов западной ветви Хараелахского интрузива (скважины 3Ф)

Содержание алюминия достигает 2,7 мас.%. Вторичные замещения представлены роговой обманкой, актинолитом, биотитом. Характерной чертой клинопироксенов пород западной части Хараелахского интрузива является их зональное строение, отмеченное ранее в других норильских интрузивах [Генкин и др., 1970, Годлевский и др., 1971, Додин, Шатков, 1971, Рябов, Золотухин, 1977; Дистлер и др., 1976], выражающееся в цветовом оттенке зерен: зеленая центральная часть и бурая кайма. Зеленая окраска обусловлена примесью хрома, а бурая – титана. При этом железистость клинопироксенов возрастает от центра к периферии зерен.

В пикритовых габбро-долеритах содержание минерала постоянно, с увеличением степени дифференциации в распределении пироксена отмечается некоторая неоднородность, отмеченная ранее в других частях интрузива [Рябов, Шевко, Гора, 2001]. Наиболее отчетливо это проявлено в западной части Хараелахского интрузива, где максимум концентрации пироксена приходится на среднюю часть дифференцированной серии пород. Многие авторы [Соболев, 1986, Годлевский, 1959, Коровяков и др., 1963, Золотухин, 1964, Виленский, 1967 и др.] отмечали

также, что для богатых оливином габбро-долеритов рудоносных интрузий характерно появление зональных кристаллов клинопироксена.

Таблица 4.1.

Химический состав (мас.%) клинопироксенов пикритовых габбро-долеритов западной части Хараелахского интрузива и мольные доли в них клиноэнстатита (CEn), клиноферросилита (CFs) и волластонита (Wol)

Образец	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма	CEn	CFs	Wol
ЗФ-80-1	50.91	1.03	2.26	0.26	9.39	0.34	8.89	18.45	0.21	98.80	23.51	30.76	45.73
ЗФ-80-2	51.27	1.18	2.31	0.12	9.67	0.37	8.76	18.83	0.23	99.88	26.35	29.54	44.10
ЗФ-39-2	51.72	0.43	2.75	0.56	5.69	0.11	9.04	21.05	0.21	99.00	24.61	32.08	43.31
ЗФ-39-3	51.85	0.37	1.97	0.04	9.40	0.36	8.11	20.45	0.20	99.25	27.03	31.87	41.11
ЗФ-39-4	50.47	0.59	3.40	0.60	8.80	0.30	8.23	20.15	0.21	99.38	24.93	32.93	42.14
ЗФ-39-5	52.50	0.38	2.22	0.60	6.30	0.16	9.44	19.98	0.15	99.56	26.20	34.72	39.08
ЗФ-39-6	50.41	0.76	3.54	0.26	9.37	0.29	8.33	19.59	0.24	99.54	25.63	34.78	39.51
КЗ-12-1	51.60	0.44	3.51	0.97	6.12	0.15	16.20	20.64	0.28	99.92	47.62	8.78	43.60
КЗ-12-2	51.51	0.70	1.96	0.01	12.89	0.49	15.01	17.24	0.32	100.13	44.42	18.92	36.66
КЗ-12-3	52.14	0.48	2.48	0.22	6.90	0.21	16.44	20.58	0.24	99.70	47.69	9.41	42.90
ЮТ-12-4	51.54	0.42	3.25	1.05	6.04	0.10	16.24	20.86	0.31	99.82	47.88	7.93	44.19
ЮТ-12-5	51.56	0.71	1.82	0.00	12.77	0.43	14.50	18.23	0.34	100.37	42.88	18.38	38.74
ВФ-12-6	51.23	0.77	2.17	0.05	12.36	0.40	14.79	18.10	0.29	100.16	43.80	17.69	38.52
ВФ-12-7	51.26	0.41	3.36	0.98	6.04	0.15	16.22	20.58	0.24	99.28	47.87	8.48	43.65

Изменение TiO₂-fO₂ происходит при различных режимах щелочности-кислотности расплава. Характер изменения TiO₂-fO₂ в зональных клинопироксенах из пикритовых габбро-долеритов западной части Хараелахского интрузива позволяет выделить два типа этих пород: с резким преобладанием TiO₂ в периферии кристаллов при незначительном изменении fO₂ и с небольшим увеличением TiO₂ при резком росте fO₂. Первому свойственно щелочное направление эволюции расплава, а для второго – нормальное, типичное для базальтовых расплавов. Эти изменения являются одним из признаков отличия пород, вмещающих крупные рудные тела, от пород с мелкими, непромышленными оруденениями и безрудных пород.

Ортопироксен (Fs₂₃₋₄₈ Wol₁₋₂ En₃₀₋₆₂) образует ксеноморфные зёрна (рис. 4.7), по морфологии схожие с клинопироксеном, а также развит в виде кайм вокруг оливина. Среди ортопироксенов распространены преимущественно бронзит и гиперстен.

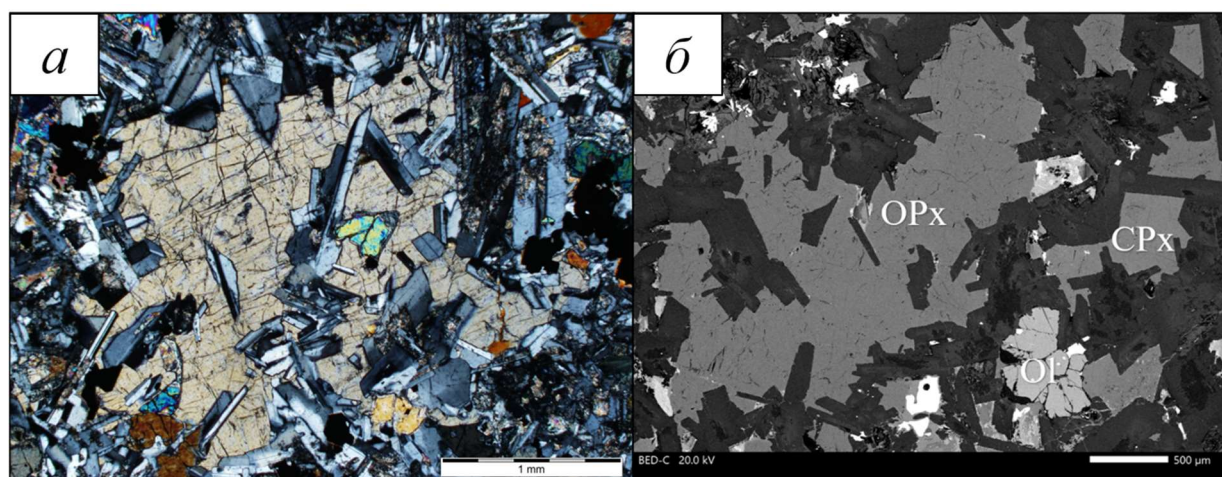


Рис. 4.7. Крупные пойкилокрсты ортопироксена. *а* – в проходящем свете, николи скрещены, видна характерная бежевая интерференционная окраска, *б* – фото СЭМ в режиме отражённых электронов.

Оливин встречается в виде мелких (до 1 мм) изометричных зёрен и их сростков. Зёрна трещиноватые, местами резорбированные, частично или полностью вторично замещённые (рис. 4.8). Этот минерал представляет собой в большинстве случаев самую раннюю ликвидусную фазу и в максимальной степени содержит информацию о составе исходного расплава, которая запечатлена как в составе самого оливина, так и в содержащихся в нем магматических включениях [Геология..., 2020]. Оливины пикритовых пород западной части Хараелахского интрузива образуют широкий ряд составов (Fe_{34-87}), а также содержат значительный набор химических элементов-примесей, которые могут выступать в качестве поисковых критериев при интерпретации его образования. Большой объем аналитических данных по составам оливинов Норильского района получен В.В. Рябовым (1992) и Криволицкой (2002), результаты исследования которых были использованы в работе. Как и для других интрузивов Норильского района, характерна тенденция накопления оливина по направлению к подошве интрузива (до 50%), с изменением состава до Fe_{83} [Криволицкая и др., 2001]. В зёрнах оливина часто заключены пойкилокрсты хромшпинелида и титаномagnetита. Оливин замещается боулингитом, ильваитом и тонкозернистым агрегатом сульфидов. Биотит замещает клинопироксен и образует каймы вокруг зёрен рудных минералов.

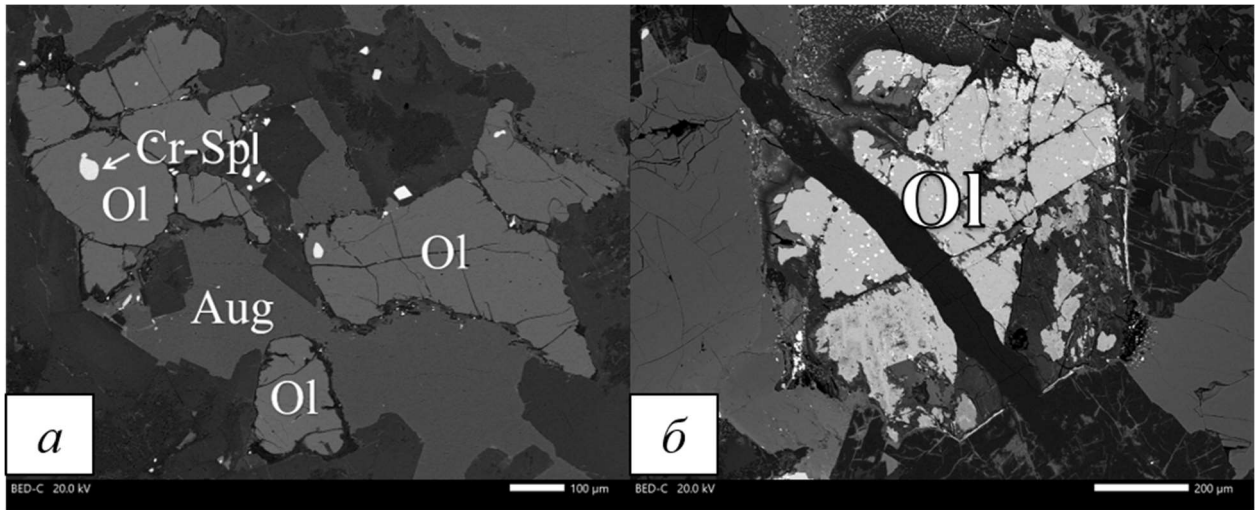


Рис. 4.8. *а* - срастание зёрен клинопироксена и оливина, в зёрнах оливина находятся включения хромшпинелида и титаномагнетита, *б* – резорбированное, вторично замещённое зерно оливина с обильной вкрапленностью рудных минералов.

В качестве примесей в оливине выступают NiO , Cr_2O_3 и MnO . Оксид никеля является главной примесью в оливине. По уровню концентрации высокомагнезиальные породы рудоносных массивов с высокой долей достоверности отличаются от безрудных: в первых концентрации NiO достигают 0,2-0,3 масс.%, а во вторых они не превышают 0,1 масс.% [Никулин и др., 2020]. В целом оливины краевой части Хараелахского интрузива схожи по своим особенностям состава с оливинами, изученными ранее в вышеупомянутых работах и особых закономерностей, выявленных исключительно в краевой части интрузива, не обнаружилось.

Акцессорные минералы в пикритовых габбро-долеритах представлены преимущественно титаномагнетитом и ильменитом. Титаномагнетит и ильменит встречаются в виде сростаний различной морфологии (рис. 4.9). Присутствуют идиоморфные сростки, где в идиоморфных зёрнах титаномагнетита заключены пластинчатые вроски ильменита, и концентрически-зональные, в которых ильменит слагает центральные зоны, а титаномагнетит – краевые. В некоторых зёрнах ильменита можно наблюдать тончайшие ламели распада (рис. 4.10).

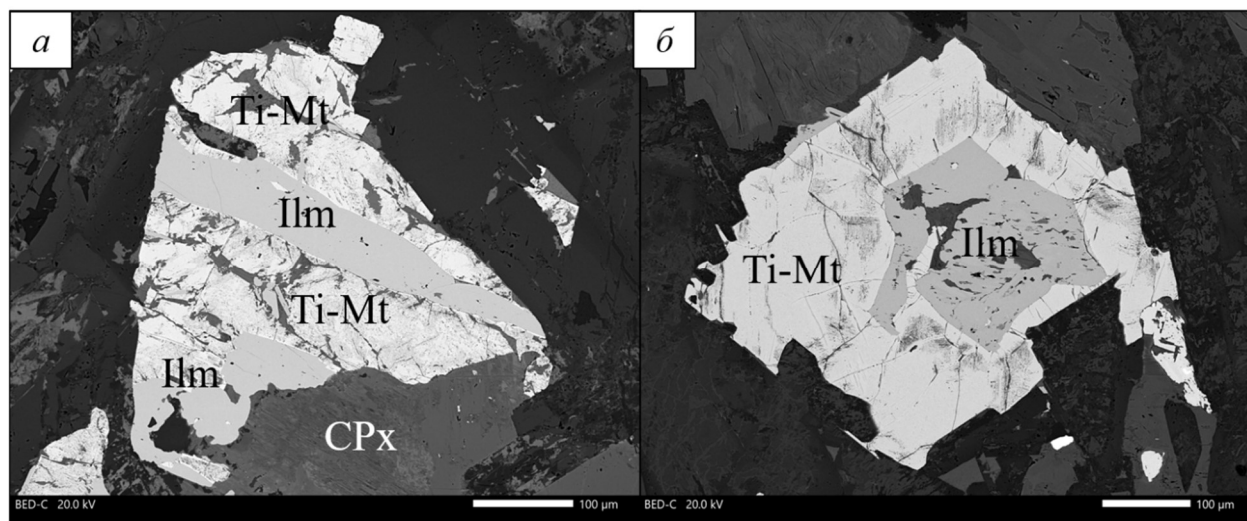


Рис. 4.9. Различные виды агрегатов титаномагнетита и ильменита. *а* – эпитаксиальное срастание, закономерно нарастающее на зерно клинопироксена, *б* – концентрически-зональный агрегат. Фото СЭМ в режиме отражённых электронов.



Рис.4.10. Решётка распада твёрдого раствора в зерне ильменита. Фото СЭМ в режиме отражённых электронов.

Мелкие зёрна этих минералов также встречаются в виде включений в оливине и клинопироксене.

Сравнение изученных минералов с предыдущими исследованиями тех же минералов в гипербазитовых массивах [Ivanjuk et al., 2017] показали, что составы титаномагнетита и ильменита из срастаний, в целом, типичны для базит-гипербазитовых массивов. В них присутствует значительная примесь магния (до 1,6 мас.% MgO в титаномагнетите и до 3,8 мас.% в ильмените), в титаномагнетите отмечается высокое содержание ванадия (до 1,2 мас.% V₂O₃), в ильмените встречена примесь (до 0,2 мас. % ZrO) циркония (рис. 4.11).

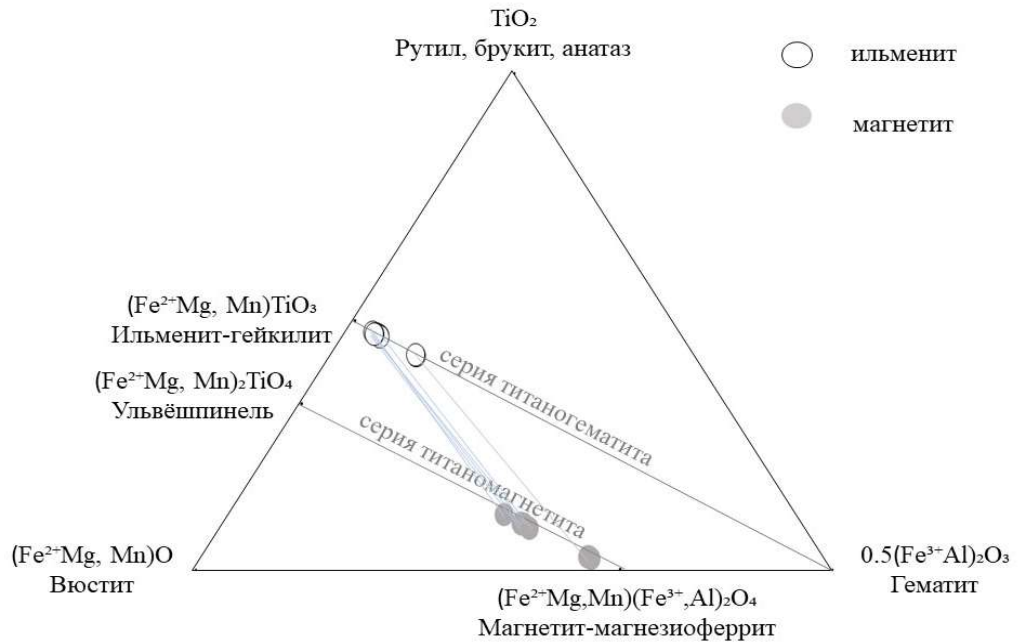


Рис. 4.11. Составы магнетит-ильменитовых пар (соединены голубыми линиями) по данным МРСА.

Хромшпинелиды в исследуемых породах обнаружены исключительно в виде мелких (до 5 мкм) идиоморфных включений в зёрнах оливина. Их состав практически схож с образцами из аналогичного горизонта Талнахского интрузива, проанализированными Э.М. Спиридоновым [2010] и соответствует титанистому алюмохромиту. Однако, по сравнению с талнахскими, хромшпинелиды краевой части Хараелахского интрузива, в среднем, менее магниезиальны и более обогащены глинозёмом. При этом наблюдается общий тренд одновременного роста хромистости, железистости и титанистости (рис. 4.12). По гипотезе Э. М. Спиридонова [2022], такой тренд возможен при кристаллизации на фоне понижения давления, т. е. в процессе подъема расплава из глубинного источника. Хромшпинелиды, как и магнетит, сильно обогащены ванадием, содержание его оксида в них достигает 1 мас.% минерала.

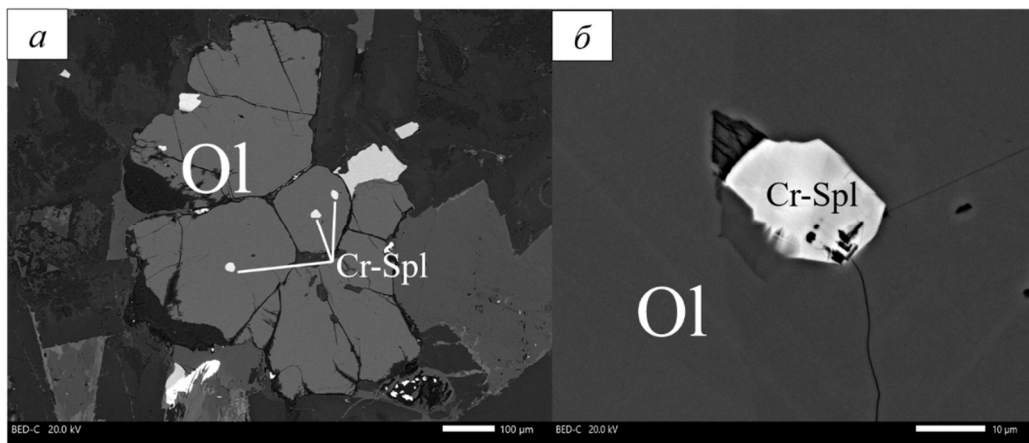


Рис. 4.12. Включения хромшпинелида в зерне оливина. а – общий вид зерна оливина с вкрапленниками, б – одиночное зерно хромшпинелида. Фото СЭМ в режиме отражённых электронов.

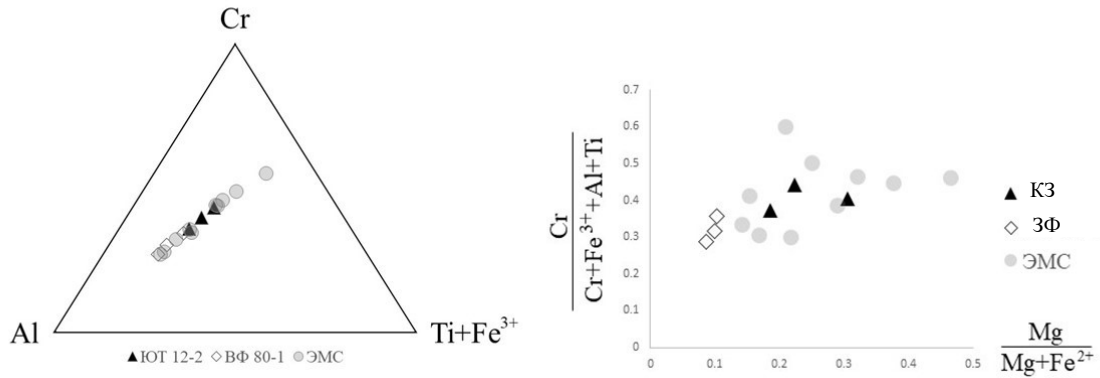


Рис. 4.13. Сравнение составов хромшпинелидов из такситовых габбро-долеритов западной ветви Хараелахского интрузива (образцы из скважин 3Ф и ВФ) и из пикритовых габбро-долеритов Талнахского интрузива (3Ф, КЗ – данные автора, ЭМС – литературные данные [Спиридонов, 2019, Barnes, 2005]).

Таблица 4.2.

Средние химические составы (мас.%) и формульные единицы катионов породообразующих и акцессорных минералов Хараелахского интрузива. Всё железо определено как FeO, Fe³⁺ рассчитано по стехиометрии

минерал	Pl ₁	Pl ₂	CPx	OPx	OI	CrSp	Ti-Mt	Ilm
SiO ₂	49.51	53.77	51.55	51.85	36.34	0.27	0.26	0.17
TiO ₂	-	-	0.58	0.14	0.03	2.33	7.11	50.06
ZrO ₂	-	-	-	-	-	-	-	0.03
Al ₂ O ₃	31.24	28.29	2.50	0.89	0.10	14.26	2.27	0.16
Cr ₂ O ₃	-	-	0.39	0.02	0.08	25.58	1.96	0.22
V ₂ O ₃	-	-	-	-	-	0.74	0.92	-
FeO	0.80	0.76	8.64	24.84	29.03	50.00	81.39	47.63
NiO	-	-	-	-	0.14	-	-	-
MnO	-	-	0.29	0.65	0.46	0.47	0.71	1.60
MgO	-	-	11.90	20.06	32.20	3.45	0.65	1.58
CaO	14.50	11.12	19.80	0.84	0.11	0.28	0.04	0.01
Na ₂ O	3.09	4.85	0.24	0.02	-	-	-	-
K ₂ O	0.12	0.30	-	-	-	-	-	-
Сумма	99.26	99.10	99.64	99.31	98.49	97.30	95.21	101.45
Si ⁴⁺	2.26	2.46	2.02	1.97	1.00	0.01	0.01	0.00
Ti ⁴⁺	-	-	0.02	0.00	0.00	0.06	0.20	0.92
Zr ⁴⁺	-	-	-	-	-	-	-	0.00
Al ³⁺	1.68	1.52	0.12	0.04	0.00	0.57	0.10	0.00
Cr ³⁺	-	-	0.01	-	0.00	0.70	0.03	0.00
V ³⁺	-	-	-	-	-	-	0.03	-
Fe ³⁺	0.03	0.03	0.04	-	-	0.59	7.94	-
Fe ²⁺	-	-	0.48	0.79	0.67	0.89	95.19	0.98
Mn ²⁺	-	-	0.01	0.02	0.01	0.01	0.02	0.03
Mg ²⁺	-	-	0.69	1.14	1.32	0.17	-	0.06
Ca ²⁺	0.71	0.54	0.83	0.03	0.00	-	3.27	0.00
Na ⁺	0.27	0.43	0.02	-	-	-	-	-
K ⁺	0.01	0.02	-	-	-	-	-	-

По мере удаления от осевой зоны интрузива в габбро-долеритах возрастает степень проявления вторичных изменений. Плагиноклаз замещается соссюритовым агрегатом, эпидотом и альбитом, по мафическим минералам развиваются хлорит и серпентин, появляются тонкие прожилки и вкрапленники пирита. Титаномагнетит и ильменит при этом слабо подвержены изменениям и сохраняются даже в тех породах, где силикаты замещены практически полностью. В образцах из скважин западного фланга Октябрьского месторождения с трудом различима первичная магматическая структура породы, фактически, они представляют собой тонкозернистый агрегат вторичных минералов (рис. 3.14).

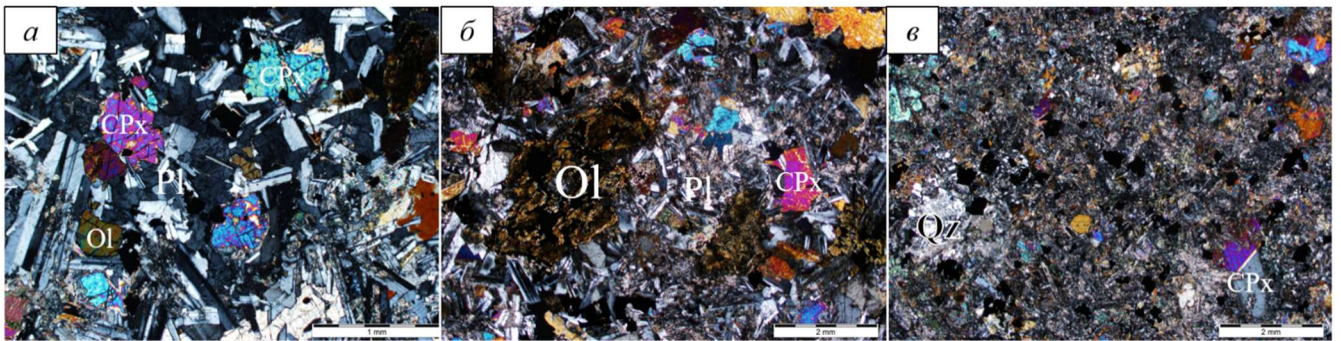


Рис. 3.14. Развитие вторичных изменений в габбро-долеритах. а – неизменённая порода с пойкилоофитовой структурой, б – оливин полностью замещён боулингитом, плагиноклаз соссюритизирован, сохраняется офитовая структура, в – значительно изменённая порода, по которой развивается кварц-хлоритовый агрегат, магматическая структура утрачена. Фото в проходящем свете, николи скрещены.

Анализ распределения элементов-примесей в плагиноклазах

Как было отмечено выше, плагиноклазы характеризуются большим количеством генераций, каждая из которых характеризуется определенным трендом составов. Зональность плагиноклазов обычно прямая. Она охватывает несколько десятков номеров состава от анортит-битовнита до андезина и от битовнита до олигоклаза. Диапазон вариаций состава в одном кристалле практически включает весь диапазон вариаций состава минерала по разрезу всего интрузива. Химический состав плагиноклазов в породах Западной ветви Хараелахского интрузива изучались методом ИК-спектроскопии и частично заверялись методом микрорентгеноспектрального анализа.

Инфракрасные спектры плагиноклазов в различных породах ранее изучали многие зарубежные авторы [McKeown, 2005; Hecker, 2010; Theodosoglou, 2010]. Фурье ИК-спектры этих минералов имеют типичные полосы поглощения в областях $3600 - 3100 \text{ см}^{-1}$, $1200 - 850 \text{ см}^{-1}$, $650 - 500 \text{ см}^{-1}$ [McKeown, 2005]. Особые отличительные параметры – два триплета: в интервале 1200

– 850 см^{-1} , с наиболее ярко выраженным пиком 1000 см^{-1} , а также триплет в интервале $650 - 500\text{ см}^{-1}$, где наиболее характерный пик – 580 см^{-1} (рис. 4.15, таблица 4.3). В таблице 2 приведены положения пиков плагиоклазов изученных образцов.

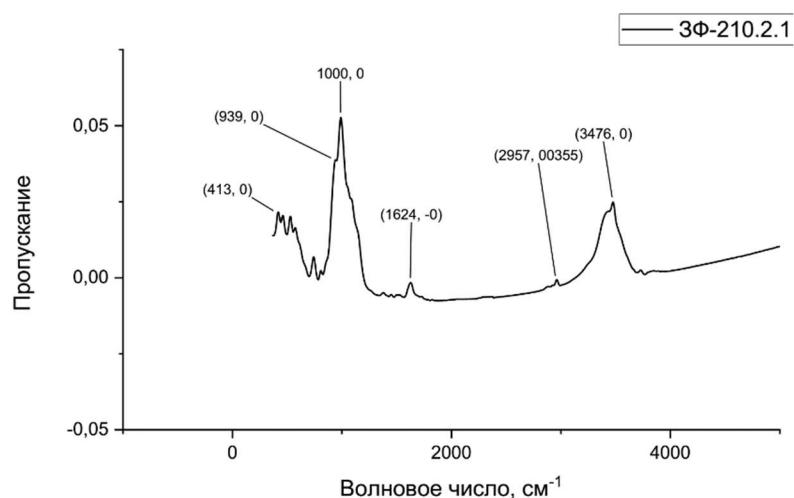


Рис 4.15. Типичный спектр плагиоклаза (An53) из пикритовых габбро-долеритов Хараелакской интрузии.

Таблица 4.3.

Значения волновых чисел пиков ИКС для различных типов плагиоклазов [А. Matteson, 1993]

Тип плагиоклаза	Альбит	Олигоклаз	Андезин	Лабрадор	Битовнит	Анортит
Si-O-валентные	1163					
	1144	1143	1143	1145	1146	1145
	1098	1101	1100	1095	1095	1093
Si(Al)-O валентные	1039	1036	1036		1021	1021
	1018	1013	1012	995	990	
	996			952	935	931
Si-Si валентные	788		786	759	756	757
	762	755	759			
Si-(Al)Si валентные	746					
	726	729	727			729
Al(Si)-O деформационные	650					
	611	640	643	625	624	623
	592	590	590	584	583	580
O-Si-O деформационные и M-O валентные	533	539	538	542	541	541
	476	469	470		483	484
	464				469	469
Si-O-Si деформационные	428	429	428			

Вариации химического состава плагиоклазов на ИК-спектрах отражаются в ширине и интенсивности полос поглощения. К характеристическим относятся полосы А в области частот $\nu_1 = 650 - 600 \text{ см}^{-1}$ и $\nu_2 = 550 - 500 \text{ см}^{-1}$. Здесь волновое число меняется от 649 см^{-1} (в альбите для температуры плавления от 1100°C) до 620 см^{-1} (в анортите в низкотемпературной серии до 1550°C). Характерные пики поглощения плагиоклазов из пикритовых габбро-долеритов Хараелахской интрузии находятся в диапазонах $500 - 650 \text{ см}^{-1}$ и $850 - 1200 \text{ см}^{-1}$ (рис. 4.16 а, б, в). Состав плагиоклазов варьирует от лабрадора (диагностируется по пикам $950, 970, 1000 \text{ см}^{-1}$) до битовнит-анортита (диагностируется по пикам $1015, 1025 \text{ см}^{-1}$). Диапазон индикаторных значений пиков в оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах смещается в областях $450 - 650 \text{ см}^{-1}$ и $850 - 1200 \text{ см}^{-1}$ (рис. 3.16 б). Плагиоклазы имеют вариации состава в диапазоне от андезина (пики $920, 940, 980 \text{ см}^{-1}$) до битовнита ($1000, 1020, 1080 \text{ см}^{-1}$). Индикаторные пики поглощения плагиоклазов контактовых и лейкократовых габбро-долеритах находятся в диапазонах $500 - 630 \text{ см}^{-1}$ и $900 - 1200 \text{ см}^{-1}$ (рис. 3.16 в). Состав плагиоклаза варьирует в пределах состава, отвечающего лабрадору (преимущественно в контактовых породах) и битовнита (в лейкократовых разновидностях). Они диагностируются по пикам $980, 940, 1000, 980$ (лабрадор), $1020, 1080 \text{ см}^{-1}$ (битовнит).

Как показали предыдущие исследования полевых шпатов методом ИКС на других объектах [McKeown, 2005; Necker, 2010], данная группа минералов очень чувствительна к наличию элементов-примесей, что отражается на ИКС и подтверждается на изученных образцах плагиоклазов. Наличие элементов-примесей в кристаллической решетке смещает спектры в сторону спектров других веществ пропорционально их примесям. Значительно влияют на спектр также микровключения других минералов (оливина, пироксена, магнетита) в плагиоклазе. В некоторых случаях, когда содержание примесных минералов ≥ 10 вес. %, спектр может стать нечитаемым.

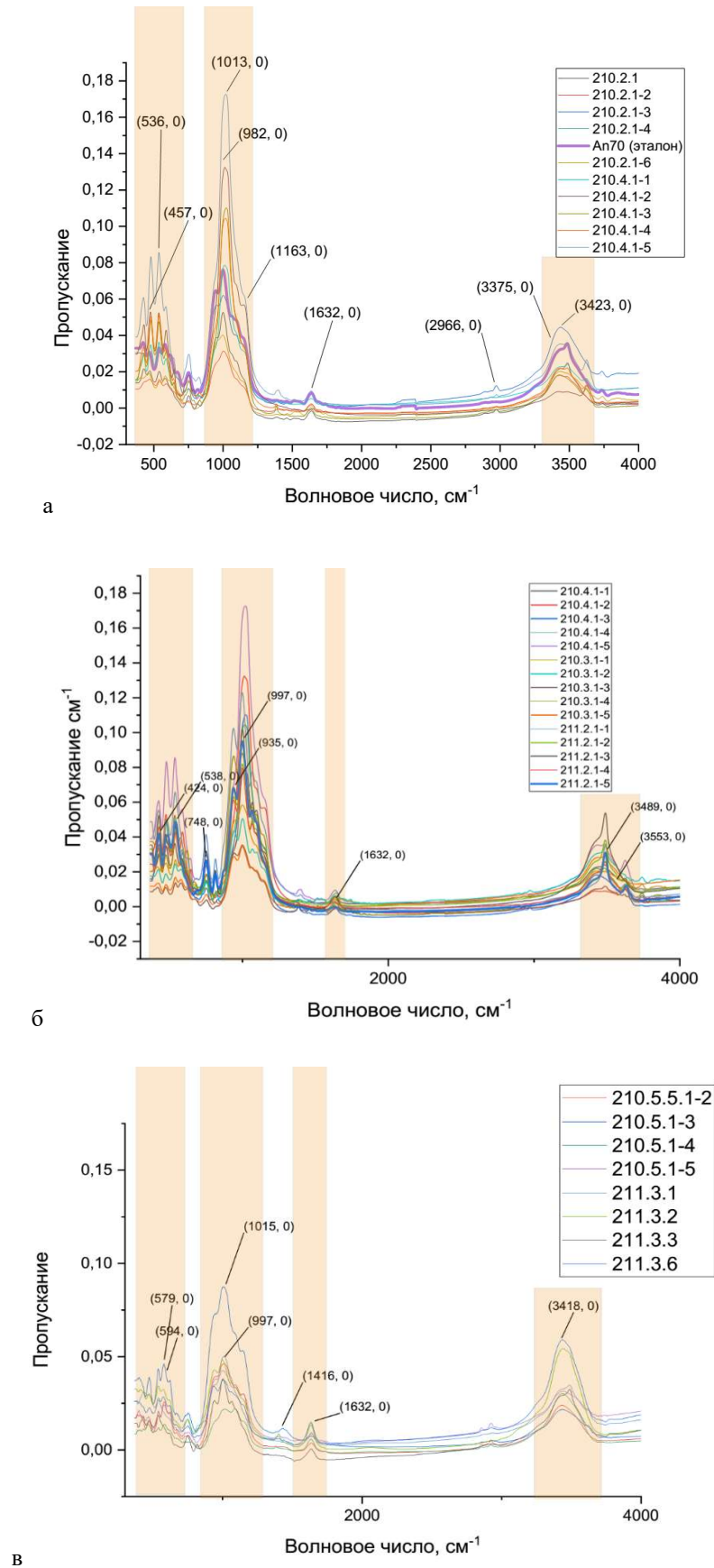


Рис. 3.16. Фурье ИК-спектры поглощения плагиоклазов; а - в пикритовых и такситовых габбро-долеритах Хараелахской интрузии; б - в оливинowych и оливинсодержащих габбро-долеритах Хараелахской интрузии; в - в контактовых и лейкократовых габбро Хараелахской интрузии

Как было показано выше, в большинстве образцов из различных дифференциатов норильских интрузивов выделяются две генерации плагиоклаза: более основная ранняя и более кислая поздняя, что подтверждается полученными данными ИКС. Данная закономерность прослеживается по всему Хараелахскому интрузиву и отмечается как в его центральной части [Смирнов, 1966], так и на фланге интрузива. В плагиоклазах из лейкократовых габбро к ранней генерации относятся плагиоклазы состава An_{50-80} . К более поздней генерации относятся плагиоклазы An_{40-50} .

Систематические исследования позволили определить закономерность развития тех или иных типов плагиоклазов в дифференциатах Хараелахского интрузива (табл. 4.4). В габбро-долеритах наблюдается ряд от олигоклаза до лабрадора, пикритовых габбро-долеритах – преимущественно андезин и реже анортит, в габбро-долеритах с оливином до 20% – андезина – лабрадора.

Таблица 4.4.

Значения волновых чисел пиков различных типов плагиоклазов Хараелахского интрузива.

Номер образца	Порода	Состав плагиоклаза	Полоса поглощения №1 cm^{-1}	Полоса поглощения №2 cm^{-1}	Полоса поглощения №3 cm^{-1}
ЗФ210-4.3.1	габбро-долерит	андезин	3437	1013	586
ЗФ210.4.3.2	Пикритовый габбро-долерит	андезин	3434	1010	535
ЗФ 210.4.3.3	Пикритовый габбро-долерит	андезин	3431	970	537
ЗФ210-4.3.5	Пикритовый габбро-долерит	андезин-лабрадор	3434	1019	574
ЗФ7-431,9	Пикритовый габбро-долерит	битовнит	3438	1020	577
ЗФ210 -4.3.6;	Пикритовый габбро-долерит	битовнит	3432	1035	574
ЗФ210-4.2.1	Пикритовый габбро-долерит	битовнит	3437	1100	539
ЗФ 116-3	Пикритовый габбро-долерит	анортит	3500	1020	593
ЗФ21 -4.2.4	Пикритовый габбро-долерит	анортит	3637	1024	497
ЗФ210-4.2.6	Пикритовый габбро-долерит	анортит	3153	1015	401
ЗФ210-4.4	Пикритовый габбро-долерит	андезин-лабрадор	3485	1010	539
ЗФ210.4.5	Пикритовый габбро-долерит	андезин	3582	990	528
ЗФ211.4.1	Оливиновый габбро-долерит	андезин	3600	989	544
ЗФ 211-4.1.2	Оливиновый габбро-долерит	андезин-лабрадор	3563	980	585
ЗФ211-4.1.3	Оливиновый габбро-долерит	андезин-лабрадор	3598	1000	600
ЗФ211-4.1.4	Оливиновый габбро-долерит	лабрадор	3582	1010	630
ЗФ210 -3.1.1	Оливинсодержа-щий габбро-долерит	андезин-лабрадор	3562	1015	589
ЗФ210-3.1.2	Оливинсодержа-щий габбро-долерит	андезин-олигоклаз	3574	1000	590

3Ф210.-3.1.3	Оливинсодержа-щий габбро-долерит	Битовнит-анортит	3000	1000	574
3Ф210-3.1.4	Оливинсодержа-щий габбро-долерит	андезин-лабрадор	3062	1100	565
3Ф210-3.1.5	Оливинсодержа-щий габбро-долерит	Анортит	3031	1115	593
3Ф211-2.1.1	Оливиновый габбро-долерит	Анортит	3534	1200	539
3Ф211.2.1.2	Оливиновый габбро-долерит	Анортит	3438	1026	584
3Ф211-2.1.4	Оливиновый габбро-долерит	андезин-лабрадор	3437	1062	546
3Ф211.2.1.5	Оливиновый габбро-долерит	андезин	3370	1010	512
3Ф211-1.1.1	Оливиновый габбро-долерит	олигоклаз	3428	997	520
3Ф211-1.1.2	Оливиновый габбро-долерит	андезин-лабрадор	3031	1005	550
3Ф211-1.1.3	Оливиновый габбро-долерит	Лабрадор	3534	1000	537
3Ф211-1.1.4	Оливиновый габбро-долерит	Лабрадор	3438	1030	580
3Ф211-1.1.6	Оливиновый габбро-долерит	Лабрадор- Битовнит	3500	1030	540
3Ф210-5.1	Контактный габбро-долерит	Лабрадор	3537	1011	530
3Ф210-5.5.1	Контактный габбро-долерит	Андезин-лабрадор	3546	1009	550
3Ф210-5.3	Контактный габбро-долерит	Лабрадор	3300	1000	520
3Ф210-5.4	Контактный габбро-долерит	Андезин-лабрадор	3538	1000	512
3Ф210-5.5	Контактный габбро-долерит	Лабрадор	3431	1008	524
3Ф 211-3.1	Лейкократовое габбро	Битовнит	3582	1100	530
3Ф 211-3.2	Лейкократовое габбро	Битовнит-анортит	3562	1147	532
3Ф 211-3.3	Лейкократовое габбро	Битовнит-анортит	3300	1130	574
3Ф 211-3.4	Лейкократовое габбро	Битовнит-анортит	3200	1120	582
3Ф 211-3.6	Лейкократовое габбро	Битовнит-анортит	3400	1011	600

Почти во всех изученных разновидностях плагиоклазов присутствуют волновые числа в диапазоне $3400\text{--}3000\text{ см}^{-1}$, отвечающим наличию группы ОН в кристаллической решетке. Наиболее точное определение анортитового компонента в плагиоклазе осуществляется в спектрах, снятых по мономинеральным порошкам в диапазонах $900\text{--}1300$ и $3400\text{--}3000\text{ см}^{-1}$. В диапазоне $1050\text{--}965\text{ см}^{-1}$ изменяется интенсивность пика в зависимости от содержания анортитового компонента. Для повышения точности (с целью полуколичественного анализа) рассчитаны площади фигур, ограниченных профилем спектра и базовой линией. Для этого фрагмент спектра в указанном интервале был проинтегрирован и приведен к нулевой линии, а затем разложен на составляющие (рис. 4.17). Отдельно взятые полосы проинтегрированы и рассчитана суммарная площадь фигуры, образованной спектром и базовой линией. Увеличение

площади пика поглощения прямо пропорционально увеличению анортитового компонента (табл. 4.5).

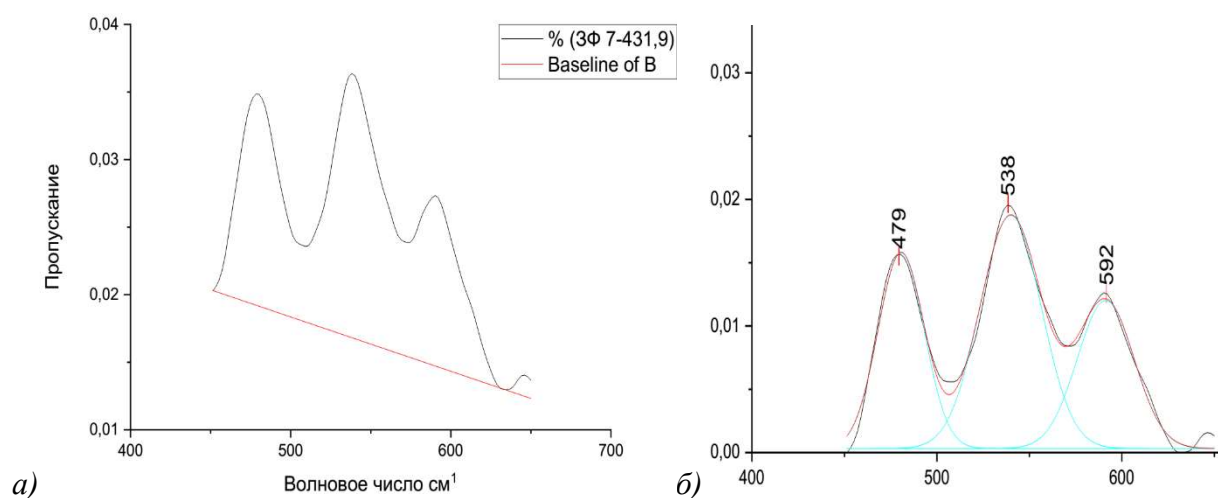


Рис. 4.17. Фрагмент Фурье ИК-спектров в диапазоне 1050 – 965 см⁻¹: а – фрагмент спектра с базовой нулевой линией; б – раложение спектра на составляющие

Таблица 4.5.

Взаимоотношение площади фигуры под пиком и количества анортитового компонента в плагиоклазах

Образец	Интеграл	Площадь	An
ЗФ 116.2.1	9,08	0,03612	50
ЗФ 210.2.2	5,507	0,02191	47
ЗФ 116.2.3	11,12	0,04426	64
ЗФ-116 2.4	12,39	0,04928	77
ЗФ7-431,9	14,57	0,05791	80
ЗФ116 .2.6;	7,561	0,03007	57
ЗФ 137-1	7,37	0,02931	49

Наиболее характерны для структуры плагиоклазов примеси Fe, встречаются также В и REE. Содержание главных и второстепенных химических элементов в плагиоклазах определяет зависимость содержания тех или иных компонентов в сосуществующих с ними минералах. Так, содержание Са в плагиоклазе прямо пропорционально его количеству и количеству Mg в сосуществующем с ним клинопироксене, а содержание Fe в клинопироксене имеет отрицательную зависимость с содержанием Са в плагиоклазах [Золотухин, 1991]. К может находиться в плагиоклазе как в виде равномерно распределенной изоморфной примеси, так и в

составе самостоятельной фазы калиевого полевого шпата, образующей субмикроскопические включения, диагностируемые с помощью микрозондового анализа. Содержание K_2O в плагиоклазах пород может достигать 2,5 масс.%. Среди пород западной части Хараелахского интрузива максимальное содержание K_2O достигает 3,2 масс. % (табл. 4.6).

Таблица 4.6.

Состав плагиоклазов пород западной части Хараелахского интрузива

Номер образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Сумм.
3Ф7 -1-6	0,02	0,02	0,01	0,01	0,03	0,01	-
	68,89	19,66	0,00	0,07	11,16	0,28	100,06
	52,49	28,97	0,70	12,94	4,26	0,21	99,57
	52,97	29,51	0,73	12,54	4,03	0,34	100,12
	52,16	28,84	0,72	12,93	4,18	0,20	99,03
	52,35	28,99	0,71	12,90	4,45	0,22	99,62
3Ф-56 (1-4)	54,52	28,01	0,59	10,64	5,59	0,64	99,99
	55,54	27,03	0,98	9,34	6,10	0,69	99,67
	54,91	26,59	0,67	10,40	6,39	0,37	99,34
	54,27	27,93	0,70	11,51	5,64	0,32	100,36
3Ф210 (1-10)	58,25	25,51	0,57	8,88	6,39	0,41	100,01
	52,06	29,36	0,66	13,36	4,21	0,14	99,78
	51,58	3,35	3,83	19,65	0,27	-	78,68
	52,11	29,09	0,87	12,95	4,65	0,14	99,81
	54,03	27,81	0,79	11,73	5,59	0,19	100,14
	52,57	29,12	0,70	12,95	4,69	0,21	100,24
	49,89	31,00	0,37	14,95	3,14	0,10	99,45
	48,14	32,04	0,41	16,20	2,59	0,07	99,44
	54,62	27,44	0,64	11,21	5,77	0,26	99,93
	55,56	27,03	0,66	10,45	6,40	0,31	100,41
3Ф-211 (1-4)	53,47	28,59	0,65	12,46	5,09	0,19	100,45
	55,62	26,95	0,61	10,57	6,37	0,28	100,40
	53,48	28,37	0,68	12,29	5,16	0,20	100,17
	48,01	32,42	0,39	16,55	2,37	0,07	99,81
3Ф-112 (1-4)	51,17	30,14	0,35	13,44	4,19	0,36	99,66
	52,19	30,05	0,35	12,60	4,21	0,37	99,77
	52,54	29,20	0,22	12,45	4,88	0,31	99,60
	51,27	30,42	0,34	13,76	3,61	0,30	99,69
3Ф-114 (1-10)	52,95	28,85	0,64	12,89	4,36	0,16	99,84
	54,00	27,92	0,73	11,71	4,98	0,21	99,55
	53,33	28,46	0,72	12,33	4,70	0,18	99,72
	52,73	29,05	0,62	13,06	4,27	0,17	99,90
	51,86	29,66	0,56	13,86	3,84	0,12	99,90

	50,05	30,48	0,48	14,87	3,25	0,09	99,22
	50,45	30,59	0,50	14,66	3,19	0,10	99,50
	47,87	32,17	0,45	16,40	2,21	0,07	99,17
	50,74	30,67	0,54	14,85	3,24	0,10	100,13
	50,95	30,79	0,51	14,83	2,45	0,11	99,63
3Φ-117 (1-4)	47,30	32,74	0,48	16,49	2,13	0,07	99,21
	48,51	32,03	0,42	16,21	2,48	0,07	99,72
	55,18	27,02	0,65	10,68	5,65	0,30	99,48
	49,77	30,60	0,44	14,98	3,24	0,11	99,12
3Φ-118 (1-8)	55,59	27,27	0,66	10,34	5,57	0,30	99,72
	50,16	29,69	0,59	15,01	3,38	0,23	99,05
	54,78	27,38	0,64	11,16	5,36	0,26	99,58
	51,57	29,92	0,57	13,40	4,14	0,14	99,73
	50,64	30,61	0,38	14,71	3,38	0,11	99,83
	50,60	30,69	0,40	14,64	3,44	0,10	99,87
	54,88	27,75	0,64	11,25	5,39	0,26	100,18
	54,75	27,64	0,62	11,09	5,45	0,25	99,81
3Φ-117 (1-6)	48,19	32,19	0,40	16,46	2,37	0,06	99,68
	47,91	32,20	0,43	16,55	2,22	0,06	99,37
	47,94	32,10	0,43	16,45	2,24	0,07	99,23
	52,70	29,13	0,57	12,90	4,30	0,29	99,89
	52,63	28,92	0,57	12,84	4,40	0,26	99,62
	52,52	29,14	0,47	13,00	4,22	0,29	99,63
3Φ137-5 (1-7)	49,81	30,62	0,64	14,41	3,59	0,14	99,21
	49,78	30,55	0,56	14,66	3,40	0,10	99,06
	52,94	28,43	0,71	11,98	4,77	0,21	99,03
	53,92	27,90	0,71	11,28	5,55	0,25	99,61
	54,33	27,30	0,68	10,88	5,54	0,28	99,01
	54,23	28,05	0,69	11,25	5,23	0,26	99,72
	52,85	28,49	0,71	11,96	4,76	0,22	99,00
3Φ137-4 (1-6)	52,68	28,33	0,79	12,03	5,07	0,20	99,09
	53,30	27,96	0,78	11,66	5,21	0,22	99,13
	48,29	31,73	0,61	15,85	2,69	0,09	99,26
	54,49	27,57	0,75	11,03	5,62	0,25	99,70
	52,97	28,11	0,75	11,82	5,17	0,21	99,04
	50,08	30,46	0,62	14,44	3,51	0,13	99,24
3Φ116-4 (1-6)	54,12	27,71	0,68	10,81	5,50	0,25	99,07
	54,30	27,44	0,71	10,79	5,53	0,24	99,02
	54,26	27,64	0,67	10,90	5,34	0,25	99,05
	54,09	27,67	0,68	10,89	5,53	0,26	99,12
	54,00	27,61	0,62	10,97	5,63	0,24	99,07
	54,22	27,36	0,64	10,83	5,82	0,24	99,11
3Φ116-10 (1,2)	50,01	30,85	0,68	14,35	3,41	0,18	99,48
	49,34	30,92	0,76	14,61	3,27	0,16	99,06

3Φ116-13 (1-6)	54,29	27,56	0,66	11,04	5,54	0,48	99,56
	54,29	27,62	0,67	11,01	5,12	0,47	99,18
	54,46	27,73	0,65	10,94	5,49	0,50	99,76
	53,14	28,07	0,74	11,83	5,04	0,43	99,25
	52,64	28,41	0,79	11,92	5,03	0,33	99,12
	53,81	28,73	0,77	11,81	4,72	0,35	100,19
3Φ116-12	55,73	27,20	0,53	9,83	5,83	0,39	99,51
	55,18	27,27	0,53	10,23	5,54	0,34	99,09
	55,31	27,16	0,58	9,80	5,97	0,40	99,23
	55,32	27,12	0,57	9,86	6,27	0,40	99,54
	54,64	27,45	0,53	10,25	5,80	0,37	99,03
3Φ116-2	47,45	32,45	0,63	16,42	2,37	0,07	99,37
	48,19	31,60	0,69	15,57	2,91	0,09	99,04
	53,06	29,08	0,66	12,16	4,49	0,20	99,66
	52,86	28,73	0,69	11,87	4,91	0,20	99,27
3Φ116-15	51,47	29,44	0,78	12,97	4,44	0,23	99,32
	51,38	29,31	0,79	12,88	4,43	0,23	99,02
	49,50	30,87	0,85	14,60	3,44	0,15	99,40
	50,71	30,29	0,85	13,85	3,87	0,18	99,75
3Φ116-8	50,39	30,17	0,56	13,95	3,76	0,23	99,07
	54,19	27,43	0,66	10,48	5,99	0,34	99,08
	61,00	24,08	0,32	5,92	8,72	0,65	100,67
	60,02	24,71	0,34	6,74	8,17	0,55	100,53
	59,69	24,72	0,37	6,84	7,78	0,53	99,92
-	68,53	19,65	0,01	0,01	11,51	0,02	99,71
3Φ137-2	49,22	31,54	0,80	14,98	3,08	0,12	99,74
	48,87	31,46	0,64	14,87	3,15	0,12	99,11
	51,27	30,52	0,66	13,48	3,99	0,13	100,05
	51,25	29,88	0,75	13,23	4,15	0,15	99,40
3Φ137-3	55,00	27,68	0,61	10,39	5,63	0,26	99,57
	54,67	27,59	0,66	10,63	5,59	0,24	99,37
	56,23	27,61	0,62	10,20	5,67	0,26	100,58
	55,74	27,50	0,64	10,38	5,59	0,26	100,10
	55,41	27,69	0,66	10,63	5,43	0,25	100,06
3Φ116-6	48,29	32,32	0,51	15,57	2,47	0,11	99,27
	48,15	32,62	0,56	16,13	2,26	0,11	99,82
3Φ116-9	46,63	33,59	0,52	17,25	1,76	0,08	99,83
	47,09	33,28	0,52	16,89	1,91	0,08	99,77
	47,17	33,15	0,53	16,87	2,03	0,10	99,84
	47,27	33,07	0,54	16,70	2,05	0,09	99,71
	50,27	30,61	0,60	14,09	3,57	0,18	99,32
	46,86	33,24	0,43	17,10	1,80	0,09	99,51
3Φ116-11	49,72	30,77	0,74	14,45	3,35	0,17	99,19
	49,41	30,85	0,94	14,92	3,21	0,23	99,56

	50,32	31,00	0,74	14,44	3,32	0,16	99,98
ЗФ116-5	47,10	33,08	0,77	16,68	2,01	0,06	99,71
	47,06	32,81	0,75	16,55	2,20	0,07	99,44
	47,61	32,60	0,66	16,33	2,19	0,10	99,49
	47,87	33,18	0,74	16,59	2,03	0,07	100,50

Так как инфракрасные спектры весьма чувствительны к изменениям и деформациям кристаллических решеток, пики поглощения на спектрах меняют волновые числа на большую или меньшую частоту. Степень концентрации FeO в плагиоклазах имеет одно из важнейших значений как индикатора рудоносности, варьируя от 0,35 до 1,5 масс.%. В ИК-спектрах диагностируется FeO в плагиоклазах по волновым числам 3300 – 4000 см^{-1} в пиках поглощения (рис. 4.18).

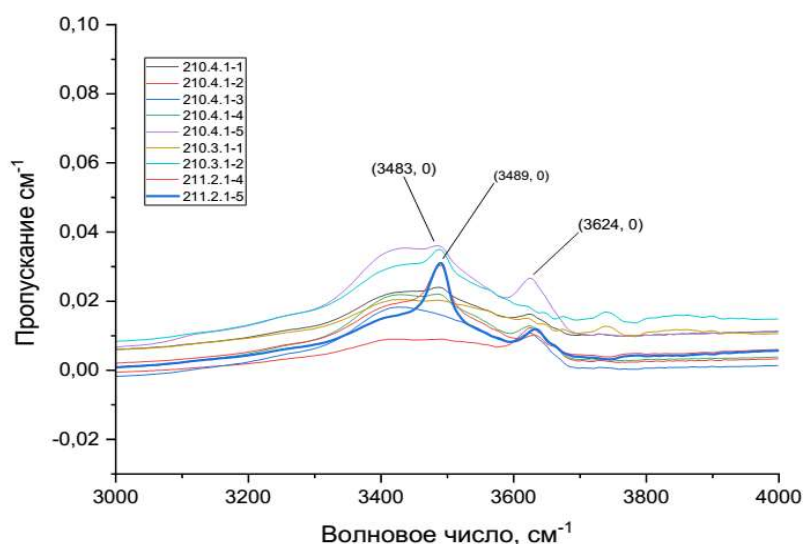


Рис. 4.18. Фрагмент ИК-спектров в диапазоне 3000 – 4000 см^{-1} . Изменение положения пика, в зависимости от содержания FeO

Данные микронзондовых исследований, проведенных ранее на примере плагиоклазов трапповых малоглубинных интрузивов [Леснов, 1991] показали, что количество примеси Fe^{3+} в плагиоклазах имеет тенденцию к возрастанию по мере уменьшения глубины кристаллизации пород. В разрезе Хараелахской интрузии по содержанию примеси Fe^{3+} отмечается иная вертикальная зональность: в рудоносных дифференциатах (пикритовые габбро-долериты) Fe^{3+} в плагиоклазах завышено, а в безрудных дифференциатах (лейкократовые габбро и оливинсодержащие габбро-долериты) понижено (рис. 4.19).

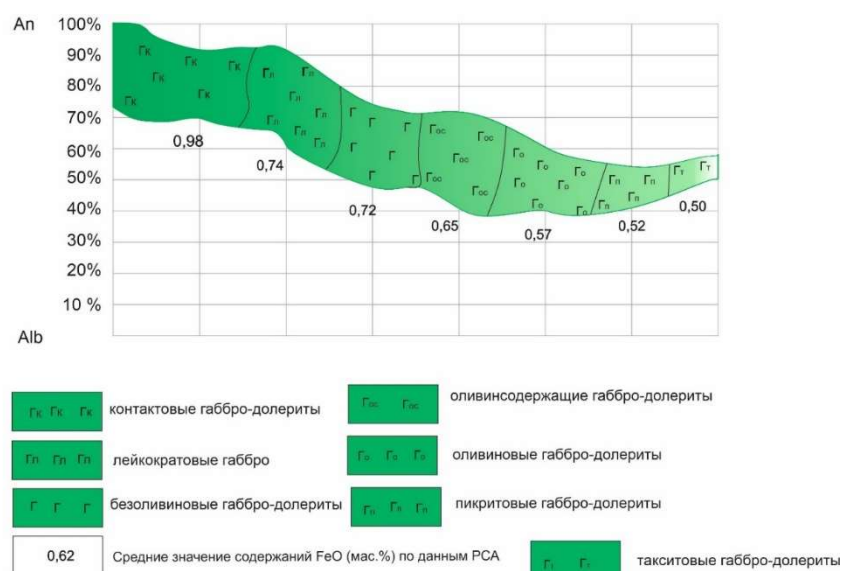


Рис. 4.19. Диаграмма изменения анортитовой составляющей и примеси FeO в рудоносных и безрудных дифференциатах

Достаточно чуткими индикатором кристаллизационной дифференциации считаются отношения $(Ca+Na+K)/Al$ и Si/Al , нормирующие состав плагиоклазов по алюминию [Рябов, 1984]. По данным [McKeown, 2005; Necker, 2010; Theodosoglou, 2010], в минералах группы полевых шпатов изменения Al отражаются на изменении полос поглощения в интервале $400 - 650 \text{ см}^{-1}$. По изученным ИК спектрам отмечены изменения отношения Al к K+Ca. Выявлена прямая корреляция между этим соотношением и изменением профиля спектра плагиоклазов в диапазоне $450 - 600 \text{ см}^{-1}$. В зависимости от содержания анортитового компонента, этот фрагмент спектра будет представлен либо как симметричный триплет с ярко выраженным пиком 575 см^{-1} (рис. 4.20), либо как триплет, где увеличивается интенсивность каждого последующего пика увеличивается по своей интенсивности. Каждый спектр в этом фрагменте был разложен и проинтегрирован. Отношения алюминия к сумме калия и кальция увеличивается с увеличением площади фигуры, ограниченной профилем и базовой нулевой линией (табл. 4.7).

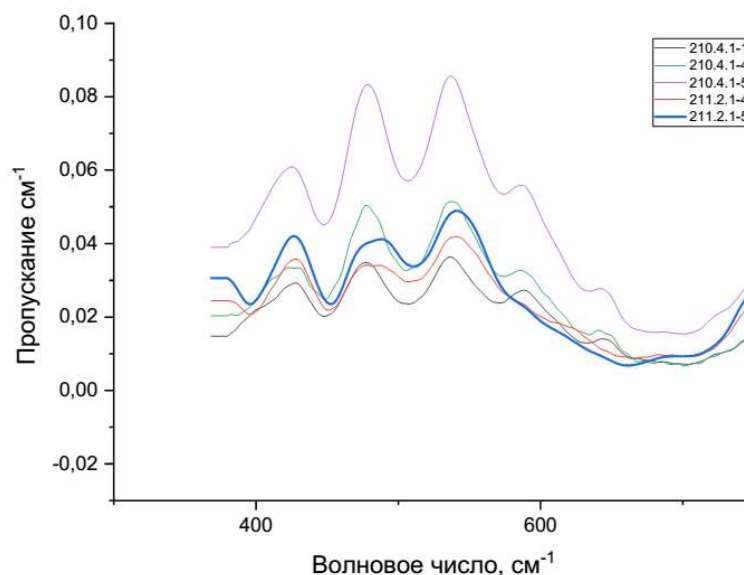


Рис. 4.20. Фрагменты ИК-спектров плагиоклазов и в диапазоне 650-500 см^{-1} .

Таблица 4.7.

Зависимость отношения Al/ K+Ca от площади фигуры под пиками в интервале 400 – 650 см^{-1} .

Образец	Интеграл	Площадь	Al/K+Ca
210.4.1 -1	7,08	0,03452	1,94
210.4.1 -4	8,507	0,02382	1,95
210.4.1 -5	11,03	0,04540	2,14
211.2.1 -4	14,80	0,04814	2,41
211.2.1 -5	16,55	0,05791	2,76

Пики ИК-спектров плагиоклазов варьируют как по горизонтали (изменение волновых чисел), так и по вертикали (интенсивность). При сопоставлении спектров и выполненных по тем же образцам микрорентгеноспектральных исследований, удалось выявить корреляцию формы спектра с составом плагиоклаза. Увеличение площади фигуры, образованной ИК-спектром и базовой нулевой линией, прямо пропорционально увеличению анортитового компонента. Наиболее точный результат дает ИК-спектр, снятый в порошке. Плагиоклазы с большим количеством анортитовой составляющей имеют смещение в сторону диапазона 1050 – 965 см^{-1} . На смещение графиков спектров также влияют вариации содержания примесей. Некоторые из них, например сера, могут сильно исказить спектральную картину, поэтому для сохранения возможности анализировать ИК-спектры, необходимы образцы зерен, содержащих ее в количестве не более 0,5 вес %.

Результатами ИК-спектроскопии подтверждены исследования плагиоклазов методом микрорентгеноспектрального анализа, проведенные ранее группой исследователей [Рябов, 1974; Рябов, 1984; Золотарев, Аглонов, 2014; Золотухин, Рябов и др., 1975]. Изученное распределение элементов-примесей в плагиоклазах указывает на определенный геохимический признак условий образования рудоносных интрузивов и рудообразования. Наибольшее индикаторное значение имеют изоморфная примесь Fe. Концентрация Fe в плагиоклазах габбро-долеритов составляет в среднем 0,67 мас.%. Максимальные значения концентрации Fe в плагиоклазе выявлены в образцах плагиоклазов из пикритовых габбро-долеритов – до 1,5 масс. % (скважина ЗФ-210, глубина 1411 м). В образцах пород с более верхних горизонтов содержание примеси Fe уменьшается (0,52 масс. % и ниже). Нижние дифференциаты (пикритовые габбро-долериты) характеризуются плагиоклазами с повышенными, а верхние дифференциаты (лейкократовые габбро и оливинсодержащие габбро-долериты) – пониженными значениями содержания изоморфной примеси Fe в плагиоклазах. Наибольшее содержание Fe в виде изоморфной примеси в плагиоклазе выявлено в плагиоклазах пикритовых габбро-долеритов, по контуру распространения которых, определяется морфология рудных тел. Таким образом повышенная концентрация Fe в этих породах придает ему индикаторное значение на оруденение.

Анализ распределения элементов-примесей в клинопироксенах

Клинопироксены в пикритовых габбро-долеритах западного фланга были также изучены методом ИКС. Изучению особенностей эволюции состава пироксенов для выяснения проблем дифференциации магматических расплавов посвящены работы многих геологов [Соболев, 1986, Годлевский, 1959, Коровяков и др., 1963, Золотухин, 1964, Виленский, 1967 и др] с данными которых были сопоставлены полученные в ходе исследования результаты.

Анализ спектров клинопироксенов позволил выявить количественное соотношение различных минералов группы клинопироксена в пикритовых габбро-долеритах западной ветви Хараелахского интрузива. Наиболее распространенным минералом группы клинопироксена является авгит с содержанием Ca от 20 до 45 м.%. Вторым по распространению является пижонит. Количественное соотношение минералов приведено в таблице 4.8.

Процентная доля различных клинопироксенов в изученных образцах

Минерал	Количественное соотношение в породах (%)
Авгит	67
Пижонит	15
Геденбергит	6
Диопсид	2
Прочие	10

Авгиты и пижониты – клинопироксены с содержанием Са от 5 до 25 моль %, имеют характерные линии поглощения, которые отличают их от остальных минералов группы клинопироксенов. Пижонит имеет идентификационные линии поглощения (ИЛП) в промежутке от 1100 до 1000 см^{-1} с характерными пиками (ИЛП 1 и ИЛП 2). ИЛП-3 находится в районе 950-940 см^{-1} со следующим за ним ИЛП-4 в диапазоне 875-887 см^{-1} . Общими с авгитом, у пижонита являются пики, представленные в диапазонах 646-631 см^{-1} и 677-671 см^{-1} (ИЛП-5 и 6), после которого идут линии поглощения в районе 500 см^{-1} , сопровождающаяся целым рядом более слабых линий поглощения по краям в промежутке 540-370 см^{-1} . Пики ОН-колебаний идентичны авгитам (табл. 4.9). Диопсиды имели все ИЛП авгитов за исключением ИЛП-5, геденбергиты не имеют ИЛП-2,3 и 4: они представлены единственным пиком в районе 1100-1080 см^{-1} . Согласно литературным данным, полосы поглощения в диапазоне 400-600 см^{-1} связаны с колебаниями Si-O и валентными колебаниями металл-кислород, полосы 880-670 см^{-1} и 1120-900 см^{-1} вызваны валентными и деформационными колебаниями в цепочках Si_2O_6 [Hamilton, 2000]. Для авгита из изученных габбро-долеритов характерны идентификационные линии поглощения (таблица 4.9, Рис. 4.21), почти полностью совпадающие с эталонными полосами поглощения из литературных данных, опубликованных ранее.

Таблица 4.9

Сравнение интерференционных линий поглощения (ИЛП) изученных авгитов с эталонными ИЛП клинопироксенов по Hamilton, 2000 (см^{-1}).

Номер образца	Wo En/En+Fs	ИЛП-1 1120- 1077 (1102)	ИЛП-2 961- 937 (955)	ИЛП-3 970- 875 (915)	ИЛП-4 860 - 880 (874)	ИЛП-5 672 - 674 (673)	ИЛП-6 630 - 640 (635)	ИЛП-7 560- 505- (543)	ИЛП-8 489- 464 (477)
ПР 7.1.3.8	42,2/0,7	1071	969	911*	871	675	636	513	477
210.1.3.2	38,4/0,8	1070	968	915	866	674*	631	511	472
210.2.3.3	35,7/0,8	1068	970	918	873	673	637	507	473
210.3.3.5	33,9/0,8	1070	966	919	871	675	639	510	473

210.3.3.5	33,5/0,8	1071	970	916*	873	674	638	51	480
210.3.3.6	29,8/0,7	1073	970	921	874	673	635	512	480
210.2.3.4	29,4/0,8	1074	973	915	875	673	635	512	477
210.3.3.1	24,8/0,8	1072	969	917	872	674	635	510	476
Среднее	33,1/0,7	1073	970	918	873	674	635	511	476

*Среднее значение рассчитано по всей выборке. * - нечеткие пики

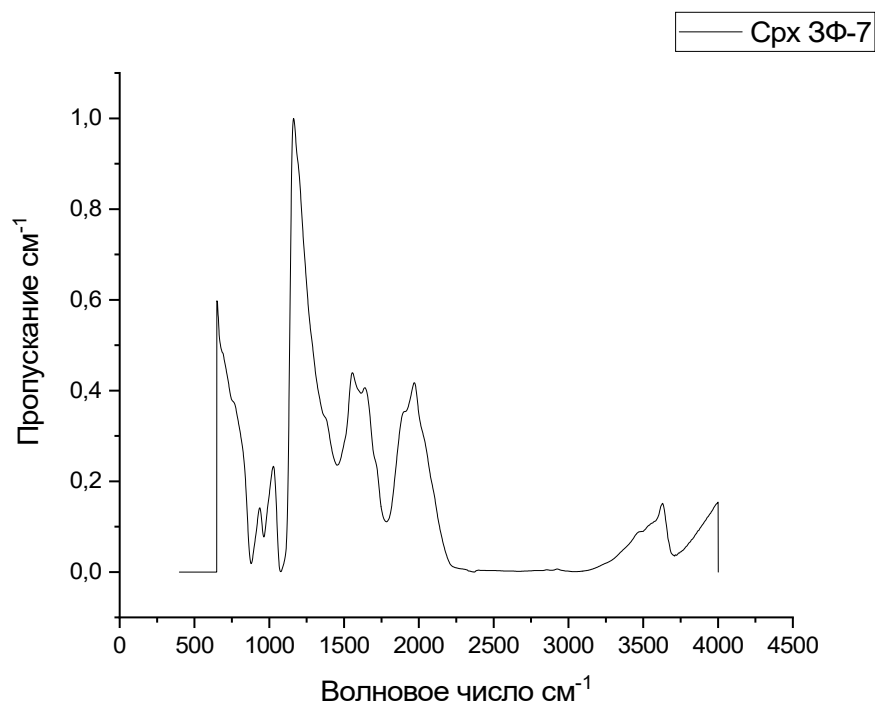


Рис. 4.21. Идентификационные линии поглощения эталонного авгита, образец из скважины 3Ф-7 (пикритовый габбро-долерит).

При волновых числах свыше 1100 см^{-1} , в ИК спектрах отмечается пик 3400 см^{-1} . По данным [Yang, Xia, Zhang, 2015], этот пик зависит от температуры кристаллизации минерала, так как связан с колебанием ОН-групп. В изученных авгитах данный пик отличается от литературных данных и находится в диапазоне 3450-3440 см^{-1} , что указывает на высокую температуру образования авгитов в габбро-долеритах Хараелахского интрузива (Рис. 4.22).

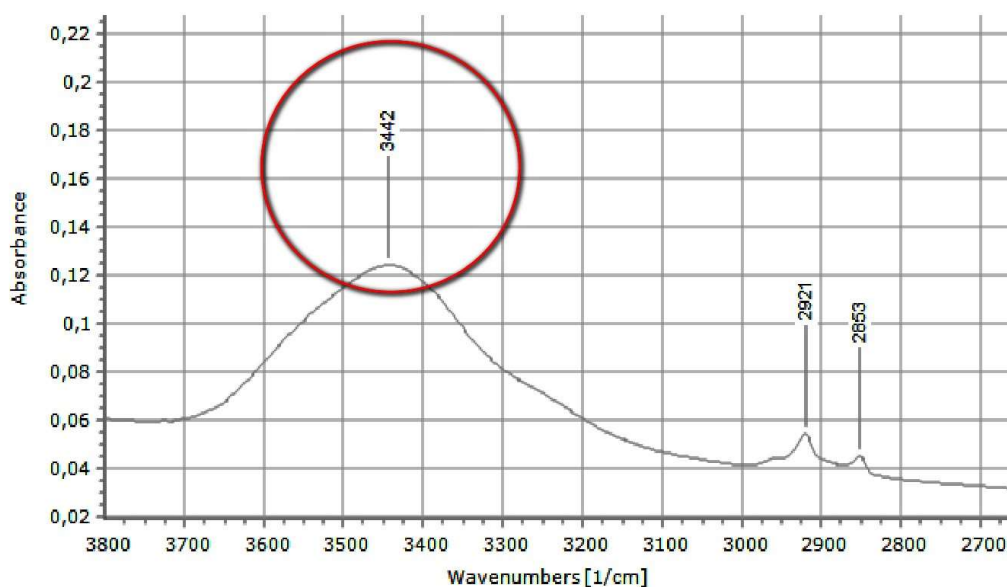


Рис. 4.22. Пик 3442 в структуре авгита

Статистическое обобщение полученных по спектрам данных позволяет, как и в случае с плагиоклазами, выявить зависимость графика ИК-спектра от примесей. В исследуемых образцах отмечается большее содержание магния по отношению к железу (рис 4.23 а). Все изученные авгиты в габбро-долеритах Хараелахского интрузива имеют повышенные содержания магния по сравнению с железом, значимых изменений ИЛП авгитов с увеличением содержания кальция не наблюдалось. Изучение примесей и особенностей химического состава пироксенов Хараелахской интрузии позволило выявить корреляции между содержанием примесей в породообразующих минералах и рудоносностью. Систематические исследования различных видов клинопироксенов ИК спектроскопией, а также частичное изучение их методом МРСА показали, что в рудовмещающих габбро-долеритах на западном фланге Октябрьского месторождения по мере приближения к рудным телам клинопироксены имеют повышенные концентрации TiO_2 , что отражается на пиках поглощения, а также состав минералов становится более железистым, по сравнению с безрудными дифференциатами, что приводит к изменению пиков линий поглощения и изменению остроты пиков в области $1010-1080\text{ см}^{-1}$.

Для оценки условий кристаллизации пикритового рудовмещающего горизонта и заверки, полученных с помощью ИКС результатов, был применён двупироксеновый геотермометр Д. Линдсли [Lindsley, 1983].

Графический геотермометр основан на состоянии равновесия пироксенов в условиях одной атмосферы и 5 – 15 кбар и применяется к парам авгит-ортопироксен, авгит-пижонит и пижонит-ортопироксен, а также к трехпироксеновым соединениям. Каждый пироксен из группы дает значение температуры, тем самым позволяя предположить условия кристаллизации минерала. Термометр также показывает минимальную температуру для образования одиночных

пироксенов, не в группах. Наиболее достоверные результаты геотермометр дает для пары авгит-ортопироксен. В соответствии со схемой, разработанной Линдсли и Андерсеном [Lindsley, Andersen, 1983], составы авгита и ортопироксена изученных пород были нанесены на политермическое сечение составов пироксенов при 5 кбар и попали в равновесный парагенезис для 1000⁰С (рис. 4.23).

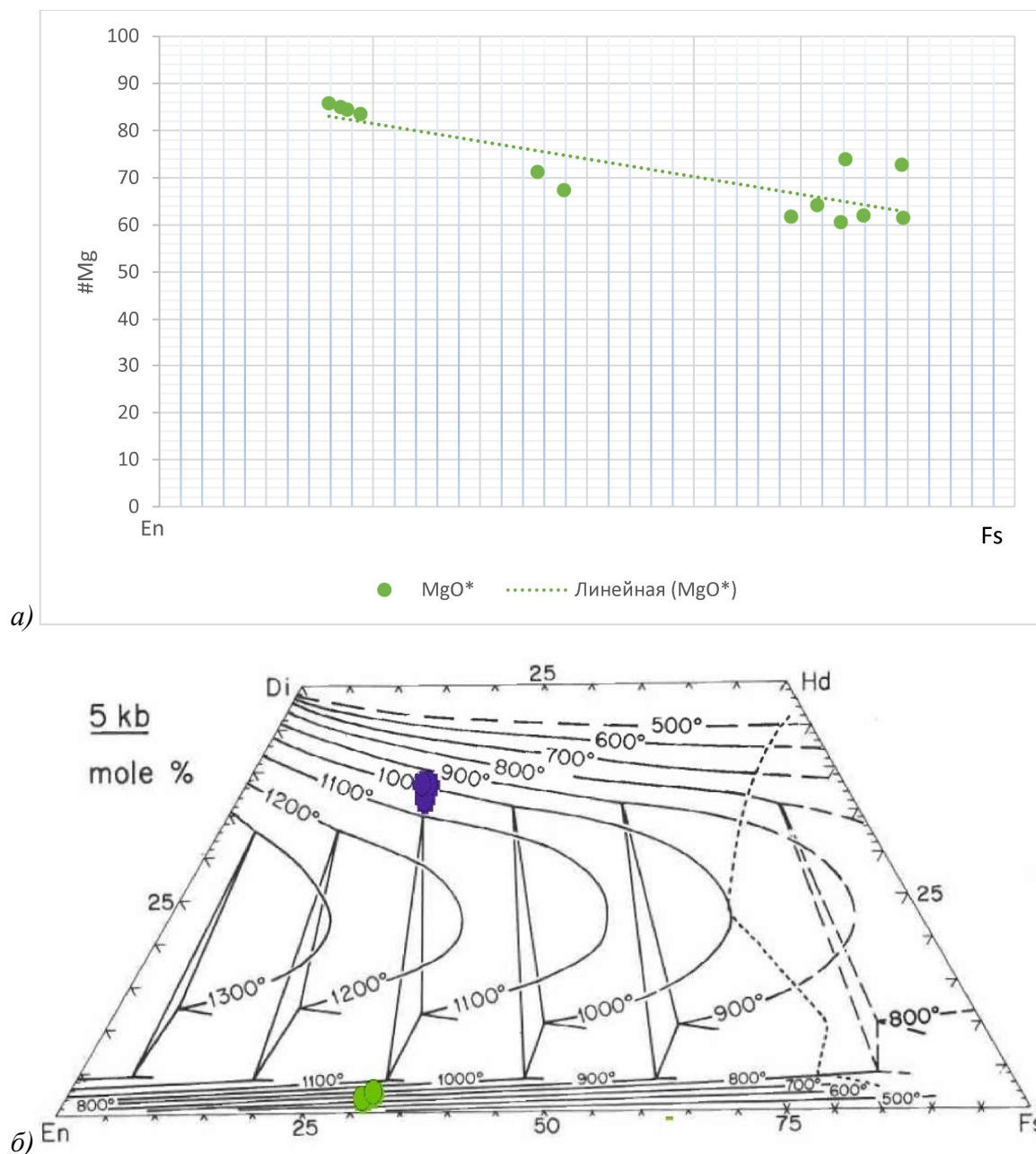


Рис. 4.23. а) диаграмма изменения магнезиальности клинопироксенов в пикритовых габбро-долеритах; б) – составы изученных ортопироксена (зелёный) и авгита (фиолетовый) на диаграмме Д. Линдсли (1983).

Таким образом, типоморфными характеристиками клинопироксенов рудоносных пикритовых-габбро-долеритов западной ветви Хараелахского интрузива являются изменение волновых чисел в диапазоне 1510–1515 см⁻¹, по которым обнаружена положительная

корреляция и последовательное увеличение в ряду геденбергит \rightarrow хромдиопсид. Также уменьшение содержания кальция в клинопироксенах коррелирует с изменением волнового числа в диапазоне $1510 - 1600 \text{ см}^{-1}$, а также повышением железистости и изменением волнового числа в области $1010-1080 \text{ см}^{-1}$. Согласно геотермометру Линдсли, пироксены рудоносных пород попадают в равновесный парагенезис для 1000°C , что указывает на их формирование в высокотемпературных условиях. Широкое развитие железистого клинопироксена и увеличение примеси TiO_2 в рудовмещающих габбро-долеритах также косвенно указывает на индикативную значимость Fe и Ti в рудовмещающих дифференциатах.

Анализ распределения элементов-примесей в оливине

Оливины основных пород изучались многими авторами. Большой объем в данных по составу оливинов габбро-долеритов получен В.В. Рябовым [1992], Н.А. Криволицкой [2001] и др. С точки зрения расшифровки процессов рудообразования оливин является очень важным и интересным минералом, так как может содержать информацию о составе исходного расплава и является самой ранней ликвидусной фазой, согласно ряду Боуэна [Криволицкая, 2002]. Как было отмечено в предыдущем разделе главы, он образует широкий ряд составов (рис. 4.24) с большим набором элементов-примесей, которые, при интерпретации условий его образования, в комплексе с примесями в других породообразующих минералах, могут выступать как поисковые критерии.

Полученные в результате исследования западной ветви Хараелахского интрузива геохимические характеристики оливинов пикритовых габбро-долеритов сопоставимы и практически не отличаются от оливинов в других ветвях интрузива, подробно изложенных в ряде других работ [Криволицкая, 2001, Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1975 и др] поэтому в данной работе подробно не освещены. Несмотря на это, исследования оливинов методом ИК-спектроскопии, а также сопоставление полученных данных с работами предшественников, позволили определить некоторые закономерности между элементами-примесями, которые отражают принадлежность минерала к той или иной генерации, а также имеют корреляцию с примесями в других породообразующих минералах, описанных выше.

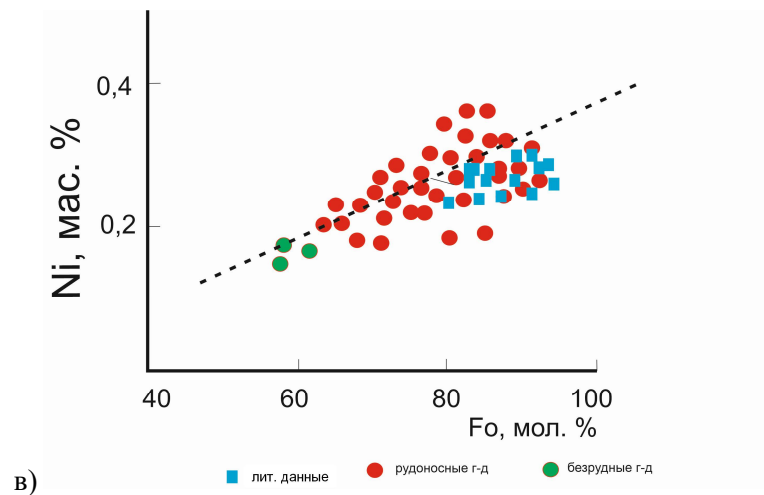
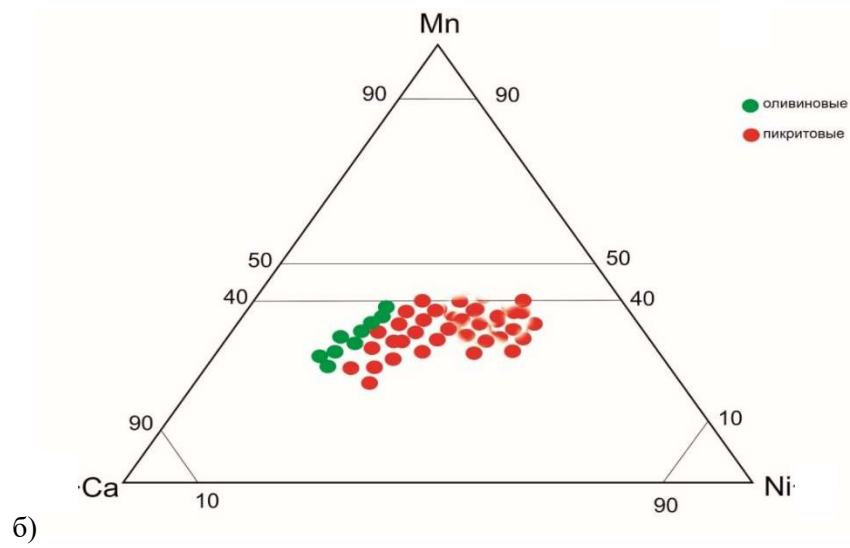
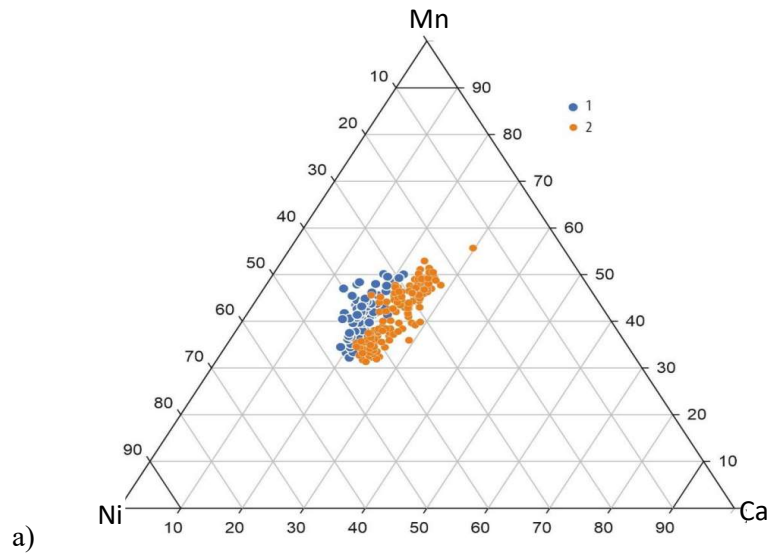


Рис. 4. 24. а) – Распределение химических элементов-примесей в оливинах оливиновых (1) и пикритовых (2) габбро-долеритов осевой зоны Хараелахского интрузива (по Никулин и др., 2020, с изменениями дополнениями); б) – диаграмма изменения химического состава оливинов в пикритовых и оливиновых габбро-долеритах западного фланга Октябрьского месторождения; в) - диаграмма Fo-Ni для оливинов западного фланга Октябрьского месторождения.

Эталонный оливин имеет легко распознаваемый спектр с широким пиком 3600 – 3100 см⁻¹ и пиком в 1700-1520 см⁻¹ (рис. 4.25). В диапазоне 1200 – 800 см⁻¹ оливин характеризуется триплетом, вершины которого расположены в 1075 (+/-10), 965 (+/- 30) и 885 (+/- 10) см⁻¹. В диапазоне 700-430 см⁻¹ оливин обладает интенсивным пиком, с вершиной в 505 см⁻¹ и осложняющим плечом в 640 см⁻¹. Дополнительным индикационным пиком для оливина является узкий малоинтенсивный пик в 395 см⁻¹. При идентификации оливинов посредством ИК-Фурье микроскопа диагностические диапазоны совпадают со многими спектрами магматических силикатов [Shen, Herman, Zhang et al., 2014], но отличаются поведением линии спектра.

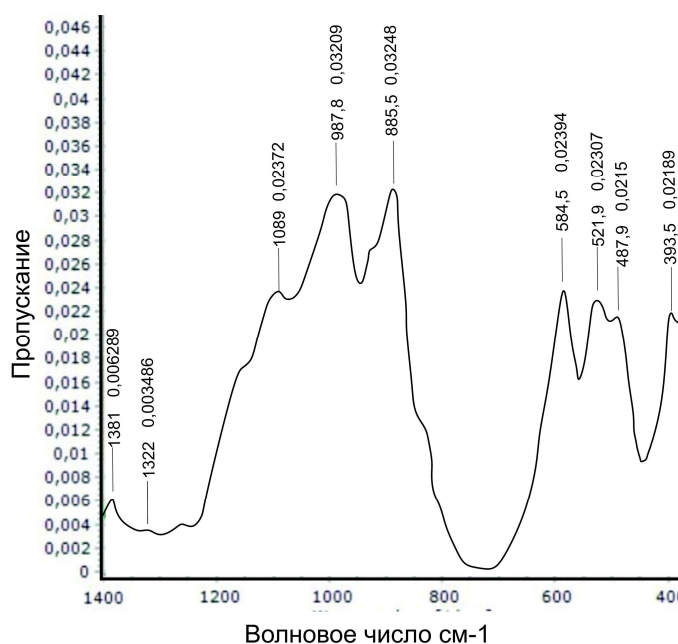


Рис. 4.25. Типичный спектр оливина из пикритовых габбро-долеритов Хараелахского интрузива

Изученный оливин в рудонсоных габбро-долеритах обладает интенсивным, широким пиком в области 2000-1600 см⁻¹, где главная вершина может сдвигаться от 1780 до 1680 см⁻¹. Также отличительной особенностью оливина является ярко выраженный дуплет в области 1450-900 см⁻¹ с плечом в 990 см⁻¹. В области 900-400 см⁻¹ один из оливинов обладает узким высокоамплитудным пиком, с переходящей вершиной в 715-655 см⁻¹. В результате сопоставления спектров оливинов из разных дифференциатов также выявилась корреляция между содержанием форстеритового компонента и площади фигуры под пиком в диапазоне 1300 – 700 см⁻¹. Увеличение площади фигуры под пиком пропорционально увеличению форстеритовой составляющей. Обнаруживается прямая корреляция между содержанием Ti и интенсивностью пика в диапазоне 2940–2900 см⁻¹ (Рис. 4.26). Увеличение амплитуды пика в районе 2920 см⁻¹ отражает уменьшение содержания примеси Ti. Выявлено, что Ti на спектрах чувствителен к примесям. Так, при содержании Na₂ >4,5 вес.% пик теряется. Для выявления

закономерности изменения содержания Ti в оливине исследовались оливины как из рудоносных, так и из безрудных интрузивов.

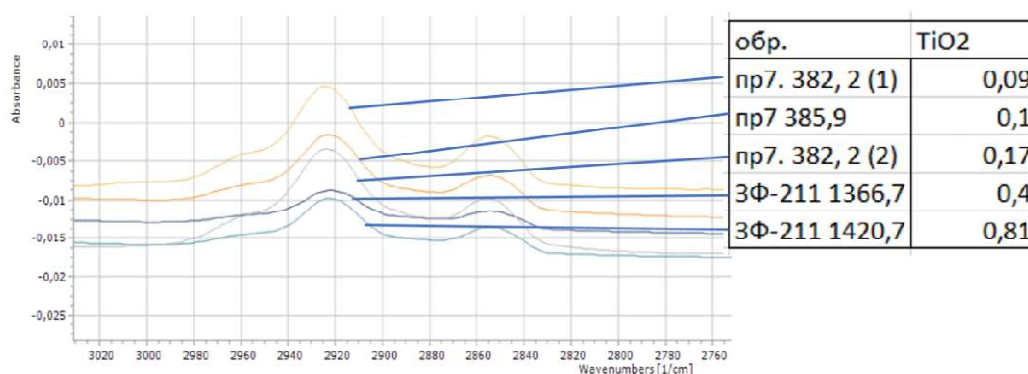


Рис. 4.26. Взаимосоотношение между интенсивностью пиков в 2920 см^{-1} и содержанием Ti

В результате масштабного сопоставления спектров оливинов и их химических составов, были выявлены основные диагностические диапазоны, а также корреляция между спектром и форстеритовым компонентом и некоторыми другими компонентами. Определено влияние примесных элементов и вростков других минералов. Выявлено закономерное увеличение TiO_2 , коррелирующее с рудоносностью и с закономерным увеличением примесей других породообразующих минералах в пикритовых габбро-долеритов, по мере приближения к рудным телам.

Анализ типоморфных особенностей минералов группы шпинелидов

Геохимические особенности хромшпинелидов интрузивов Норильского рудного района изучались многими авторами с 1980 гг. прошлого века по настоящее время [S.J. Barnes, V. Kuniyov, S.F. Sluzhenikin, M. Le Vaillant, В.А. Абрамова, Д.В. Петренко, А.Ю. Григорьева, В.В. Бровченко, В.В. Золотухин, М.Н. Годлевский, А.П. Лихачев, М.А. Юдовская, Н.А. Криволуцкая Н.А. и др.]. Петрологическая связь шпинелидов с ЭПГ упоминается как в работах отечественных, так и многих зарубежных исследователей. В обычных магматических породах основного состава – габброидах и базальтоидах – из ряда шпинелидов обычно присутствует титаномагнетит с небольшой примесью хрома, в кристаллах оливина нередко присутствуют включения магнезиохромита или алюмомагнезиохромита, в более щелочных разновидностях основных пород – хромшпинели до бедной хромом шпинели.

Среди минералов группы шпинелидов, с точки зрения расшифровки процессов магматического рудообразования в базитовых комплексах, наиболее интересными являются магнетит, титаномагнетит и ильменит. Магнетит и его рудные скопления в основном представляют собой вещество земной коры, железо которого является первично мантийным материалом, а кислород экзогенным [Золотухин, 1990]. При кристаллизации расплава, в его составе могут появляться примеси Ti, V, Mn, Mg, Al и Cr, ассоциирующие с минералами платиновой группы, которые в рудных телах выделяются в числе последних (после силикатов и окислов), в моменты, отвечающие гидротермальной стадии магматического процесса. Для магнетитов рудных выделений отмечается повышенное содержание хрома и ванадия по сравнению с акцессорными магнетитами. Эти примеси чаще всего занимают (в зависимости от заряда) позиции двухвалентного, или трехвалентного железа [Додин, 1971]. Изоморфные замещения в магнетитах в основном протекают при высоких температурах. При медленном понижении температуры магнетит стремится «очиститься» от элементов-примесей, в первую очередь от магния, алюминия и титана, и приблизиться к обычному для умеренных температур структурному состоянию $Fe^{3+}(Fe^{2+}, Fe^{3+})_2O_4$ [Лихачев, 2017].

В исследованиях последних лет показано, что магнетит является наиболее распространенным оксидным минералом в породах базитовых интрузий, в том числе в интрузивах норильского типа. Среднее содержание по породе – 0,64%. Представлен ангедральными, редко гипидиоморфными зёрнами размером до нескольких миллиметров, нередко находится в ассоциации с сульфидами, на контакте с которыми частично корродирован. Также встречен в виде прожилковых, вкрапленно-прожилковых выделений, развивающихся по трещинам в силикатах, либо сульфидных агрегатах.

В рудоносных интрузивах Норильского типа шпинелиды имеют широкий диапазон колебания состава от хромитов в пикритовых габбро-долеритах (через обогащенные хромом и титаном магнетиты) и оливиновых габбро-долеритах, до титаномагнетитов в безоливиновых и такситовых габбро-долеритах (рис. 4.27). Остальные дифференциаты содержат титаномагнетит без Cr и небольшие включения ильменита [Лихачев, 2017]. Содержание титана в магнетитах зависит от исходного состава расплава, от понижающейся температуры и фугитивности кислорода при формировании рудных минеральных фаз [Морозова, 2014, Спиридонов, 2017].

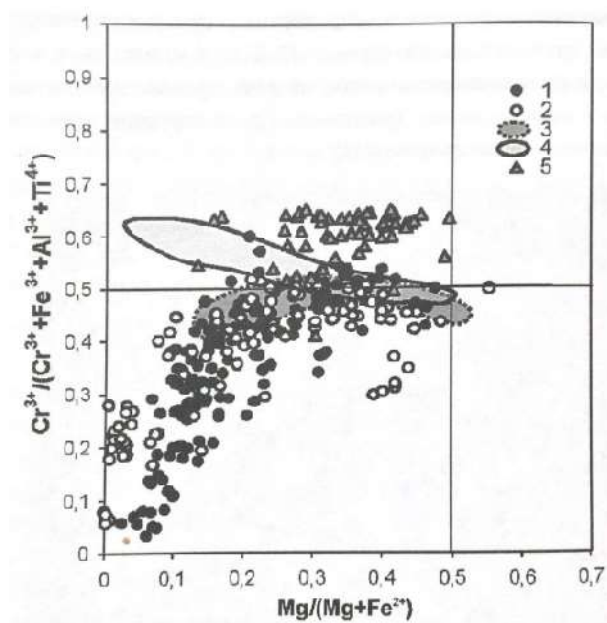


Рис. 4.27. Составы хромшпинелидов в интрузиях норильского типа (1-4) и в пикритовых базальтах гудчихинской свиты [по Житовой и др., 2017 с дополнениям и изменениями]. 1 – в пикритовых габбро-долеритах; 2 – в верхней контактовой зоне интрузивов; 3 – группа 1; 4 - группа 2; 5 – в пикритовых габбро-долеритах западной ветви Хараелахского интрузива

В области развития рудных тел в пределах западной части Хараелахского интрузива, ильменит, магнетит и титаномагнетит являются акцессорными минералами в пикритовых габбро-долеритах. Они образуют идиоморфные, реже интерстициальные вкрапления среди зерен породообразующих минералов (рис. 4.28 а). Магнезиальный ильменит содержится в качестве акцессорного минерала во всех дифференциатах. По форме нахождения, титаномагнетит и ильменит также отмечены в составе реакционных кайм, на контакте с сульфидными вкрапленниками, в верхнем пикритовом рудоносном горизонте (рис. 4.28 б).

В изученных пикритовых габбро-долеритах западного фланга Октябрьского месторождения, с использованием МРСА и, частично, метода ICP-MS были изучены акцессорные титаномагнетит и ильменит в габбро-долеритах, а также срастания титаномагнетита и ильменита, образующие каймы вокруг сульфидных выделений в минерализованных породах и вкрапленных рудах.

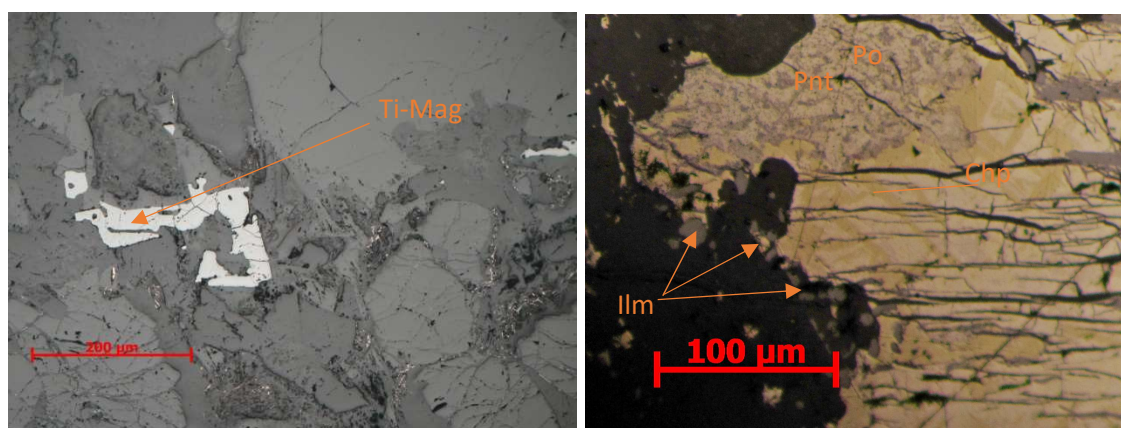


Рис. 4.28. а - кристаллографические выделения титаномегнетита в пикритовом габбро-долерите; б – каймовидные выделения ильменита на контакте с каплевидным выделением сульфидных минералов

Состав ильменита, содержащегося в изученных пикритовых габбро-долеритах в качестве акцессорного минерала, в целом, типичен для базит-гипербазитовых массивов и отвечает составу типичных ильменитов Талнахского интрузива, проанализированных ранее в работах Спиридонова Э.М. [2010, 2017, 2019, 2020]: MgO 6.83 мас.%; NiO 0.19 мас.%; FeO 33.08 мас.%; MnO 0.81 мас.%; ZnO 0.17 мас.%; Fe₂O₃ 6.66 мас.%; Al₂O₃ 0.05 мас.%; Cr₂O₃ 0.46 мас.%; TiO₂ 51.45 мас.%. Такой состав отвечает следующей формуле [Спиридонов, 2010]: $(\text{Fe}^{2+}_{0.67}\text{Mg}_{0.25}\text{Mn}^{2+}_{0.02}\text{Fe}^{3+}_{0.06})_1(\text{Ti}_{0.94}\text{Fe}^{3+}_{0.06})_1\text{O}_3$. Химический состав этих минералов в пикритовых габбро-долеритах центральной части Хараелахского интрузива также отвечает этой формуле с незначительными изменениями.

В изученных каймовидных выделениях титаномегнетита и ильменита в каймах выделений сульфидных рудных минералов характерной особенностью является присутствие значительного количества примеси Mg (до 1,6 мас.% MgO в титаномегнетите и до 3,8 мас.% в ильмените). В титаномегнетите также отмечается высокое содержание V (до 1,2 мас.% V₂O₃), в ильмените встречается примесь Zr (до 0,2 мас. % ZrO). Строгие закономерности развития этих примесей в агрегатах титаномегнетита и ильменита в рудовмещающих породах не выявлены.

По результатам исследования хромшпинелидов и полифазных силикатных включений в них из пикритового горизонта Талнахского интрузива ранее было установлено [Морозова, 2014], что включения не являются расплавленными, а были захвачены гетерофазно и их составы (ортопироксен + щелочные полевые шпаты + хлорит + амфибол + Na-флогопит) указывают на ключевую роль контактово-метаморфических процессов в формировании хромшпинелидов. Падение магнезиальности хромшпинелидов коррелирует с интенсивностью субсолидусного изменения породообразующих минералов. Резкое различие составов включений и содержащих хромшпинелиды пород свидетельствует о возможном привносе хромшпинелидов в среду кристаллизации пород извне [Barnes et al, 2019], что ставит под сомнение их индикаторные

признаки, применительно к интрузивам норильского типа. В связи с чем использование геохимических особенностей этих минералов как индикаторов оруденения возможно только лишь в случае комплексного изучения геохимических особенностей всех минеральных ассоциаций, представленных в рудоносных породах.

Выводы

Рудовмещающие габбро-долериты западной ветви Хараелахского интрузива имеют петрологические особенности, по сравнению с теми же дифференциатами в безрудных интрузивах. В габбро-долеритах Хараелахского интрузива устанавливаются несколько генераций породообразующих минералов, которые различаются по типоморфным признакам.

Различные генерации породообразующих минералов отличаются по составу в пределах изоморфных рядов и по наличию и процентному содержанию элементов-примесей. Среди главных минералов рудоносных пикритовых габбро-долеритов плагиоклазы и оливины отличаются наиболее заметными изменениями содержания элементов-примесей и это делает их важными минералогическими индикаторами. ИК-спектры указывают на приуроченность андезина к оливинсодержащим и оливиновым габбро-долеритам. Анализ ИК-спектров рудоносных пикритовых габбро-долеритов позволил определить в структуре плагиоклазов Fe. Изученное распределение примесей в габбро-долеритах указывает на прямую корреляцию количества примеси Fe в плагиоклазах с рудоносностью габбро-долеритов.

Изучение ИК спектров клинопироксенов позволило выявить количественное соотношение между минералами группы пироксена в различных дифференциатах, распространенных на западном фланге месторождения, установить прямую корреляцию между железистостью и магнезиальностью клинопироксена и рудоносностью габбро-долеритов, а также повышение содержания TiO_2 в клинопироксенах рудоносных пикритовых габбро-долеритов.

Выявленные закономерности распределения элементов-примесей в породообразующих минералах в разрезе рудоносных горизонтов западной ветви Хараелахского интрузива рекомендуются для применения в практике геологоразведочных работ. Полученные результаты позволяют сформулировать второе защищаемое положение.

Защищаемое положение

Рудовмещающие пикритовые габбро-долериты западной части Хараелахского интрузива содержат несколько генераций породообразующих и акцессорных минералов, различающихся составом в пределах изоморфных рядов и определенным набором элементов-примесей. По мере приближения к рудным телам в пикритовых габбро-долеритах закономерно растёт основность плагиоклаза и увеличение в его составе примеси Fe, повышаются железистость клинопироксена и содержание в нём TiO₂.

Глава 5. Особенности состава и строения вкрапленных руд на западном фланге Октябрьского месторождения³

Цели, задачи, введение

Одной из основных целей работы являлось изучение состава и текстурно-структурных особенностей вкрапленных руд западного фланга Октябрьского месторождения.

Вкрапленные руды составляют важную часть как запасов, так и ресурсов Октябрьского месторождения. Они локализованы в нижней части интрузива и образуют лентовидное тело, протягивающееся вдоль всей ветви интрузива. В последнее время они постепенно вовлекаются в разработку взамен отработанным богатым рудам. По некоторым подсчетам, при современных темпах добычи, к 2030 году они могут составить 80 % объема производимой продукции [Айнбиндер и др., 2021].

Несмотря на широкую распространенность вкрапленных руд, строгие закономерности их залегания с наибольшей концентрацией не определены, морфология рудных тел вкрапленных руд и особенности их локализации на западном фланге месторождения недостаточно изучены. Недостаточно изученными являются также и текстурно-структурные особенности, которые определяют их ключевые технологические характеристики. Это ставит сложные задачи при проведении эксплуатационно-разведочных и поисковых работ на фланге месторождения. Запасы богатых руд постепенно истощаются, в связи с чем изучение особенностей локализации, минерального состава и текстурно-структурных особенностей вкрапленных руд приобретает важное значение для минерально-сырьевой базы Норильской металлогенической провинции. Важным аспектом является также выбор дальнейшей технологии обогащения руд для

³ При подготовке данного раздела диссертации автором использованы следующие публикации, выполненные автором лично или в соавторстве, в которых, согласно Положению о присуждении ученых степеней в МГУ, отражены основные результаты, положения и выводы исследования:

1. Никулин И. И., Калашников А. О., **Крылов И. О.**, Михайлова Ю. А., Грошев Н. Ю., Кадыров Р. И. Фрактальный анализ состава и строения сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах Октябрьского месторождения (Норильский рудный узел) // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2023. № 1. С. 60–74. RSCI (0,88 п.л., авторский вклад 50%) DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-60-74. Импакт-фактор RINC 0,38.
2. **Крылов И.О.**, Никулин И. И. Новые данные об условиях локализации и составе сульфидных медно-никелевых руд западной части Октябрьского месторождения Норильского района // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2023. № 3. С. 98 – 112. RSCI (0,94 п.л., авторский вклад 80%) DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-98-112. Импакт-фактор РИНЦ: 0,38.

получения наиболее богатого концентрата из вкрапленных руд. Это является основной задачей горно-металлургического производства в Норильске [Ломоносов, Туртыгина, 2010].

Фактический материал

Для определения особенностей минерального состава и текстурно-структурных особенностей вкрапленных руд западной части Хараелахского интрузива, исследовались образцы из геологоразведочных скважин, пробуренных на западном фланге Октябрьского месторождения (ЗФ-115 бис, ЗФ-114, ЗФ-12, ЗФ-116, ВФ-67кл, ВФ-67, ВФ-68).

Минераграфические исследования включали в себя описание 100 аншлифов с целью первоначального определения текстурно-структурных типов вкрапленных руд. Затем, с помощью метода трехмерной лазерной томографии были исследованы 10 образцов из пяти скважин (ЗФ). Изучаемые образцы вкрапленных руд характеризуются небольшими изменениями по минеральному составу относительно друг-друга, что было подробно освещено главе 3, но достаточно четко различаются по текстурно-структурным особенностям.

Структурно-текстурные типы вкрапленных руд

Рудные тела вкрапленных руд на флангах Октябрьского месторождения приурочены к линзам медистых и сплошных руд, образуя в приподошвенной части интрузива линзовидные залежи с выдержанной мощностью и относительно равномерным распределением полезного компонента.

Как было показано в 3 главе настоящей работы, по минеральному составу вкрапленные руды Октябрьского месторождения подразделяются на три типа: пирротиновый, халькопиритовый и халькозин-борнитовый. На западном фланге Октябрьского месторождения, наиболее распространенным типом является пирротиновый, приуроченный к пикритовым горизонтам габбро-долеритов. Пирротиновые руды имеют различия в содержании второстепенных минералов, по их соотношению их также принято делить на пентландит-халькопирит (кубанит) – пирротиновый и пентландит-халькопирит-пирротиновый.

Агрегаты сульфидов заполняют интерстиции между зернами породообразующих силикатов, либо образуют отдельные крупные капли, иногда образуют прожилки. Размеры сульфидных выделений варьируют от долей миллиметров до 5 см. Вкрапленники и прожилки имеют различную морфологию. Прожилки имеют прямые и ровные контакты, мощность

колеблется от первых мм до первых см. В наиболее богатых участках вкрапленники могут достигать до 50-60% объема.

Минераграфическое описание морфологии сульфидных вкрапленностей среди изученных образцов пирротиновых вкрапленных руд позволило выделить три типа оруденения, отличающихся друг от друга текстурно-структурными характеристиками (рис. 5.1–5.3):

- 1) каплевидная;
- 2) интерстициальная;
- 3) неравномерная каплевидно-интерстициальная – переходная разновидность;

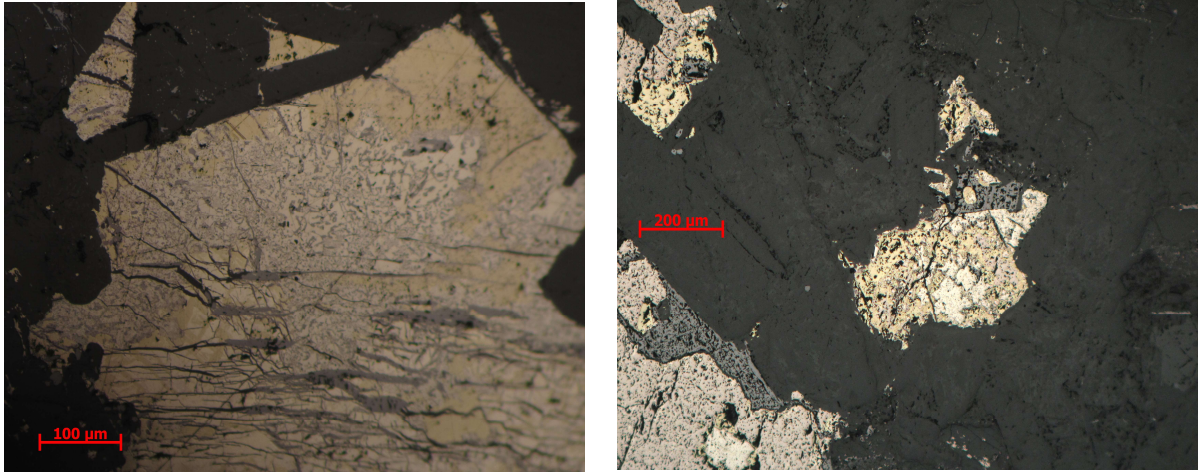


Рис.5.1 Каплевидная текстура сульфидов в пикритовом габбро-долерите

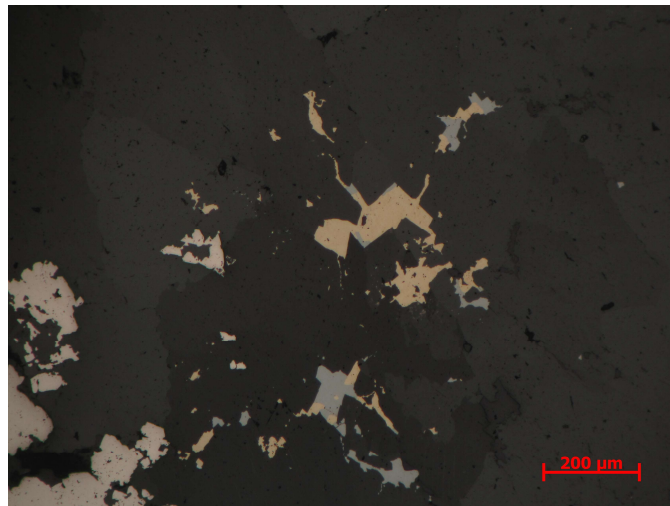


Рис. 5.2. Интерстициальная текстура сульфидов в пикритовом габбро-долерите

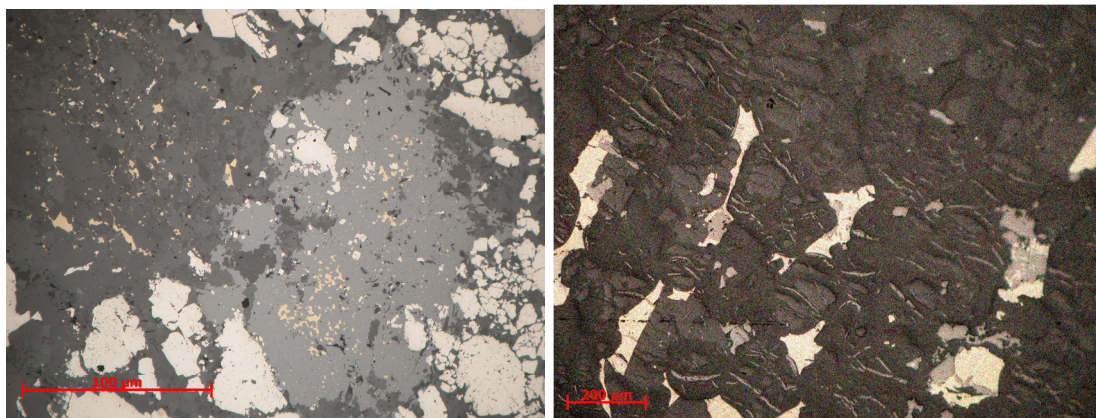


Рис. 5.3. Интерстициально-капельвидная текстура сульфидов в пикритовом габбро-долерите

Руды с капельвидной текстурой (тип минерализации 1) широко распространены на Октябрьском месторождении, на западном фланге встречаются реже чем в центральной части Хараелахского интрузива. Морфологию этого типа оруденения можно описать как крупно-капельвидная («капельники»), в которой вкрапления сульфидов частично соединены между собой тонкими ветвящимися сульфидными прожилками, либо обособлены друг от друга.

В рудах с интерстициальной сульфидной вкрапленностью (тип минерализации 2) отсутствуют как таковые «капли» сульфидов. Сульфидные агрегаты отмечены в интерстициях породообразующих силикатов, в некоторых случаях образуя удлиненные прожилки.

Неравномерная капельвидно-интерстициальная сульфидная вкрапленность (тип минерализации 3) принята как промежуточный тип между первым и вторым. Здесь сульфиды образуют и капли, как в первом типе оруденения, и интерстициальную вкрапленность, как во втором типе. В отличие от оруденения первого типа, капли здесь распределены неравномерно и имеют меньший размер, а прожилковидных выделений больше чем в капельвидных интерстициальных рудах.

Методика исследования особенностей состава и строения вкрапленных руд

Рассматривая рудные агрегаты в рамках геометрии, структуру руды можно представить как совокупность геометрических свойств агрегатов рудных минералов, в которую входят форма, размер, пространственное положение и т.п. Каждую структуру можно разложить как чисто геометрическое расположение одной «фазы» (одной её части) в пустом пространстве [Kruhl, 2013], что позволяет использовать геометрические методы анализа структур. Структуры рудных минералов могут быть как простыми, которые возможно описать метриками евклидовой геометрии (монокристаллы, идиоморфнозернистые агрегаты), так и весьма сложными, для описания которых метрик евклидовой геометрии недостаточно. Для количественного описания

таких структур фрактальная геометрия является наиболее удобным [Mandelbrot, 1982] и современным способом, отвечающим необходимым требованиям получаемой информации. Структуры минеральных агрегатов являются отражением рудообразующих процессов, поэтому анализ структур может давать ценную информацию об особенностях генезиса руд. Кроме того, математическая типизация руд дает информацию о текстурно-структурных особенностях, а также о некоторых петрофизических свойствах рудных минералов, которые представляют значимую ценность для дальнейшего освоения вкрапленных руд.

Фрактальный анализ используется в геологии с 1980-х годов прошлого века. Изначально основанием для исследования с помощью фрактального анализа служат эмпирические наблюдения, согласно которым геологические системы, в частности – рудные поля имеют иерархическую организацию. Эти структуры несут генетическую информацию о предыдущем уровне организации. Если определенным образом разделить каждый уровень так, чтобы на других уровнях выделились бы такие же дробные размеры, то можно описываемую систему характеризовать одним уравнением, отвечающим единому дробному значению. Это дробное значение можно с некоторой долей условности представить, как коэффициент самоподобия исследуемой геологической системы. В реальности у одной системы, может быть, несколько дробных чисел, что обусловлено неоднородной природой всего вокруг. Такие системы с одним или несколькими коэффициентами самоподобия обладают фрактальными свойствами, т. е. представляют собой совокупность разномасштабных элементов, причём распределение элементов на более мелком масштабном уровне в статистическом смысле подобно распределению на более крупных масштабах.

Рудные тела в земной коре распределены неравномерно и сконцентрированы в отдельных рудных районах, в пределах которых распределение месторождений и рудопроявлений носит такой же неравномерный характер. На более малых масштабных уровнях, в рамках месторождений, выделяются отдельные рудные тела и рудные зоны, в пределах которых рудная минерализация также распределена неоднородно. Степень неоднородности распределения характеризуется фрактальной размерностью множества, которая, в отличие от топологической размерности, является дробной величиной.

Одним из примеров, введенным Б. Мандельбротом для популярного объяснения сущности фрактальной теории, было распределение меди по месторождениям [Mandelbrot, 1982]: зависимость запасов меди от количества месторождений с соответствующими запасами имеет экспоненциальный характер и, так как это распределение является отражением пространственного (геометрического) распределения меди в земной коре, можно заключить, что медь распределена фрактально, как в статистическом, так и в геометрическом смысле. Позже

эти, во многом умозрительные выводы, подтвердились работами геологов как на локальном уровне (в масштабе рудного поля), так и на региональном (масштаб металлогенической провинции) [Blenkinsop, Sanderson, 1999; Carlson, 1991; Haddad-Martim et al., 2017; Ivanyuk G. et al., 2012; McCaffrey, Johnston, 1996; Горяинов, Иванюк, 2001].

С развитием вычислительной техники фрактальный анализ стал применяться в поисковых работах, фрактальная размерность различных отражений геологической природы стала использоваться как поисковый признак. Наиболее широко фрактальный анализ и его варианты, такие как мультифрактальный или сингулярный, нашли применение при анализе геохимических полей с целью поисков полезных ископаемых [Afzal et al., 2017; Chen, Cheng, 2018; Cheng et al., 1994; Cheng, Grunsky, 2000; Pourgholam et al., 2021; Wang, Zhao, Cheng, 2013 Xiao et al., 2016; Zuo, Wang, 2015]. Кроме прикладного значения, фрактальный анализ геологических данных также имеет и фундаментальное значение для понимания формирования магматических объектов и гидротермальных систем [Goryainov et al., 2013; Perugini, et al., 2003; Roberts et al., 1999; Yakymchuk S. et al., 2013; Горяинов и др., 2007; Горяинов и др., 2008)]. С помощью расчёта фрактального размера выявлены дайки, прослежены сингенетичные с магматизмом тектонические структуры, на основе чего сделан вывод о стадийности внедрения и связи с региональными тектоническими структурами [Kruhl, 2013; Perugini, Poli, 2012; Peternell et al., 2010; Peternell et al., 2011]. Все эти результаты указывают на то, разделение природных объектов с выявлением фрактальной размерности необходимо для математически обоснованного описания динамики произошедших природных процессов [Gavriliuț A, et al., 2019].

В отличие от безрудных интрузивов, все рудоносные интрузивы норильского типа образуют зональные магматические тела, обусловленные динамической кристаллизацией при прохождении больших объемов магмы [Геология Норильской ..., 2020]. Различные условия образования пород обуславливают количественные и качественные отличия петрографических структур и текстур в разных частях рудоносных интрузивов. Эта зональность до настоящего времени изучена весьма слабо, хотя имеет весьма контрастный характер, что делает ее применимой для локального и регионального прогноза сульфидных платино-медно-никелевых месторождений и может служить индикатором рудоносности интрузивов. Динамика движения рудоносных флюидов обуславливает вещественные свойства сульфидной минерализации – формирование конкретных минеральных видов и их химический состав в отношении как макро, так и микроэлементов.

Каждый агрегат рудных минералов с дробной размерностью характеризуется набором морфологических характеристик. Методичное, математически обоснованное извлечение типизированного значения формы сульфидных агрегатов принимается как процесс их

атомизации до дробной величины. Регулярный образ, часто встречающийся в геометрии агрегатов сульфидных минералов вкрапленных руд – одно выделение рудного минерала – в работе названо условно фрактальным паттерном.

Фрактальная размерность сульфидных агрегатов является характеристикой динамики перколяции рудоносного флюида и как следствие – математически обоснованным индикаторным признаком этих вещественных свойств. Она описывает многомерные свойства руды, приближаясь хотя бы к 99% природной формы, которые в своей совокупности почти невозможно описать методами традиционной геометрии. Выявленные закономерности роста рудных минералов позволяют проследить геометрию рудных зон в интрузивном массиве, что положительно скажется на проведении эксплуатационных, разведочных и поисковых работ.

Исследование руд происходило в несколько этапов: минераграфическое описание, геохимическое определение петрогенных и рассеянных элементов, а также элементов платиновой группы, золота и серебра, 3D-томография, компьютерная интерпретация и вычисление фрактальных размерностей и анализ полученных данных.

Минераграфическое описание вкрапленных руд выполнено на кафедре полезных ископаемых геологического факультета МГУ. Химический состав минералов определялся локальным рентгеноспектральным анализом на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) Leo 1450 (Carl Zeiss, Германия), оборудованном ЭДС-спектрометром Aztec Ultimmax 100 (Oxford Instruments, Великобритания) в Геологическом институте Кольского научного центра РАН. Для каждого комбинированного шлифа получен 24 изображения в обратно-рассеянных электронах (BSE-изображения): шлиф делился на 12 участков (три по вертикали и 4 по горизонтали) для получения максимально ровной картины – без дефокусировки на периферии и без муарового эффекта, вызванного мелким масштабом съемки. Для каждого из 12 участков съемка выполнялась в двух режимах контрастности: средняя контрастность – для получения различных изображений силикатной части и высокая контрастность – для получения различных изображений оксидов, сульфидов и минералов платиновой группы. Затем для каждого участка были получены карты распределения элементов: Al, Ca, Cr, Cu, Fe, K, Mg, Na, Ni, P, S, Si, Ti. С помощью рентгеноспектрального анализа выполнялась диагностика всех фаз крупнее 10 мкм и определяли химический состав сульфидов и выборочно – породообразующих минералов. Химический состав определяли в наиболее однородных зонах зерен путем получения спектров в не менее чем трех точках одного зерна, а затем, если разница между анализами не превышала 5%, усредняли.

Элементы определены в Институте химии и технологии редких элементов Кольского научного центра РАН и в НИЦ Курчатовский институт – ИРЕА (Москва). Кремний определяли

методом атомно-эмиссионной спектromетрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICPE 9000 (ИСП АЭС, Шимадзу, Япония) после сплавления. Низкую концентрацию кремния дополнительно измеряли методом спектрофотометрии (реагент – гетеромолибденовая поликислота) по синей окраске. Определение потерь при прокаливании проводили при температуре 1000 оС, углерода и серы – на автоматизированном анализаторе ELTRA CS-2000 (производитель ELTRA, Германия). Остальные 42 элемента устанавливали методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS), прибор ELAN 9000 DRC-e (производитель Perkin Elmer, США).

Содержание элементов платиновой группы, золота и серебра определяли в ООО «Институт Гипроникель» масс-спектрометрическим методом с индуктивно связанной плазмой iCAP Q модели iCAP Qc, а также атомно-абсорбционным спектрометром iCE 3300.

Фрактальный анализ вкрапленных руд

В изученных вкрапленных рудах сульфидная минерализация составляет большую часть объема породы (рис.5.4). Эти руды имеют также относительно высокое содержание платиноидов (табл. 5.1), причем ЭПГ во вкрапленных рудах чаще всего находятся либо в виде собственных минеральных форм, либо в виде интерметаллических соединений, имеющих сложную структуру и как следствие – обладают достаточно низкой флотационной активностью [Бунин и др., 2009], по сравнению с сульфидными минералами, которые образуют в рудах крупные каплевидные агрегаты, особенно в рудах с собственно каплевидной текстурой. Поэтому важной задачей по совершенствованию технологии обогащения вкрапленных руд, наряду с повышением извлечения кобальта, меди и никеля, является повышение извлечения МПГ. Для разработки необходимой технологии, в условиях высокого темпа производства, проведенный фрактальный анализ руд предлагается в качестве оперативного метода анализа текстурно-структурных характеристик руд, необходимых для разработки технологии обогащения.

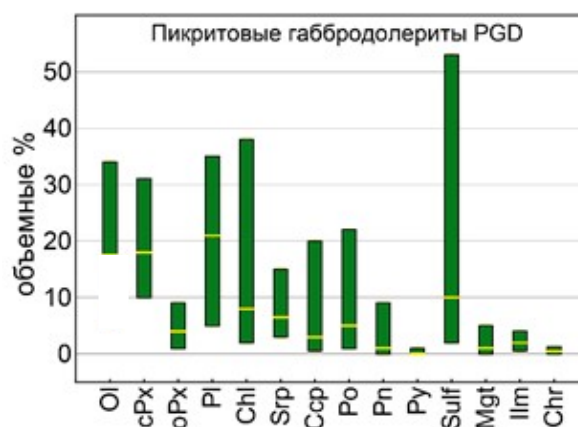


Рис. 5.4. Модальный состав пикритовых габбро-долеритов западного фланга Октябрьского месторождения. Высота колонок – от минимального до максимального значения, желтая линия на каждой колонке – медианное значение содержания данного минерала. Ol – оливин, cPx – клинопироксен, oPx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Chl – хлорит, Srp – серпентин, Ccp – халькопирит, Po – пирротин, Pn – пентландит, Py – пирит, Sulf – суммарное содержание сульфидов, Mgt – магнетит, Ilm – ильменит, Chr – хромит.

Таблица 5.1.

Химический состав вкрапленных руд западного фланга Октябрьского месторождения по данным ICP-MS

№ обр./глубина	67/1677.8	68/1680	69/1763.2	70/1763.7	71/1765.3
Na ₂ O, мас.%	0,91	0,32	0,45	0,82	0,45
MgO	5,65	9,98	18,74	19,93	18,52
Al ₂ O ₃	6,94	3,01	4,89	7,05	3,59
P ₂ O ₅	0,105	0,068	0,083	0,073	0,083
K ₂ O	0,51	0,25	0,25	0,21	0,29
CaO	4,18	1,57	3,01	3,32	1,78
TiO ₂	0,59	0,34	0,35	0,49	0,43
MnO	0,11	0,10	0,15	0,19	0,19
Fe ₂ O ₃	11,30	11,84	18,93	23,68	15,91
SiO ₂	45,31	41,84	33,91	35,88	34,37
C	0,082	0,116	0,129	0,115	0,131
S	0,297	0,856	3,40	3,51	1,33
Sc, г/т	26,6	18,3	13,2	14,8	15,0
V	177,0	104,5	102,9	150,1	122,7
Cr	2287	2763	2372	2009	470
Co	71,9	126,6	279,0	279,2	190,4
Ni	452,9	2205	8708	8411	4784
Cu	151,5	2679	14511	11995	6582
Zn	91,3	71,5	104,0	95,6	115,2
Rb	8,77	3,27	4,92	4,24	5,35
Sr	176,2	53,7	50,5	50,0	53,3

Y	9,83	4,20	10,29	7,01	9,22
Zr	48,1	23,3	35,3	27,5	33,7
Nb	2,23	1,27	1,55	1,51	1,55
Ag	<0,001	0,035	4,34	4,73	1,75
Ba	84,3	30,2	26,0	20,5	21,0
La	3,54	1,66	2,96	2,39	6,06
Ce	8,66	4,08	6,87	5,56	13,0
Pr	1,17	0,55	0,90	0,75	1,60
Nd	5,64	2,72	4,30	3,55	6,96
Sm	1,80	0,83	1,17	0,98	1,62
Eu	0,57	0,27	0,34	0,29	0,37
Gd	1,92	0,88	1,39	0,80	1,82
Tb	0,33	0,15	0,24	0,20	0,28
Dy	2,14	1,03	1,64	1,29	1,68
Ho	0,44	0,20	0,34	0,26	0,32
Er	1,31	0,63	1,12	0,80	1,02
Tm	0,18	0,090	0,16	0,111	0,13
Yb	1,22	0,59	1,24	0,77	1,02
Lu	0,19	0,087	0,17	0,11	0,13
Hf	1,25	0,55	0,87	0,72	0,82
Ta	0,090	0,061	0,052	0,11	0,055
Pb	1,68	6,52	14,1	11,64	4,19
Th	0,50	0,20	0,55	0,31	2,84
U	0,25	0,14	0,17	0,15	0,34

Вычисление фрактальной размерности рудных выделений основано на использовании трехмерной лазерной томографии, принцип действия которой связан с получением рентгеновских снимков образцов различных текстурно-структурных типов руд. Для создания серии снимков образец из керна скважин помещался в камеру, где происходило медленное вращение по оси керна. Таким образом была создана серия рентгеновских снимков, которые после компьютерной интерпретации преобразуются в 3D модель.

Яркость изображений на снимке у различных минералов характеризует степень поглощения рентгеновского излучения в результате эффекта рассеяния и фотоэффекта. Перед вычислением 3D фрактальной размерности проводилось определение их 2D-фрактальной размерности с помощью компьютерной программы GG_3 [Чернявский, Степенщиков, 2021], по изображениям в обратно рассеянных электронах. При этом минеральные виды в сульфидных агрегатах не выделялись. Структурно-текстурные характеристики рудной минерализации (они же паттерн заполнения пространства рудным веществом) сформировались на стадии внедрения

рудоносных флюидов и кристаллизации MSS. Поэтому в исследовании 2D-фрактальной размерности сделан акцент на сульфидные агрегаты в целом и разделение на минералы не производилось. Разделение паттернов различных фаз (групп фаз) и определение их 3D-фрактальной размерности проводилось на основе данных рентгеновской компьютерной томографии, с помощью той же программы.

В результате математического алгоритма интерпретации компьютерной томографии, формировался файл данных о наборе фаз, близких по рентгеновской плотности, для каждой из которых определялись объемные и морфометрические характеристики. Они представляют собой цифровые данные об объеме, площади поверхности минерального агрегата, 3D-фрактальной размерности и анизотропии для выделенных фаз образцов с разным типом минерализации (табл. 5.4):

1. *Объем фазы (мм^3) и объемная доля в объеме всего образца (%)*. Определяется за счет подсчета количества вокселей – элементов объемного изображения, отнесенных к определенной фазе или ко всему образцу. Размеры всех вокселей одинаковы и известны из параметров сканирования.

2. *Площадь поверхности фазы (мм^2)*. Определяется из суммы площадей граней вокселей, не соприкасающихся с гранями других вокселей своей фазы. Размеры всех вокселей одинаковы и известны из параметров сканирования.

3. *Фрактальная размерность*. Показатель сложности поверхности объекта, который количественно определяет, как поверхность этого объекта заполняет пространство. Истинные фрактальные объекты имеют формы поверхности, которые повторяются во многих пространственных масштабах. Измерение фрактальной размерности производится на основе метода “Box counting 3D”, подробно описанного в работе [Chappard., et al 2001]. Применительно к трехмерным изображениям фрактальная размерность является довольно эффективным индикатором измерения и сравнения шероховатости поверхности. Это также хороший индикатор для оценки того, как фаза заполняет пространство. Чем менее гладкая поверхность, тем больше фрактальная размерность. Его можно интерпретировать как количественную оценку того, насколько сложна поверхность и как она заполняет пространство. Настоящий фрактальный объект, по сути, имеет дробное, нецелочисленное измерение, то есть представляет собой поверхность, заполняющую трехмерное пространство, имеющую размерность между 2 и 3. При этом, в случае с фазами, имеющими небольшой объем по сравнению с объемом всего образца, метод “Box counting 3D” может выдавать значения фрактальной размерности менее 2. Таким образом фрактальная размерность является информативным морфометрическим параметром, величина которого, в конечном итоге определяет не только размерность выделений, но и

указывает на петрофизические свойства, такие как степень полируемости поверхности выделений, наличие микротрещиноватости и хрупкости, а следовательно сказывается и на технологических свойствах руд.

4. *Степень анизотропии.* Данный параметр вычисляет меру трехмерной неоднородности. Это хороший индикатор для обнаружения ориентированных структур вдоль определенной оси направления, что делает его важным параметром для выявлений флотационных способностей. Данная мера основана на анализе собственных значений средней длины пересечения под разными углами. Он заключается в применении метода средней длины перехвата (MIL), в котором набор лучей проходит через исследуемую структуру под большим количеством 3D-ракурсов. MIL для каждого угла рассчитывается как среднее значение для всех линий сетки. Длина пересечения каждого луча с встреченным объектом измеряется и усредняется по сетке лучей. Распределение средней длины пересечения в зависимости от угла анализируется с помощью разложения на собственные значения. Этот анализ позволяет выделить минимальное и максимальное собственное значение. Чем ближе эти значения, тем меньше структурная анизотропия [Harrigan, 1984]. Равенство максимальных (E_{min}) и минимальных (E_{max}) собственных значений векторов означает, что они не являются главным структурным направлением:

$$DA = \left(1 - \frac{E_{min}}{E_{max}}\right) \quad (1)$$

Степень анизотропии равна 0 для идеальной изотропии и 1 для полной анизотропии. В общем виде понятие фрактал определено в представленной работе как объект, состоящий из частей, которые условно самоподобны. Более строго фрактал определяется как множество точек в евклидовом пространстве, имеющее дробную метрическую размерность [Falconer, 2003]. Фрактальную размерность можно определить, отталкиваясь от евклидовой размерности. Евклидова (топологическая) размерность фигуры определяется числом координат, требуемых для однозначного определения положения на ней любой ее точки. Так, точка является нульмерным объектом, линия – одномерным, поверхность – двумерным, объемная фигура – трехмерным объектом. Если разделить единичный отрезок на любое число N равных частей, то каждую часть можно считать копией всего отрезка, уменьшенной в $1/r$ раз. Очевидно, что N и r связаны соотношением $Nr = 1$. Точно так же, если единичный квадрат разбить на N равных квадратов с площадью, в $1/r^2$ раз меньшей площади исходного квадрата, N и r будут связаны соотношением $Nr^2 = 1$, а в случае аналогичного разбиения куба – соотношением $Nr^3 = 1$. Таким образом, размерность (D) этих фигур равна степени при коэффициенте подобия r :

$$Nr^D = 1. \quad (2)$$

Следовательно,

$$D = \frac{\log N}{\log(1/r)} \quad (3)$$

Вычисленная таким образом размерность называется размерностью подобия D_s . Существует класс объектов, характеризующихся дробной величиной D_s , которая в этом случае выступает в качестве одной из разновидностей фрактальной размерности, а сами объекты называются фракталами.

Для каждого типа руд, по результатам съемки, была рассчитана 2D фрактальная размерность, а затем 3D фрактальная размерность. Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности рудных агрегатов указывают на то, что её наибольшие медианные значения характерны для первого типа рудной минерализации, а минимальные для второго типа. Первый тип характеризуется максимальным разбросом значений. В целом, распределение фрактальных размерностей близко к нормальному для всех трёх типов рудной минерализации (табл. 5.2, рис. 5.5).

Таблица 5.2

Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности сульфидных агрегатов

Тип минерализации	Минимум	Нижний квартиль	Медиана	Среднее арифм.	Верхний квартиль	Максимум	Стандартное отклонение
1	0,29	0,74	1,10	1,04	1,30	1,76	0,38
2	0,93	1,20	1,51	1,42	1,56	1,64	0,22
3	0,87	1,20	1,32	1,28	1,39	1,44	0,16

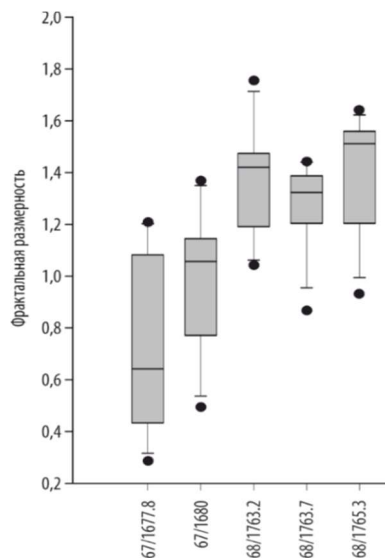


Рис. 5.6. Статистические характеристики 2D-фрактальной размерности сульфидных агрегатов в пикритовых габбро-долеритах.

Двумерная фрактальная размерность сульфидных агрегатов оруденения первого типа в среднем составляет 1,15, второго типа – 0,86, а третьего – 1,04.

После получения трехмерных изображений, на основе предварительной информации о минеральном составе, энергии рентгеновского излучения (≈ 190 КэВ) и коэффициентах поглощения, выделено четыре группы рентгеноплотных фаз, различающихся по степени поглощения рентгеновского излучения различными минералами. Минералы одного класса часто имеют достаточно близкие значения поглощения, (рис. 5.6), что позволяет включать в одну фазу несколько минералов. Таким образом одна из выделенных фаз объединяет в себе рудные минералы: сульфиды и оксиды (рис. 5.7), в одну фазу вошли минералы платиновой группы и галенит, остальные две фазы представлены породообразующими и вторичными минералами. (табл. 5.3)

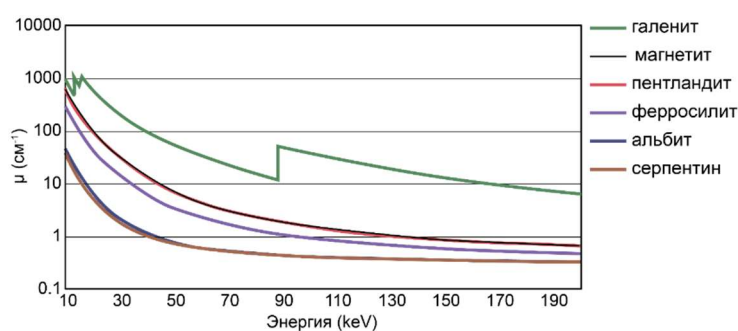


Рис. 5.6. Коэффициенты поглощения μ некоторых из исследуемых минералов, группируемых в четыре отдельные фазы

Таблица 5.3

Выделяемые в изученных образцах фазы по данным 3D-томографии

Группа	Минералы	Цвет на изображениях
Фаза-1	Минералы платиновой группы, галенит	Красный
Фаза-2	Сульфиды и оксиды железа: пирротин, пентландит, халькопирит, кубанит, пирит, ильменит, минералы группы шпинели	Желтый
Фаза-3	Оливин, пироксен, амфибол, биотит, мусковит	Синий
Фаза-4	Плагиоклазы, тальк, серпентин	Зеленый

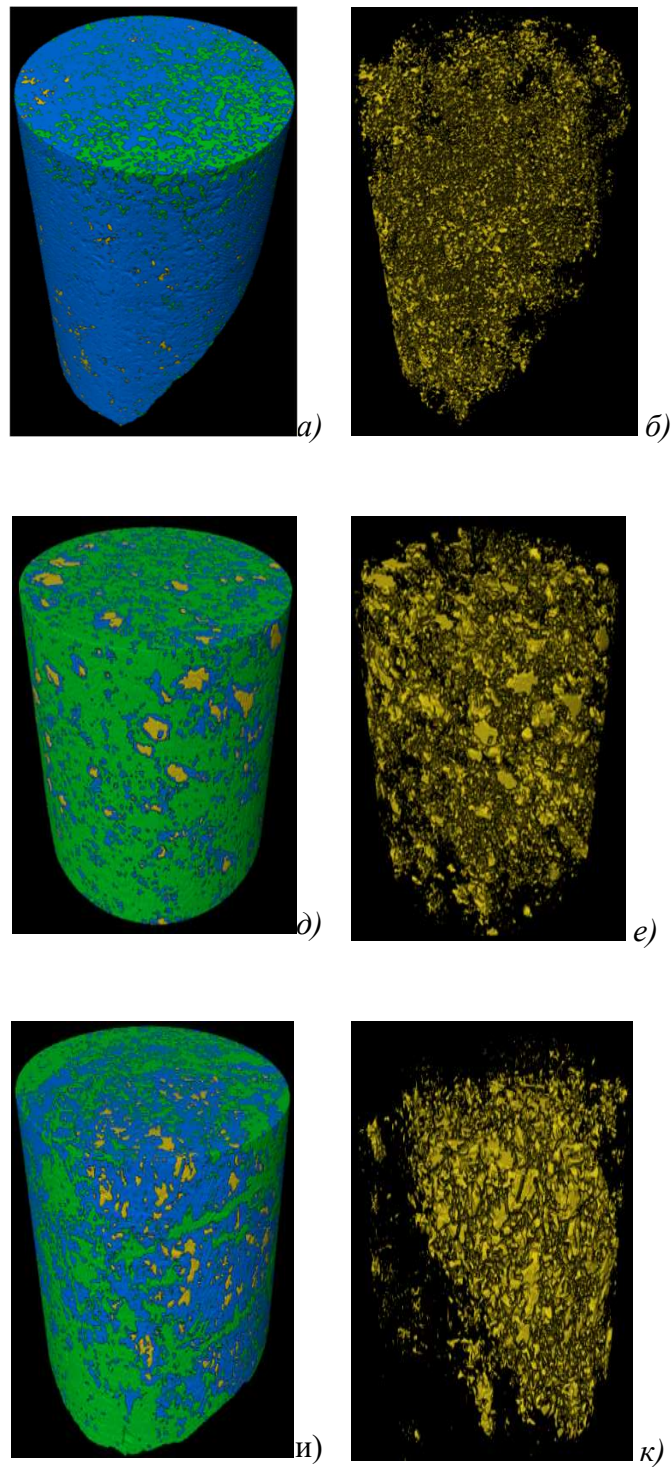


Рис. 5.7. Распределения фаз 2–4 по данным 3D-томографии: а) общая картина распределения на поверхности в интерстициальной руде б) трёхмерное распределение фазы № 2 в интерстициальной руде; д) общая картина распределения на поверхности каплевидной руды; е) трёхмерное распределение фазы № 2 в каплевидной руде; и) общая картина распределения на поверхности каплевидно-интерстициальной руды; к) трёхмерное распределение фазы № 2 в каплевидно-интерстициальной руде. Цвета фаз на изображениях соответствуют цветам в таблице 5.3.

После выделения рентгеноплотных фаз и выявления текстурных особенностей (рис.5.7) была рассчитана 3D фрактальная размерность для фазы 2. Полученные морфометрические характеристики показаны в таблице 5.4.

Таблица 5.4.

Объемные и морфометрические характеристики выделенных фаз

Номер образца			67 / 1677,8	67 / 1680,0	68 / 1763,2	68 / 1763,7	68/1765.3
Тип минерализации			1	1	1	3	2
Фаза-2	Объём	мм ³	1771,32	2820,09	2867,53	3714,76	1116,49
		%	1,95	2,94	5,42	4,03	2,29
	Площадь поверхности	мм ²	346,15	22063,16	16315,47	18567,26	10240,16
	Фрактальная размерность		2,0496	2,1859	2,1315	2,0686	2,0314
	Анизотропия		0,4945	0,5214	0,5440	0,5203	0,5113
Фаза-3	Объём	мм ³	65366,18	71832,48	14922,66	38470,76	20081,04
		%	71,85	74,97	28,22	41,73	41,17
	Площадь поверхности	мм ²	520,14	140158,83	108066,0	260900,8	102222,56
	Фрактальная размерность		2,5724	2,6367	2,5189	2,5873	2,5238
	Анизотропия		0,4906	0,4984	0,5137	0,5067	0,5242
Фаза-4	Объём	мм ³	23858,0977	21189,9590	35098,3906	50039,078	27590,17
		%	26,23	22,12	66,38	54,28	56,57
	Площадь поверхности	мм ²	497,68	115753,12	98929,57	245707,86	95315,74
	Фрактальная размерность		2,4947	2,5412	2,5390	2,5943	2,5169
	Анизотропия		0,5435	0,5366	0,5149	0,5045	0,541

Трехмерная рентгеновская томография позволила собрать несоизмеримо больший объем информации об устройстве исследуемого объекта (в нашем случае неразрушенного интервала керна) по сравнению с анализом двумерных срезов (шлифов, аншлифов, полированных шлифов). Фрактальный анализ показал, что трехмерная фрактальная размерность рудной фазы для первого типа минерализации составляет в среднем 1,97, для второго типа минерализации – 1,83, для третьего типа – 1,99. Двухмерная фрактальная размерность сульфидных агрегатов оруденения первого типа в среднем составляет 1,15, второго типа – 0,86, а третьего – 1,04. Сопоставив эти значения, можно увидеть, что они для каждого типа оруденения отличаются примерно на единицу, что согласуется с правилом Мандельброта [Mandelbrot, 1982]. При этом для определения двумерной размерности использовались только сульфидные агрегаты, а трехмерная размерность определена для рентгеноплотностной фазы, которая объединяет в себе и сульфиды, и оксиды, что указывает на близость их фрактальных свойств и позволяет сделать вывод о сингенетичном образовании этих минералов.

Фрактальный анализ также показывает, что структуры сульфидных агрегатов различного размера являются самоподобными, то есть являются топологически регулярными структурами, что согласуется с механизмом формирования руд за счет ликвации и «оседания капель сульфидного дождя» в полужидком матриксе [Спиридонов, 2010, Налдретт, 2003, Barnes et al., 2019] и может таким образом являться косвенным подтверждением этих процессов. С помощью 3D томографии установлено также, что фрактальная размерность рудной фазы в каплевидных рудах практически не отличается от фрактальной размерности в каплевидно-интерстициальных рудах. Это дает основание предположить, что рудные агрегаты в рудах будут близки по свойствам обогатимости. Таким образом, фрактальная размерность может являться индикатором определенных текстурных типов руд, что позволяет использовать их анализ для решения технологических проблем при переработке руд.

Выводы

Вкрапленные руды западного фланга Октябрьского месторождения приурочены к горизонтам пикритовых и такситовых габбро-долеритов. В горизонте вкрапленных руд на флангах Октябрьского месторождения сверху вниз по разрезу наблюдается увеличение содержания в породах оливина по мере приближения к приподошвенной части интрузивных тел, что отражает смену условий кристаллизации рудных минералов.

На западном фланге Октябрьского месторождения по минеральному составу выделяются три типа руд: пирротиновый, халькопиритовый и халькозин-борнитовый при наибольшем

распространении руд пирротинового состава. По структурно-текстурным особенностям выделяются каплевидные, интерстициальные и каплевидно-интерстициальные руды.

Трехмерная лазерная томография показала, что структура сульфидных агрегатов близка к топологически регулярным структурам со слабо проявленными фрактальными свойствами, что подтверждает механизм формирования руд за счет ликвации и оседания капель «сульфидного дождя» в полужидком матриксе.

С помощью фрактального анализа выявлено, что фрактальная размерность рудной составляющей в каплевидных рудах практически не отличается от фрактальной размерности в интерстициальных и каплевидно-интерстициальных рудах, что позволяет предположить близость их технологических свойств и делает морфометрические характеристики руд дополнительным критерием при выборе технологии обогащения вкрапленных руд. Фрактальная размерность и анизотропия оруденения могут быть индикаторами различных природных типов руд, что позволяет использовать их анализ при разведочных и эксплуатационных работах. Для вкрапленных руд норильских месторождений выявление подобных закономерностей может являться весьма важным, с их помощью возможно экономически обоснованно решать технологические проблемы как при добыче руд, так и при их обогащении.

Полученные результаты исследования позволяют сформулировать третье защищаемое положение.

Защищаемое положение

Наиболее распространенные на западном фланге Октябрьского месторождения каплевидные и каплевидно-интерстициальные вкрапленные руды не различимы по фрактальной размерности, что позволяет предполагать близость их свойств обогатимости и возможность совместной переработки этих руд. Структуры сульфидных агрегатов различного размера в них математически самоподобны. Это подтверждает формирование рассматриваемых руд в ходе единого геологического процесса, вероятно - ликвации.

Заключение

Итоги исследования. Полученные в работе новые результаты расширяют знания о рудных телах на флангах Октябрьского месторождения, а также о геохимических особенностях рудовмещающих пород и типах руд.

Западный фланг Октябрьского месторождения характеризуется сложным геологическим строением и развитием всех типов руд: богатых, медистых и прожилково-вкрапленных, которые пространственно связаны и образуют субгоризонтальную рудную зону, в которой выделено несколько горизонтов залежей промышленных типов руд. Как и в осевых зонах интрузивных ветвей, морфология рудных тел определяется контуром развития пикритовых и такситовых разновидностей габбро-долеритов.

Тела богатых руд и медистых руд на западном фланге месторождения локализованы в апофизах Хараелахского интрузива, где пикритовые габбро-долериты характеризуются определенным набором элементов-примесей в породообразующих и окисно-рудных акцессорных минералах. Закономерное изменение содержания примесей в плагиоклазах, пироксенах и оливинах отчетливо проявлено в краевых частях интрузива. Оно является геохимическим признаком условий рудообразования и отражает связь рудообразования с процессами кристаллизационной дифференциации и ликвации.

Выявленные закономерности важно учитывать в дальнейших поисково-оценочных и геологоразведочных работах, проводимых в Норильской металлогенической провинции, а также на других подобных месторождениях. Учет этих закономерностей позволяет повысить эффективность работ по расширению минерально-сырьевой базы Норильской металлогенической провинции, что является важнейшей задачей поисковых работ, проектируемых в предстоящий период.

Рекомендации и перспективы дальнейшей разработки темы. Полученные в ходе работы выводы позволили сформулировать несколько практических рекомендаций, которые могут быть полезны при дальнейших геологоразведочных, а также эксплуатационных работах на флангах месторождений Норильского района.

Из первого защищаемого положения следует, что в процессе доразведки фланговых частей Октябрьского месторождения, необходимо учитывать геологические факторы, требующие изменения методики разведки. К ним относится сложность морфологии Хараелахского интрузива в его краевой части, обусловленная его выклиниванием, и локальными структурно-тектоническими факторами, расщепляющими отдельные рудоносные горизонты на апофизы. В связи с изменением морфологии интрузива и усложнением морфологии приуроченных к нему

рудных тел, для повышения эффективности разведки требуется сгущение разведочной сети скважин, а также увеличение глубины бурения с целью поиска слепых рудных тел на более глубоких горизонтах.

Выводы, полученные из второго защищаемого положения, позволяют рекомендовать использование геохимических закономерностей, выявленных в краевых частях рудоносных горизонтов, как дополнительный поисковый критерий при поиске новых рудных тел в апофизах рудоносных интрузивов. Повышенные содержания элементов-индикаторов в породообразующих минералах, а также изменение химического состава минералов рудовмещающих габро-долеритов указывают на наличие вокруг рудных тел на фланге месторождения минералого-геохимических ореолов. Их систематическое изучение может облегчить поиск рудных тел в апофизах интрузивов на большой глубине.

В настоящее время, в связи с истощением запасов сплошных богатых руд становятся всё более актуальными задачи отработки вкрапленных руд, которые до настоящего времени не были в достаточной мере изучены. Наличие во вкрапленных рудах минералов платиновой группы с достаточно сложной формой выделения требует для продуктивного дальнейшего освоения разработку новой схемы обогащения, учитывающей все текстурно-структурные свойства руд. Для получения этой информации необходимо систематическое, длительное и трудоемкое изучение большого количества рудных минералов в аншлифах и макрообразцах, которое не всегда возможно оперативно и качественно выполнить в условиях высоких темпов производства. Методика анализа вкрапленных руд, представленная в работе рекомендуется как экспресс-метод, позволяющий достаточно оперативно и точно, за счет интерпретации с помощью математических алгоритмов, выявить текстурно-структурные особенности руд, влияющие на их свойства обогатимости и выбор правильной технологии их обогащения.

Список литературы

1. Альмухамедов, А. И. Геохимия халькофильных элементов в базитах и некоторые проблемы генезиса сульфидных Cu-Ni месторождений/ А. И. Альмухамедов, А. Я. Медведев // Физико-химические модели петрогенеза и рудообразования. – Новосибирск : Наука, 1984. – С. 123–132.
2. Айнбиндер И. И., Пацкевич П. Г., Овчаренко О. В. Перспективы развития геотехнологий подземной добычи руд на глубоких рудниках Талнахского и Октябрьского месторождений // Горная промышленность. – 2021. – №. 5. – С. 70-75.
3. Анастасенко Г.Ф. Распределение бора в породах и минералах трапповой формации северо-запада Сибирской платформы // Геохимия. № 10. 1973. С. 1481 – 1489.
4. Аплонов В.С. Термобарогеохимическая модель Талнахского платиноидного медно-никелевого месторождения. СПб.: ВНИИОкеангеология. 2001. 234 с.
5. Базай А.В., Горяинов П.М., Иванюк Г.Ю., Калашников А.О., Коноплёва Н.Г., Пахомовский Я.А., Яковенчук В.Н. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. ГЕОКАРТ-ГЕОС, Москва, 2009 г., 392 с.
6. Бегизов В.Д. Минералы благородных металлов в рудах Талнахского месторождения. Дисс. канд. геол.-мин. наук. М.: МГРИ. 1977. 197 с.
7. Белянкин Д.С. О научных предрассудках и о железе в полевых шпатах // Избранные труды, М.: Изд. АН СССР. 1958 – т. 2. С. 57-59.
8. Бетехтин А. Г., Шадлун Т. Н. Структурно-текстурные особенности эндогенных руд. – М.: Недра, 1964. 598 с.
9. Бутько И. А., Кулагов Э. А. Новый минерал талнахит – кубическая разновидность халькопирита. Зап. Всесоюз. Минер. о-ва, ч.97. 1968. вып.1., 360 с.

10. Бунин И. Ж., Хабарова И.А., Недосекина Т. В., Гетман В. В. О способах повышения эффективности обогащения вкрапленных медно-никелевых руд //Физико-технические проблемы обогащения полезных ископаемых. 2009. № 2 С.42-51.
11. Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н. Октябрьское медно-никелевое месторождение // Разведка и охрана недр. 1970. № 4. С. 48-51.
12. Генкин А. Д. Минералы платиновых металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. - М.: Наука, 1968.106 с.
13. Генкин А. Д. Условия нахождения и особенности состава минералов платиновой группы в рудах Норильского месторождения. Геология рудных месторождений. 1959. № 6, 297с.
14. Генкин А. Д., Филимонова А. А., Шадлун Т. Н. Текстуры и структуры руд. – Госгеолиздат, 1958. 307 с.
15. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В.А., Вяльсов Л.Н., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
16. Генкин А.Д., Евстигнеева Т.Л., Некрасов И.Я. Генетическая модель платиновой минерализации сульфидных медно-никелевых руд. В кн.: Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука. 1988. С. 190-197.
17. Генкин А.Д., Филимонова А.А., Малов В.С. О механизме формирования жил и залежей сплошных норильских медно-никелевых руд. В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообраз. Новосибирск: 1979. Т. 1. С. 118-128.
18. Геология Норильской металлогенической провинции / Под ред. И.И. Никулина. М.: МАКС Пресс, 2020. 524 с.
19. Геология Сибирской платформы (ред. И.И. Краснов, М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис). М.: Недра. 1966. 447 с.
20. Годлевский М. Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – Госгеолтехиздат, 1959. 89 с.

21. Годлевский М.Н. Кристаллизационная дифференциация сульфидного расплава на примере Норильских медно-никелевых месторождений. В кн.: Мат. по геологии и пол. ископ. Сибирской платформы. Л.: ВСЕГЕИ. 1960. С. 95-101.
22. Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия. 1963. С. 35-40.
23. Годлевский М.Н., Кравцов Г.С., Сливко В.М. Вопросы теплообмена интрузива и вмещающих пород и контактовый термометаморфизм углей вблизи траптовых интрузивов // Геология и геофизика. 1962. Т. 3. № 2. С. 6-24.
24. Годлевский М.Н., Шумская Н.И. Халькопирит-миллеритовые руды месторождения Норильск I // Геология рудных месторождений. 1960. № 6. С. 61-72.
25. Горяинов И.Н., Аглонов В.С. Региональная гидротермальная деятельность на северо-западе Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1980. № 7. С. 35-43.
26. Горяинов П. М. и др. Структурная организация рудной зоны Коашвинского апатит-нефелинового месторождения // Отечественная геология. – 2007. – №. 2. – С. 55-60.
27. Горяинов П. М., Иванюк Г. Ю. Самоорганизация минеральных систем // М.: ГЕОС., 2001. 312 с.
28. Гриценко Ю.Д., Спиридонов Э.М. Минералы ряда никелин-брейтгауптит метаморфогенно-гидротермальных жил Норильского рудного поля // Новые данные о минералах. 2005 № 40. С. 51 – 64
29. Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л., Служеникин С.Ф., Филимонова А.А., Дюжиков О.А. Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 232 с.
30. Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж., Криволицкая Н.А., Туровцев Д.М., Голованова Т.А., Мохов А.В., Кнауф В.В., Олешкевич О.И. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. № 3. С. 241-265.

31. Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология Талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола // Петрология и рудоносность Талнахской и Норильской дифференцированных интрузий. Л.: Недра. 1971. С. 31 – 100.
32. Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А., Изотко В.М. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра, 1971. 560 с.
33. Доу Б.Р., Зартман Р.Е. Плюмботектоника фанерозоя. В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 28–70.
34. Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района – М.: «Наука». 1988. С. 16 – 77.
35. Золотарев А.А., Аплонов В.С. Особенности химического состава плагиоклазов в горных породах Талнахского рудного узла (северо-запад Сибирской платформы) // Вестн. СПбГУ. Серия 7. 2014. Вып. 3. С. 25–30
36. Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск. Наука, 1986. 245 с.
37. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука. 1975. 434 с.
38. Зонтов Н.С. Геологическая структура жильного медно-никелевого месторождения северного мыса гора Рудной (Норильский район) // Геология. рудных месторождений. 1959. Т. 2. № 6. С. 3 – 20.
39. Иванов М. К., Иванова Т. К., Шатков В. А. и др. Структурно-формационные и физико-химические условия формирования месторождений Норильского плато в связи с поисками богатых руд. / СПб.: Фонды ВНИИОкеангеология, 1973. С. 3-15.
40. Изотко В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука. 1997.582с.
41. Искюль Е.В. К минералогии платины и палладия в норильских сульфидных рудах // Докл. АН СССР. 1940. Т. 27. № 3. С. 250–252.

42. Коннова Н. И. Рудная и технологическая минералогия: учебное пособие /Красноярск, Сиб. федер. ун-т, 2019 – 176 с.
43. Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // Докл. АН СССР. 1946. Т. 51. С. 381-384.
44. Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Сов. геология. 1948. № 29. С. 11-24.
45. Криволицкая Н. А. Эволюция траппового магматизма и Pt-Cu-Ni рудообразование в Норильском районе. М.; КМК Scientific Press, 2013. 305 с.
46. Криволицкая Н. А., Рудакова А. В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) //Геохимия. 2009. № 7. С. 675-698.
47. Криволицкая Н. А. Формирование платино-медно-никелевых месторождений в процессе развития траппового магматизма в Норильском районе //Геология рудных месторождений. – 2011. – Т. 53. – №. 4. – С. 346.
48. **Крылов И. О.**, Лыков Н. А. Возможная роль палеозойских отложений в образовании месторождений Норильской металлогенической провинции // Экзолит - 2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное. Сборник научных материалов. М.; МАКС Пресс. 2023. С. 98-101. (0,25 п.л., авторский вклад 80%).
49. **Крылов И. О.**, Никулин И. И. Новые данные об условиях локализации и составе сульфидных медно-никелевых руд западной части Октябрьского месторождения Норильского района // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2023. № 3. С. 98 – 112. RSCI (0,94 п.л., авторский вклад 80%) DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-3-98-112. Импакт-фактор РИНЦ: 0,38.
50. **Крылов И. О.**, Никулин И. И., Самсонов А.А., Коршунов Д.М., Вильданов Д.И. Новые данные о составе плагиоклаза на западном фланге Октябрьского месторождения по данным инфракрасной спектроскопии // Вестник Московского университета. Сер. 4. Геология.

2022. № 2. С. 27–39. RSCI (0,81 п.л., авторский вклад 70%). DOI: 10.33623/0579-9406-2022-2-27-39. Импакт-фактор РИНЦ: 0,38.

51. **Крылов И. О.** Типоморфные особенности клинопироксенов в породах интрузий Норильского типа. // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН (18)18, 223-226, 2021. (0,25 п.л.).

52. **Крылов И.О.**, Минералого-геохимические особенности Хараелахского интрузива на западном фланге Октябрьского месторождения // Рудная школа ЦНИГРИ 2023. Сборник тезисов докладов IV Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ, М.; ЦНИГРИ, 2023, с. 103-104.

53. **Крылов И. О.** Особенности рудовмещающих габбро-долеритов и локализации рудных тел на западном фланге Октябрьского месторождения (Норильский рудный район) // Материалы Международного молодежного научного форума "ЛОМОНОСОВ-2023", М.: «МАКС Пресс», 2023. С. 37-39

54. Кулагов Э.А. Особенности минерального состава руд месторождения Норильск - I: Дисс. канд. геол-мин. наук. М.: МГУ, 1968. 239 с.

55. Кулагов Э.А., Евстигнеева Т.Л., Юшко-Захарова О.Е. Новый сульфид никеля - годлевскит // Геология рудных месторождений. 1969. Т. 11. № 3. С. 115-121.

56. Кулагов Э.А., Изоитко В.М., Митенков Г.А. Хизлевудит в сульфидных медно-никелевых рудах Талнахского месторождения // Докл. АН СССР. 1967. Т. 176. С. 900-902.

57. Леснов Ф.П. Плагиоклазы полигенных базит-гипербазитовых плутонов, Новосибирск: Наука, Сиб. Отд-ие 1991. 110 с.

58. Летников, Ф. А. Синэнергетика геологических систем. – Новосибирск: Наука, 1992. – С. 171–200

59. Лихачев А. П. Возможность самообогащения рудным веществом и тяжёлым изотопом серы (^{34}S) мантийных магм, формирующих Pt-Cu-Ni месторождения и перспективное место для локализации руд в Норильском районе // Отечественная геология. 2019. №. 3. С. 32-49.

60. Лихачев А. П. Состав и генезис оливинов магматических образований Норильского района // Отечественная геология. 2015. №. 2. С. 80-95.
61. Лихачёв А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.
62. Люлько В.А., Амосов Ю.Н., Душаткин А.Б. Тектоника, рудоконтролирующие структуры и металлогеническое районирование Игарско-Норильского региона. В кн.: Металлогения Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1987. С. 143–149.
63. Люлько В.А., Нестеровский В.С., Говердовская Т.Г. Магматогенные брекчии никеленосных трапповых интрузий // Медно-никелевые руды Талнахского рудного узла. Л., 1972. С. 123-127.
64. Маслов Г.Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры. В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1963. С. 336–350.
65. Митенков Г.А. Минералы элементов группы платины в сплошных пирротиновых рудах Талнаха / Г.А. Митенков, В.В. Кнауф, Л.Н. Ерцева, Л.Н. Емелина, В.Е. Кунилов, А.И. Стехин, О.И. Олешкевич, А.А. Яценко, Л.И. Алексеева // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Наука, 1997. С. 284-285.
66. Митенков Г.А. Минералы элементов группы платины в сплошных пирротиновых рудах Талнаха / Г.А. Митенков, В.В. Кнауф, Л.Н. Ерцева, Л.Н. Емелина, В.Е. Кунилов, А.И. Стехин, О.И. Олешкевич, А.А. Яценко, Л.И. Алексеева // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Наука, 1997. С. 284-285.
67. Митенков Г.А., Кнауф В.В., Ерцева Л.Н., Емелина Л.Н., Кунилов В.Е., Стехин А.И., Олешкевич О.И., Яценко А.А., Алексеева Л.И. Минералы элементов группы платины в сплошных пирротиновых рудах Талнаха. В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Наука. 1997. С. 284-285.
68. Михалев С.К., Служеникин С.Ф., Туровцев Д.М. Платино-медно-никелевое оруденение в ультрабазит-базитовых интрузивах и контактово-метаморфических породах

среднего течения р. Кулюмбе, северо-запад Сибирской платформы// Руды и металлы. 2012. - № 6. С. 43-60.

69. Налдрет А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. СПб.: СПбГУ, 2003. 487 с.

70. Наторхин И. А., Архипова А. И., Батуев Б. Н. Петрология Талнахских интрузий. Л.: Недра, 1977. 236 с.

71. Немков Г. И., Муратов М. В., Гречишникова И. А. Историческая геология; М: Недра, 1974.- С. 149 – 151.

72. Налдрет, А. Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометалльных руд. – СПбГУ, 2003. – С. 37-43

73. Налдретт А. Дж. Геологические обстановки, благоприятные для нахождения магматических сульфидных руд //Руды и металлы. – 2002. – №. 5. С. 33-47.

74. Налдретт, А. Дж. Сульфидные медно-никелевые месторождения: классификация, состав и генезис // Генезис рудных месторождений. – Т. 2. – М.: Мир, 1984. С. 253–343.

75. Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология Талнахских интрузий // Тр. НИИГА. Т. 183. 1977. 236 с.

76. Никулин И. И., Калашников А. О., **Крылов И. О.**, Михайлова Ю. А., Грошев Н. Ю., Кадыров Р. И. Фрактальный анализ состава и строения сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах Октябрьского месторождения (Норильский рудный узел) // Вестник Московского университета. Сер.4. Геология. 2023. № 1. С. 60–74. RSCI (0,98 п.л., авторский вклад 50%) DOI: 10.55959/MSU0579-9406-4-2023-63-1-60-74. Импакт-фактор RINC 0,38.

77. Никулин И. И., Радько В. А. Металлогения магматических колмплексов основного состава на примере норильской провинции // Проблемы минерации, экономической геологии и минеральных ресурсов: научно-литературный альманах: сер. Смирновский сборник-2019. Москва, 2019. С. 147-176

78. Никулин И.И., Калашников А.О., **Крылов И. О.** Типоморфные особенности сульфидных вкрапленных руд в пикритовых габбро-долеритах восточного фланга октябрьского месторождения по данным атомарного анализа с применением теории фракталов // Сборник тезисов докладов минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче. 2022 с. 111-113.
79. Никулин И.И., Радько В.А., Самсонов А.А., Вильданов Д. И., Коршунов Д.М., Крылов И. О. Топоминералогическое картирование интрузий Норильского района по данным инфракрасной спектроскопии: Методич. пособие. М.: ВНИИ- геосистем, 2020. 108с.
80. Плетнёв П.А., Алфёрова М.С., Спиридонов Э.М. Ахтарандит из района Талнахского месторождения // Зап. ВМО. 2001. Ч. 130. Вып. 5. С. 74–78.
81. Покровский Б. Г., Служеникин С. Ф., Криволицкая Н. А. Условия взаимодействия норильских трапповых интрузий с вмещающими породами по изотопным (О, Н, С) данным // Петрология. – 2005. – Т. 13. № 1. С. 56-80.
82. Покровский Б. Г., Служеникин С.Ф., Криволицкая Н.А. Изотопный состав кислорода и водорода в трапповых интрузивах Норильского района // Докл. РАН. 2002. Т. 383. С. 675-679.
83. Радько В. А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика, 1991. № 11. С. 19–27
84. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 226 с.
85. Роговер Г. Б. Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. – Госгеолтехиздат, 1959.
86. Рудашевский Н.С., Карпенков А.М., Шипова Г.С., Шишкин Н.Н., Рябикин В.А. Талфенисит - таллиевый аналог джерфишерита // Зап. ВМО. 1979. Т. 108. С. 696-701.

87. Рудашевский Н.С., Митенков Г.А., Карпенков А.М., Шишкин Н.Н. Серебросодержащий пентландит $Ag(Fe,Ni)_8S_8$ - особый минеральный вид, аргентопентландит // Зап. ВМО. 1977. Ч. 106. Вып. 6. С. 688-691.
88. Рябов В. В. О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализацию // Критерии рудоносности магматических комплексов – Новосибирск: ИГиГ. 1984, С. 124-142.
89. Рябов В. В. Шевко А. Я., Гора М. П. Магматические образования Норильского района. Петрология траппов. – Новосибирск: Нонпарель, 2001. т.1. 408 с.
90. Рябов В. В., Золотухин В. В. Минералы дифференцированных траппов. – Новосибирск Нонпарель. Т.1. 408 с.
91. Рябов В.В. О составе верхних контактовых зон норильских интрузий, несущих богатую хромитовую минерализацию // Критерии рудоносности магматических комплексов. Новосибирск: ИГиГ, 1984. С. 124–142.
92. Рябов В.В. Плагиоклазы и клинопироксены расслоенных трапповых интрузий, как индикаторы дифференциации магматического расплава // АН СССР. 1974. т. 219., №1. С. 197 - 211.
93. Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. Новосибирск: Нонпарель т. 1. 408 с.
94. Служеникин С. Ф., Дистлер В. В., Григорьева А. В. Малосульфидные платиновые руды Норильского района – перспективные источники благородных металлов // Арктика: экология и экономика. – 2016. - № 4 (24). С. 32–35.
95. Служеникин С. Ф., Малич К. Н., Григорьева А. В. Интрузивы нижнеталнахского типа: петрология и рудная минерализация (Норильский район) // Петрология. – 2018. Т. 26. № 3. С. 282-316.
96. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина Л.П., Туровцев Д.М. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских

дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С. 195 - 217.

97. Смирнов М.Ф. Строение норильских никеленосных интрузий и генетические типы их сульфидных руд, М.: Недра. 1966. 507 с.

98. Соболев А.В. Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. – 1996. – Т.4 № 3. С. 228-239.

99. Соболев А. В., Кривошук Н. А., Кузьмин Д. В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. – 2009. – Т. 17. – №. 3. – С. 276-310.

100. Сотников А. А. К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути //Томск: Губ. тип. – 1919.

101. Спиридонов Э.М. Некоторые замечания о базальтах и анортозитах Земли и Луны в связи с особенностями эволюции этих планет // Докл. АН СССР. 1980. Т. 251. С. 951-953.

102. Спиридонов Э. М. Генетическая модель месторождений Норильского рудного поля //Проблемы минерагении, экономической геологии и минеральных ресурсов. – 2019. – С. 41-113.

103. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля //Геология и геофизика. – 2010. – Т. 51. – №. 9. – С. 1356-1378.

104. Спиридонов Э. М., Кулагов Э. А., Степанов В. К. Реальные соотношения эффузивных траппов и рудоносных интрузивных траппов Норильского рудного поля //Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, строение, рудный потенциал. – 2017. – С. 283-285.

105. Спиридонов Э. М., Ладыгин В. М, Симонов О. Н., Анастасенко Г. Ф., Кулагов Э. А., Люлько В. А., Середа Е. В., Степанов В. К. Метавулканы пренит-пумпелиитовой и цеолитовой фации трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. – М.: Изд-во МГУ, 2000. – 212 с.

106. Спиридонов Э.М. О взаимодействии Ni-Cu-Fe сульфидного расплава (с Pd, Pt, Ag, Au) с титанавгитовыми базальтами (месторождение Медвежий Ручей, Норильск). В кн.: Ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии. М.: изд. РАН. 2004. С. 65-66.
107. Спиридонов Э.М., Беляков С.Н., Коротаяева Н.Н., Серова А.А. Норильское рудное поле: новая минеральная ассоциация – гринокит, серебро, борнит, галенит, гизингерит // Новые идеи в науках о Земле. 2019. Т. II. С. 384-387.
108. Спиридонов Э.М., Беляков С.Н., Япаскурт В.О., Коротаяева Н.Н., Кривицкая Н.Н. Норильское рудное поле: прямое доказательство пневматолитового генезиса минералов палладия в сплошных сульфидных рудах // Новые идеи в науках о Земле. 2019. Т. II. С. 380-383.
109. Спиридонов Э. М., Голубев В. Н., Гриценко Ю. Д. Изотопный состав свинца галенита, алтаита и интерметаллидов палладия сульфидных руд Норильского рудного поля // Геохимия. 2010. № 8. С. 1-10.
110. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. – М.: Научный мир, 2009. – 218 с.
111. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д., Куликова И.М. Ферроскуттерудит (Fe, Co) As₃ – новый минеральный вид из доломит-кальцитовых жил Норильского рудного поля // Докл. РАН. 2007. Т. 417. № 2. С. 242-244.
112. Спиридонов Э.М., Коротаяева Н.Н., Куликова И.М., Машкина А.А., Жуков Н.Н. Палладоарсенид Pd₂As – продукт деструкции маякита PdNiAs в сульфидных рудах Талнахского месторождения // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. 2011. Вып. 45. С. 48-54.
113. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. Минеральные ассоциации палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. С. 175-192.

114. Спиридонов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. Платинисто-палладистый тетрааурикуприд и ассоциирующие минералы в рудах месторождения Норильск-I // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 3. С. 267-277.
115. Спиридонов Э.М., Ладыгин В.М., Симонов О.Н., Анастасенко Г.Ф., Кулагов Э.А., Люлько В.А., Середа Е.В., Степанов В.К. Метавулканы пренит-пумпеллиитовой и цеолитовой фаций трапповой формации Норильского района Сибирской платформы. М.: изд. МГУ. 2000. 212 с.
116. Спиридонов Э.М., Орсов Д.А., Арискин А.А., Кислов Е.В., Коротаяева Н.Н., Николаев Г.С., Япаскерт В.О. Германий – содержащие минералы палладия – палладогерманид Pd_2Ge , Ge-паоловит $Pd_2(Sn, Ge)$, звягинцевит сульфидоносных анортозитов Йоко-Довыренского интрузива, Прибайкалье // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 554-558.
117. Степанов В.К. Динамическая модель внедрения, кристаллизации и рудоотложения рудоносных интрузий Норильска // Тр.ЦНИГРИ. Вып. 162. 1981. С. 13-19.
118. Степанов В.К., Туровцев Д.М. Многофакторные модели медно-никелевых месторождений норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1988. Вып. 223. С. 86-94.
119. Тарасов А. В. О механизме формирования Норильской интрузии и связанных с ней сульфидных тел // Замещение и вторжение при магматизме и рудообразовании. – Новосибирск: наука, 1976. – С. 123-217.
120. Топоминералогическое картирование интрузий Норильского района по данным инфракрасной спектроскопии: Методич. пособие. Под общ. ред. В.И. Старостина. М.: ВНИИ-геосистем, 2020. 108 с. (6,75 п.л., авторский вклад 15%).
121. Туровцев Д.М., Служеникин С. Ф., Михалев С. К., Степанов В. К. Высокотемпературный контактовый метаморфизм карбонатных пород в ореолах норильских гипербазит-базитовых интрузий // Руды и металлы. – 2003. № 1. С. 45-54.
122. Урванцев Н. Н. Генетические особенности медно-никелевых месторождений Норильска как критерий для поисков богатых руд этого типа в Енисейской никеленосной

провинции // Геология и полезные ископаемые Норильского района. – Норильск: НТО цветмет, 1971. – С. 234-238.

123. Урванцев Н.Н. Геолого-тектонические особенности формирования медно-ниелевых руд Норильска // Уч. зап. НИИГА. Региональная геология, вып. 18, 1970. С. 39-55.

124. Федоренко В. А., Дюжиков О. А. Гипербазит-базитовый эффузивный вулканизм Норильского района // Сов. Геология. – 1981. № 9. С. 98 – 106

125. Чернявский А. В., Степенщиков Д. Г. Метод сегментации изображения для подсчета процентного содержания минералов с помощью авторской программы // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. – 2021. – №. 18. С. 414-418.

126. Шевко А. Я. Пироксены траппов как пеоказатели их петрогенезиса (северо-запад сибирской платформы): диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002. 200 с.

127. Шевко А. Я. Пироксены траппов как пеоказатели их петрогенезиса (северо-запад сибирской платформы). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2002. 24 с.

128. Afzal P., Ahmadi K., Rahbar K. Application of fractal-wavelet analysis for separation of geochemical anomalies // Journal of African Earth Sciences. 2017. T. 128. P. 27-36.

129. Arndt N. T., Leshner C. M., Czamanske G. K. Mantle-derived magmas and magmatic Ni-Cu-(PGE) deposits. Economic Geology 100th Anniversary. 2005. Volume 1. P. 5–24

130. Barnes S. J., Lightfoot P. C. Formation of magmatic nickel sulfide deposits and processes affecting their copper and platinum group element contents. In: Economic Geology 100th Anniversary Volume. Hendenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP, (eds). 2005. P 179–214.

131. Hendenquist JW, Thompson JFH, Goldfarb RJ, Richards JP, (eds) p 179–214 Becker, L. (2004). Bedout: A Possible End-Permian Impact Crater Offshore of Northwestern Australia. Science, 304(5676). P. 1469–1476.

132. Blenkinsop T. G., Sanderson D. J. Are gold deposits in the crust fractals? A study of gold mines in the Zimbabwe craton //Geological Society, London, Special Publications. – 1999. – T. 155. – №. 1. P. 141-151.
133. Campbell I. H., Naldrett A. J. The influence of silicate: sulfide ratios on the geochemistry of magmatic sulfides //Economic Geology. 1979. T. 74. №. 6. P. 1503-1506.
134. Carlson C. A. Spatial distribution of ore deposits //Geology. – 1991. – T. 19. – №. 2. – C. 111-114.
135. Cawthorn R. G. et al. Stratiform platinum-group element deposits in layered intrusions //Exploration for platinum group element deposits. Mineralogical Association of Canada Short Course. – 2005. T. 35. P. 57-73
136. Chappard D. et al. Fractal dimension of trabecular bone: comparison of three histomorphometric computed techniques for measuring the architectural two-dimensional complexity //The Journal of Pathology: A Journal of the Pathological Society of Great Britain and Ireland. – 2001. T. 195. №. 4. P. 515-521
137. Chen G., Cheng Q. Fractal-based wavelet filter for separating geophysical or geochemical anomalies from background //Mathematical Geosciences. 2018. T. 50. №. 3. P. 249-272.
138. Cheng Q., Agterberg F. P., Ballantyne S. B. The separation of geochemical anomalies from background by fractal methods //Journal of Geochemical exploration. 1994. T. 51. №. 2. P. 109-130.
139. Cheng Q., Xu Y., Grunsky E. Integrated spatial and spectrum method for geochemical anomaly separation //Natural Resources Research. 2000. T. 9. №. 1. P. 43-52
140. Corlett M, Ribbe P.H. Electron probe microanalysis of minor elements in plagioclase feldspars //Part II of laboratory investigations on plagioclases. Schweiz, Miner. Und Petrogr. Mitt 1967. T. 47. P. 317-332.
141. Falconer K. Fractal geometry: mathematical foundations and applications. – John Wiley & Sons, 2004.

142. Gavriluț A., Mercheș I., Agop M. Atomicity through Fractal Measure Theory. Springer International Publishing, 2019. P. 184.
143. Goryainov P. M., Ivanyuk G. Y., Kalashnikov A. O. Topography formation as an element of lithospheric self-organization //Russian geology and geophysics. – 2013. – T. 54. – №. 9. – P. 1071-1082.
144. Haddad-Martim P. M., de Souza Filho C. R., Carranza E. J. M. Spatial analysis of mineral deposit distribution: A review of methods and implications for structural controls on iron oxide-copper-gold mineralization in Carajás, Brazil //Ore Geology Reviews. – 2017. – T. 81. – P. 230-244.
145. Harrigan T. P., Mann R. W. Characterization of microstructural anisotropy in orthotropic materials using a second rank tensor //Journal of Materials Science. – 1984. – T. 19. – №. 3. – P. 761-767.
146. Hecker C., Meidje M., Meer F.D. Thermal infrared spectroscopy on feldspars — Successes, limitations and their implications for remote sensing // Earth-Science Reviews, 2010, № 103, P. 60 – 70.
147. Hounsfield G. N. Computerized transverse axial scanning (tomography): Part 1. Description of system //The British journal of radiology. 1973. T. 46. №. 552. P. 1023-1047.
148. Ivanyuk G. et al. Self-organization of the Khibiny alkaline massif (Kola Peninsula, Russia). – Rijeka, Croatia : InTech, 2012. – P. 131.
149. Kruhl J. H. Fractal-geometry techniques in the quantification of complex rock structures: a special view on scaling regimes, inhomogeneity and anisotropy //Journal of Structural Geology. – 2013. – T. 46. – P. 2-21
150. Lightfoot P. C. et al. Geochemistry of the Siberian Trap of the Noril'sk area, USSR, with implications for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contributions to Mineralogy and Petrology. – 1990. – T. 104. – №. 6. – P. 631-644.
151. Lightfoot P.C., Hawkesworth C.S., Hergt J., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A. and Doherty W. Remobilization of the continental lithosphere by mantle plumes: major-, trace-

element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas Noril'sk district, Siberian Trap, Russia // *Contributions to mineralogy and petrology*. 1993. T. 1. P. 1-14.

152. Mandelbrot B. B. *The fractal geometry of nature*. – New York : WH freeman, 1982. T. 1.
153. Matteson A., Herron M. End-member feldspar concentrations determined by FTIR Spectral analysis / *Journal of Sedimentary Petrology*, Vol.63, № 6, 1993, p. 1144-1148
154. McCaffrey K. J. W., Johnston J. D. Fractal analysis of a mineralised vein deposit: Curraghinalt gold deposit, County Tyrone // *Mineralium Deposita*. – 1996. – T. 31. – №. 1. – C. 52-58.
155. McKeown D.A. Raman spectroscopy and vibrational analyses of albite: From 25 °C through the melting Temperature // *American Mineralogist*. 2005. Vol. 90, p.1506–1517
156. Naldrett A. J. A history of our understanding of magmatic Ni–Cu sulfide deposits//*The Canadian Mineralogist*. 2005. T. 43. №. 6. P. 2069-2098.
157. Naldrett A. J. et al. *Magmatic sulfide deposits: geology, geochemistry and exploration*. – Springer Science & Business Media, 2004.
158. Naldrett A. J. World-class Ni-Cu-PGE deposits: key factors in their genesis // *Mineralium deposit*. – 1999. – T. 34. – №. 3. – C. 227-240
159. Naldrett A.J. *Magmatic sulfide deposits. Geology, geochemistry and explanation*. Berlin - Heidelberg - N.Y. Springer: 2004. 727 p.
160. Perugini D., Poli G. The mixing of magmas in plutonic and volcanic environments: analogies and differences // *Lithos*. – 2012. – T. 153. – C. 261-277.
161. Perugini D., Poli G., Mazzuoli R. Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: evidence from lava flows // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2003. – T. 124. – №. 3-4. – C. 255-279.
162. Perugini D., Poli G., Mazzuoli R. Chaotic advection, fractals and diffusion during mixing of magmas: evidence from lava flows // *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. – 2003. – T. 124. – №. 3-4. – C. 255-279.

163. Peternell M. et al. Macro and microstructures as indicators of the development of syntectonic granitoids and host rocks in the Camboriú region, Santa Catarina, Brazil //Journal of South American Earth Sciences. – 2010. – T. 29. – №. 3. – C. 738-750.
164. Peternell M., Bitencourt M. F., Kruhl J. H. Combined quantification of anisotropy and inhomogeneity of magmatic rock fabrics—An outcrop scale analysis recorded in high resolution //Journal of Structural Geology. – 2011. – T. 33. – №. 4. – C. 609-623.
165. Pourgholam M. M. et al. Detection of geochemical anomalies using a fractal-wavelet model in Ipack area, Central Iran //Journal of Geochemical Exploration. – 2021. – T. 220. – C. 106675.
166. Roberts S., Sanderson D. J., Gumiel P. Fractal analysis and percolation properties of veins //Geological Society, London, Special publications. – 1999. – T. 155. – №. 1. – C. 7-16.
167. Sluzhenikin S.F., Mokhov A.V. Gold and silver in PGE–Cu–Ni and PGE ores of the Norilsk deposits, Russia // Mineral. Deposita. 2015. Vol. 50. P. 465-492.
168. Theodosoglou E., Koroneos A., Soldatos T., Zorba T. Paraskevopoulos K. M. Infrared and X-Ray powder diffraction analysis of naturally occurred k-feldspars. Bulletin of the Geological Society of Greece. 2010 Vol. XLIII, N. 5, p. 2752.
169. Wang W., Zhao J., Cheng Q. Application of singularity index mapping technique to gravity/magnetic data analysis in southeastern Yunnan mineral district, China //Journal of Applied Geophysics. – 2013. – T. 92. – C. 39-49.
170. Xiao F. et al. A batch sliding window method for local singularity mapping and its application for geochemical anomaly identification //Computers & geosciences. – 2016. – T. 90. – C. 189-201.
171. Yakymchuk C. et al. Leucosome distribution in migmatitic paragneisses and orthogneisses: A record of self-organized melt migration and entrapment in a heterogeneous partially-molten crust //Tectonophysics. – 2013. – T. 603. – C. 136-154.
172. Zuo R., Wang J. Fractal/multifractal modeling of geochemical data: A review //Journal of Geochemical Exploration. – 2016. – T. 164. – C. 33-41.

Фондовая:

173. Мусатов Д.И., Гусев Г.С. Сорохтин О.Г., Тарновецкий Л.Л. Предварительная геодинамическая модель образования медно-никелевых месторождений Норильского района //Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: Наука, 1990. С. 114-122

174. 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»).

175. 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.

176. 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 гг. /Б. М. Струнин, Б. Н. Медведев, В. В. Комаров и др. ОФ «Красноярскгеология», Красноярск, 1987.