

**ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ
БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ЗЕМНОЙ КОРЫ
СИБИРСКОГО ОТДЕЛЕНИЯ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
(ИЗК СО РАН)**

На правах рукописи

Марфин Александр Евгеньевич

**ВОЗРАСТ И ГЕНЕЗИС СУЛЬФИДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ОКТЯБРЬСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ТАЛНАХСКИЙ РУДНЫЙ УЗЕЛ**

Специальность 25.00.04 – петрология, вулканология

**ДИССЕРТАЦИЯ НА СОИСКАНИЕ УЧЕНОЙ СТЕПЕНИ
КАНДИДАТА ГЕОЛОГО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ НАУК**

Научный руководитель

д.г.-м.н., профессор РАН Иванов А.В.

Иркутск 2021

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР	
1.1. Трапповый магматизм северо-запада Сибирской платформы: временные соотношения лав и интрузий	11
1.2. Гипотезы образования сульфидной минерализации в трапповых интрузиях норильского района	20
1.3. Выводы к главе 1	23
ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
2.1. Магматические породы Октябрьского месторождения	24
2.2. Метаморфические и метасоматические породы Октябрьского месторождения	29
2.3. Типы руд Октябрьского месторождения	31
2.4. Выводы к главе 2	33
ГЛАВА 3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ	
3.1. Образцы для исследований	34
3.2. Методы исследований	34
3.3. Выводы к главе 3	40
ГЛАВА 4. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ХАЛЬКОПИРИТА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
4.1. Халькопирит как индикаторный минерал	41
4.2. Элементы-примеси в халькопирите Октябрьского месторождения	43
4.3. Выводы к главе 4	55
ГЛАВА 5. ДАТИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ВЕРХНЕГО ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТА ХАРАЕЛАХСКОЙ ИНТРУЗИИ	

5.1. Петрографическая характеристика пород	56
5.2. Микроэлементный состав граната как показатель его метасоматического генезиса	62
5.3. Микроэлементный состав титанита как показатель температурных условий кристаллизации	63
5.4. LA-ICPMS in-situ U-Pb датирование титанита, апатита, граната и перовскита	65
5.5. Выводы к главе 5	73
ГЛАВА 6 ГЕНЕЗИС РУД ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ	
6.1. Критический анализ данных датирования руд	75
6.2. Ограничения на генезис сульфидных руд по составу халькопирита	79
6.3. Проточная камера – источник метаморфизма (оценка температур метаморфизма)	79
6.4. Вклад мантийной и коровой составляющих в образование PGE-Cu-Ni месторождений региона	82
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	84
СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ	85
ПРИЛОЖЕНИЕ 1. Концентрация элементов-примесей в халькопирите руд Октябрьского месторождения	104
ПРИЛОЖЕНИЕ 2. Результаты U-Pb датирования апатита Октябрьского месторождения, Норильска-1 и стандарты апатита	108
ПРИЛОЖЕНИЕ 3. Результаты U-Pb датирования перовскита Октябрьского месторождения и стандарты	114
ПРИЛОЖЕНИЕ 4. Результаты U-Pb датирования титанита Октябрьского месторождения и стандарты титанита	116
ПРИЛОЖЕНИЕ 5. Концентрация элементов-примесей в титаните Октябрьского	118

месторождения

ПРИЛОЖЕНИЕ 6. Концентрация элементов-примесей в титаните Октябрьского 120

месторождения

ПРИЛОЖЕНИЕ 7. Результаты U-Pb датирования граната Октябрьского 122

месторождения

ВВЕДЕНИЕ

На северо-западе Сибирской платформы располагается уникальная в мировом масштабе группа ЭПГ-Cu-Ni месторождений, входящих в структуру Норильско-Талнахского рудного узла. Крупнейшим в регионе является Октябрьское месторождение. Его особая роль в структуре рудного узла определяется наличием не только вкрапленных руд в теле Хараелахской интрузии и массивных руд в её подошве, подобно ряду других интрузий этого рудного узла, но и широким развитием так называемых прожилково-вкрапленных («медистых» руд), залегающих преимущественно в девонских осадочных толщах в верхней эндо- и экзоконтактовой зоне интрузии. Несмотря на долгую историю изучения региона в целом и Октябрьского месторождения в частности, ряд вопросов, касающихся генезиса и времени его образования, остаются не до конца выясненными и по-прежнему активно обсуждаются в зарубежной и отечественной печати.

Актуальность исследования

Актуальность исследования обуславливается наличием множества противоречащих друг другу гипотез образования Октябрьского месторождения в целом и в особенности широко развитых в пределах этого месторождения прожилково-вкрапленных руд. Остаются нерешенными вопросы: связаны ли все три типа выделяемых руд (вкрапленных, массивных и прожилково-вкрапленных) с единым геологическим процессом, связано ли сульфидное оруденение исключительно с магматизмом, только с постмагматическими процессами или носит смешанный характер, являются ли процессы оруденения одновозрастными формированию Хараелахской интрузии?

Цель и задачи исследования

Актуальность определяет цель и задачи исследования. Целью является изучение руд Октябрьского месторождения и вмещающих их пород с минералого-геохимической, петрологической и геохронологической точек зрения. Для достижения этой цели в работе поставлены следующие задачи:

1. Изучить типохимизм халькопирита – сквозного минерала всех трех типов руд Октябрьского месторождения;
2. Выяснить характер метасоматических и метаморфических изменений в верхнем контакте Хараелахской интрузии и вмещающих пород. Оценить максимальные температуры контактового метаморфизма;
3. Методами *in-situ* U-Pb геохронологии определить возраст минералов, находящихся в парагенетической ассоциации с сульфидами прожилково-вкрапленных руд;
4. Сделать вывод о генезисе сульфидного оруденения.

Фактический материал и методы исследования

В основе диссертации лежит каменный материал, собранный автором из керна скважин эксплуатационной разведки различных участков во время работы геологом на Октябрьском месторождении в 2018-2019 гг. Коллекция образцов представлена тремя выделяемыми типами руд Октябрьского месторождения, а также вмещающими породами рамы. В ходе настоящего исследования было изготовлено около 120 аншлифов руд и 50 прозрачных шлифов горных пород. Выполнено свыше 500 локальных определений методом SEM EDS (Томский политехнический университет, Россия; Университет Тасмании, Австралия). Проведено около 90 локальных измерений халькопирита методом LA-ICPMS (ИГЕМ, Россия). Выполнено 183 определения изотопных отношений U и Pb в апатите, титаните, гранате и перовските методом LA-ICPMS, по которым рассчитано 7 значений возраста (Университет Тасмании, Австралия). В этих же точках методом LA-ICPMS определены содержания микроэлементов. Кроме данных автора, в работе использованы литературные данные о содержании элементов-примесей в халькопирите Октябрьского месторождения, а также проведен синтез литературных геохронологических данных Норильского региона, полученных различными методами. Проведена интерпретация новых и литературных данных.

Научная новизна

1. Подробно охарактеризован халькопирит всех трех типов руд Октябрьского месторождения, предложена схема классификации халькопирита по содержанию в нем элементов-примесей, причем для прожилково-вкрапленных руд это сделано впервые. Показано, что халькопирит является надежным индикаторным минералом для выяснения особенностей распределения элементов-примесей в ходе кристаллизации сульфидных руд. Предложена основанная на методах математической статистики схема разделения халькопирита по содержаниям Se, Te, Cd и Pb, позволяющая привязывать этот минерал к конкретному типу руд. Аналогичные статистические схемы типизации минералов использовались ранее для циркона, апатита, граната и пирита. Для халькопирита подобный статистический анализ приведен впервые.

2. Методами *in-situ* U-Pb геохронологии определены значения возраста титанита, апатита, граната и перовскита из пород верхней эндо- и экзоконтактной зоны Октябрьского месторождения. Аналогичный метод *in-situ* датирования таких минералов является достаточно широко распространенным, но применение для четырех минералов одновременно – достаточно редко. Кроме того, для данного изучаемого объекта такое датирование выполнено впервые.

3. Впервые дана численная оценка температуры контактового метаморфизма в кровле Хараелахской интрузии с использованием мономинерального термометра, основанного на содержании Zr в титаните. Ранее оценка температур контактового метаморфизма на этом объекте оценивалась, исходя из минерального парагенезиса. Показана хорошая сходимость обоих подходов.

Практическая значимость работы

Новые данные, полученные в ходе работы, могут быть использованы как поисковые критерии при разведке месторождений в Норильском регионе. В частности, данные о типохимизме халькопирита могут быть использованы при поиске сульфидных руд в Норильском и, возможно, других регионах мира.

Защищаемые положения

1. Из халькопирита трех главных промышленных типов руд Октябрьского месторождения (вкрапленных, массивных и прожилково-вкрапленных) наиболее контрастным по составу является халькопирит прожилково-вкрапленных руд. На основании распределения концентраций Se, Te, Pb и Cd можно уверенно отличать халькопирит прожилково-вкрапленных руд от халькопирита массивных и вкрапленных руд.

2. В верхнем контакте Хараелахской интрузии широко проявлено ороговикование и скарнирование вмещающих пород. Среди высокотемпературных контактовых метаморфических пород наиболее проявлены породы пироксен-роговиковой фации. Температура их образования находится в интервале 720 ° - 820 °С.

3. Рудная минерализация в эндо- и экзоконтактовых породах Октябрьского месторождения генетически ассоциирует с метаморфическими (титанит) и метасоматическими (титанит, апатит, перовскит, гранат) минералами. Их возраст, оцененный U-Pb методом с LA-ICP-MS, в пределах погрешности измерений совпадает с возрастом Хараелахской интрузии ~ 252 млн лет.

Публикации и апробация работы

Результаты, полученные в ходе диссертационного исследования, представлены в 13 печатных изданиях, среди них в 2 рецензируемых журналах (Minerals, Economic Geology), входящих в Web of Science Core Collection. Основные результаты были опробированы на конференциях в Иркутске, Москве, Томске, Санкт-Петербурге (2018, 2019, 2020).

Личный вклад

Автор принимал непосредственное участие на всех этапах исследований: при постановке задач, сборе образцов к исследованию, подготовке их к аналитическим работам и, частично, при выполнении собственно анализов, обработке полученных результатов, интерпретации новых и литературных данных.

Структура и объем работы

Общий объем работы 122 страницы, включает 6 таблиц, 33 рисунка и 7 приложений. Текст состоит из введения, шести глав, заключения и списка литературы из 156 наименований.

Соответствие паспорту специальности

Настоящая диссертационная работа соответствует паспорту специальности 25.00.04 – «петрология, вулканология», а именно в связи метаморфизма, метасоматизма и рудообразования с магматизмом согласно следующим областям исследований:

Пункт 1 – магматическая геология: геологическое положение и геохронология магматических пород, магматические области и геодинамические обстановки их образования.

Пункт 3 – рудоносный магматизм: связь магматизма и оруденения, вещественная специализация и петрологические критерии оценки рудоносности магматических комплексов, петрологические факторы образования рудных концентраций.

Пункт 5 – метаморфизм: фазовые равновесия минералов, определение P-T-параметров и реконструкции P-T-трендов, связь метаморфизма с магматизмом, метаморфогенное рудообразование.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю, д.г.-м.н., профессору РАН Иванову Алексею Викторовичу, без чьей неоценимой помощи данная работа не была бы написана. Так же автор благодарит к.г.-м.н., New Star Professor Университета Тасмании Каменецкого Вадима Семеновича за проведение работ по U-Pb датированию методом LA-ICPMS и многочисленные консультации, которые внесли неоценимый вклад и помогли улучшить данную работу. Настоящее исследование стало возможным при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 19-35-90013 и по программе «мегагрантов» по постановлению р220 Правительства РФ № 075-15-2019-1883. Автор выражает признательность сотрудникам Института земной коры СО РАН: Демонтеровой

Е.И., Пашковой Г.В., Уховой Н.Н. за помощь в интерпретации результатов аналитических данных. Автор выражает благодарность сотрудникам: Института геохимии СО РАН – Радомской Т.А. за помощь в описании аншлифов руд и Митичкину М.А. за помощь в изготовлении аншлифов, Томского политехнического университета – Якич Т.Ю. за аналитические исследования руд методом SEM EDS, ИГЕМ РАН – Абрамовой В.А за аналитические исследования халькопиритов методом LA-ICP-MS. Так же автор выражает благодарность сотрудникам «Норильскгеологии», содействовавших в отборе каменного материала, в особенности Пелипенко Я.М. и коллегам по работе на руднике «Октябрьский» - Батяеву Е.А., Едемской А.В., а также всем тем, кто консультировал и помогал автору на всех этапах подготовки работы.

ГЛАВА 1. ЛИТЕРАТУРНЫЙ ОБЗОР И ПОСТАНОВКА ПРОБЛЕМЫ

1.1. Трапповый магматизм северо-запада Сибирской платформы: временные соотношения лав и интрузий

Продукты пермо-триассового траппового магматизма широко распространены на большей части Сибирского кратона и на сопредельных складчатых территориях, преимущественно в пределах Западно-Сибирской низменности (рис 1.1).

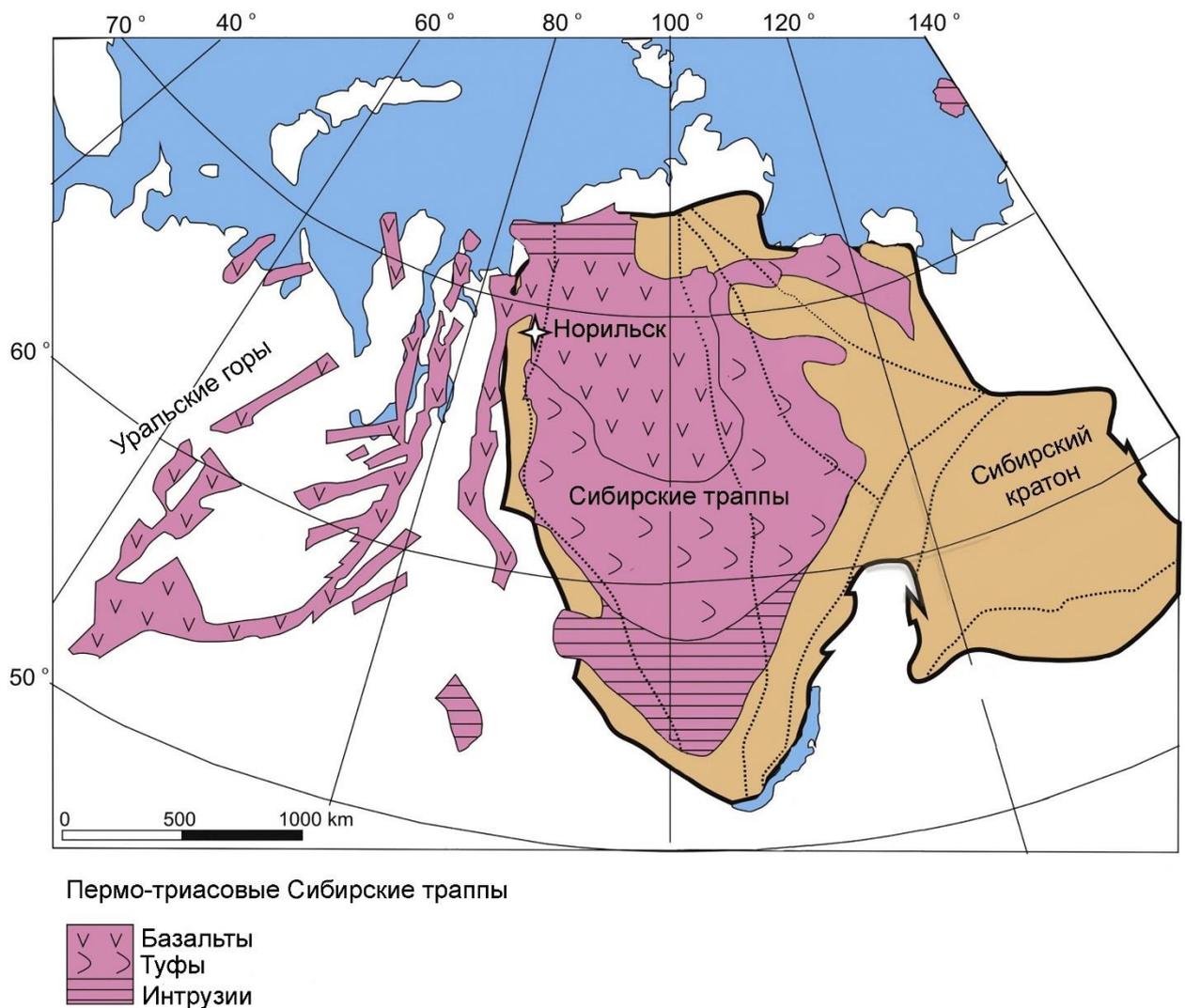


Рисунок 1.1. Обзорная карта распространения Сибирских траппов (заимствовано из [Ivanov et al., 2018]).

Общая площадь распространения трапповых образований составляет по разным оценкам от 3.9 до 7 миллионов км², а объем извергнутого материала от 2 до 16 миллионов км³ [см. обзор [Ivanov, 2007] и ссылки в этой работе]. Однако именно в Норильском районе непрерывный разрез вулканогенной толщи превышает 3 км, что заметно превосходит мощности большинства других районов распространения одновозрастного траппового вулканизма [Золотухин и др., 1975; Рябов и др., 2000]. Норильский район в первую очередь заметен интенсивно проявленным магматизмом основного состава, но там встречаются и более редкие проявления ультраосновных и кислых магматических пород [Рябов и др., 2000]. Подавляющим большинством исследователей признается, что именно чрезвычайно интенсивные магматические события, происходившие в Норильском регионе в позднепалеозойское-раннемезозойское время, стали причиной возникновения уникальных по запасам PGE-Cu-Ni месторождений сульфидных руд, сосредоточенных в пределах Норильско-Талнахского рудного узла [Золотухин и др., 1975; Рябов и др., 2000; Добрецов и др., 2010; Спиридонов, 2010; Изох и др., 2016].

Активное изучение региона началось в 20-е годы XX века в связи с открытием медно-никелевого месторождения Норильск-1 [Урванцев, 1923; 1927]. К указанному периоду относятся работы Б.Н. Рожкова, И.Ф. Григорьева, А.Н. Розанова, Е.Г. Багратуни, В.С. Домарева, Ю.М. Шеймана и других [Багратуни, 1932; Годлевский, 1959]. Первое петрографическое описание лавовой толщи было выполнено Б.Н. Рожковым [Рожков, 1932]. В дальнейшем туфолавовую толщу и интрузивные породы изучали А.Н. Розанов, В.С. Домарев, В.К. Котульский, М.Е. Яковлева, В.С. Соболев [Годлевский, 1959].

С самого начала изучения магматизма в норильско-талнахском регионе исследователи отметили связь между интрузивными и эффузивными образованиями. К примеру, М.Н. Годлевским выделены комагматы пермского и триасового циклов, образующие дайки, силы, хонолиты [Годлевский, 1959].

По мере накопления материала данные по геологии обобщались, предлагались схемы расчленения эффузивной толщи района, накладывались ограничения на время

формирования интрузий. Схема расчленения туфолоавовой толщи в норильском регионе совершенствовалась и уточнялась. В современном виде она представлена в Таблице 1.1 (по материалам [Падерин и др., 2016; Рябов и др., 2000]).

Таблица 1.1 Схема расчленения туфолоавовой толщи Норильского района по [Падерин и др., 2016; Рябов и др., 2000] с упрощениями.

Цикл	Свита	Индекс	Состав
I	Ивакинская	<i>P_{3iv}</i>	Базальты субщелочные, трахибазальты, трахиандезибазальты, туфы
II	Сыверминская	<i>T_{1sv}</i>	Базальты толеитовые
	Гудчихинская	<i>T_{1gd}</i>	Базальты толеитовые, пикритовые, гломеропорфиновые
III	Хаканчанская	<i>T_{1hk}</i>	Туфы, туффиты, редкие прослои базальтов
	Туклонская	<i>T_{1tk}</i>	Базальты толеитовые, пикритовые
	Надеждинская	<i>T_{1nd}</i>	Базальты толеитовые, порфиновые, гломеропорфиновые, туфы
IV	Моронговская	<i>T_{1mr}</i>	Базальты толеитовые, афировые, субщелочные, анкарамиты
	Мокулаевская	<i>T_{1mk}</i>	Базальты толеитовые, афировые, порфиновые
V	Хараелахская	<i>T_{1hr}</i>	Базальты толеитовые, субщелочные, порфиновые, гломеропорфиновые
	Кумгинская	<i>T_{1km}</i>	Базальты толеитовые, гломеропорфиновые
	Самоедская	<i>T_{1sm}</i>	Базальты толеитовые, афировые, порфиновые

В норильско-талнахском регионе насчитывается 10 интрузивных комплексов, и только с одним из них связаны рудоносные PGE-Cu-Ni дифференцированные интрузии. Согласно последней классификации все рудоносные дифференцированные интрузии

относятся к норильско-галнахскому типу интрузий ($\text{v}\sigma\text{-v}\delta\text{T}_1\text{n}^1$). Этот тип насчитывает 6 интрузий: Норильск-1, Норильск-2, Гора Черная, Галнахская, Имангдинская и Хараелахская [Падерин и др., 2016]. С последней связано Октябрьское месторождение [Рябов и др., 2000], которое подробно будет рассмотрено в следующих главах.

Важными вопросами для решения проблемы появления дифференцированных интрузивов с PGE-Cu-Ni оруденением являются вопросы определения возраста. Попытки ответить на этот вопрос нашли отражение уже в работе Б.Н. Рожкова [Рожков, 1933], который впервые предложил возрастную последовательность интрузий в регионе, считая все интрузии моложе лав. М.Н. Годлевкий по геологическим данным определил возраст траппового магматизма (лав и интрузий) как пермотриасовый [Годлевский, 1959]. Однако определение возраста только по геологическим данным может быть ошибочным, поскольку разновозрастные интрузии могут залегать в разных частях стратиграфического разреза и наоборот, а разновозрастные интрузии - в одних частях разреза (Золотухин и др., 1975). Новой вехой в изучении пород и руд региона стало применение методов радиоизотопного датирования (K-Ar, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, U-Pb, Re-Os, Pt-He).

Первые радиоизотопные датировки интрузивных образований Норильского района были выполнены K-Ar методом в работе [Черепанов, Мурина, 1966]. В работе [Золотухин и др., 1975] приводятся многочисленные данные по K-Ar датированию интрузивных и метасоматических образований района. Несмотря на большие аналитические ошибки и объективные проблемы при применении этого метода датирования для данного объекта (малое содержание калия в базитовых интрузиях и, соответственно, радиогенного аргона, наличие вторичных изменений, присутствие захваченных минералов из пород более древней рамы и т.д.), авторы приходят к выводу, что становление дифференцированных интрузий, возникновение сульфидного оруденения и метасоматически измененных пород эндо- и экзоконтактов – процесс близкий по времени (рис. 1.2).

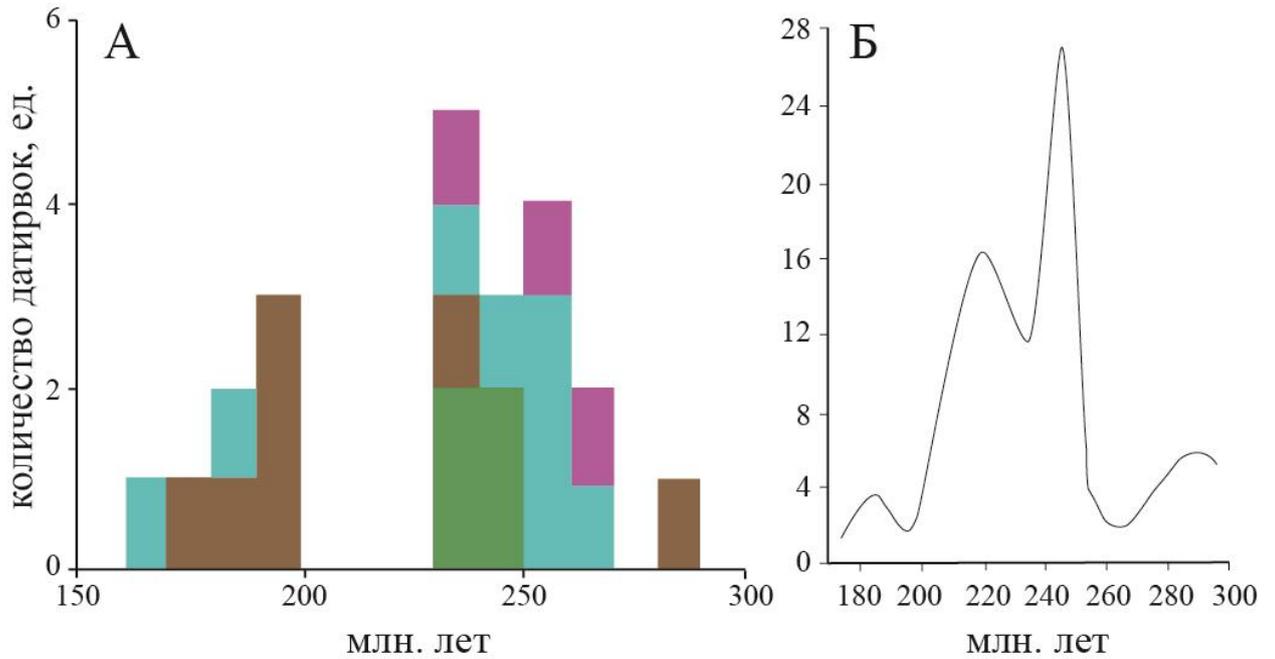


Рисунок 1.2 К-Аг датировки Сибирских траппов и интрузий. А – гистограмма распределения К-Аг возрастов (заимствована из [Baksi, 1991], датировки выполнены в работе [Дмитриев и Гусева, 1974, Наумов и Мухина, 1977]). Цветами обозначены различные породы: фиолетовый – базальты, голубой – вулканические бомбы, коричневый – туфы, зеленый – долериты. Б – кривая оценки плотности распределения К-Аг датировок пород дифференцированных интрузий и метасоматитов северо-западной части Сибирской платформы и смежных районов (заимствовано из [Золотухин и др., 1975]).

Следующим шагом в уточнении возраста стало применение $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методов. Геохронологические данные, полученные в работах различных исследователей с помощью $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ и U-Pb методов, были более близки между собой в сравнении с разбросом по К-Аг датировкам [Baksi and Farrar, 1991; Campbell et al., 1992; Dalrymple et al., 1995; Kamo et al., 1996; Kamo et al., 2003; Naumov and Mukhina, 1977; Renne, 1995; Renne and Basu, 1991; Renne et al., 1995; Renne et al., 1998] (рис. 1.3).

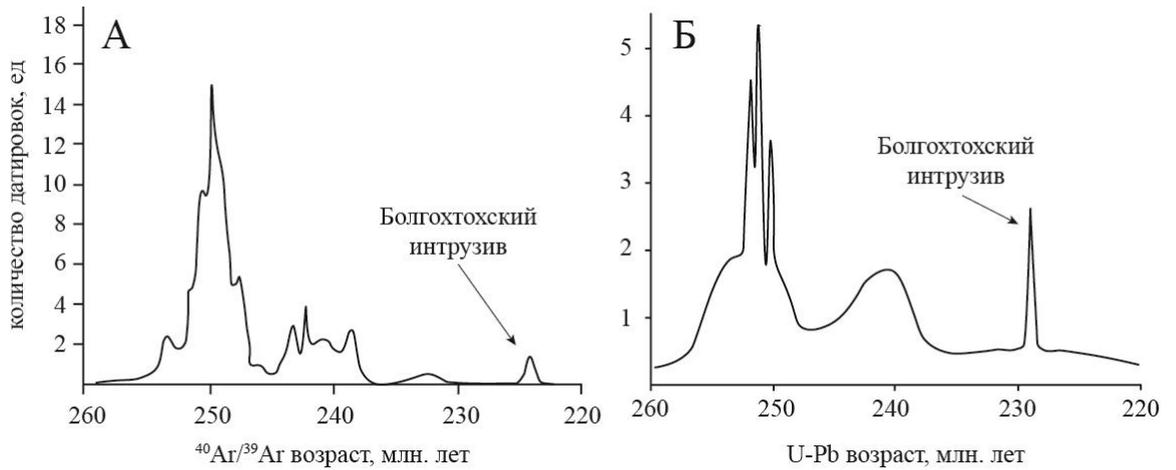


Рисунок 1.3 Кривые оценки плотности распределения $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ (А) и U-Pb (Б) геохронологических данных. Кривые заимствованы из работы [Ivanov et al., 2013].

Однако одним из наиболее надежных и высокоточных методов U-Pb датирования является термоионизационная масс-спектрометрия с изотопным разбавлением (ID-TIMS), в случае циркона - с химической абразией (CA-ID-TIMS). В работах по высокоточному определению U-Pb возраста данным методом были выявлены довольно узкие временные рамки, которые ограничивают время основного объема магматической деятельности на территории Сибирского кратона $\sim 2.06 \pm 0.23$ млн. лет [Burgess and Bowring, 2015; Kamo, 1996, 2003; Ivanov et al., 2021] (рис. 1.4). В силу особенности кристаллизации циркона и бадделеита – основных минералов для ID-TIMS датирования – которые встречаются только в интрузивных породах и не встречаются в лавах, все высокоточные U-Pb датировки были получены по интрузивным породам, в том числе по породам рудоносных интрузий. Исключение составляют датировки арыджанской свиты Меймеч-Котуйского района, полученные по перовскиту из меланефелинитовых лав [Kamo et al., 2003; Burgess and Bowring, 2015], и маркирующие начало объемного этапа магматизма ~ 252 млн лет назад.

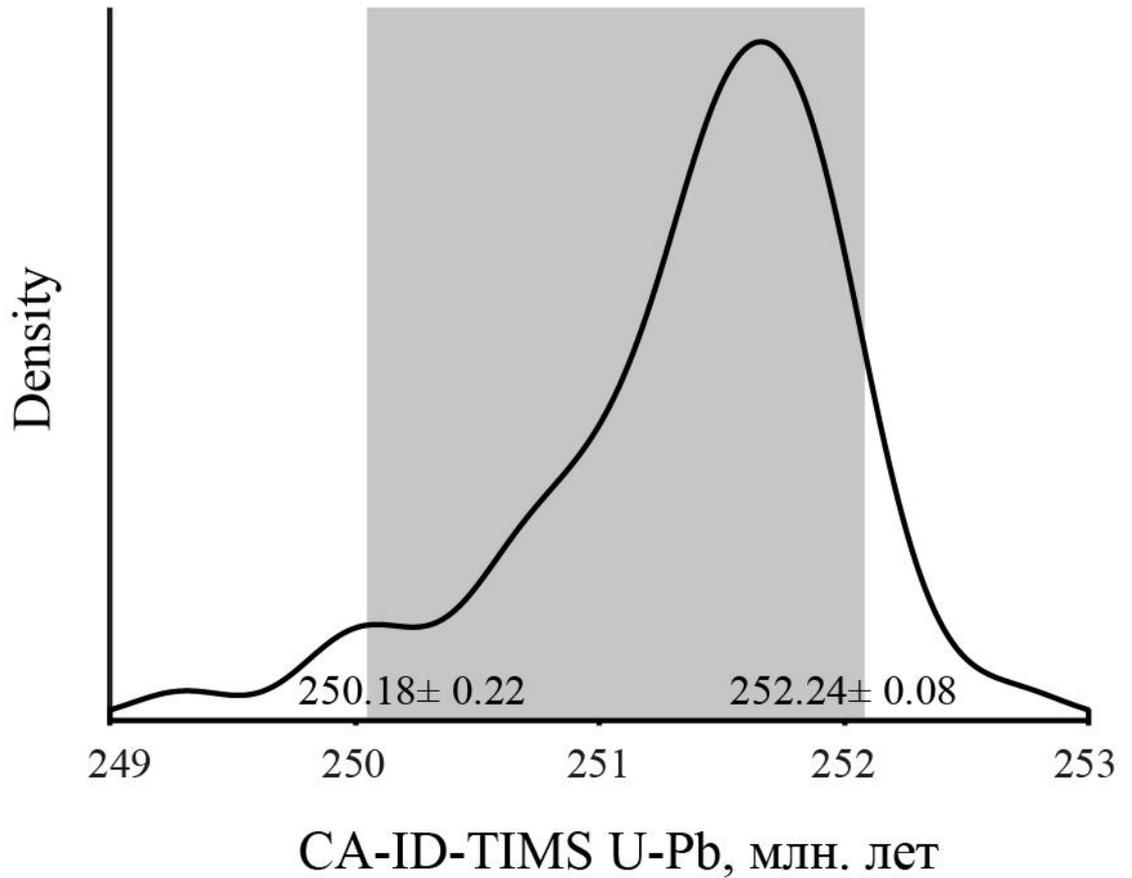


Рисунок 1.4. Кривая оценки плотности распределения U-Pb возрастов, полученных методом ID-TIMS (данные из работ [Burgess and Bowring, 2015; Kamo et al., 1996, 2003; Ivanov et al., 2021]). Серой зоной выделен промежуток 2.06 ± 0.23 млн. лет.

Единственная более молодая датировка 229.0 ± 0.4 млн лет, полученная методом CA-ID-TIMS, относится к Болгохтохскому сиенитовому интрузиву, расположенному в нескольких десятках километров к северо-западу от Норильска [Kamo et al., 2003]. То есть, она получена для нехарактерных пород основного базитового этапа траппового магматизма. По-видимому, к этому же более молодому этапу относятся дайки лампроитов Норильского района, с $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датировками $\sim 235\text{-}234$ млн лет [Ivanov et al., 2018].

Однако не все исследователи согласны с такой концепцией развития интрузивного магматизма. Дело в том, что в работах по U-Pb геохронологии Норильско-Талнахского региона материал для датирования (циркон и бадделеит) выделялся из пород верхнего эндоконтакта, так называемых лейкогаббро [Kamo et al., 1996; Burgess and Bowring, 2015].

В ряде работ подчеркивается, что данная петрографическая разность пород является подчиненной в регионе и может быть сформирована в отрыве от основного этапа магматизма [Малич и др., 2009, 2018]. Существует ряд U-Pb определений возраста циркона и бадделеита из пикритовых и такситовых габбродолеритов, составляющих основную часть дифференцированных, рудоносных интрузий [Малич и др., 2018]. Согласно этим данным, фиксируется большой разброс значений возраста, который объяснен длительностью формирования интрузий в десятки миллионов лет [Малич и др., 2009, 2018]. Однако к этой интерпретации имеются существенные возражения. Во-первых, циркон и бадделеит не может кристаллизоваться в магмах основного состава до насыщения цирконием 3600 г/т [Borisov, Aranovich, 2019]. В случае дифференциации магмы основного состава необходимые концентрации Zr для кристаллизации циркона снижаются, но все-равно остаются порядка сотен г/т в зависимости от состава дифференцированной магмы [Borisov, Aranovich, 2019]. В пикритовых и такситовых габбродолеритах концентрации циркония ниже 100 г/т (см. приложение к работе [Czamanske, 2002]). Конечно, цирконий может обогащать локальные участки, например, вокруг сульфидных обособлений [Серова, Спиридонов, 2015]. Однако в оригинальных геохронологических работах К.Н. Малича и др. [Малич и др., 2009, 2018] отсутствуют данные об обнаружения циркона и бадделеита *in situ*.

Проблему соотношения возраста интрузий и лав помогают решить палеомагнитные данные. Согласно последним работам в этом направлении, внедрение рудоносных интрузивов происходило одновременно с излиянием лав моронговской и мокулаевской свит [Latyshev et al, 2020]. Палеомагнитные характеристики основных рудоносных интрузивов – Хараелакского, Талнахского и Норильск-1, и некоторых слабоминерализованных и безрудных интрузий близки между собой, что говорит об их близком возрасте. При этом длительность становления интрузий составляет всего порядка 10 тыс. лет или менее. Это позволяет утверждать, что рудоносные интрузии были заложены в пределах одного IV цикла магматической активности (Табл. 1.1). Тогда как,

например, безрудный Ергалахский силл считается комагматом лав ивакинской свиты [Рябов и др., 2000], что также согласуется с имеющимися палеомагнитными данными [Латышев и др., 2019], то есть он относится к циклу I (Табл. 1.1).

Следует отметить, что радиоизотопное датирование лав и интрузий, равно как и палеомагнитные данные для них, не отвечают на вопрос, когда происходил процесс образования самих руд. При том, что подавляющим большинством исследователей принимается априорно, что возрасты вкрапленного оруденения и вмещающих его пород рудоносных интрузий равны, единственные имеющиеся датировки непосредственно сульфидов вкрапленных и массивных руд Re-Os методом показывают более молодые значения возраста – 247-246 млн лет [Walker et al., 1994; Malitch and Latypov, 2011]. Причем эти значения были рассчитаны с устаревшей константой распада ^{187}Re . Использование более точных констант распада [Selby et al., 2007; Smolar et al., 1996] дополнительно омолаживают Re-Os датировку на 2-3 млн лет. Причина более молодых Re-Os датировок детально рассматривается в главе 6 этой диссертации. Забегая вперед - Re-Os датирование по сульфидам Норильск-Талнахских рудных объектов не может быть использовано в качестве надежного из-за большого разброса аналитических данных.

Другой альтернативный метод (Pt-He) позволяет датировать непосредственно PGE минерализацию напрямую. Однако значительные аналитические погрешности не позволяют различать близкие по возрасту геологические процессы. Так Pt-He датировка спериллита составила 242 ± 12 млн лет [Якубович и др., 2015], что в пределах погрешности совпадает и с U-Pb датировками, полученными методом CA-ID-TIMS, и более молодыми Re-Os датировками.

1.2. Гипотезы образования сульфидной минерализации в трапповых интрузиях Норильского района

Несмотря на все успехи, достигнутые в последнее время в рамках изучения PGE-Cu-Ni месторождений Норильско-Талнахской группы, по-прежнему ряд вопросов остается дискуссионным. Среди них проблема исходного расплава норильских интрузий, механизмы их дифференциации, природа основных пегматоидов и др. [Халенёв, 2010]. Однако, наверное, самым главным является вопрос источника силикатного и сульфидного вещества. Стоит отметить, что взгляды на эту проблему весьма контрастны. Каждая из гипотез отводит главенствующую роль в формировании месторождений одному из двух процессов: магматическому либо постмагматическому. Не претендуя на всеобъемлющий анализ, данная глава лишь в максимально сжатом виде освещает некоторые из гипотез.

Прежде чем переходить к рассмотрению гипотез рудообразования, стоит сделать важную оговорку. На данном этапе существует множество теорий, объясняющих трапповый магматизм на Сибирской платформе (см. ссылки в [Ivanov, 2007]). Однако преобладающих гипотез собственно траппового магматизма две. Первая связывает магматическую активность с действием нижнемантийного плюма [Sobolev et al., 2007; Добрецов и др., 2010; Изох и др., 2016], вторая – с процессами субдукции [Ivanov, 2007]. Обсуждение этого вопроса выходит за рамки данной работы. Следует отметить, что какой бы механизм не был ответственен за формирование Сибирских траппов, образование собственно PGE-Cu-Ni месторождений Норильского района в смысле перераспределения химических элементов в промышленные концентрации происходило в коре. Поэтому в данном разделе рассматриваются непосредственно гипотезы, объясняющие природу трапповых интрузий и связанной с ними сульфидной минерализации, вынося за скобки механизм плавления мантии.

Среди магматических концепций наиболее популярна **ликвационно-магматическая модель**, её основы были сформулированы Ж.Фогтом [Vogt, 1923].

Применительно к месторождениям Норильско-Талнахского рудного узла данная концепция получила развитие в работах Урванцева и Котульского [Годлевский, 1981; Годлевский, 1959; Котульский, 1948]. Предполагается, что ликвация магмы на сульфидную и силикатную части произошла в глубинном магматическом очаге при понижении температуры. При внедрении в магматическую камеру магма уже несла с собой обособившуюся сульфидную часть. Например, к этой гипотезе подходят более поздние представления о накоплении рудного компонента в голове мантийного плюма [Добрецов и др., 2010; Изох и др., 2016].

Ассимиляционная модель во главу угла ставит насыщение мафит-ультрамафитовой магмы серосодержащими веществами, которые она ассимилировала при подъема с глубины. В качестве таких веществ предлагались либо сероводород [Горбачев, Гриненко, 1973], либо ангидрит [Радько, 1991; Naldrett et al., 1996], либо углистые сланцы [Czamanske et al., 1992]. Также существует гипотеза, где в качестве контаминанта выступают кислые породы [Likhachev, 2006; Naldrett et al., 1996]. По умолчанию в этой гипотезе также предполагается, что в мантийной магме уже было достаточно рудных элементов (PGE, Cu, Ni). При этом механизм обогащения (плюм, рециклинг) этими элементами не обсуждается.

Сейсмо-гравитационная модель предполагает накопление рудного вещества из магмы с содержанием $S < 0.2$ мас.%. Наблюдаемые сульфидные выделения не накапливаются под действием гравитации на дне магматической камеры, а распределяются в рассеянном виде во всем объеме кристаллизующейся массы породы. В последствии под действием сейсмического фактора происходит перемещение и концентрирование рудного вещества в виде обособленных горизонтов [Лихачев, 2000a, b].

Транспортно-гравитационная модель предполагает образование месторождений норильского типа путем подъема из мантии сульфидоносных магм, в которых сульфиды рассеяны в оксидно-силикатном расплаве [Лихачев, 1999; Рябчиков, 2003; Добрецов и др., 2010].

Магмато-метасоматическая модель говорит о решающем вкладе мантийного флюида, сыгравшего основную роль в образовании промышленно-рудноносных интрузивов Норильско-Талнахской группы месторождений [Горяинов, 1975].

Комбинация магматических и постмагматических процессов, в которой предполагается, что рудоотложение связано с двумя автономными этапами, разделенными во времени [Дюжиков, 1988].

Модель магматической дебазификации, предложенная Д.С. Коржинским, объясняет образование сульфидных медно-никелевых месторождений кислотно-щелочной эволюцией магматических растворов [Коржинский, 1955].

Инфильтрационно-автометасоматическая гипотеза получила развитие в работах В.В. Золотухина и представляет собой развитие идей Д.С. Коржинского [Золотухин, 1964, 1965, 1975, 1976а, b; Золотухин, Васильев, 1964].

Модель гидротермального и магматического переотложения проявляется в регенерации ранее сформированных рудных масс [Служеникин и др., 1994].

Термобарохимическая модель, предложенная В.С. Аплоновым по результатам изучения газово-жидких включений в породообразующих минералах, подкрепляет идею о гидротермально-метасоматическом генезисе PGE-Cu-Ni месторождений региона [Аплонов, 2001].

Модель В.В. Рябова говорит о **внедрении в камеру двух несмешивающихся расплавов пикритоидного и базальтового состава**, которые на глубине подверглись флюидно-магматической ликвации [Рябов и др., 2000]. Также получила некое распространение идея о том, что дифференциаты интрузии Норильск-1 - **это отдельные порции магмы различного состава**, последовательно внедрявшиеся в магматическую камеру [Роговер, 1959].

Модель Е.В. Тугановой **говорит о взаимодействии двух магм - толеит-базальтовой и ультраосновной**, поступающих из разноглубинных очагов, но по одним каналам [Туганова, 1988, 1991, 2000].

Модель В.А. Радько, впоследствии развитая А.Дж. Налдреттом, говорит о том, что **существующие интрузии - это не слепые тела, а долгоживущие промежуточные камеры**, в которых скорость движения магмы замедлялась, и происходило осаждение сульфидных капель и более тяжелых силикатных фаз [Радько, 1991, 2016]. При этом сера заимствуется из вмещающих пород, богатых сульфатами.

М.К. Иванов выдвинул **гипотезу о вулканической природе руд**. Он связывал образование месторождений региона с кальдерами проседания вулканов центрального типа [Иванов и др., 1971].

1.3. Выводы к главе 1

На данном этапе изучения траппового магматизма сибирской платформы большинство исследователей склонно полагать, что образование уникальных PGE-Cu-Ni месторождений в Норильском регионе напрямую связано с трапповыми излияниями. Успехи геохронологии и палеомагнитного анализа позволили установить, что основной этап магматической деятельности начался в самой поздней перми и продолжался не более ~2 млн лет. Однако попытки датирования непосредственно самой сульфидной минерализации не привели к получению надежных результатов. По-прежнему остаётся не ясным источник вещества и конкретный механизм образования рудоносных дифференцированных интрузий. Существующие гипотезы в некоторой степени противоречивы, и ни одна из них не может объяснить все многообразие наблюдаемых геологических процессов.

ГЛАВА 2. СТРОЕНИЕ И СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

2.1. Магматические породы Октябрьского месторождения

Октябрьское PGE-Cu-Ni месторождение было открыто в 1967 году в ходе работы Норильской геологоразведочной экспедиции при картировании 1:50000 масштаба (скважины КЗ-584 и Т-56). Оно связано с Хараелахской расслоенной интрузией, которая была открыта несколькими годами ранее (1965 г.). Октябрьское месторождение характеризуется наибольшим разнообразием типов руд и самыми значительными запасами Cu, Ni и PGE в регионе. Здесь выделяются по структурно-текстурным особенностям и положению относительно тела интрузии массивные, прожилково-вкрапленные и вкрапленные руды (перечислены в порядке запасов рудного компонента).

В структурном плане Хараелахский интрузив, с которым связано Октябрьское месторождение, локализуется в западном крыле Норильско-Хараелахского разлома (рис. 2.1). На всей площади своего развития интрузив приурочен к пологой синклинальной структуре, которая ограничена с востока Главным Норильско-Хараелахским разломом (рис. 2.1, 2.2).

Хараелахский интрузив в плане представляет собой приблизительно равносторонний треугольник, длина сторон которого составляет 8-10 км, площадь - около 30 км² при средней мощности интрузива 70 м. Северная вершина треугольника представляет собой прикорневую часть интрузива, а западная и южная вершины – его отдельные ветви: Северо-западную (Хараелахскую), Приразломную и Западную. Интрузив полого погружается в северо-западном направлении, имея приподнятые юго-восточную и северо-западную бортовые части и опущенную центральную [Туровцев, 2002] (рис. 2.2).

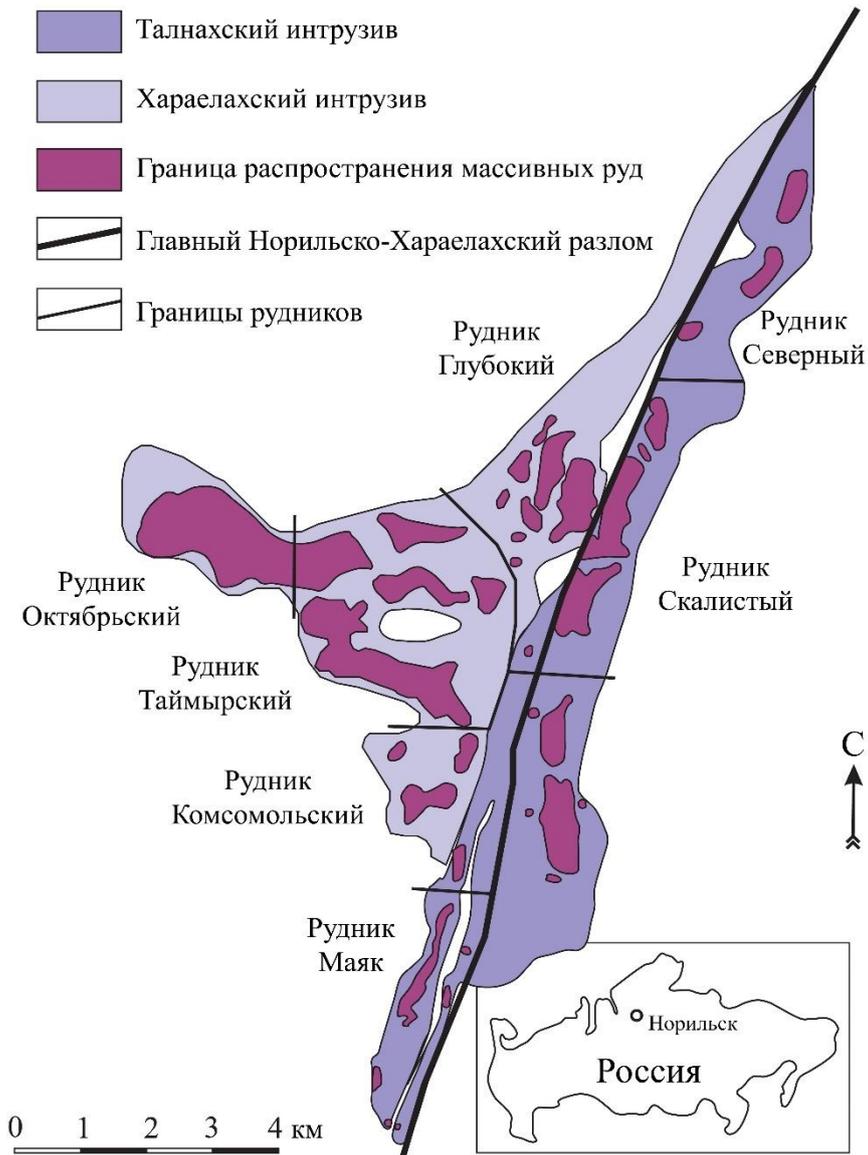


Рисунок 2.1 Схематическая карта, иллюстрирующая расположение Хараелахской и Талнахской интрузий и подземные рудники. Заимствовано из работы [Malitch et al., 2020].

Расслоенная серия пород Хараелахской интрузии аналогична расслоенной серии пород других рудоносных интрузивов. В Хараелахской интрузии сверху вниз выделяются следующие серии пород: верхняя дифференцированная серия, основная дифференцированная серия, нижняя габбровая дифференцированная серия. Ниже описание серий дается по [Туровцев, 2002].

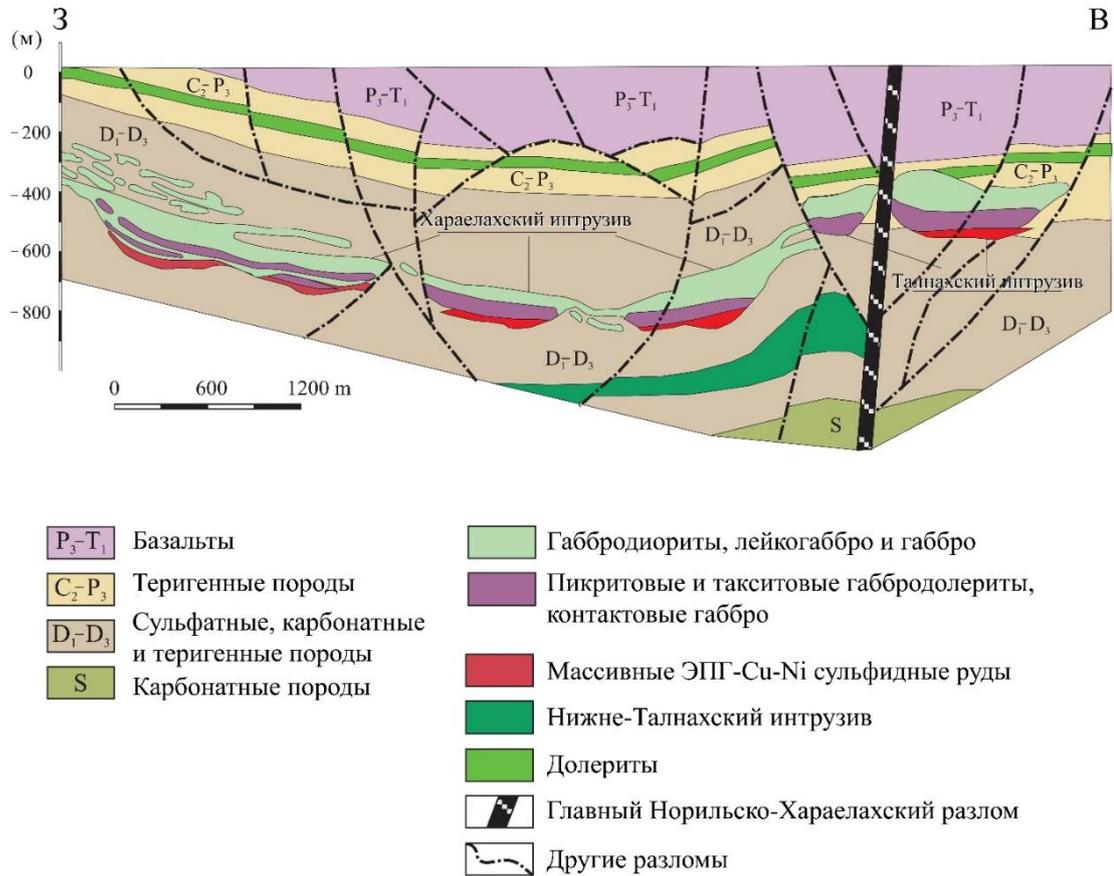


Рисунок 2.2 Геологический разрез Талнахского рудного узла. Заимствовано из работы [Malitch et al., 2020].

Верхняя дифференцированная серия сложена контактными микродолеритами, долеритами, габбродолеритами, габброноритами, лейкократовыми габбро, такситовыми габбродолеритами, гибридно-метасоматическими лейко- и меланократовыми породами, габбро-диоритами, пегматоидными и призматически зернистыми амфиболизированными габбродолеритами. Контактные габбродолериты и микродолериты краевой зоны интрузива имеют наибольшее распространение на флангах. В полнодифференцированных разрезах они могут отсутствовать. Их место занимают гибридно-метасоматические лейко- или меланократовые породы, или происходит замещение краевых микродолеритов аподолеритовыми скарноидами. На флангах интрузива происходит обратное – гибридно-метасоматические породы развиты ограничено, в отличие от его краевых фаций. Такситовые лейкогабброиды в верхнем эндоконтакте Хараелахского интрузива развиты

практически непрерывно на значительной площади, и могут рассматриваться как самостоятельные дифференциаты. Максимальная мощность такситовых лейкогаббро – 32-37 м связана с фронтальными частями Приразломной и Северо-западной ветвями интрузива, их осевыми зонами и не зависит от мощности интрузива.

Пегматоидные и призматически-зернистые безоливиновые и кварцсодержащие габбродолериты имеют неравномерное распространение в верхнем эндоконтакте интрузива. В работе [Burgess, Bowring, 2015] циркон для ID-SA-TIMS U-Pb датирования, по которому устанавливается возраст Хараелахской интрузии 252.71 ± 0.16 млн лет, выделялся как раз из таких пород.

Основная дифференцированная серия сложена безоливиновыми, оливинсодержащими, оливиновыми, биотит-оливиновыми габбродолеритами, пикритами со шлирами троктолитов, плагиоперидотитов, плагиооливинитов. Данная серия пород является наиболее выдержанной на площади Хараелахского интрузива. Безоливиновые, оливинсодержащие, оливиновые и оливин-биотитовые габбродолериты слагают от 40 до 90 % разреза интрузива. При этом на флангах интрузив часто сложен только этими породами. Мощность пород основной дифференцированной серии (без пикритов) имеет сильную прямую корреляционную связь с мощностью интрузива. Перечисленные разновидности габбродолеритов имеют приблизительно равнообъемные соотношения в разрезе. Исключение составляют оливин-биотитовые габбродолериты, развитие ограничено, на контакте с ультрабазитами. В направлении к флангам вслед за выпадением из разреза ультрабазитов и такситовых габбродолеритов происходит последовательная смена разновидностей габбродолеритов, всё менее обогащенных оливином.

Ультрабазитовый горизонт основной дифференцированной серии сложен пикритами, меланотроктолитами, плагиопередотитами и плагиооливинитами, которые в контурах Хараелахской интрузии распространены повсеместно. Максимальная мощность этого горизонта составляет 50-65 м во фронтальных частях Северо-западной и Приразломной ветвей. Кроме того, полоса повышенной мощности ультрабазитов

протягивается вдоль северной границы Северо-западной ветви. В пределах этой полосы доля пикритов в разрезе интрузива наиболее высокая (30 – 60 %). В целом характерна асимметрия в распределении мощностей ультрабазитов на площади Хараелахского интрузива. Она выражается в увеличении их мощности вдоль северной границы Северо-западной ветви и в её уменьшении в пределах Приразломной ветви. Одна из точек зрения гласит, что пикриты, такситовые габбродолериты и лейкогабброиды не являются продуктами внутрикамерной дифференциации, а формируются позже пород *основной дифференцированной серии*, представляя собой субфазу магматического расплава [Туровцев, 2002]. Однако существует и альтернативная гипотеза, гласящая, что пикриты образовались в результате внутрикамерной дифференциации единой порции магматического расплава [(см. ссылки в работе [Krivolutskaya, 2016])]. Основная часть вкрапленных руд приурочена к данной серии пород.

Нижняя габбровая дифференцированная серия сложена такситовыми, оливиновыми, контактными габбродолеритами, гибридно-метасоматическими породами, контаминированными габброноритами, норитами, кордиеритовыми норитами, гиперстеновыми норитами. Она распространена по всей площади Хараелахского интрузива и представлена породами пестрого состава. Такситовые габбродолериты являются наиболее характерными породами. Они залегают непосредственно ниже пикритов, имея с ними четкие границы, иногда включают блоки пикритов либо образуют штокверковую систему жильных лейкократовых пород с образованием своеобразной магматической брекчии как результат процесса «такситизации» пикритов [Рябов, 1969]. Контактные габбродолериты распространены также по всему нижнему контуру интрузива, сменяя такситовые габбродолериты его в разрезе. Но на контактах интрузива с аргиллитами разведочнинской свиты, особенно во фронтальных его частях, контактные габбродолериты вытесняются гибридными контаминированными габброноритами, норитами и кордиеритовыми норитами с ксенолитами апоаргиллитовых кордиерит-

ортоклаз-гиперстен-биотит-плагиоклазовых роговиков и биотит-пироксен-полевошпатовых метасоматитов.

Последовательность дифференциатов выдерживается на преобладающей части площади интрузива. Её нарушение устанавливается на флангах и во фронтальных частях интрузива. Здесь происходит выпадение отдельных горизонтов пород, прежде всего такситовых габбродолеритов и пикритов [Туровцев, 2002].

2.2. Метаморфические и метасоматические породы Октябрьского месторождения

На Октябрьском месторождении широко развиты процессы метасоматоза вмещающих девонских пород. Он выражается в развитии комплекса магнезиальных и карбонатных скарнов, роговиков, щелочных метасоматитов. Исследованию вмещающих пород и их изменению в Норильском регионе было посвящено множество исследований [Золотухин, Васильев, 1964; Золотухин, Рябов, 1972; Рябов, 1975; Туровцев и др., 2002; Юдина, 1965, 1968]. Последняя крупная обобщающая работа была выполнена Туровцевым Д.М. [Туровцев, 2002]. Ниже описание контактовых изменений Хараелахской интрузии заимствовано из данной монографии.

Ореолы изменения пород на Октябрьском месторождении имеют сложное строение и являются зональными полифациальными существенно пироксеновыми контактово-метасоматическими комплексами. Зональность в них проявляется не только по нормали к интрузивным контактам, но и по латерали. В ореолах резко преобладают образования пироксен-роговиковой фации (мелилит-монтичеллитовая и гроссуляровая субфации). Непосредственно на контактах присутствуют роговики и мраморы спуррит-мервинитовой фации (установлены типоморфные минералы: санидин, тридимит, муллит, спуррит, мервинит). Габбродолериты на контактах преобразуются в дупироксен-плагиоклазовые роговики. Мощность зон роговикования достигает 200 – 250 м, то есть превышает мощность интрузива.

Такое разнообразие метаморфических и метасоматических пород в ореоле Хараелахской интрузии подчинено составу пород вмещающих толщ. Выделяют два литолого-химических типа вмещающих толщ. Существенно алюмосиликатные аргиллитовые отложения разведочнинской и курейской свит (D_{2rz} и D_{1kr}) и галогенно-карбонатно-мергелевые отложения мантуровской свиты (D_{2mt}). Эти толщи отличны по структурно-текстурным особенностям и физико-химическим свойствам. Разведочнинская и курейская свиты сложены однородной толщей грубо- и тонкослоистых, иногда листоватых аргиллитов с редкими прослоями песчаников, гравелитов с фосфоритовыми конкрециями, доломитовых мергелей и известняков. Мантуровская свита образована более тонким переслаиванием мергелей и доломитов с ангидритом, гипсом, галитом в приблизительно равных объемных соотношениях [Туровцев, 2002]. Породы различны по пластическим свойствам, что определяет основные особенности морфологии Хараелахского интрузива. Интрузив на 75% своей площади залегает среди отложений разведочнинской – курейской свит [Туровцев, 2002].

Особенностью ореола Хараелахского интрузива является широкое развитие, особенно во фронтальных и головных частях его ветвей, метасоматитов постмагматической стадии, характеризующихся четко выраженной зональностью и хорошо развитыми зонами метасоматических колонок [Туровцев, 2002].

Вокруг интрузива непрерывным чехлом развиты мрамора и роговики, которые преобразованы процессами скарнирования и более поздними средне- и низкотемпературными процессами. Однако большую часть объема пород ореола составляют образования пироксен-роговиковой фации.

Широко развиты известковые, магнизиальные, апороговиковые и аподолеритовые скарны. Последние локализуются во всех породах дифференцированного интрузива за исключением пикритов. Наиболее развиты в краевых частях интрузива, а так же по апофизам. Тела скарнов жильные, гнездово-вкрапленные, с плохо выраженной

зональностью. Внешние зоны скарнов сложены салитом и волластонитом, внутренние – гранатом, везувианом, пренитом-1, послескарновыми минералами.

Формация послескарновых метасоматитов представлена в основном серпентиновыми и гидрогранат-серпентиновыми метасоматитами, пространственно совмещенными с телами магнезиальных скарнов. Локально развиты формации гибридно-метасоматических пород и щелочные метасоматиты.

2.3. Типы руд Октябрьского месторождения

Общей чертой всех PGE-Cu-Ni месторождений норильской группы, в частности Октябрьского месторождения, является сочетание уникальных признаков, отличающих их от других магматических месторождений мира. Первый - сочетание малосульфидного PGE оруденения и богатых PGE-Cu-Ni руд. Второй - значительная мощность массивных руд (до 54 метров для Октябрьского месторождения). Третий - уникальное минералогическое разнообразие руд. Здесь обнаружены талнахит, пугоранит, Ni – пугоранит и мойхукит и многие другие (см. ссылки в работе [Krivolutskaya, 2016]).

Как уже было отмечено, Октябрьское месторождение связано с Хараелахской дифференцированной интрузией. В виду сложной морфологии последней, это обуславливает сложное строение рудных тел. Тем не менее, на основании минерального состава и структурно-текстурных особенностей выделяются основные типы сульфидных руд: вкрапленные руды, залегающие в интрузивных породах, прожилково-вкрапленные («медистые») руды – во вмещающих породах кровли и фронтальной части интрузии и массивные руды – в основании интрузии или во вмещающих породах под нею [Туровцев, 2002; Sluzhenikin et al, 2014].

Вкрапленные руды приурочены к горизонтам, сложенным пикритовыми, такситовыми и реже контактовыми габбродолеритами, и в целом совпадают с контурами последних. Вкрапленные руды демонстрируют стабильное содержание Cu и Ni (~1.5 мас.

%, Cu:Ni=2:1) при содержании S ~ 2 – 3.7 мас. % [Sluzhenikin et al, 2014]. В пикритовых габбродолеритах сульфиды встречаются в виде мелких (менее 2 мм в диаметре) и крупных (2-3 см) обособлений, часто слоистых: верхняя часть таких обособлений сложена халькопиритом, нижняя – пирротином. Важной особенностью сульфидной вкрапленности в пикритовых габбродолеритах является наличие автометасоматических минералов, возникающих на границе сульфидного и силикатного расплавов. Они представлены биотитом, роговой обманкой, клинопироксеном, апатитом, ангидритом [Туровцев, 2002]. В такситовых габбродолеритах, напротив, преобладают относительно крупные (1-3 см) ксеноморфные выделения сульфидов.

Массивные руды – наиболее важный тип рудной минерализации на месторождении. В большинстве случаев массивные руды локализованы во вмещающих метаморфических и метасоматических породах, на контакте с нижней границей распространения пород Хараелахской интрузии. Типичны пластовидные и линзовидные рудные тела, реже массивная руда локализуется внутри расслоенной серии пород в виде жил, прожилков, при этом отмечается реакционный характер воздействия на вмещающие породы интрузии [Sluzhenikin et al, 2014].

Прожилково-вкрапленные руды, расположенные в метаморфических и метасоматических породах на контактах с рудоносными интрузиями, образуют внешние ореолы вокруг массивных рудных залежей. Их мощность обычно не превышает 2-3 м, редко 10 м. Различный состав вмещающих толщ и различное содержание сульфидов приводит к вариациям химического состава прожилково-вкрапленных руд. Так нерудная часть прожилково-вкрапленный руд может быть представлена роговиками, бруситовыми мраморами, скарнами, офикальцитом, кальцифирами, щелочнополевошпатовыми породами, измененными долеритами, туфами, базальтами и др. Форма рудных тел неправильная, встречаются слабо оруденелые либо безрудные участки.

2.4. Выводы к главе 2

В общих чертах, Хараелахская интрузия, с которой связано Октябрьское месторождение, похожа на другие рудоносные дифференцированные интрузии в регионе. Однако отличительными особенностями рассматриваемого объекта являются: 1) широкое развитие метасоматических и метаморфических пород контактового ореола, который превышает мощность самой интрузии; 2) развитие в породах контактового ореола прожилково-вкрапленного оруденения, являющегося вторым по значимости по содержаниям сульфидов после массивных руд.

ГЛАВА 3. ФАКТИЧЕСКИЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

3.1. Образцы для исследований

Фактический материал представлен керном скважин, отобранным автором во время эксплуатационного бурения на Октябрьском месторождении в период 2018-2019 гг. и каменным материалом, отобранным во время экспедиции в Норильск в 2019 г. На первом этапе проводилась визуальная диагностика образцов и выбирались представительные образцы для последующих аналитических работ. Структуры и текстуры пород и руд образцов соответствуют описанным ранее. Общая информация о типах руд, минеральный состав, концентрации рудных элементов описаны в многочисленных монографиях и журнальных публикациях, а также в производственных отчетах, посвященных PGE-Cu-Ni рудам норильско-талнахского региона. Ввиду этого кроме стандартных методов исследования (методы минераграфии, исследования прозрачных шлифов, сканирующая электронная микроскопия) были использованы методы, представленные в меньшем количестве исследований либо не представленных вовсе (in-situ U-Pb датирование нециркониевых минералов, определение элементов примесей методом LA-ICP-MS).

3.2. Методы исследований

Исследование прозрачных шлифов в проходящем свете и аншлифов в отраженном свете были выполнены с использованием микроскопа Olympus BX-51 с функциями проходящего и отражённого света. Фотографии шлифов получены с помощью этого микроскопа и фотоаппарата Olympus (Иркутск, Институт геохимии им. А.П. Виноградова).

Анализ основных элементов в сульфидах и породообразующих минералах и изображения в обратно рассеянных электронах (BSE) были получены с использованием сканирующих электронных микроскопов (SEM) TescanVega 3 SBU и Hitachi SU-70, оснащенных энергодисперсионными спектрометрами (EDS) Oxford Instruments (Абингдон, Великобритания) с системой микроанализа на базе Aztec в Томском политехническом университете (Томск, Россия) и в университете Тасмании (Хобарт, Австралия) соответственно. Условия работы: режим высокого вакуума ($<9 \cdot 10^{-3}$ Па) при ускоряющем напряжении 20 кВ и с расстоянием 15 мм.

Концентрации ^{29}Si , ^{55}Mn , ^{59}Co , ^{60}Ni , ^{65}Cu , ^{66}Zn , ^{77}Se , ^{95}Mo , ^{107}Ag , ^{111}Cd , ^{118}Sn , ^{125}Te , ^{205}Tl , ^{208}Pb , ^{209}Bi в халькопирите определялись в полированных аншлифах методом LA-ICP-MS в лаборатории минерального анализа Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (Москва, аналитик Абрамова В.А.) (Приложение 1). Система LA-ICP-MS состоит из квадрупольного масс-спектрометра Thermo X series2, оснащенного лазером New Wave 213. Выбранные изотопы не содержат значительных изобарных и молекулярных наложений.

Для внешней калибровки использовались стандартные эталонные материалы UQAC FeS-1 (Университет Квебека в Шикутими, Канада), GSD-1G и STD GL-3, изготовленные из природного сульфидного порошка и легированные микроэлементами. Полиметаллический сульфид MASS-1 (USGS) был использован в качестве внутреннего стандарта.

Анализы LA-ICP-MS проводились при диаметре пучка 80 мкм для точечных измерений и 40–65 мкм для измерений по линии, частота лазера 15 Гц, плотность энергии 5–7 Дж/см², скорость абляции 7 мкм/с по линии. Газ-носитель состоял из смеси гелия (0.7 л/мин) и аргона (0.85 л/мин). Время регистрации сигнала при точечном измерении составляло 30 с для фона, 60 с для анализа фазы и 30 с для анализа холостого газа между измерениями. При измерении вдоль линии время регистрации фона составляло 30 с. Материал регистрировался с помощью ICP-MS, работающего в режиме с временным

разрешением, с использованием режима «скачок пика» и времени выдержки 10 мс/пик на элемент.

Количественное определение содержаний микроэлементов проводили с помощью программного обеспечения Iolite 2.5. В качестве внутреннего стандарта было использовано содержание железа, определенное с помощью SEM-EDS. Для вычисления содержания элементов по линиям использовались участки вдали от контактов минеральных фаз друг с другом. В случае обнаружения микровключений в спектрах LA-ICP-MS соответствующая часть спектра исключалась из расчета. Пределы обнаружения LA-ICP-MS были рассчитаны как три сигма, умноженные на фоновые значения для холостого газа. Кремний использовался как контрольный элемент для исключения силикатных включений.

На рисунке 3.1 показаны репрезентативные линии лазерной абляции, совмещенные с фотографиями BSE. Отчетливо видно, что халькопирит (Ccp), пентландит (Pn) и пирротин (Po) легко распознаются исходя, во-первых, из разной степени контрастности в режиме BSE, во-вторых, по форме спектров ICP-MS.

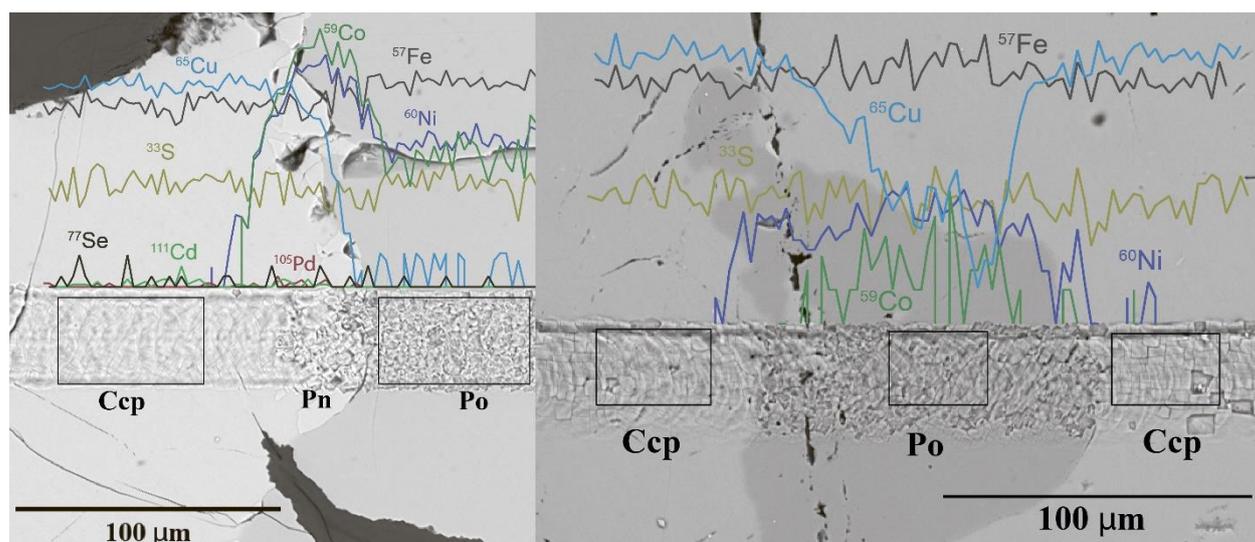


Рисунок 3.1. Пример двух репрезентативных профилей LA-ICP-MS, совмещенных с фотографиями BSE. Прямоугольниками выделены участки спектров, использовавшихся для расчета концентраций.

Для проведения процедуры кластеризации и построения деревьев классификации была использована свободная среда разработки RStudio. Для визуализации данных были подключены следующие библиотеки: «ggplot2» (для построения скрипичных диаграмм), «cluster» для кластерного анализа, «pvclust» для построения деревьев классификации и «psy» для построения корреляционных таблиц и бинарных диаграмм (<https://cran.r-project.org> (R для Windows vR-4.0.2)).

U-Th-Pb геохронологические данные для апатита, титанита, перовскита и граната и содержания микроэлементов (для титанита и граната) были получены в университете Тасмании (Хобарт, Австралия) на квадрупольном ICP-MS Agilent 7900, соединенном с когерентным эксимерным ArF лазером (COMPex Pro 110), работающим на длине волны 193 нм, с длительностью импульса ~ 20 нс. Использовалась ячейка для абляции RESOLUTION/Laurin Technic S155 с постоянной геометрией. Все минералы с соответствующими эталонными материалами были подвергнуты абляции с размером пучка лазера ~ 29 мкм при 5 Гц и плотности энергии лазера ~ 2 Дж/см². Все аналитические данные были получены в ходе одной сессии. Предварительно перед каждым анализом выбранный участок обрабатывался пятью лазерными импульсами для удаления возможных загрязнений. Анализ холостого газа занимал около 10 с, время абляции – ~ 30 с. Содержания элементов-примесей были получены в тех же точках, что и геохронологические данные. Производилось измерение следующих изотопов – ³¹P, ⁴³Ca, ⁵⁶Fe, ¹⁴⁰Ce, ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th и ²³⁸U для апатита; ⁴⁹Ti, ⁵⁶Fe, ⁹¹Zr, ¹⁷⁸Hf, ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th и ²³⁸U для перовскита; ³¹P, ⁴⁹Ti, ⁵⁶Fe, ⁸⁹Y, ⁹¹Zr, ⁹³Nb, ¹³⁹La, ¹⁴⁰Ce, ¹⁴¹Pr, ¹⁴⁶Nd, ¹⁴⁷Sm, ¹⁵³Eu, ¹⁵⁷Gd, ¹⁵⁹Tb, ¹⁶³Dy, ¹⁶⁵Ho, ¹⁶⁶Er, ¹⁶⁹Tm, ¹⁷²Yb, ¹⁷⁵Lu, ¹⁷⁸Hf, ¹⁸¹Ta, ²⁰²Hg, ²⁰⁴Pb, ²⁰⁶Pb, ²⁰⁷Pb, ²⁰⁸Pb, ²³²Th и ²³⁸U для титанита и граната. Калибровка соотношения ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb была проведена с использованием эталонного стекла NIST610, проанализированного в тех же условиях, что и неизвестные образцы. Для калибровки микроэлементов также использовалось стандартное стекло NIST610 и ⁴⁹Ti и ⁵⁶Fe в качестве элементов внутреннего стандарта для титанита и граната соответственно.

Апатит OD306 [Thompson et al., 2016] использовался в качестве основного внутреннего стандарта для калибровки соотношений Pb/U и корректировки дрейфа прибора. Апатит McClure Mountain [Schoene and Bowring, 2006] и апатит 401 [Thompson et al., 2016] использовались в качестве вторичных геохронологических стандартных материалов и рассматривались как неизвестные (Приложение 2).

Для перовскита фракционирование с глубиной (down-hole fractionation), дрейф прибора и калибровка смещения масс для соотношений Pb/U и Pb/Th были рассчитаны с использованием циркона 91500 с значениями U-Pb возраста из работы [Horstwood et al., 2016] (Приложение 3). Сделано это было по причине отсутствия в настоящее время общепринятых геохронологических стандартов, пригодных для датирования перовскита U-Pb методом.

Для титанита и граната фракционирование с глубиной, дрейф прибора и калибровка смещения массы для соотношений Pb/U и Pb/Th были рассчитаны с использованием анализа эталонного титанита (100606) [Best, 2012]. Точность калибровки была проверена с использованием титанита Mount Dromedary (Приложение 4, 7).

Для обработки данных был использован Isoplot v. 4.15 [Ludwig, 2008]. Для определения U-Pb возраста минералов с высоким содержанием первичного свинца обычно используется диаграмма Тера-Вассербурга ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ vs. $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) [Tera and Wasserburg, 1972]. Если анализируемые минеральные зерна образуют хороший линейный тренд (т.е. дискордию), то можно получить время кристаллизации минерала, используя пересечение линии дискордии с кривой конкордии, так и исходный состав общего свинца в точке пересечения дискордии с осью $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (при $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb} = 0$). Альтернативный подход к вычислению возраста состоит в том, чтобы «заякорить» линию дискордии на известный состав $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, который может быть определен путем анализа этого отношения в минералах с высокими концентрациями свинца, таких как, например, сульфиды или полевые шпаты. Для проверки более рационального и корректного подхода были датированы in-situ 80 зерен апатита, отобранные из лейкогаббро интрузии Норильский 1

(Приложение 2). Именно возраст циркона из этих пород был определен с высокой точностью методом ID-CA-TIMS и составляет 251.813 ± 0.065 млн. лет [Burgess and Bowring, 2015]. Кроме того, в этих же породах было определено начальное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ по плагиоклазу, которое равно ~ 0.86 [Petrov, 2019]. В случае, если возраст и начальные $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ рассчитываются по дискордии (рис.3.2.A), рассчитанное значение возраста равно 258.3 ± 4.9 млн лет, а начальное отношение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.89$, что выше известных значений.

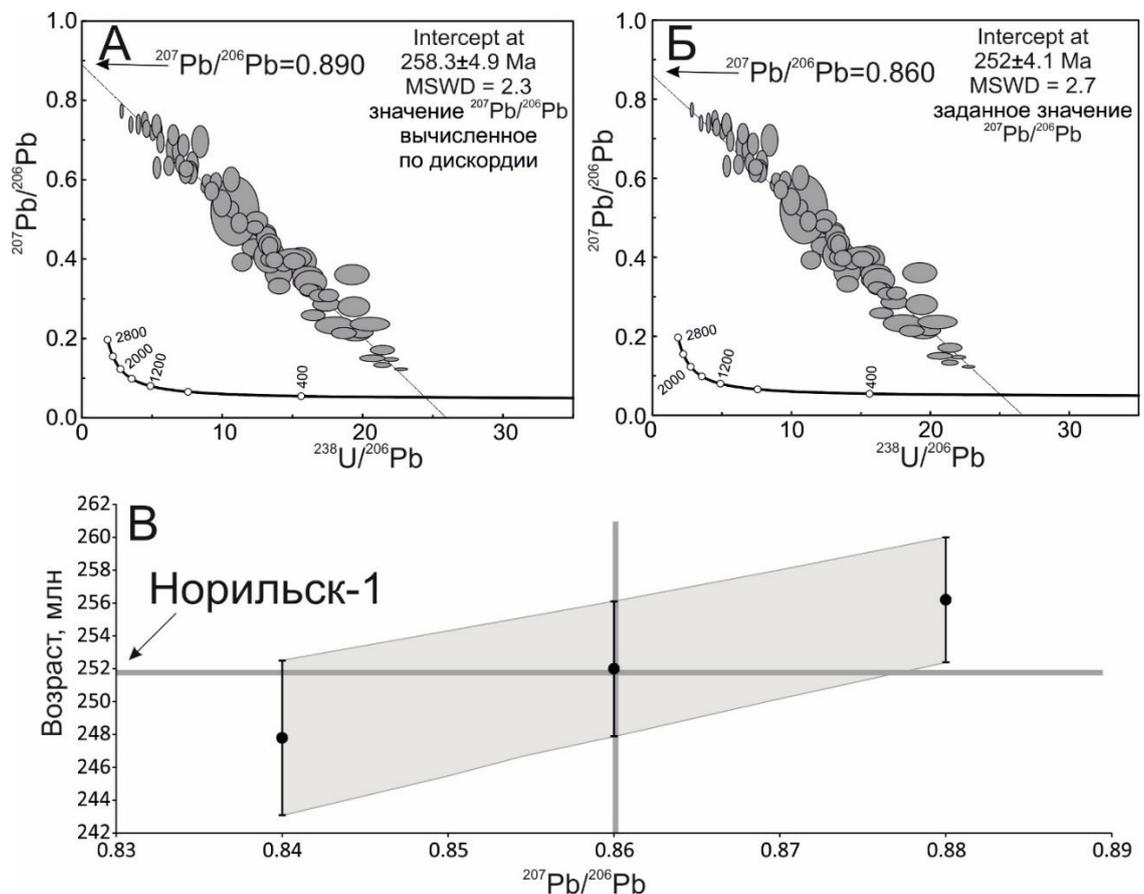


Рисунок 3.2. Зависимость возраста апатита от начальной концентрации свинца. А – первичные отношения свинца вычислены по точке пересечения дискордии с осью $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$; Б – изначальные отношения свинца заданы исходя из данных [Petrov, 2019]; В – график, иллюстрирующий зависимость расчетных значений возраста от принимаемых начальных изотопных отношений свинца.

В случае когда дискордия проходит через фиксированное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.86$ («заякорено»), итоговый возраст равняется 252.0 ± 4.1 млн лет (рис.3.2.Б), что в рамках аналитической неопределенности метода полностью согласуется с эталонным значением возраста, определенным ранее [Burgess and Bowring, 2015]. На рис.3.2С показано, что значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, равное 0.86, наилучшим образом корректирует возраст апатита для интрузии Норильск-1. Таким образом «заякоривание» на известное значение $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ дает наиболее точную коррекцию возраста. Этот метод использован в дальнейшем для оценки возраста минералов Октябрьского месторождения.

3.3. Выводы к главе 3

В данной работе используется комплекс аналитических методов, основанный на измерении состава примесей халькопирита, титанита и граната и измерении отношений урана и свинца *in-situ* при помощи LA-ICP-MS. Подобный подход исключает заражение проб во время пробоподготовки, позволяет анализировать непосредственно интересующие минералы и получать по ним представительные данные.

Для коррекции U-Pb возраста в минералах с высоким содержанием обычного свинца (титанит, апатит, гранат и перовскит) использовались данные о начальных отношениях свинца в безурановых минералах пород дифференцированных интрузий, взятые из литературы. Подобный подход с «заякориванием» по известному отношению изотопов свинца позволяет получать более надежные возрастныe определения, чем при использовании простого пересечения дискордии с конкордией.

ГЛАВА 4. МИКРОЭЛЕМЕНТНЫЙ СОСТАВ ХАЛЬКОПИРИТА РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ РУД ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

4.1. Халькопирит как индикаторный минерал

Халькопирит – основной рудный минерал меди, представленный на Октябрьском месторождении во всех типах руд – вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных. Обладая сквозным характером, он потенциально подходит для исследования поведения микроэлементов в процессе образования различных типов руд. Удобство использования халькопирита заключается в первую очередь в меньшем количестве микровключений других минеральных фаз и отсутствии изобарных и молекулярных наложений при проведении LA-ICP-MS анализа. Однако считалось, что использование данных микроэлементного состава халькопирита является в общем случае менее предпочтительным по сравнению с другими сульфидами (например, пирит, галенит, сфалерит, борнит) [Cook et al., 2011; Cook et al., 2009; George et al., 2015; George et al., 2016; Maslennikov et al., 2009; Meffre et al., 2008].

Ag, Zn, As, Se, Co и Pb обычно связаны с кристаллизацией халькопирита, тогда как Mn, In, Tl, Ga и Hg анализируются редко в силу низких концентраций [George et al., 2018]. Существуют отдельные публикации, где в халькопирите были измерены концентрации PGE [Barnes et al., 2006], однако подобные работы не носят систематического характера. По данным авторов [George et al., 2018] в халькопирите обнаруживается более широкий спектр микроэлементов, чем это обычно принято – Mn, Co, Zn, Ga, Se, Ag, Cd, In, Sn, Sb, Hg, Tl, Pb и Bi (рис. 4.1). Эмпирические данные для халькопирита различного генезиса, где элементы были бы измерены с требуемой точностью, редки. Среди последних работ можно отметить [George et al., 2018], где авторы исследовали концентрации широкого числа элементов примесей в халькопирите различного генезиса. Стоит отметить, что в этом исследовании представлена выборка довольно маленького объема (по несколько образцов

с каждого генетического типа месторождения). Более значительная выборка образцов используется в исследовании [Duran et al., 2019]. В ней авторы связывают высокие концентрации Ni с магматическим процессом, Cd – с гидротермальным, а Se, по их мнению, занимает неопределенное положение. Предложенная авторами диаграмма будет рассмотрена в соответствующем разделе.

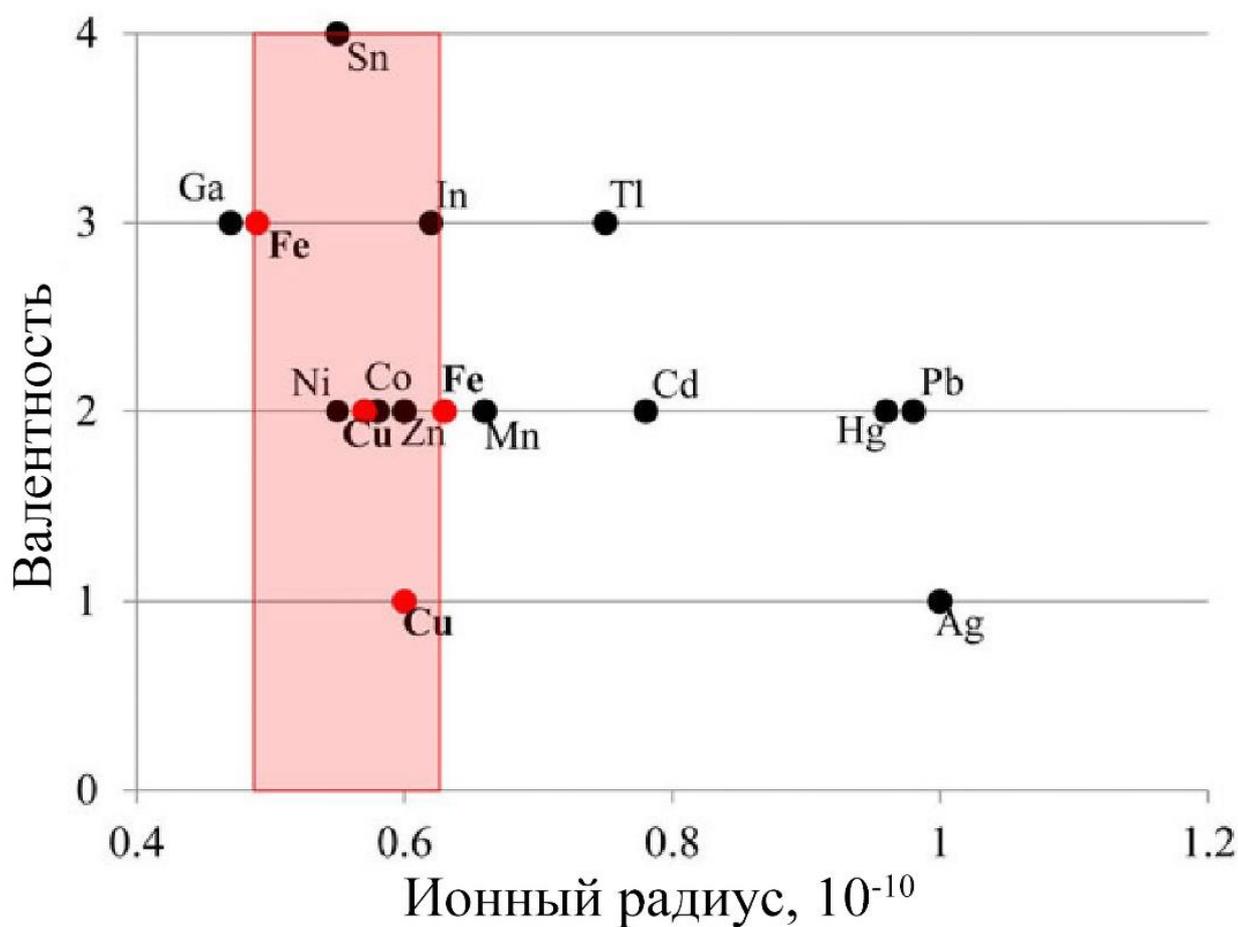


Рисунок 4.1 График, иллюстрирующий ионный радиус различных элементов в тетраэдрической координации в халькопирите (данные из [Shannon, 1976]). Красные точки – Fe^{3+} , Cu^{2+} , Cu^+ и Fe^{2+} . Выделенная красным область представляет собой зону, в которой элементы имеют идеальные ионные радиусы для включения в качестве изоморфной примеси в халькопирит [George et al., 2018].

4.2. Элементы-примеси в халькопирите Октябрьского месторождения

Для целей этой диссертационной работы были измерены концентрации 14 микроэлементов в халькопирите из прожилково-вкрапленных (46 анализов), вкрапленных (25 анализов) и массивных (16 анализов) руд (Приложение 1) согласно методике, описанной в Главе 3. Внешний вид некоторых образцов представлен на рисунках ниже (рис. 4.2, 4.3).

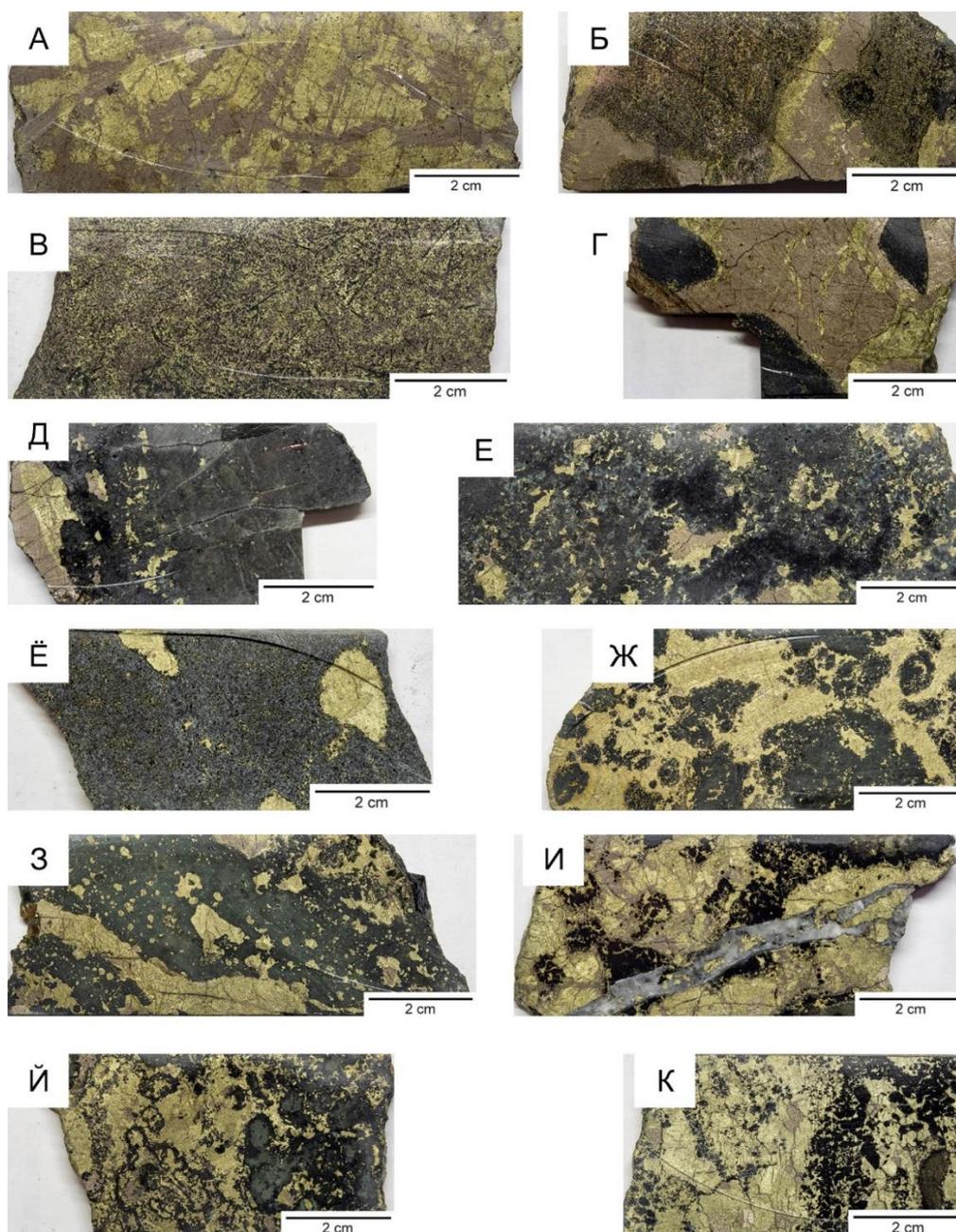


Рисунок 4.2 Образцы изученных руд Октябрьского месторождения: а, б – массивные пирроотиновые руды; в – массивная халькопиритовая руда; г – контактовый

габбродолерит; д – безоливиновый габбродолерит; е – пикритовый габбродолерит; ё-и – пирротин-халькопиритовая прожилково-вкрапленная руда.

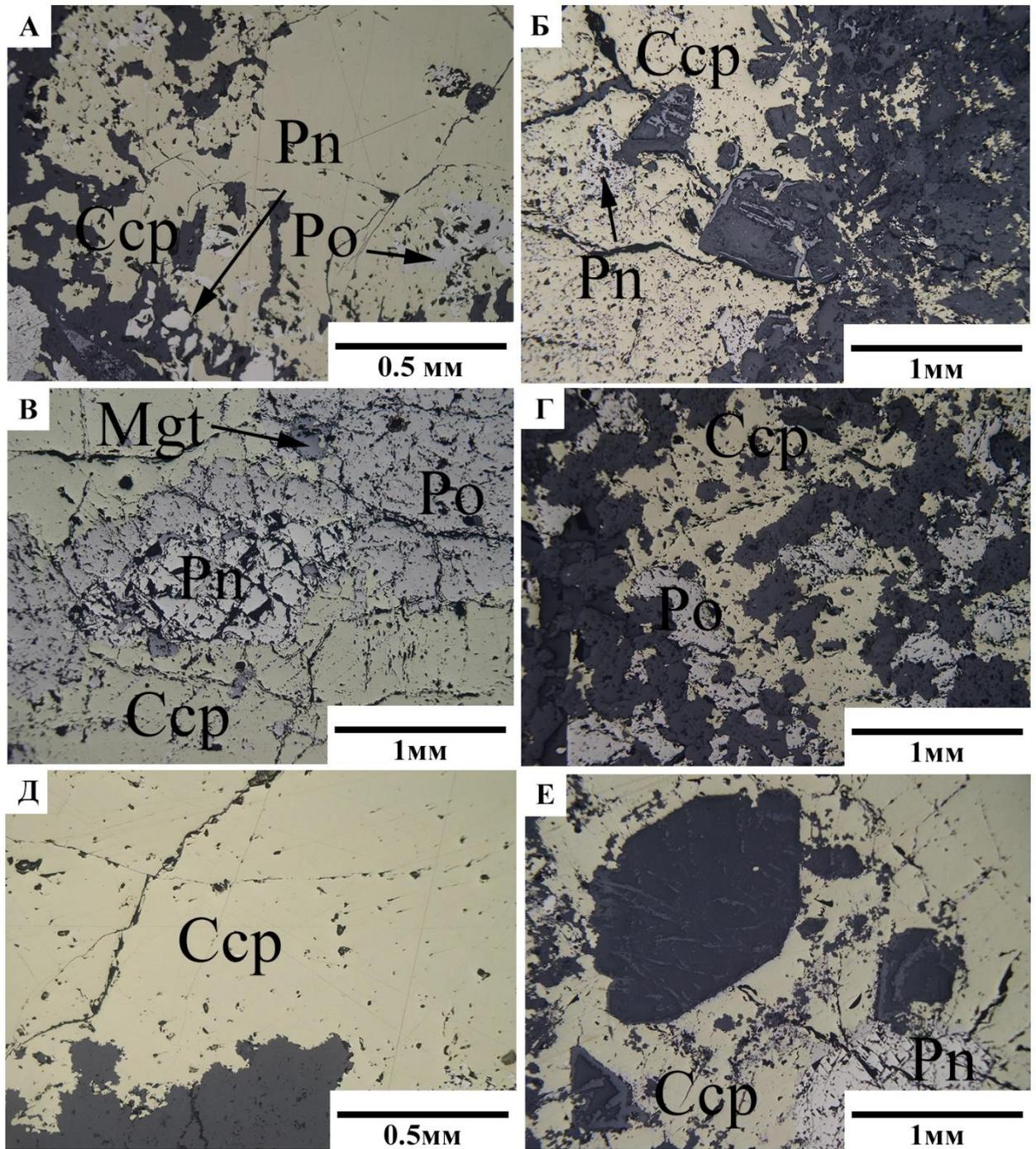


Рисунок 4.3. Образцы руд в отраженном свете. А, Б – вкрапленная руда, В, Г – массивная руда, Д, Е – прожилково-вкрапленная руда. Сср – халькопирит, Рп – пентландит, Ро – пирротин, Мgt – магнетит.

Зерна халькопирита отбирались из образцов руд и упаковывались в эпоксидную смолу. После шлифовки и полировки полученные препараты изучались на предмет включений и неоднородностей средствами сканирующей электронной микроскопии, намечались участки для будущего анализа LA-ICP-MS (рис. 4.3).

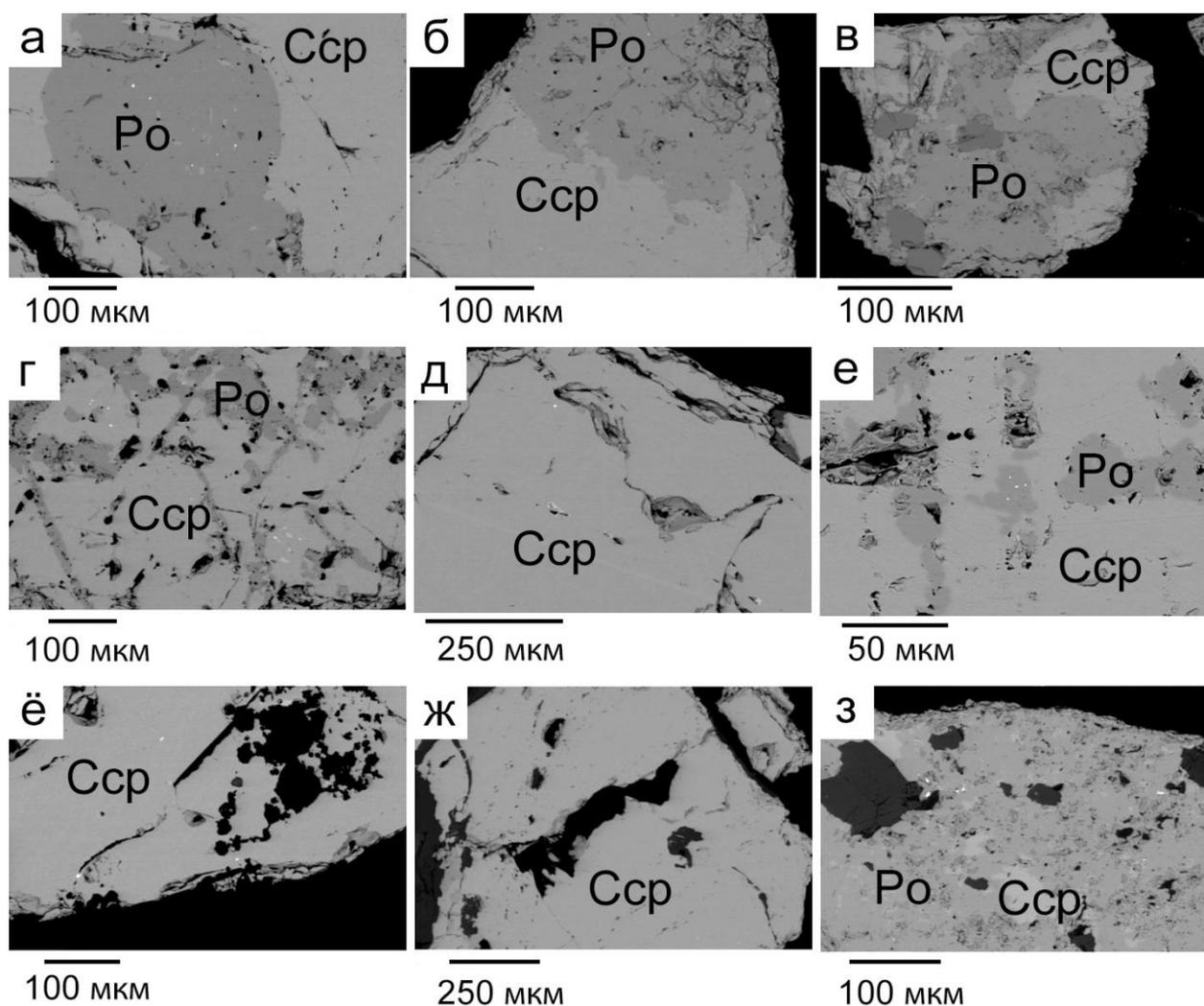


Рисунок 4.3. Фото BSE некоторых представительных участков халькопирита, исследованных методом LA-ICP-MS. Сср – халькопирит, Ро – пирротин.

Для визуальной оценки распределения элементов примесей в халькопирите были построены скрипичные диаграммы (violin-plot) с помощью пакета ggplot для R. Эта форма отображения данных наиболее удобна, так как включает в себя «ящики с усами» (box-plot) и кривую оценки плотности распределения (density-plot) (рис. 4.4). Концентрации микроэлементов в халькопирите трех главных типов руд Октябрьского месторождения

перекрываются между собой. Это наглядно демонстрируют скрипичные диаграммы (рис. 4.4) (данные о содержаниях элементов примесей даны в Приложении 1). Данный факт является довольно неожиданным, так как согласно различным гипотезам, обсужденным в разделе 1.2, массивные, вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды возникали различными способами.

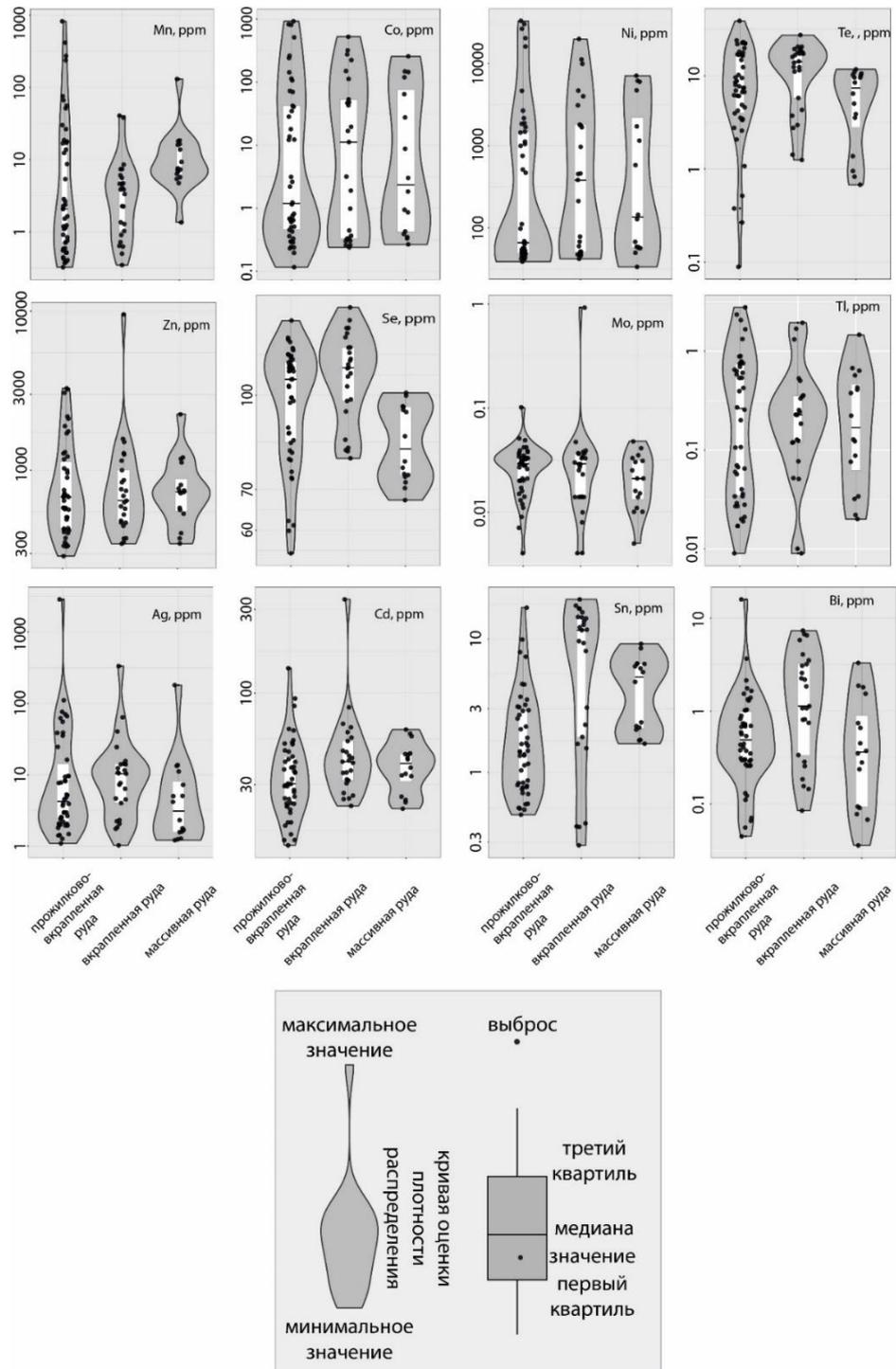


Рисунок 4.4 Скрипичные диаграммы для микроэлементов халькопирита из различных типов руд.

Применение дискриминационной диаграммы Se-Cd-Ni для халькопирита, предложенной [Duran et al., 2019], демонстрирует смешанные результаты (рис 4.5). Характеристические точки халькопирита из одних и тех же типов руд на графиках ложатся одновременно в гидротермальные и магматические области графиков. Что характерно, данные из работы [Mansur et al., 2020] для халькопирита из массивной руды Октябрьского месторождения также занимают положение в пределах двух полей графиков (рисунок 4.5Б). То есть, или предложенная дискриминационная диаграмма Se-Cd-Ni не работает для халькопирита Октябрьского месторождения, или халькопирит из одного и того же типа руд имеет разный генезис. Последнее представляется маловероятным.

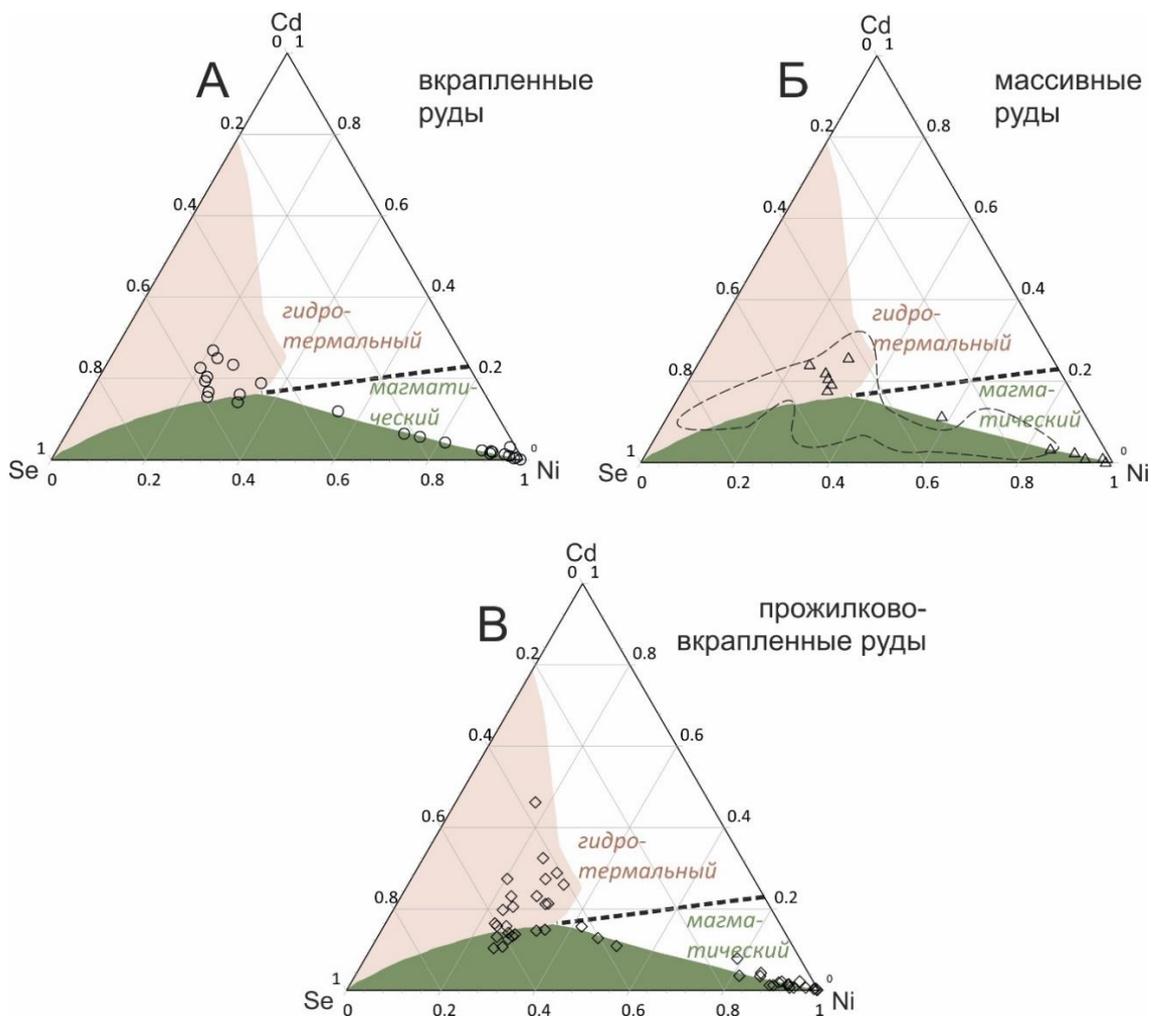


Рисунок 4.5 Треугольные диаграммы для халькопирита из различных типов руд. Пунктиром отмечено поле составов халькопирита из массивных руд из работы [Mansur et al., 2020].

Аналогичная ситуация с дискриминационной диаграммой Zn-Cd (рис. 4.6), которая была предложена в работе [George et al., 2018]. Поведение Zn и Cd в халькопирите из всех типов руд схоже, и на классификационной диаграмме они образуют одно поле составов. Аналогично ведут себя и данные, полученные для халькопирита из массивных руд [Mansur et al., 2020].

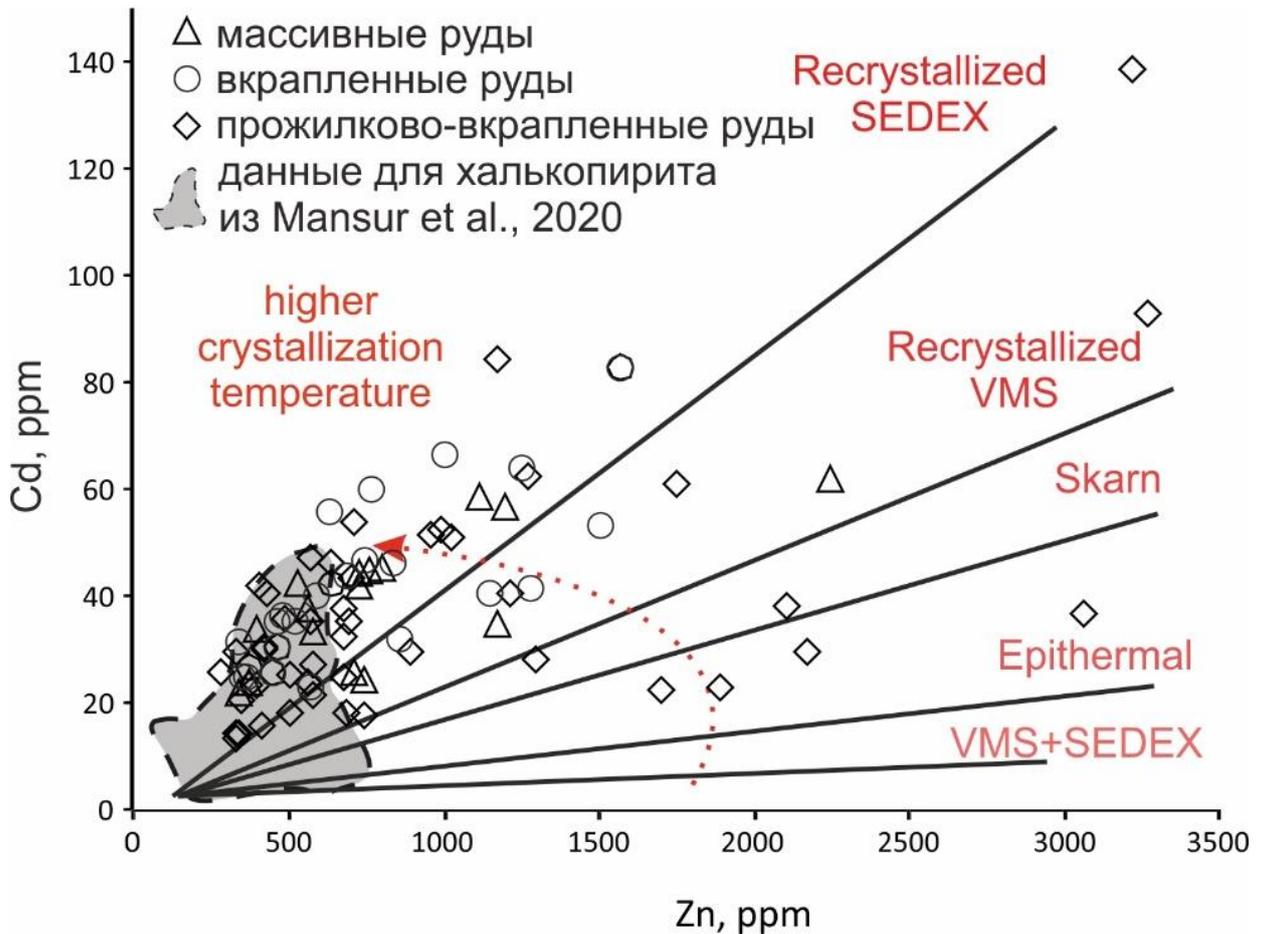


Рисунок 4.6 Дискриминационная диаграмма Zn - Cd из работы [George et al., 2018]. Серым полем отмечено поле составов халькопирита из работы [Mansur et al., 2020]. SEDEX – осадочно-эксталяционные, VMS – вулканогенными массивными сульфиды.

Таким образом, существующие на данный момент в литературе дискриминационные диаграммы не позволяют уверенно различать халькопирит из различных типов руд Октябрьского месторождения.

Другой стандартный подход заключается в нормировании концентраций элементов к кларку соответствующего элемента (например, к содержанию в хондрите, примитивной мантии, коре, определенной породе). Однако в данном случае и этот подход не доказывает свою эффективность. Так нормирование к среднему содержанию элементов в сульфидах MORB [Patten et al., 2013] не позволяет различить халькопирит из различных типов руд (рис. 4.7).

По-видимому, различные элементы могут демонстрировать сходное поведение в зависимости от того, какие минеральные ассоциации кристаллизовались вместе с ним.

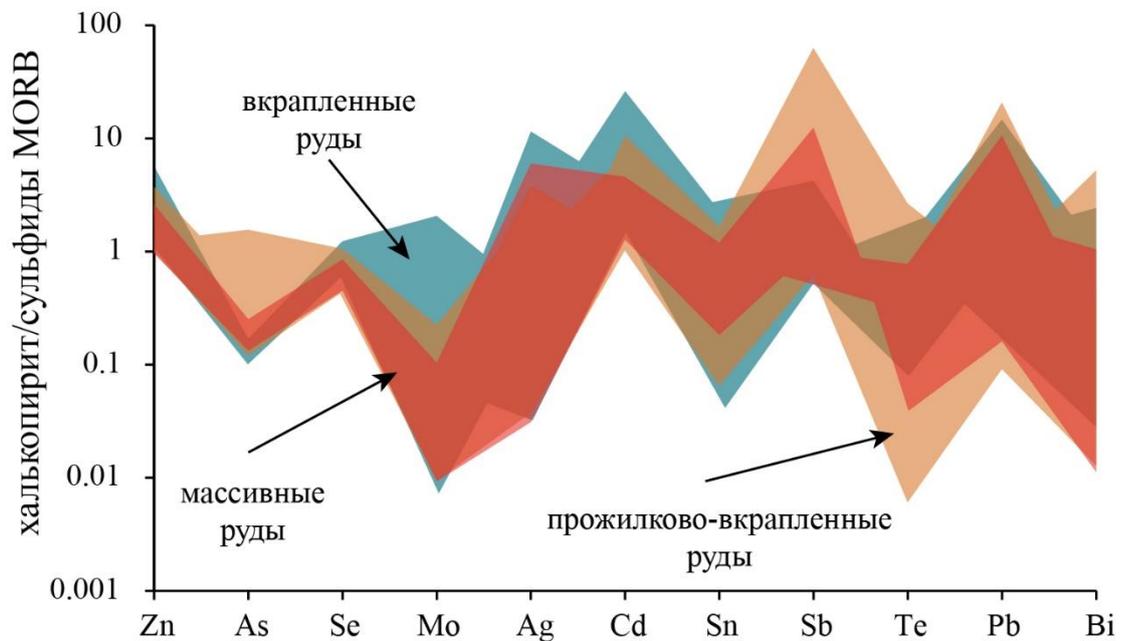


Рисунок 4.7 Мультиэлементная диаграмма для халькопирита из различных типов руд. Состав сульфидов MORB – среднее из работы [Patten et al., 2013].

Для проверки данной гипотезы был применен кластерный анализ (программное обеспечение указано в Главе 3), результаты которого показаны на (рис 4.8). Халькопирит из прожилково-вкрапленных, вкрапленных и массивных руд характеризуется четырьмя, двумя и тремя кластерами элементов с высокой степенью сходства соответственно. Кластеры некоторых элементов могут быть легко объяснены одновременной с халькопиритом кристаллизацией некоторых минеральных фаз, хотя может также

происходить некоторая ошибочная или ложная кластеризации (Таблица 4.1). Например, сложно объяснимы кластеры Ti-Sn, Ti-Mn-Mo и Mn-Ti-Zn-Ag для халькопирита прожилково-вкрапленных, вкрапленных и массивных руд соответственно. Поскольку кластерный анализ – это просто статистический инструмент, он неизбежно группирует элементы в кластеры, поведение которых не объясняется теми или иными геологическими процессами.

Другие кластеры, такие как Bi-Se-Te, Zn-Cd и Co-Ni в халькопирите прожилково-вкрапленных руд, Ag-Co-Ni-Sn-Bi-Tl-Pb-Zn-Cd-Se-Te в халькопирите вкрапленных руд и Co-Ni-Mo-Pb в халькопирите массивных руд объясняются присутствием минеральных фаз, наблюдаемых в этих типах руд, которые кристаллизовались совместно с халькопиритом (Таблица 4.1). Se и Te образуют кластеры во всех трех типах руд, потому что эти два элемента имеют в принципе сходное геохимическое поведение.

Из результатов кластерного анализа видно, что элементы-примеси в халькопирите из различных типов руд Октябрьского месторождения демонстрирует сложное поведение, и зачастую их вариации носят комплексный характер и зависят друг от друга. В этом случае для выяснения генетической принадлежности халькопирита к различным типам руд возможно использование классификационного метода, основанного на «дереве решений». Это стандартный статистический метод, доказавший свою эффективность, например, при классификации апатита, циркона, граната [Belousova et al., 2002a; Belousova et al., 2002b; Griffin et al., 2002; Griffin et al., 1999].

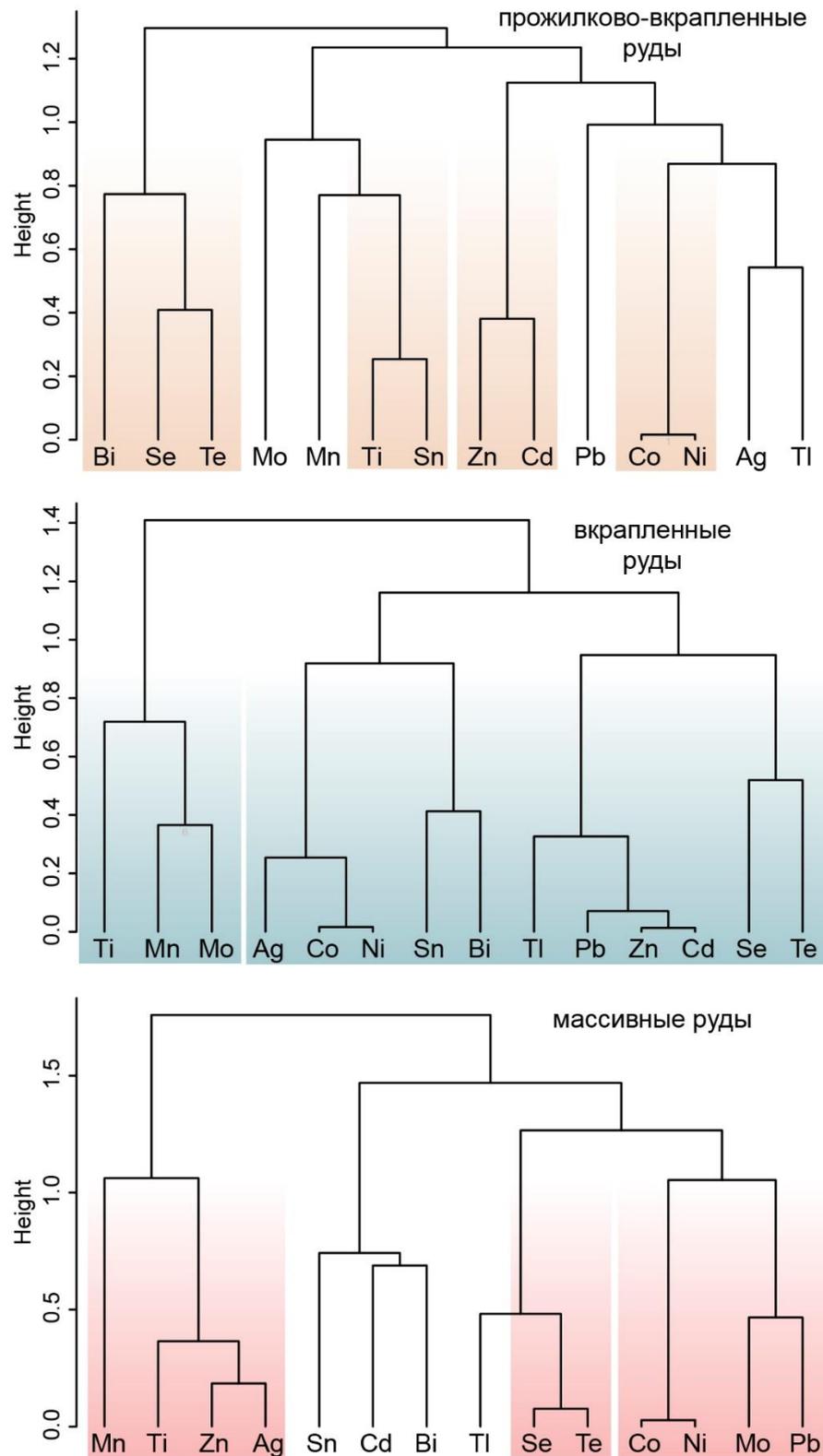


Рисунок 4.8 Результат кластеризации микроэлементов в халькопирите из прожилково-вкрапленных, вкрапленных и массивных руд Октябрьского месторождения. Цветами выделены группы элементов с высокой степенью сходства, которое было определено в результате работы алгоритма анализа.

Таблица 4.1 Результаты и интерпретация результатов кластерного анализа.

Типы руд	Кластеры элементов	Интерпретация
Прожилково-вкрапленная руда	Bi-Se-Te	Одновременная кристаллизация халькопирита с Bi-Te фазами изоморфизм Se и Te.
	Ti-Sn	Ошибочная кластеризация?
	Zn-Cd	Одновременная кристаллизация сфалерита с халькопиритом, изоморфизм Cd и Zn.
	Co-Ni	Одновременная кристаллизация пентландита и Co-пентландита с халькопиритом.
Вкрапленная руда	Ti-Mn-Mo	Ошибочная кластеризация?
	Ag-Co-Ni-Sn-Bi-Tl-Pb-Zn-Cd-Se-Te	Кристаллизация халькопирита из MSS.
Массивная руда	Mn-Ti-Zn-Ag	Ошибочная кластеризация?
	Se-Te	Изоморфизм Se и Te в халькопирите.
	Co-Ni-Mo-Pb	Одновременная кристаллизация пентландита, галенита, изоморфизм Pb, Mo и Co.

Суть метода заключается в построении «дерева решений», где в «узлах» располагается условие (в данном случае концентрация микроэлементов), от которого отходят «ветви», которые удовлетворяют/не-удовлетворяют условию. Для построения дерева классификации был отобран ряд элементов Se, Te, Cd, Pb. Выбор этих элементов осуществлен при помощи «проб и ошибок» и основан на оптимальном соотношении корректной классификации и минимального числа условий. В результате обработки данных с использованием выбранных элементов было получено следующее классификационное дерево (рис. 4.9). Данное классификационное дерево корректно разделяет халькопирит из различных типов руд с достоверностью ~86 % (отношение верно классифицированных зерен халькопирита к общему числу зерен в процентах).

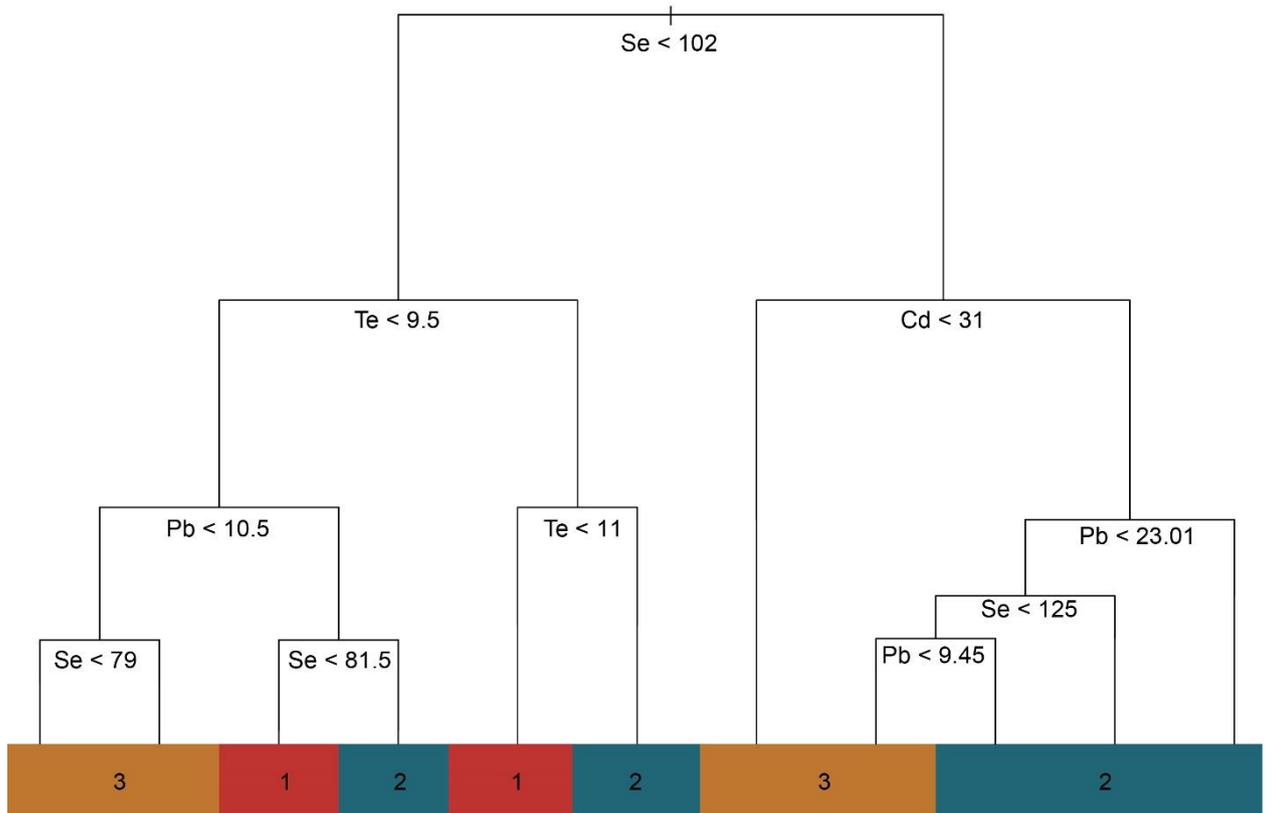


Рисунок 4.9. Предлагаемое дерево классификации. Разные цвета соответствуют различным типам руд; 1 – массивные руды, 2 – вкрапленные руды, 3 – прожилково-вкрапленные руды.

Использование полученного дерева классификации для отнесения халькопирита к одному из типов руд на независимых данных [Mansur et al., 2020] показывает 90% верных определений (в тестовой выборке весь халькопирит принадлежал массивным рудам). Это наглядно иллюстрирует, что классификация, предложенная в данном исследовании, работает по крайней мере для Октябрьского месторождения и не зависит от лаборатории, используемой для определения концентраций микроэлементов в халькопирите. Однако попытка использовать классификационное дерево на данных, приведенных в [Duran et al., 2019], дает только 50% совпадающих с типизацией халькопирита в этой статье, что равносильно случайной классификации. Данный факт наводит на мысль, что общие классификации, предложенные в данном исследовании или в работах [Duran et al., 2019; George et al., 2018], скорее всего зависят от типа конкретных месторождений.

Предложенный в этой работе классификационный алгоритм, вероятно, будет хорошо работать для месторождений норильского региона, но может быть неприменим для других типов месторождений (например, SEDEX или VMS). Однако всё же основной проблемой использования халькопирита для генетической классификации является ограниченный набор эмпирических данных по халькопириту. С одной стороны, данное исследование несколько восполняет существующий пробел, но с другой стороны, также иллюстрирует, что зачастую для выявления закономерностей необходимо использовать более сложные математические модели.

На основе предложенного дерева классификации и известных минеральных ассоциаций в различных типах руд можно выявить некоторые идеи относительно поведения элементов-примесей в халькопирите. Например, халькопирит вкрапленной руды в среднем богаче Cd и Pb, чем халькопирит двух других типов руд. Вероятно, это связано с тем, что исходный сульфидный расплав был богат этими элементами, а халькопирит кристаллизовался раньше галенита. Массивная руда, по-видимому, формировалась при агрегации сульфидных капель. Этот процесс шел уже после кристаллизации галенита, на что указывает в среднем более низкие концентрации Cd и Pb в халькопирите массивной руды по сравнению с халькопиритом вкрапленной руды. Экспериментально было показано, что охлаждение сульфидного расплава от 700 °C до 400°C приводит к увеличению отношения Cu/Pb в расплаве в 3 раза, что свидетельствует о кристаллизации галенита при более высоких температурах, чем халькопирит [Mavrogenes et al., 2013]. Что касается распределения Se и Te в халькопирите, считается, что Se однородно распределяется между твердым раствором моносulfида (MSS) и промежуточным твердым раствором (ISS), тогда как Te более тяготеет к ISS [Patten et al., 2013]. В связи с этим нет никакой разницы между халькопиритом вкрапленных и массивных руд с точки зрения этих элементов, потому что эти руды являются продуктом эволюции MSS. Халькопирит прожилково-вкрапленных руд в среднем беднее всеми элементами-примесями по сравнению с двумя другими типами руд. Это может

свидетельствовать о том, что прожилково-вкрапленная руда не является продуктом эволюции MSS и связана с другим процессом, например, ремобилизацией рудного вещества вследствие метаморфизма и метасоматоза.

4.3. Выводы к главе 4

Халькопирит является промышленным минералом меди, встречающимся во всех типах руд Октябрьского месторождения. К сожалению, количество работ, касающихся геохимии халькопирита и применения его микроэлементного состава для генетических построений, не так велико. На данном этапе можно сделать вывод о том, что наиболее значимым среди элементов-примесей них являются Se, Te, Cd и Pb. Использование данных о содержании этих элементов позволило создать «дерево решений», позволяющее устанавливать принадлежность халькопирита к различным типам руд.

ГЛАВА 5. ДАТИРОВАНИЕ МИНЕРАЛОВ ВЕРХНЕГО ЭНДО- И ЭКЗОКОНТАКТА ХАРАЕЛАХСКОЙ ИНТРУЗИИ

5.1. Петрографическая характеристика пород

Как было отмечено выше, все предыдущие U-Pb датировки Хараялахской интрузии выполнялись для циркона или бадделеита. Между тем в породах расслоенной серии широко представлены титанит, апатит, гранат и перовскит. Последние два минерала особенно актуальны для Октябрьского месторождения, так как присутствуют в эндо-экзоконтактах Хараялахской интрузии. Отдельно следует выделить перовскит, который встречается исключительно в прожилково-вкрапленных медно-никелевых рудах. Всего было отобрано 4 образца пород Октябрьского месторождения, представленных метасоматизированным роговиком (AM43), контактом габбродолерита и роговика (AM40), прожилково-вкрапленной рудой (AM19) и метасоматически измененным габброделеритом (AM18).

Образец AM43. Порода представляет собой метасоматически измененный роговик из верхнего контакта Хараялахской интрузии (рис. 5.1).

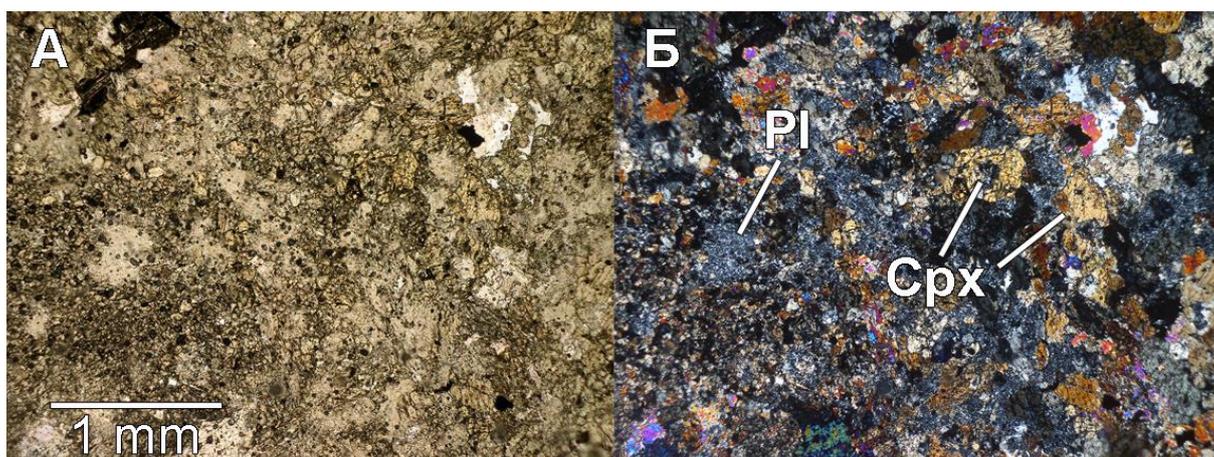


Рисунок 5.1 Образец AM43 – метасоматически измененный роговик из верхнего контакта Хараялахской интрузии. Pl – плагиоклаз, Crx – клинопироксен. А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

Минеральный состав: клинопироксен (50%), плагиоклаз (35%), эпидот (5%), сульфиды (5%), пренит (3%) и амфибол (2%). Акцессорные минералы представлены цоизитом, титанитом и апатитом. Последние два минерала использовались для U-Pb датирования. Плагиоклаз замещен соссюритом, пренитом, альбитом и хлоритом. На рис. 5.2 представлен внешний вид кристаллов апатита и титанита, датированных U-Pb LA-ICP-MS. У кристаллов титанита и апатита ровные, не корродированные границы, отсутствуют посторонние минеральные включения. Так же, в режиме BSE у исследованных минералов не наблюдается зональности.

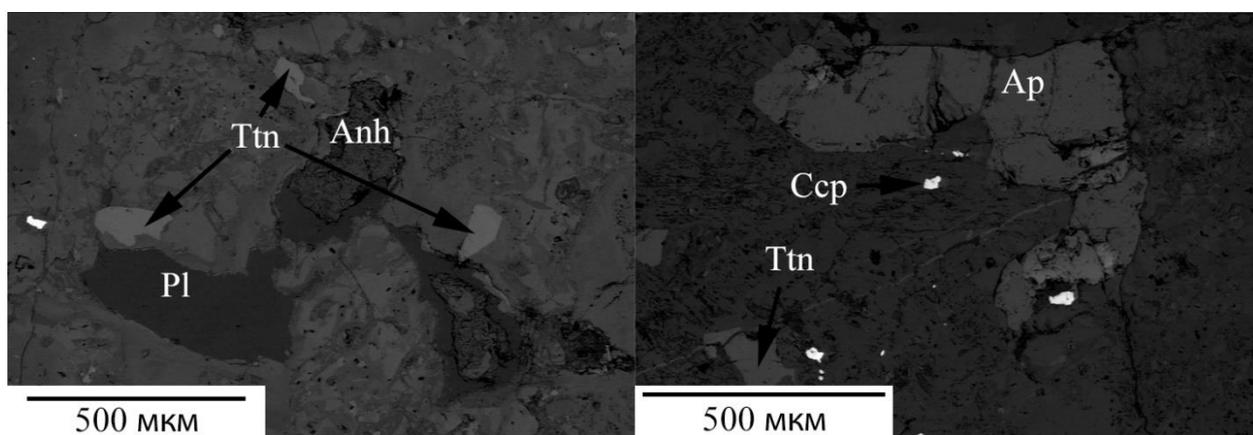


Рисунок 5.2 BSE изображение кристаллов титанита и апатита из образца AM43 (метасоматически измененный роговик). Ttn – титанит, Ap – апатит, Pl – плагиоклаз, Anh – ангидрит, Csp – халькопирит.

Образец AM40. Образец представлен контактом между массивным габбродолеритом и пироксеновым роговиком (рис. 5.3). Структура магматической части пойкилитовая, офитовая, с крупными кристаллами пироксена (0.5-2 мм) и плагиоклаза (0.5-1 мм). Основные минералы: клинопироксен (50%), плагиоклаз (30%), магнетит (5%). Единичные кристаллы: титанит и апатит. Эти минералы использовались для U-Pb датирования. Вторичные минералы хлорит (8%) и пренит (2%). Структура роговика пятнистая, текстура роговика гранобластовая, минеральный состав: клинопироксен (85%), плагиоклаз (10%), пренит (5%).

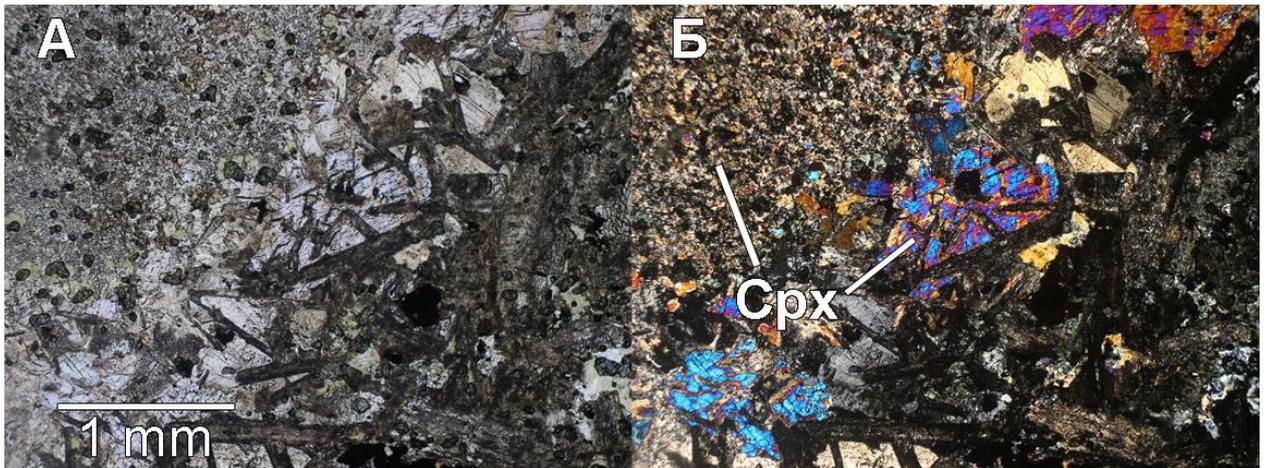


Рисунок 5.3. Образец AM40 – представлен контактом между массивным габбродолеритом и пироксеновым роговиком. Cpx – клинопироксен. А – николи параллельны, Б – николи скрещены.

На рис. 5.4 представлены кристаллы апатита и титанита, датированные U-Pb LA-ICP-MS. Края зерен неровные, часто корродированные, однако фазы титанита и апатита не содержат посторонних минеральных включений и однородны в режиме BSE.

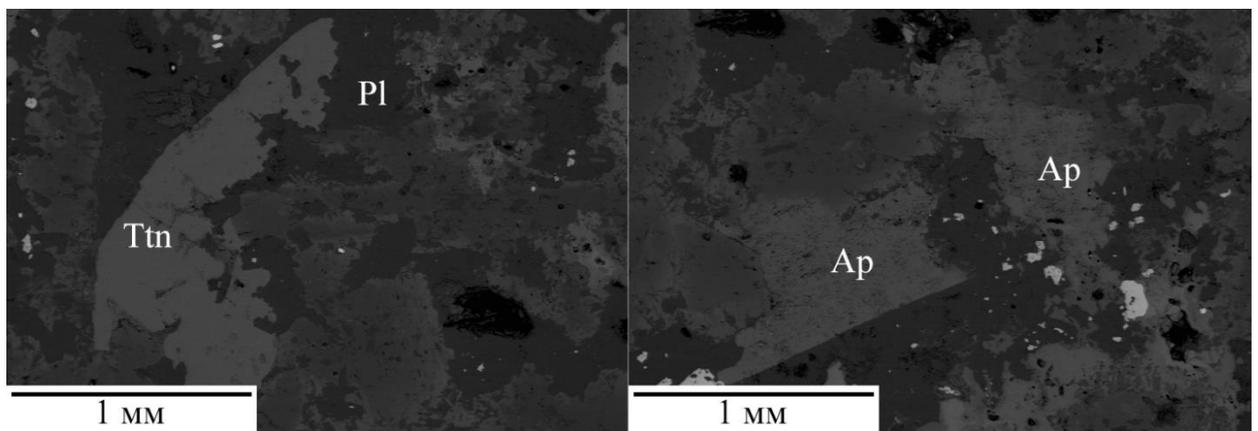


Рисунок 5.4. BSE изображение зерен титанита и апатита из образца AM40 (контакт массивного габбродолерита и пироксенового роговика). Ttn – титанит, Ap – апатит, Pl – плагиоклаз.

Образец AM19. Данный образец представлен прожилково-вкрапленной рудой. Вмещающей породой для сульфидных минералов является Mg-скарн верхнего

эндоконтакта интрузии. Силикатная матрица сильно изменена, вплоть до изотропного состояния, и не может быть диагностирована (наблюдаются лишь редкие реликты плагиоклаза), пропорции первичных минералов не могут быть оценены с помощью поляризационного микроскопа. Объем сульфидов составляет около 40 – 50 %. Минералом, представляющим интерес для целей U-Pb датирования в данном образце, является перовскит. Перовскит присутствует либо внутри сульфидов, либо ближе к границам зерен (рис. 5.5). Размеры кристаллов (0.05-0.1 мм), встречаются корродированные зерна.

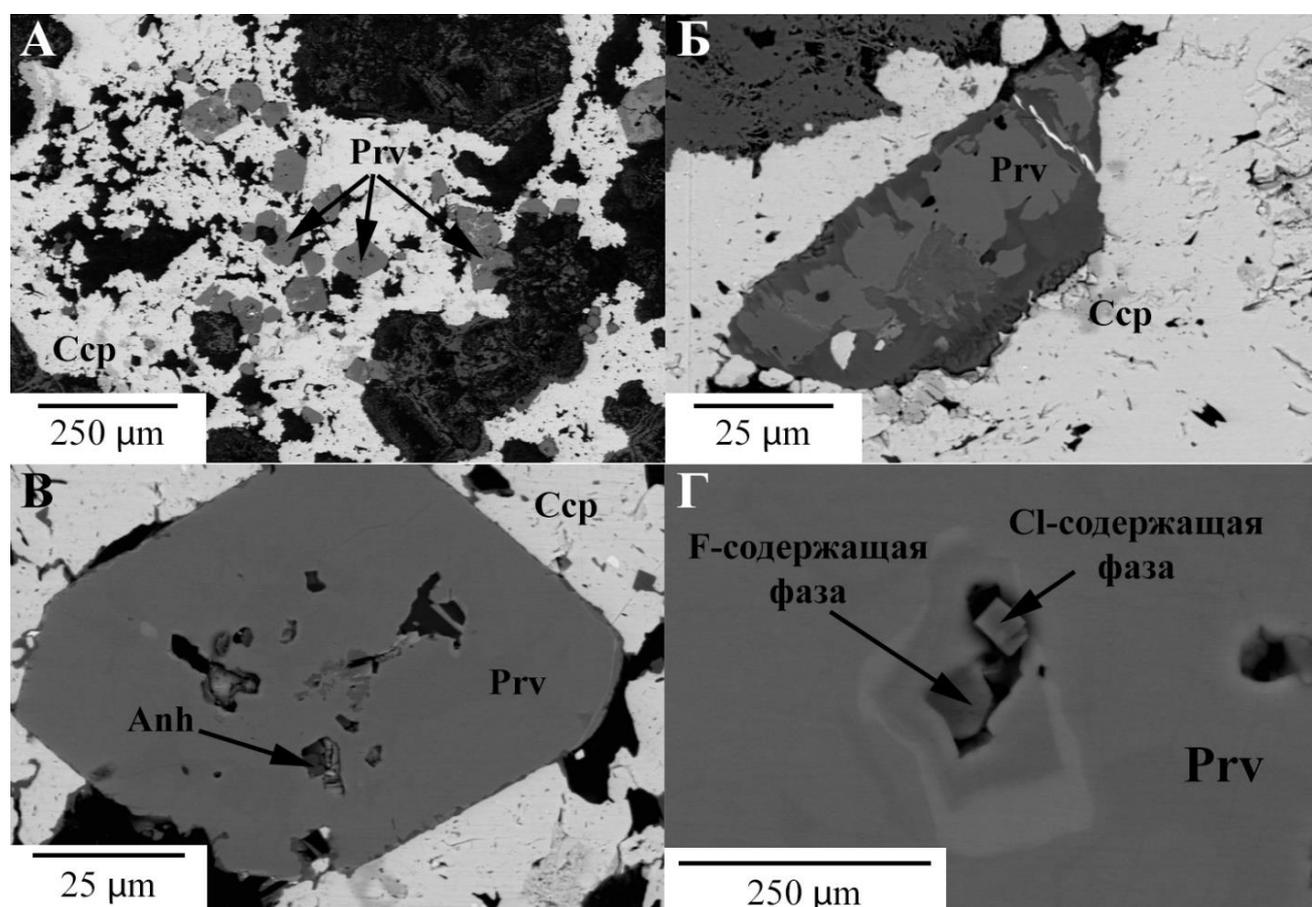


Рисунок 5.5. BSE изображение зерен перовскита из образца AM19 (прожилково-вкрапленная руда). Prv – перовскит, Ccp – халькопирит, Anh – ангидрит, F-содержащая фаза (возможно, флюорит), Cl-содержащая фаза (возможно, галит).

Необычно присутствие S, F, Cl содержащих фаз в качестве включений в кристаллах перовскита. Ввиду небольшого размера зерен данные фазы не могут быть надежно

диагностированы, но с большой долей вероятности можно считать, что они соответствуют ангидриту, флюориту и галиту. Ангидрит и галит являются распространенными минералами в хемогенных осадочных девонских породах. Факт нахождения данных минералов в качестве включений свидетельствует об образовании перовскита in-situ. В результате чего часть первоначальных минералов осадочных пород была захвачена и сохранилась в качестве включений в перовските.

Образец АМ18. Порода представлена измененным безоливиновым габбродолеритом с вкрапленной сульфидной минерализацией (около 15 % сульфидов, преимущественно халькопирита в ассоциации с Те-Vi-Pd фазами) (рис. 5.6). Основные породообразующие минералы представлены орто- и клинопироксеном (60%, размеры зерен около 0.2-0.7 мм), они частично замещены амфиболом (5%). Крупные кристаллы плагиоклаза (25%, 0.2-0.4 мм) замещены пренитом (3%). Также присутствует эпидот (4%), он приурочен к пироксену, амфиболу и широко представлен в сосюритовом агрегате. Помимо данных фаз присутствуют единичные карбонатные зерна. Гранат присутствует в виде зерен, заключенных в халькопирит. Включения халькопирита также обнаруживаются внутри граната, что указывает на их парагенетическую ассоциацию (рис. 5.7).

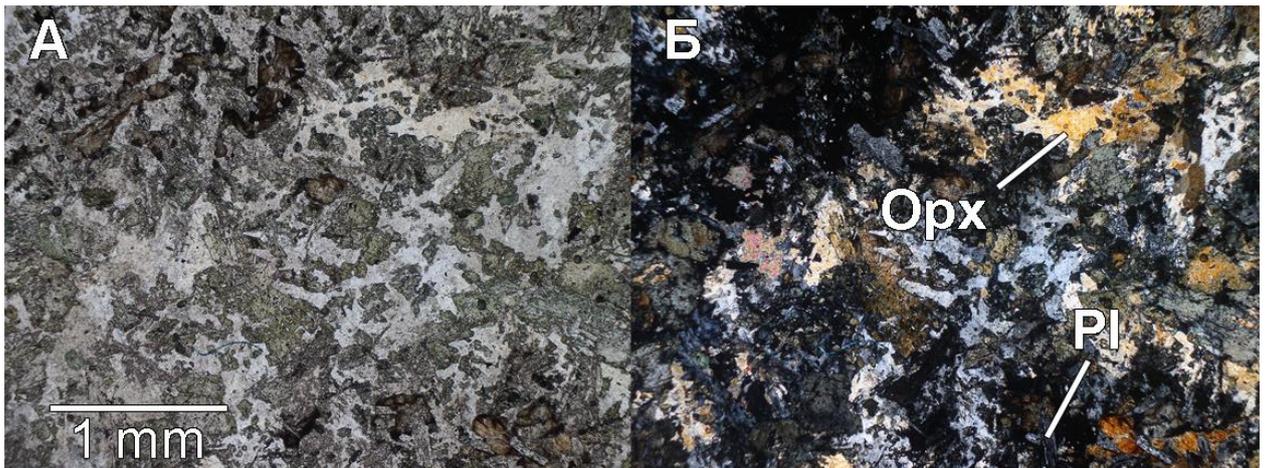


Рисунок 5.6 Образец АМ18 - представлен измененным безоливиновым габбродолеритом с вкрапленной сульфидной минерализацией.

Особо стоит отметить включения ангидрита, повсеместно обнаруживаемые в гранате. Это указывает на тот факт, что сульфидная минерализация в контактовом габбродолерите связана не с процессами ликвации, а с процессами метасоматоза. Т.е. шло одновременной формирование халькопирита, граната и ангидрита, последний, очевидно, является переотложенным из вмещающих толщ.

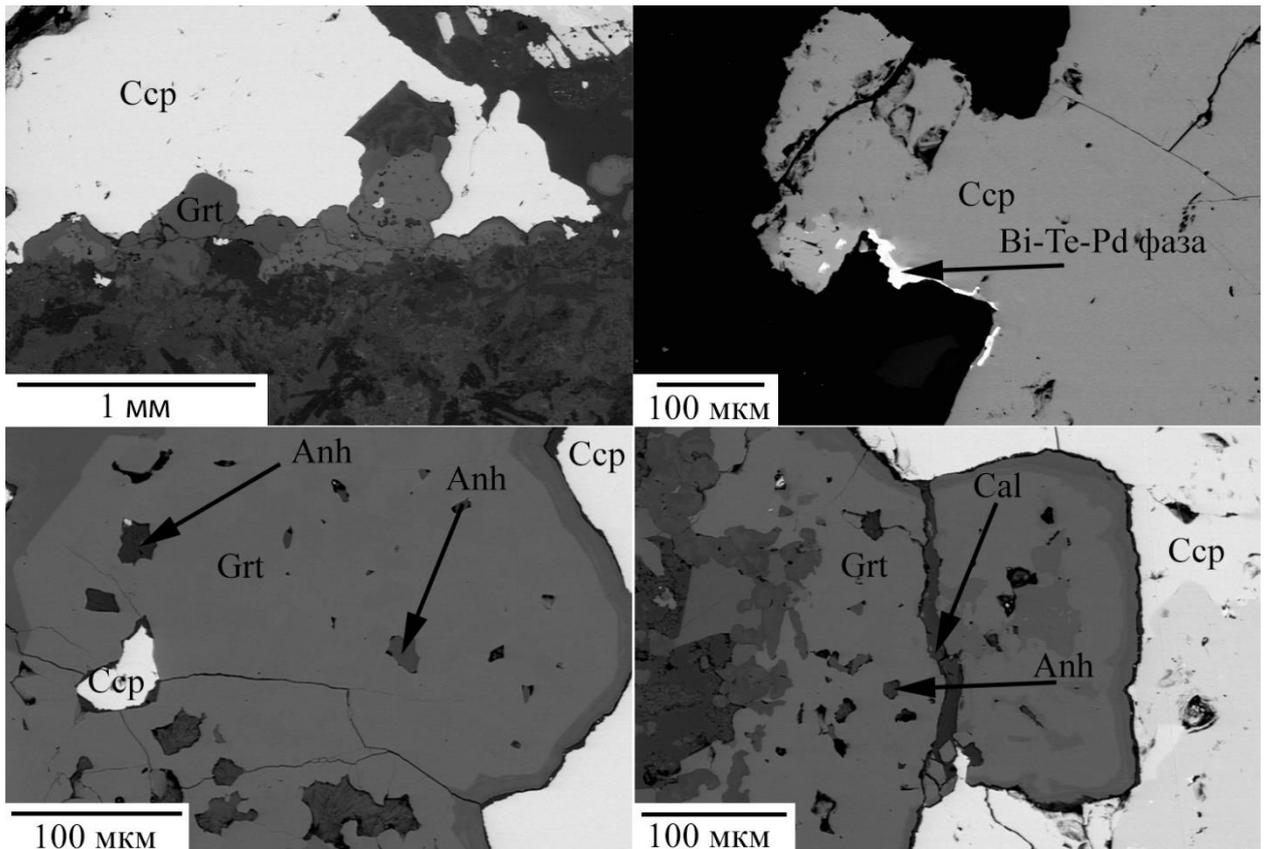


Рисунок 5.7. BSE изображение зерен граната из образца AM18 (измененный безоливиновый габбродолерит). Grt – гранат, Csp – халькопирит, Anh – ангидрит, Cal – кальцит.

5.2. Микроэлементный состав граната как показатель его метасоматического генезиса

В контактовом ореоле Хараелахской интрузии гранат является одним из распространенных минералов. Ранее в литературе микроэлементный состав граната из Хараелахской интрузии не приводился. Максимально близким к нему по возрасту является гранат из интрузивного комплекса Одихинча, который расположен в Маймеча-Котуйской провинции [Salnikova et al., 2019]. Являясь производным щелочных магм, гранат Одихинчи является контрастным по отношению к гранату из Хараелахской интрузии. В то время как гранат из Одихинчи является магматическим, гранат из ореола Хараелахской интрузии имеет метасоматическое (скарновое) происхождение, на что указывает макрокомпонентный состав (гроссуляр-андрадитового ряда), наличие включений ангидрита и кальцита (рис. 5.7), поведение РЗЭ (рис. 5.8).

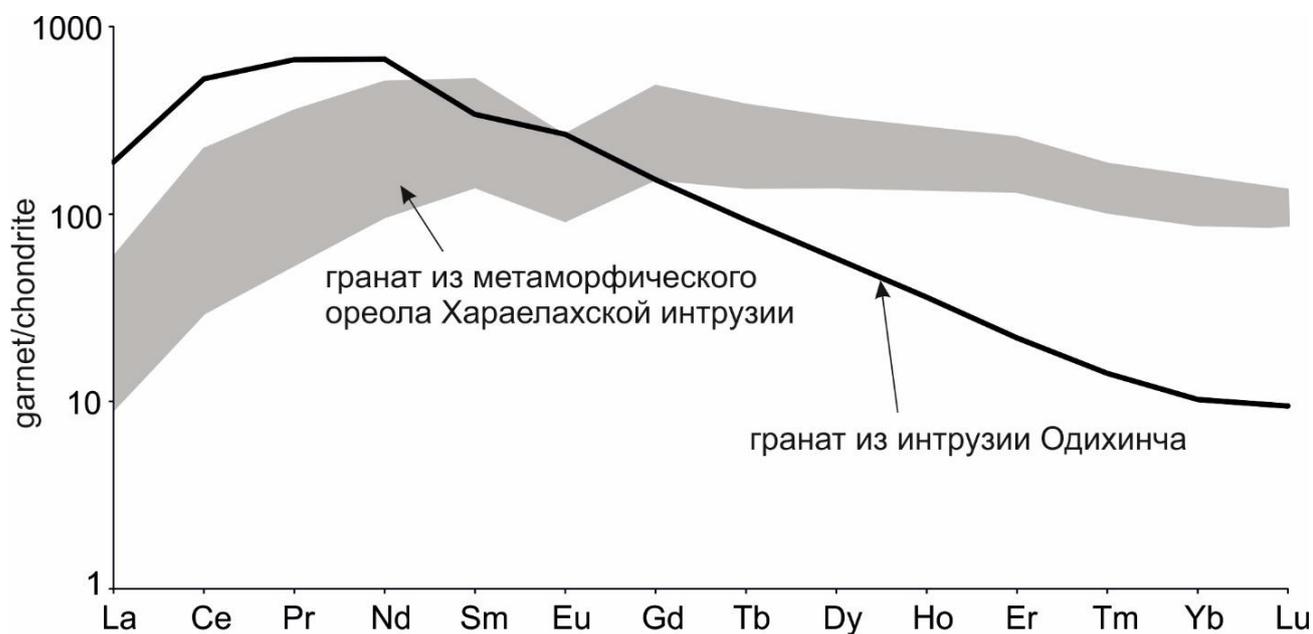


Рисунок 5.8. Микроэлементные диаграммы для состава РЗЭ кальциевого граната из Хараелахской интрузии и Одихинча (Сальникова и др., 2019). Нормирование по [McDonough and Sun, 1995].

Включение граната в халькопирите и одновременные включения халькопирита в гранате подтверждают, с одной стороны, их парагенность, а с другой – говорят о метасоматическом происхождении халькопирита.

5.3. Микроэлементный состав титанита как показатель температурных условий кристаллизации

Анализ содержаний элементов-примесей в титаните является мощным инструментом для понимания как его генезиса, так и восстановления термической истории вмещающих пород (Cao et al., 2015; Fallourd et al., 2014; Gao et al., 2012; Gao et al., 2011; Hayden et al., 2008; Li et al., 2010; Sun et al., 2012). Проанализированный титанит на диаграммах Nb/Ta – Th/U и Lu/Hf – Th/U образует два отчетливо различных поля составов (рис. 5.9).

Также на мультиэлементных диаграммах нормирования к хондриту, титанит из разных образцов имеет контрастные спектры составов (рис. 5.10). Титанит из контактового образца (AM40) имеет отрицательную европиевую аномалию, что, возможно, указывает на его одновременную кристаллизацию с плагиоклазом. Разброс значений концентраций для титанита из контактового образца незначительный, что, возможно, говорит о однородных условиях кристаллизации.

Напротив, титанит из метасоматически измененного роговика (AM43) имеет более широкий диапазон концентраций микроэлементов, что, вероятно, указывает на изменчивые процессы кристаллизации, неоднородность исходного субстрата, либо наложенные постмагматические процессы.

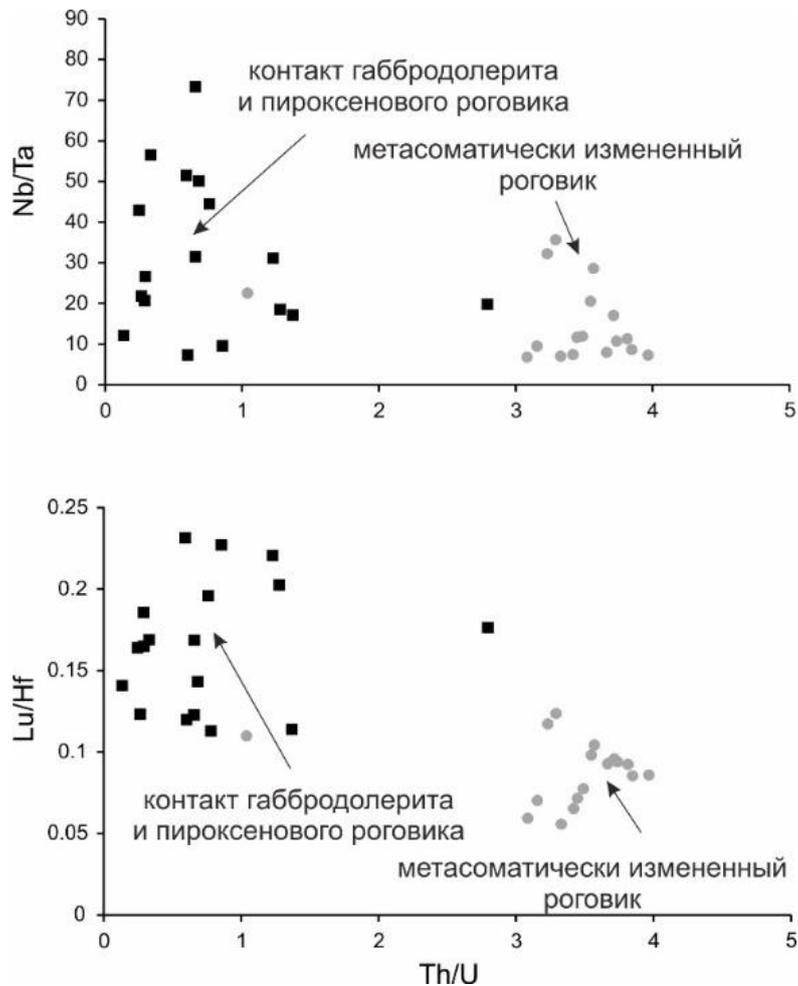


Рисунок 5.9. Зависимости $\text{Th/U} - \text{Nd/Ta}$ и $\text{Th/U} - \text{Lu/Hf}$ для титанита Октябрьского месторождения. Метасоматически измененный роговик – образец АМ43. Контакт габбродолерита и пироксенового роговика – образец АМ40.

С помощью информации о концентрации Zr в титаните можно оценить температуру его кристаллизации (термометр Zr -в-титаните) [Hayden et al., 2008]. Температура оценивалась в предположении, что давление во время кристаллизации составляло 1.5 кбар. Предполагаемое давление выбрано исходя из литостатического давления при мощности отложений над Хараелахской интрузией 4 км (такова максимальная наблюдаемая мощность туфолавовой толщи в норильском регионе). Погрешность рассчитанных температур составляет около ± 20 °C [Hayden et al., 2008].

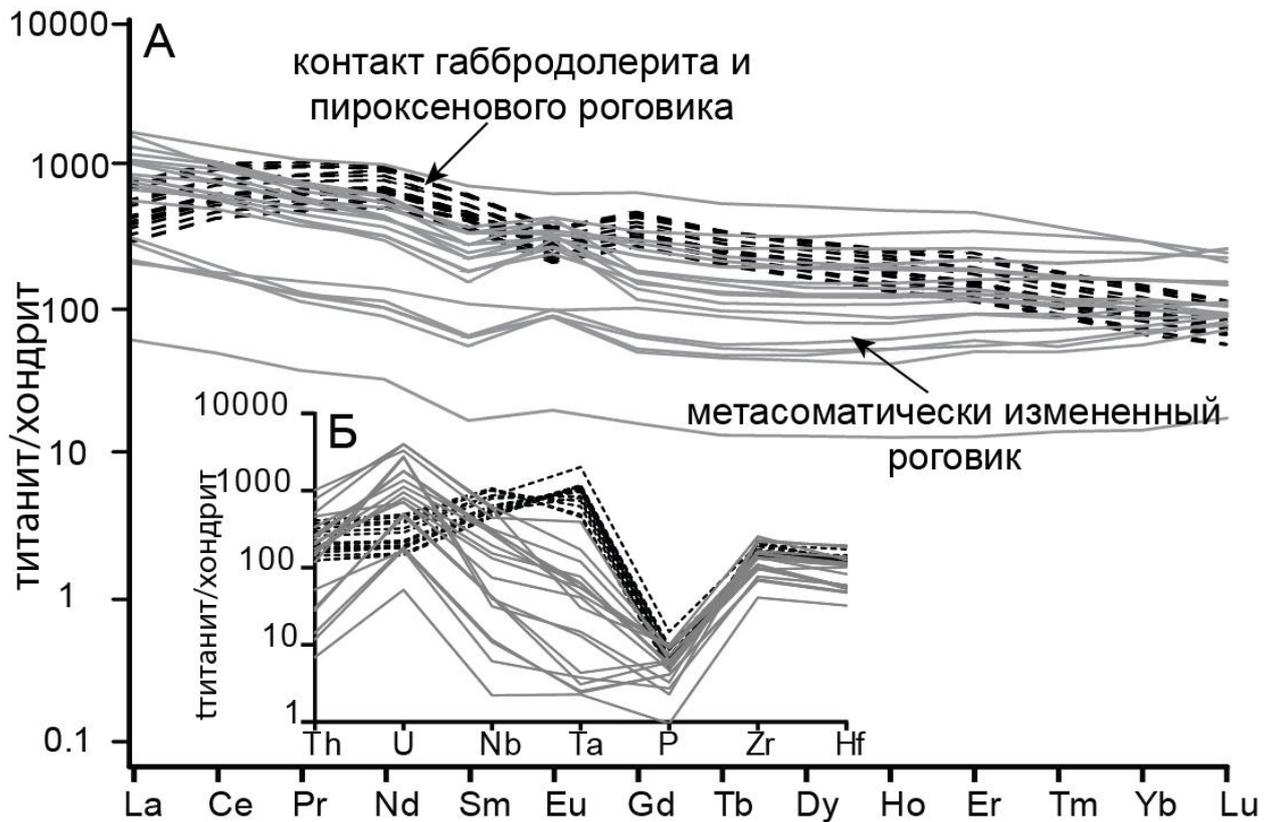


Рисунок 5.10. Мультиэлементная диаграмма для титанита Октябрьского месторождения. Состав хондрита по [McDonough and Sun, 1995]. Метасоматически измененный роговик – образец АМ43. Контакт габбродолерита и пироксенового роговика – образец АМ40.

Титанит из контакта габбродолерита и роговика показывает узкий диапазон температур кристаллизации от 720°C до 820°C , а титанит из метасоматически измененных роговиков – большие колебания температуры кристаллизации при меньших абсолютных значениях от 650°C до 820°C .

5.4 LA-ICP-MS in-situ U-Pb датирование титанита, апатита, граната и перовскита

Апатит - распространенный урансодержащий минерал в магматических и метаморфических породах [Belousova et al., 2002a]. Апатит начинает кристаллизоваться ввиду низкой емкости основных породообразующих минералов по отношению к фосфору

[Chew et al., 2011]. Это делает апатит значимым для целей U-Pb геохронологии [Chen and Zhang, 2018; Chen et al., 2019; Chew et al., 2011; Pochon et al., 2016], особенно в тех случаях, когда циркон или бадделлеит отсутствуют. По составу кристаллы апатита из образцов AM40 и AM43 различны, хотя все они относятся к апатиту, связанному с пневматолитовыми процессами [Серова, Спиридонов, 2018] (рис.5.11).

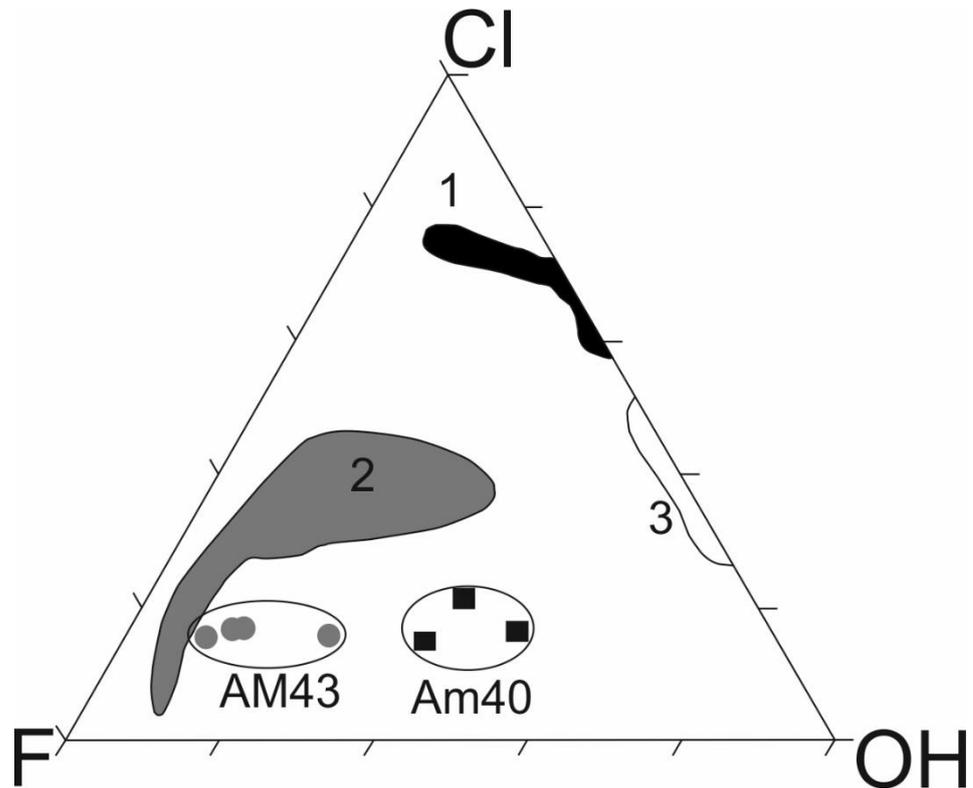


Рис. 5.11. Вариации Cl-F-ОН в апатите из Хараелахской интрузии и окружающего метаморфического ореола. Поля 1 и 3 соответствуют метасоматически-метаморфическому тренду, а поле 2 – пневматолитовому тренду [Серова, Спиридонов, 2018]. Сплошные квадраты – образец AM40 (контакт габбродолерита и пироксеновых роговиков), серые круги – образец AM43 (метасоматически измененный роговик).

Апатит был датирован *in-situ* в полированных аншлифах образцов AM40 и AM43, которые представляют собой контактовый образец габбродолерита и роговика и метасоматически измененного роговика соответственно. Изучаемый апатит содержит высокие концентрации обычного свинца. Ввиду этого была введена начальная поправка на свинец. Используя опубликованные данные [Petrov, 2019], начальное отношение

$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ для апатита из несодержащего сульфидное оруденение образца (АМ40) было принято за 0.8525 (оно соответствует $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ плагиоклаза рис. 5.12). Напротив, апатит в образце АМ43 находится в тесной ассоциации с сульфидами. По этой причине значения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ были приняты 0.855, соответствующие таковым в сульфидах вкрапленных рудах (рис. 5.12). Значения приведены в Таблице 5.1 (полные аналитические данные приведены в Приложении 2).

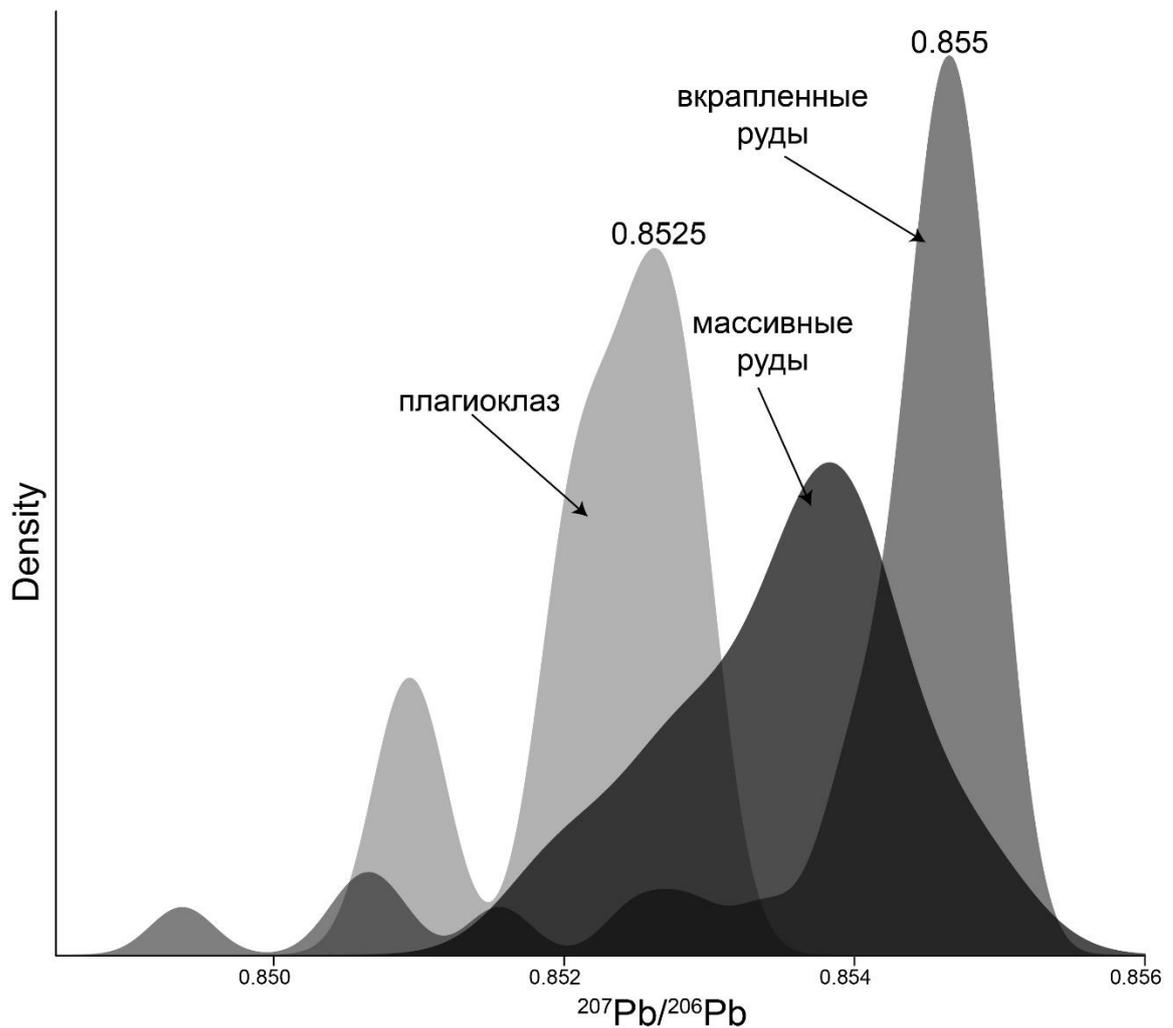


Рисунок 5.12. Кривые оценки плотности распределения отношений $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ в рудах и плагиоклазе Хараелахской интрузии [Petrov, 2019].

Таблица 5.1 Таблица отношений U и Pb в апатите из образцов АМ43 и АМ40

Номер анализа	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	+/-1 std err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+/-1 std err
АМ40 апатит				
1	18.8	0.3	0.230	0.005
2	11.5	0.3	0.468	0.008
3	8.1	0.2	0.584	0.009
4	8.9	0.2	0.578	0.010
5	7.7	0.2	0.611	0.009
6	9.3	0.2	0.542	0.013
7	11.1	0.2	0.494	0.008
8	7.2	0.2	0.619	0.009
9	9.8	0.2	0.537	0.008
10	8.5	0.2	0.587	0.012
11	7.2	0.2	0.607	0.015
12	12.0	0.2	0.452	0.007
13	7.6	0.2	0.618	0.009
14	8.1	0.2	0.589	0.012
15	7.2	0.2	0.618	0.009
16	7.3	0.1	0.618	0.011
АМ 43 апатит				
1	3.59	0.04	0.743	0.005
2	3.40	0.04	0.750	0.005
3	3.96	0.04	0.724	0.005
4	3.29	0.04	0.748	0.005
5	3.19	0.04	0.760	0.005
6	3.37	0.04	0.749	0.005
7	4.29	0.08	0.714	0.005
8	3.79	0.04	0.743	0.005
9	3.43	0.04	0.751	0.005
10	3.26	0.03	0.749	0.005
11	3.26	0.04	0.741	0.005
12	3.72	0.05	0.734	0.005
13	3.28	0.04	0.752	0.005
14	3.73	0.04	0.736	0.005
15	3.53	0.04	0.741	0.005
16	2.58	0.03	0.781	0.005
17	3.80	0.05	0.738	0.005
18	2.49	0.03	0.786	0.006
19	2.19	0.03	0.789	0.006
20	3.19	0.04	0.751	0.006
21	1.61	0.02	0.801	0.006

Возраст пересечения конкордии с дискордией составляет 258.2 ± 4.5 и 247.9 ± 5.1 для апатита из образцов AM40 и AM43, соответственно (рис. 5.13).

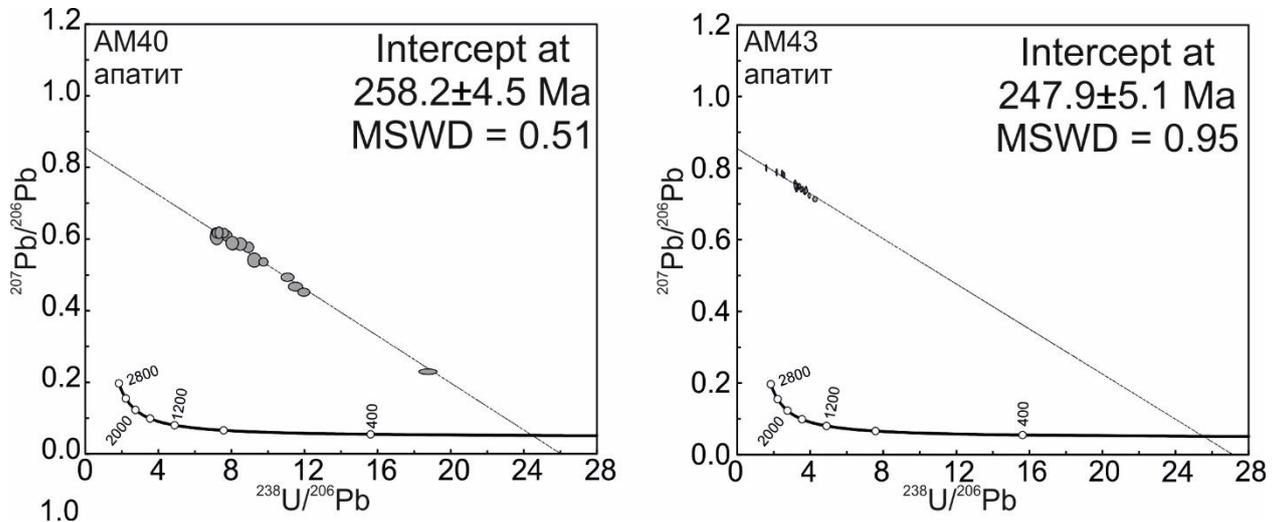


Рисунок 5.13. Диаграммы Тера-Васербурга для апатита Октябрьского месторождения.

Титанит – распространенный Ti-содержащий минерал на Октябрьском месторождении. Он встречается в магматических, метасоматических и метаморфических породах. Титанит используется в U-Pb геохронологии ввиду относительно высокой температуры закрытия ($600\text{-}700$ °C) [Cherniak, 1993; Scott and St-Onge, 1995; Sun et al., 2012]. Он используется для определения возраста пород различного состава [Cao et al., 2015; Fallourd et al., 2014; Fu et al., 2016; Sun et al., 2012]. В таблице 5.2 приведены уран свинцовые отношения для исследованного титанита. Полные аналитические данные приведены в Приложении 4. Отношения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ для титанита из образца AM40 (контакт габродоллерита и роговика) находятся вблизи конкордии (рис. 5.14). Таким образом вычисленный возраст практически не зависит от допущения об изотопном составе обычного свинца.

Таблица 5.2 Изотопные отношения U и Pb в титаните из образцов AM40 и AM43

Номер анализа	238U/206Pb	+/-1 std err	207Pb/206Pb	+/-1 std err
AM40				
1	24.5	0.9	0.063	0.007
2	25.0	1.9	0.054	0.016
3	23.5	1.8	0.049	0.018
4	27.6	2.1	0.041	0.014
5	26.5	2.1	0.096	0.028
6	25.2	2.0	0.064	0.015
7	25.3	1.3	0.078	0.011
8	26.7	1.8	0.067	0.012
9	24.4	1.1	0.067	0.008
10	25.6	1.2	0.074	0.008
11	25.4	1.7	0.080	0.020
12	24.3	1.0	0.069	0.006
13	24.3	1.0	0.056	0.006
14	26.3	1.7	0.065	0.013
15	25.8	1.6	0.053	0.011
16	26.7	1.8	0.031	0.012
AM43				
1	23.5	0.7	0.105	0.007
2	22.6	0.7	0.127	0.006
3	21.1	0.5	0.186	0.007
4	25.2	0.5	0.066	0.003
5	24.4	0.5	0.063	0.004
6	25.8	0.7	0.066	0.004
7	12.5	0.3	0.456	0.012
8	24.1	1.1	0.103	0.009
9	2.57	0.15	0.813	0.028
10	19.6	0.4	0.257	0.006
11	17.1	0.5	0.278	0.012
12	24.3	0.4	0.063	0.002
13	25.3	0.4	0.056	0.002
14	25.5	0.4	0.055	0.002
15	23.5	0.8	0.096	0.007
16	24.1	1.0	0.097	0.008
17	8.13	0.34	0.631	0.024
18	8.27	0.32	0.637	0.024
19	5.32	0.31	0.774	0.028

Однако для большего единообразия использовано $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ отношение, принятое для апатита из этого же образца, т.е. 0.8525. Вычисленный возраст составляет 248.6 ± 6.8 млн. лет. Для зерен титанита из образца AM43 была принята коррекция на общий свинец, используя $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, как и для апатита из этого образца, т.е. 0.855. Точки отношений в

координатах Тера-Вассербурга ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} - ^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$) при «заякоривании» на $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}=0.855$ образуют идеальную дискордию с точкой пересечения с конкордией при возрасте 249.1 ± 2.9 млн лет. Таким образом U-Pb возраста титанита из двух разных образцов идентичны (рис. 5.14).

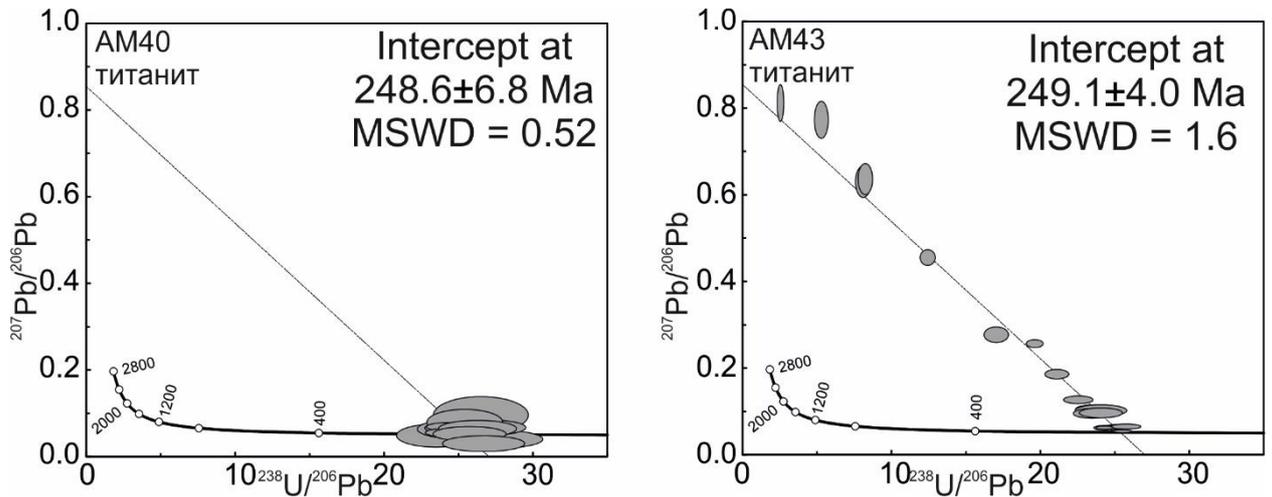


Рисунок 5.14. Диаграммы Тера-Вассербурга для титанита Октябрьского месторождения.

Гранат гроссуляр-андрадитового состава - типичный скарновый минерал. На данный момент не существует исследований по оценке температуры закрытия U-Pb системы в граната [Gevedon et al., 2018], считается, что она должна составлять $>800^\circ\text{C}$ [Mezger et al., 1989]. Гранат успешно использовался в ряде геохронологических исследований [Deng et al., 2017; Gevedon et al., 2018; Seman et al., 2017]. Значение изотопных отношений приведено в Таблице 5.3. Гранат был обнаружен в качестве включений в зернах халькопирита, он же содержит включения халькопирита (рис.5.7). По этой причине начальное отношения свинца было скорректировано на отношение свинца во вкрапленных рудах ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.855$). При «заякоривании» на это значение обычного свинца пересечение дискордии с конкордией дает значение возраста 260 ± 11 млн лет (рис. 5.12).

Таблица 5.3 Изотопные отношения в гранате и перовските из образцов АМ18 и АМ19

	$^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$	+/-1 std err	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	+/-1 std err
АМ18 гранат				
1	21.1	1.2	0.084	0.013
2	22.5	2.1	0.130	0.032
3	22.5	1.2	0.085	0.010
4	24.9	1.4	0.087	0.013
5	22.2	1.7	0.078	0.019
6	16.9	2.2	0.230	0.063
7	24.0	1.1	0.083	0.010
8	23.5	1.1	0.115	0.012
9	21.6	1.7	0.140	0.021
10	18.4	2.0	0.375	0.070
АМ19 перовскит				
1	25.2	0.5	0.052	0.001
2	26.8	0.4	0.065	0.001
3	24.1	0.3	0.054	0.001
4	25.0	0.3	0.056	0.001
5	28.1	0.3	0.054	0.001
6	24.7	0.4	0.051	0.001
7	25.0	0.7	0.053	0.002
8	29.6	0.6	0.057	0.002
9	22.5	0.4	0.055	0.001
10	23.5	0.3	0.055	0.001
11	25.4	0.8	0.052	0.001
12	23.2	0.3	0.074	0.002
13	26.1	0.4	0.081	0.002
14	25.1	0.6	0.063	0.001
15	27.3	0.4	0.062	0.001
16	24.1	0.4	0.102	0.003
17	27.2	0.4	0.052	0.001
18	25.9	0.4	0.053	0.001
19	18.7	0.4	0.312	0.009
20	17.6	0.5	0.180	0.006
21	26.0	0.4	0.077	0.002

Перовскит является обычным акцессорным минералом в щелочных ультраосновных и основных магматических породах и обычно применяется для датирования кимберлитов и карбонатитов [Abersteiner et al., 2019; Cox and Wilton, 2006; Reguir et al., 2010]. Кроме того, перовскит может кристаллизоваться в скарнах [Dawson et

al., 2001; Starikova et al., 2014] и метаморфических породах [Shen et al., 2016]. Перовскит - типичный минерал в верхнем экзоконтакте Хараелахской интрузии [Sluzhenikin, 2011].

Датированные зерна перовскита не образуют достоверной дискордии, а располагаются вдоль конкордии. Для оценки возраста мы приняли, что первичное отношение свинца аналогично таковому в сульфидах вкрапленных руд ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 0.855$). Полученный возраст составляет 247.3 ± 8.2 млн лет, однако характеризуется высоким значением среднего квадрата взвешенных отношений (СКВО) 20 (Рисунок 5.15).

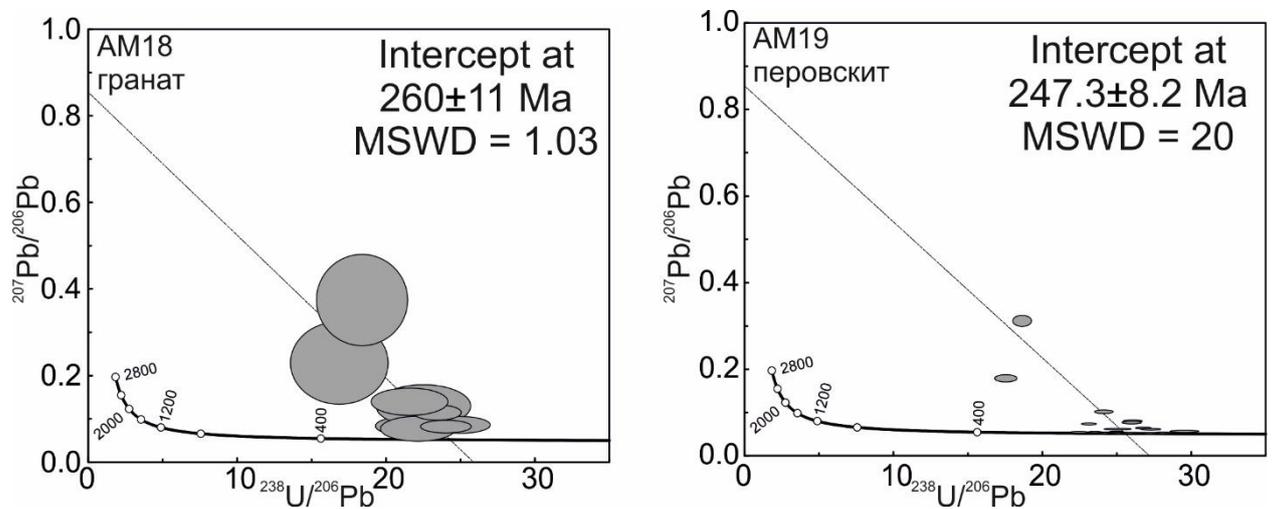


Рисунок 5.15. Диаграммы Тера-Васербурга для граната и перовскита Октябрьского месторождения.

5.5. Выводы к главе 5

В верхнем эндо- и экзоконтактовом ореоле Хараелахской интрузии широко представлены минералы метаморфического и метасоматического парагенезиса. Некоторые из них, например, типичные скарновые минералы – гранат и перовскит, встречаются в виде включений в халькопирите и сами содержат включения халькопирита, что указывает на парагенность сульфидной минерализации и метасоматических минералов.

Апатит, титанит, гранат и перовскит могут быть достаточно надежно датированы при помощи U-Pb метода с LA-ICP-MS. Учитывая парагенность этих минералов с сульфидами, полученный возраст отражает возраст сульфидного оруденения.

6. ГЕНЕЗИС РУД ОКТЯБРЬСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

6.1. Критический анализ данных датирования руд

Как уже было отмечено ранее, существует большое количество гипотез, объясняющих появление сульфидного PGE-Cu-Ni оруденения в дифференцированных трапповых интрузиях Сибирской платформы. Наиболее популярными среди магматических теорий являются две. Первая утверждает, что интрузии являлись проточными камерами во время подъёма магмы на поверхность из более глубоких магматических очагов [Радько, 1991; Naldrett et al., 1996]. В проточных камерах происходила ассимиляция сульфатов, сульфатредукция, в результате чего силикатная магма насыщалась серой. Это, в свою очередь, приводило к образованию сульфидных фаз (MSS) и концентрированию в них PGE и халькофильных элементов. При этом сульфидные фазы опускались на дно проточной камеры или выходили за ее пределы в осадочную толщу в силу большей плотности, где образовывали в итоге залежи массивных руд. Вторая гипотеза говорит о формировании сульфидного оруденения в два этапа – в первый шло внедрение силикатных магм и выпадение из них сульфидных капель, сформировавших вкрапленные руды. Во время второго этапа внедрялись сульфидные расплавы, в результате чего были сформированы массивные и прожилково-вкрапленные руды [Дюжиков, 1988].

На первый взгляд, опубликованные Re-Os датировки по сульфидам массивных руд свидетельствуют в пользу второй гипотезы, поскольку они несколько моложе возраста интрузий норильского типа и основной фазы траппового магматизма [Burgess and Bowring, 2015]. Учитывая важность этого, рассмотрим подробно данные Re-Os датирования.

Первые Re-Os данные для массивных и вкрапленных руд Хараелахской интрузии были получены в статье [Walker et al., 1994] и составляли 247 ± 3.8 млн лет. Поскольку

раннее считалось, что возраст траппового вулканизма на Сибирской платформе соответствует ~248 млн лет [Renne and Basu, 1991; Campbell et al., 1992], был сделан вывод о согласованности возраста вулканизма и сульфидной минерализации. Однако следует рассмотреть три вопроса, касающиеся данной интерпретации:

1. Сейчас накоплен большой массив геохронологических и палеомагнитных данных, свидетельствующих, что основной этап траппового магматизма на Сибирской платформе соответствует интервалу ~252 – 250 млн лет, что на несколько миллионов лет древнее, чем считалось ранее [Burgess and Bowring, 2015; Latyshev et al., 2018].

2. В работе по определению Re-Os возраста [Walker et al., 1994] была использована константа распада [Linder et al., 1989], которая позже была уточнена [Smoliar et al., 1996; Selby et al., 2007]. Используя последнюю константу распада [Selby et al., 2007], Re-Os возраст сульфидных руд смещается в более молодую сторону и составляет 242.7 ± 3.8 (Таблица 6.1), что заметно моложе возраста 251.71 ± 0.10 млн лет, полученного U-Pb CA-ID-TIMS методом для циркона из Хараелахской интрузии [Burgess and Bowring, 2015].

Таблица 6.1. Опубликованные Re-Os датировки руд и пересчитанные значения на новую константу распада Re [Selby et al., 2007].

Тип руд	Кол-во определений	СКВО (MSWD)	Re-Os возраст	Предыдущая константа $\lambda^{187}\text{Re}$ (yr^{-1})	Пересчитанный возраст на новую константу $\lambda^{187}\text{Re}$ (Ma)
Вкрапленные и массивные руды	17	178	247 ± 3.8	$1.64 \pm 0.05 \times 10^{-11}$	242.7 ± 3.8
Массивные руды	8	288	246.8 ± 3.7	$1.666 \pm 0.017 \times 10^{-11}$	246.3 ± 3.7
Вкрапленные руды	5	45	247 ± 21	$1.666 \pm 0.017 \times 10^{-11}$	246 ± 21
Вкрапленные руды	6	85			238 ± 33^3

Массивные руды	26	364			242.3 ± 2.4^3
----------------	----	-----	--	--	-------------------

3. В работе [Walker et al., 1994] не приводятся значения СКВО (MSWD) для полученных Re-Os изохрон. Однако пересчет опубликованных в работе значений показывает, что данные характеризуются избыточны разбросом от линии регрессии. Рассчитанное СКВО составляет 178, что говорит о том, что полученную линию нельзя рассматривать как настоящую изохрону. Re-Os данные из другой работы [Malitch and Latypov, 2011] для массивных и вкрапленных руд Хараелахской интрузии в целом согласуются с данными из работы [Walker et al., 1994], однако они также обладают чрезвычайно высокими значениями СКВО (Таблица 6.1). При пересчете опубликованных данных на новую константу распада Re, все значения возраста омолаживаются, но значение СКВО по-прежнему остается крайне высоким (Таблица 6.1). Таким образом, данные линии регрессии не отражают истинное значение возраста. Другими словами, несмотря на небольшую ошибку в определении возраста для массивных руд, полученные значения нельзя считать истинными и принимать как значения возраста кристаллизации массивной руды.

Данные, полученные в ходе настоящей работы, позволяют наложить некоторые ограничения на время формирования прожилково-вкрапленных руд Октябрьского месторождения и верхнего контактового ореола Хараелахской интрузии. На рис. 6.1 приведены обобщенные данные датирования из настоящего исследования. Датирование уран-содержащих минералов, входящих в парагенетическую ассоциацию с сульфидами прожилково-вкрапленных руд, указывают, что они одновозрастны интрузии. Можно утверждать, что время формирования Хараелахской интрузии и сульфидного оруденения совпадает в пределах аналитической ошибки. Если допустить, что порция сульфидного расплава внедрялась независимо от основного этапа магматизма, то это должно было произойти с небольшим перерывом. Апатит из контакта массивного габбродолерита и роговиков с преобладанием пироксена (образец АМ40) - единственный минерал в нашем

исследовании, возраст которого не совпадает с возрастом Хараелахской интрузии. Однако апатит перекрывается по возрасту с титанитом из того же образца и частично перекрывается ошибками с апатитом из метасоматически модифицированных роговиков (образец АМ43) (рис. 7). Возможно, более древняя датировка по апатиту из образца АМ40 связана с неточной коррекцией на общий свинец. Резюмируя, двухстадийная гипотеза [Дюжиков, 1988] не находит подтверждения в рамках имеющихся геохронологических данных. Хотя ее нельзя исключить полностью, если предположить, что разрыв между двумя стадиями не превышал первые миллионы лет и не фиксируется из-за высоких погрешностей датировок.

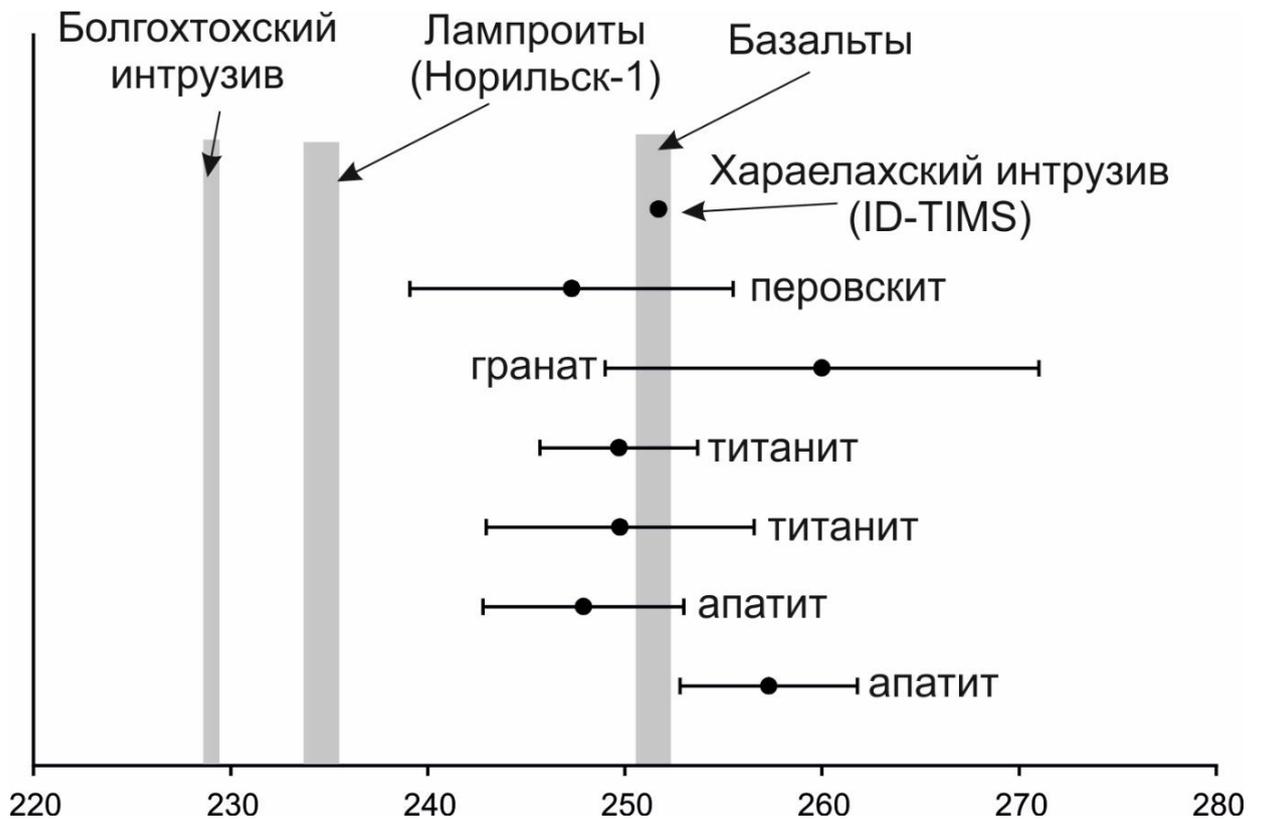


Рисунок 6.1 Обобщенные данные U-Pb LA-ICP-MS датирования титанита, апатита, перовскита и граната из контактового ореола Хараелахской интрузии (данная работа). Серыми полями отмечены возраста Болгохтохского интрузива [Kamo et al., 2003], лампроитов Норильск 1 [Ivanov et al., 2018], основного этапа трапповых излияний на Сибирской платформе [Ivanov, 2021]. Точкой отмечен возраст циркона из Хараелахской интрузии [Burgess and Bowring, 2015].

6.2. Ограничения на генезис сульфидных руд по составу халькопирита

Если предположить, что порция сульфидного расплава внедрялась независимо от основной силикатной магмы и сформировала залежи массивных и прожилково-вкрапленных руд, как это считалось ранее [Дюжиков, 1988; Туровцев, 2002], тогда можно было бы ожидать сходство состава халькопирита из этих двух типов руд и их отличие от халькопирита вкрапленных руд. Однако халькопирит из вкрапленных руд в Хараелахском интрузиве по микроэлементному составу схож с халькопиритом массивных руд, а различия естественным образом объясняются кристаллизацией халькопирита из MSS (Таблица 4.1). В то время как микроэлементный состав халькопирита прожилково-вкрапленных руд контрастен по отношению и к халькопириту массивных, и вкрапленных руд (Глава 4). Таким образом, полученные содержания микроэлементов в халькопирите не находят подтверждение о более поздней, самостоятельной порции сульфидной магмы. Эти данные скорее свидетельствуют в пользу генетической связи вкрапленных и массивных руд.

6.3. Проточная камера – источник метаморфизма (оценка температур метаморфизма).

Как уже было отмечено, Хараелахская интрузия выделяется на фоне остальных дифференцированных интрузий норильского района мощными метаморфическими и метасоматическими ореолами, которые превышают мощность самой интрузии. Однако такие мощности изменений недостижимы при одноактном внедрении расплава в магматическую камеру. В качестве примера можно привести исследование [Сокол и др.; 2019], в котором изучена контактово-метаморфическая зона, предположительно, раннетриасового долеритового силла в бассейне Подкаменной Тунгуски в центральной части провинции Сибирских траппов. Мощность интрузии – <80 м. Она контактирует с мергелистыми известняками. Известняки метаморфизованы в мраморы, отличающиеся

минеральным составом, исходя из которого рассчитаны температуры для четырех зон от более >900 °C до $500-550$ °C на удалении нескольких метров от контакта интрузии. Эти параметры использованы в качестве граничных при моделировании, которое показало, что таких температур контактового метаморфизма можно было достигнуть, только если магма имела температуру 1200 °C, и она текла горизонтально внутри канала интрузии (силла) в течение 1 месяца. Если бы магма остывала, находясь в магматической камере без подпитки новыми горячими порциями, вмещающие породы не могли бы быть прогреты сверх 790 °C, а зона контактовых изменений была бы еще тоньше. В случае с Хараелахской интрузией мощность контактовых изменений $150-200$ м при мощности интрузии $70-100$ м. То есть, если принять гипотезу проточной магматической камеры [Радько, 1991; Naldrett et al., 1996], то время существования такой камеры должно было быть много более 1 месяца. По палеомагнитным данным время формирования Хараелахской интрузии не превышало 10 тыс лет [Latyshev et al, 2020]. Исходя из этих данных, нельзя однозначно подтвердить гипотезу проточной камеры, но они, по крайней мере, ей не противоречат. Тогда как высокая оценка температуры ($720-820$ °C) с помощью термометра Zr-в-титаните из образца АМ40 скорее подтверждает наличие долгоживущей проточной камеры.

Интересным следствием для геохронологии является то, что титанит из образца АМ43 (метасоматически измененный роговик) характеризуется более низкими температурами кристаллизации, чем титанит из образца АМ40 (контакт габбродолерита и пироксенового роговика). На рис. 6.2 показано, что при понижении температуры количество общего свинца в титаните увеличивается (т.е. точки смещаются к оси ординат).

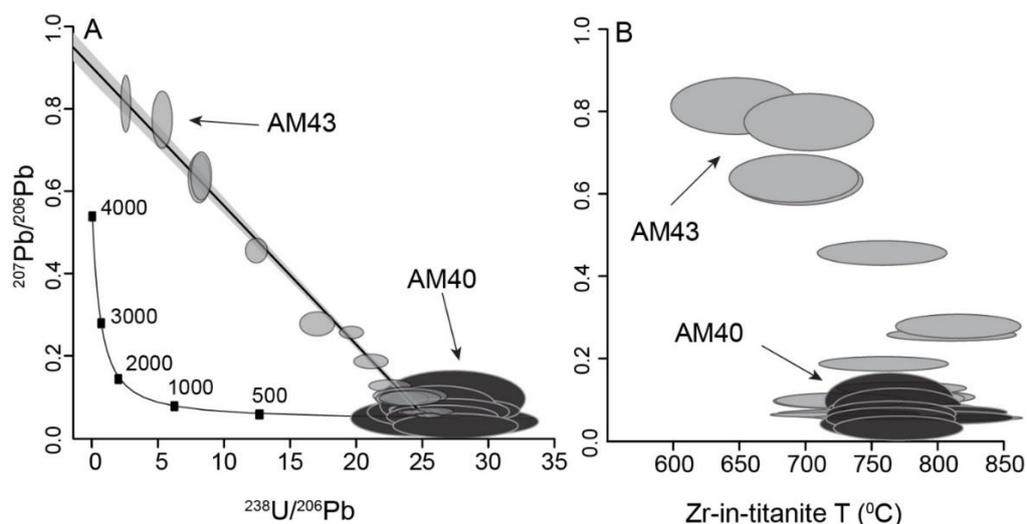


Рисунок 6.2 Изотопный состав титанита на диаграмме Тера-Вассербурга (А) и зависимость $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ от температуры кристаллизации титанита, оцененная с помощью термометра основанном на содержании Zr в титаните (В). Черные эллипсы – контакт габбродолерита и пироксеновых роговиков (AM40). Серые эллипсы – метасоматизированный пироксеновый роговик (AM43).

Этот процесс ответствен за высокие количества радиогенного и нерадиогенного свинца в метасоматически измененном титаните и, следовательно, за меньшие аналитические ошибки. На первый взгляд парадоксально – большое количество общего свинца должно ухудшать надежность датировки, но увеличение концентрации свинца в титаните снижает аналитическую ошибку.

Титанит и апатит из образца AM43 (метасоматизированный пироксеновый роговик) характеризуются высокими значениями концентраций обычного свинца, что может быть одной из химических характеристик, указывающих на метасоматические процессы. Оценки температуры кристаллизации титанита из образца AM40 (720-820 °C) фактически совпадает с температурами закрытия самого титанита.

6.4. Вклад мантийной и коровой составляющих в образование PGE-Cu-Ni месторождений региона

Всё изложенное выше касалось только одной из проблем, озвученных в начале, а именно проблемы временной связи интрузивных и эффузивных образований. Не менее значимой является проблема вещества, необходимого для образования PGE-Cu-Ni месторождений региона. Толеитовые базальты обычно бедны S для того, чтобы расплав насыщался серой для обособления значительного (в масштабах месторождения) количества сульфидного расплава, хотя, конечно же, сульфиды кристаллизуются даже из магм в срединно-океанических хребтах [Patten et al., 2013].

Изотопный состав серы сульфидов руд месторождения Норильск-1 впервые выполнен в работах Л.Н. Гриненко [Годлевский, Гриненко, 1963]. В дальнейшем был проанализирован изотопный состав серы руд Октябрьского и Талнахского месторождений [Горбачев, Гриненко, 1973; Гринешо, 1966; Коваленкер и др., 1974]. Последующие исследования подтвердили тяжелый изотопный состав серы сульфидных минералов [Li et al., 2003; Petrov, 2019; Ripley et al., 2010; Рябов и др., 2018]. Для всех PGE-Cu-Ni месторождений региона $\delta^{34}\text{S}$ находится в пределах (+9-+14 ‰). Для объяснения данного факта была предложена контаминация базитовой магмой ангидрита, чей изотопный состав близок к изотопному составу сульфидов руд [Гриненко, Гриненко, 1967]. Несмотря на то, что не все признают ассимиляцию ангидридов в качестве источника серы [Рябов и др., 2018], но, в целом, коровый источник серы мало кем оспаривается.

Аналогичная ситуация обстоит с источником Ni, Cu и PGE. В рудоносных интрузиях очень высокое соотношение (до 15%) сульфидов на объем силикатного вещества [Лихачев, 1996]. В литературе имеются попытки изначального обогащения рудным компонентом уже на мантийных глубинах. Так, например, И.Д. Рябчиков, основываясь на высоких концентрациях никеля в оливине Сибирских траппов, считал, что магмы образовывались из нижнемантийного плюма, обогащенного веществом ядра

[Рябчиков, 2003]. Однако известно, что высокий Ni в оливине является показателем плавления безоливиновой мантии (эклогиты, пироксениты и т.п.) [Sobolev et al., 2007]. Н.Л. Добрецов считал, что обогащение рудным компонентом происходит в голове мантийного плюма. Такое оруденение является специфичным для плюмовых обстановок [Добрецов и др., 2010]. Ю.Д. Пушкарев отмечал, что норильские руды несут в себе коровые изотопные характеристики, но относил эти характеристики за счет рециклинга корового материала на мантийных глубинах, не обсуждая механизм рециклинга [Пушкарев и др., 2000]. Очевидно, что рециклинг корового материала мог происходить только при его субдуцировании. В плюмовых моделях обычно принимается субдуцирование корового материала в нижнюю мантию, его сохранность там продолжительное время и последующий вынос в область плавления в верхней мантии – плюмами [Hofman, White, 1982]. Однако рециклирование могло осуществляться и через меньшие глубины, например, через переходную зону мантии благодаря стагнации слэбов на этих глубинах [Ivanov, Litasov, 2014].

Стоит отметить, что перспективным для решения вопроса о источнике рудного вещества выглядит определение изотопного состава Ni, Cu, Fe и других элементов. К сожалению, сейчас можно отметить лишь редкие работы, посвященные проблеме изотопного состава данных элементов в породах и рудах норильского региона [Malitch et al., 2014; Petrov, 2019]. Имеющиеся данные по изотопам Sr, Nd, Pb, Hf, O, He, Ar показывают наличие мантийной и коровой составляющих [Malitch et al., 2013; Malitch et al., 2010; Petrov, 2019; Малич и др., 2009 Lightfoot et al., 1993; Pang et al., 2013; Petrov, 2019; Wooden et al., 1992; Wooden et al., 1993; Малич et al., 2016]. Интересно отметить, что доля мантийной составляющей выше в безрудных интрузиях, а коровой наоборот – в рудных [Petrov, 2019].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенного исследования удалось получить некоторые ограничения на механизм и время формирования залежей руд Октябрьского месторождения (Хараелахская интрузия). Используя современные аналитические возможности, удалось показать, что:

1. Халькопирит из прожилково-вкрапленных руд максимально контрастен по содержанию элементов примесей (в частности Cd, Pb, Se, Te) по сравнению с халькопиритом из вкрапленных и массивных руд.

2. Зоны изменения вмещающих пород (ороговикования, скарнирования и др.) Хараелахской интрузии превышают мощность самой интрузии. Этого невозможно достичь при одноактном внедрении расплава и его кристаллизации в магматической камере. Для образования зон, подобных наблюдаемым, требуется существование долгоживущей проточной камеры. Верхний предел температур, зафиксированных с помощью термометра основанного на содержании циркония в титаните, составляет 820°C.

3. Время образования урансодержащих минералов из метаморфических и метасоматических пород верхнего контактового ореола Хараелахской интрузии (титанита, апатита, перовскита и граната) в рамках аналитических ошибок совпадает с возрастом кристаллизации циркона в самом интрузиве ~ 252 млн лет.

4. Все полученные данные лучше всего согласуются с образованием вкрапленных и массивных сульфидных руд в проточной магматической камере при ассимиляции магм серосодержащим коровым веществом, а прожилково-вкрапленных руд – при метаморфическом и метасоматическом перераспределении вещества в горячем контакте Хараелахской интрузии.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аплонов В.С. Термобарогеохимическая модель Талнахского платиноидного медно-никелевого месторождения. СПб, ВНИИОкеангеология, 2001, 234 с.
2. Багратуни Е.Г. Разведочные работы на Норильском медно-никелевом месторождении 1925-1926 гг. Известия ВГРО, 1932. №6, вып. 11.
3. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева, Т.Л., Коваленкер, В.А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. АН СССР, Ин-т геологии руд. месторождений, петрографии, минералогии и геохимии. – М.: Наука, 1981. – 234 с.
4. Годлевский М.Н. Принципы расчленения базальтовой толщи Норильского района и задачи дальнейших исследований / Генезис и условия локализации Cu-Ni оруденения. Тр. ЦНИГРИ, вып. 162, М., 1981.
5. Годлевский М.Н, Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов Норильского месторождения // Геохимия, 1963, № 1, с. 35-40.
6. Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. – М.: Госгеолтехиздат, 1959. с. 68.
7. Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов и сульфатов Октябрьского месторождения сульфидных руд (Норильский район) в связи с вопросами его генезиса // Геохимия, 1973, № 8, с. 1127-1136.
8. Горяинов, И., 1975. Вязкость базальтовых расплавов в связи с проблемой гравитационного фракционирования / Медно-никелевые руды северо-запада Сибирской платформы. Л., Труды НИИГА, 1975, с. 108-116.
9. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1 000 000 (третье поколение). Серия Норильская. Лист R-45 – Норильск. Объяснительная записка. / Падерин, П., Деменюк, А., и др. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016.

10. Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. О генезисе фиолетового ангидрита в интрузии Норильск-1 (по изотопному составу серы) // Геохимия, 1967, № 1, с. 118-121.
11. Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы сульфидов Талнахского медно-никелевого месторождения в связи с вопросами его генезиса // Геология рудных месторождений, 1966, № 4, с. 15-31.
12. Добрецов, Н. Л., Борисенко, А. С., Изох, А. Э., Жмодик, С. М.. Термохимическая модель пермотриасовых мантийных плюмов Евразии как основа для выявления закономерностей формирования и прогноза медно-никелевых, благородно-и редкометалльных месторождений // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №. 9. С. 1159-1187.
13. Дюжиков, О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра, 1988, 279 с.
14. Золотухин, В.В. Об инфильтрационно-метасоматической микрizonaльности в экзоконтактовых "брекчиевых рудах" Норильска // Докл. АН СССР. 1964. Т. 154. С. 114-117.
15. Золотухин, В.В. Минералогия реакционных образований в рудах Норильска // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. 1965. Т. 3. С. 129-176.
16. Золотухин, В.В. Типы окolorудных изменений в сплошных рудах Норильска и Талнаха и их генезис (по результатам изучения включений силикатов) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. 1975 Т.8. С. 178-216.
17. Золотухин, В.В. О некоторых спорных вопросах рудообразования // Труды Института геологии и геофизики. 1976а. Т. 263. С. 140.
18. Золотухин, В.В. Об ассоциации высокожелезистых метасоматических минералов в норильских рудах как окolorудных изменениях, имеющих важное поисковое значение // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. 1976б. Т. 9. С. 93-112.

19. Золотухин В.В., Васильев, Ю.Р. О скарнах Норильска // В сб.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: СО АН СССР. 1964. Т.2. С.209-279.
20. Золотухин, В.В., Рябов, В.В., 1972. Основные особенности метаморфических и метасоматических изменений месторождения Талнах (северо-запад Сибирской платформы). Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М., Наука, 218-269.
21. Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука, 1975. 434 с.
22. Иванов М.К, Иванова Т.К, Тарасов А.В, Шатков В.А. Особенности петрологии и оруденения дифференцированных интрузий Норильского рудного поля (месторождения Норильск-I, Норильск-II, горы Черной) / Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л.: Недра, 1971, с. 197-304.
23. Изох, А. Э., Медведев, А. Я., Федосеев, Г. С., Поляков, Г. В., Николаева, И. В., Палесский, С. В. Распределение элементов платиновой группы в пермотриасовых базальтах Сибирской крупной изверженной провинции // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 1028-1042.
24. Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик, Л.П. Изотопный состав серы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 2, 80-91.
25. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. 2-е изд. М., АН СССР, 1953-1955, с. 335-456.
26. Котульский В.К. Современное состояние вопроса о генезисе медно-никелевых сульфидных месторождений // Советская геология. 1948, № 29, с. 11-24.

27. Латышев А. В., Ульяхина П. С., Криволицкая Н. А. Признаки записи инверсии геомагнитного поля в пермо-триасовых трапповых интрузиях Ергалахского комплекса (Норильский район) // Физика Земли. 2019. № 2. С. 92-110.
28. Лихачев А.П. Структура распределения и условия накопления металлов платиновой группы и других рудных компонентов в Талнахских интрузиях // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1999. Т. IV.С. 86-100.
29. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность интрузивных комплексов как результат становления магматической системы в условиях сейсмогравитационного воздействия // Петрология. 2000а. № 6. С. 634-649.
30. Лихачев А.П. Расслоенность и рудоносность магматических комплексов как результат сейсмических импульсов и сейсмограмма становления стратифицированных интрузий // Отечественная геология. 2000б. № 4. С. 66 – 72.
31. Лихачев А. Хараелахский интрузив и его платино-медноникелевые руды // Руды и металлы. 1996. № 3. С. 48-62.
32. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Белоусова Е.А., Гриффин В.Л., Кнауф, В.В., Петров О.В., Пирсон, Н.Дж., Туганова, Е.В. Контрастные магматические источники в ультрамафит-мафитовых интрузивах Норильского региона (Россия): Hf-изотопные данные в цирконе // В сборнике третьей международной конференции «Ультрабазит-базитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения». – Екатеринбург, 2009 Т. 2. С.35-38.
33. Малич К.Н., Баданина И.Ю., Романов А.П., Служеникин С.Ф. U-Pb возраст и Hf-Nd-Sr-Cu-S изотопная систематика Бинюдинского и Дюмталейского рудоносных интрузивов (Таймыр, Россия) // Литосфера. 2016. Т. 16. № 1. С. 107-128.
34. Малич К.Н., Бададина Е.В., Туганова Е.В. Рудоносные ультрамафит-мафитовые интрузии полярной Сибири: возраст, условия образования, критерии прогноза // Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 2018. – 287 с.

35. Пушкарев, Ю. Д., Гороховский, Б. М., Ларин, А. М., Макеев, А. Ф., Саватенков, В. М., Костоянов, А. И., Шергина, Ю. П. Роль взаимодействия корового и мантийного вещества при формировании эндогенных месторождений-гигантов: Изотопно-геохимический подход // Региональная геология и металлогения. 2000. № 11. С. 73-80.
36. Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19-27.
37. Радько В.А. Фации интрузивного и эффузивного магматизма Норильского района. – СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. – 226 с.
38. Роговер Г.Б. Месторождение Норильск-1, некоторые его особенности, могущие иметь поисковое значение, и рациональная методика его разведки. М., Госгеолтехиздат, 1959, 168 с.
39. Рожков Б.Н. Новые данные по геологии северно-западной окраины Енисей-Ленской платформы. 1932. БМОИП 10.
40. Рожков Б.Н. Материалы по металлоносности сибирских траппов. Тр. Вост.-Сиб. геологоразв. треста 3. 1933.
41. Рябов В.В. Некоторые особенности минералогии метасоматитов из ореола Талнахской дифференцированной рудоносной интрузии (северо-запад Сибирской платформы) // Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. 1975. Т. 8. С. 107-147.
42. Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. – Новосибирск: Изд-во Нонпарель, 2000, – 408 с.
43. Рябов В.В., Симонов О.Н., Снисар С.Г., Боровиков А.А. Источник серы сульфидных месторождений в траппах Сибирской платформы по изотопным данным // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. С. 1176-1194.

44. Рябчиков И.Д. Высокие содержания никеля в мантийных магмах как свидетельство миграции вещества из земного ядра // Доклады Академии наук. 2003. Т. 389. № 5. С. 677-680.
45. Серова А. А., Спиридонов Э. М. Бадделеит в ореолах флюидного воздействия над каплями сульфидов в пикритовых габбро-долеритах, плагиолерцолитах и троктолитах рудоносных интрузивов норильского типа // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. 2015. № 3. С. 83-85.
46. Серова А. А., Спиридонов Э. М. Три типа апатита в норильских сульфидных рудах // Геохимия. 2018. № 5. С. 474-484.
47. Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А., Кравцов В.Ф., Кунилов В.Е., Лапутина И.П., Туровцев Д.М. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. № 3. С. 195-217.
48. Сокол Э.В., Полянский О.П., Семенов А.Н., Ревердатто В.В., Кох С.Н., Девятярова А.С., Колобов В.Ю., Хворов П.В., Бабичев А.В. Контактный метаморфизм на р. Кочумдек (бассейн р. Подкаменная Тунгуска, Восточная Сибирь): Свидетельства режима течения расплава // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. С. 456-471.
49. Спиридонов Э. М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356-1378.
50. Туганова Е.В. Генетическая модель сульфидной никелево-медной формации норильского типа / Рудообразование и генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: Наука, 1988, с. 197-204.
51. Туганова Е.В. Петролого-геодинамическая модель образования сульфидных Си-Ni месторождений. // Геология и геофизика. 1991. № 6. С. 3-11.
52. Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений (на примере Восточно-Сибирской и некоторых других провинций). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000. 102 с.

53. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. Науч. мир М. 2002.
54. Туровцев Д.М., Служеникин С.Ф., Михалев, С., Степанов, В. Высокотемпературный контактовый метаморфизм карбонатных пород в ореолах норильских гипербазит-базитовых интрузий // Руды и металлы. 2002. С. 57-65.
55. Урванцев, Н.Н. Краткий отчет о работах Норильской горной партии за период лета 1921 г. по осень 1922 г. Изв. Сиб. отдел. Геол. Ком. 3. 1923.
56. Урванцев, Н.Н. Разведка медно-никелевого месторождения Норильска. Изв. Геол. Ком. 44. 1927.
57. Халенёв, В.О. Изотопный состав гелия и аргона как критерий рудоносности интрузивов Норильского района. Автореферат диссертации к. г-м. н., Санкт-Петербург, 2010. 18 с.
58. Черепанов, В.А., Мурина, Г.А. Об абсолютном возрасте сибирских траппов и ассоциирующего с ними оруденения (северо-западная часть Сибирской платформы) // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169. С. 1106-1109.
59. Юдина, В.В. Некоторые явления метаморфизма и метасоматоза, связанные с Талнахской дифференцированной интрузией габбро-долеритов (Норильский район). Соотношение магматизма и метаморфизма в генезисе ультрабазитов. М.: Наука, 112-175. 1965.
60. Юдина, В.В. Магнезиально-кальциевый метасоматоз габбро-долеритов и роговиков с участием ангидрита на Талнахском медно-никелевом месторождении // Докл. АН СССР. 1968. С. 1220.
61. Якубович О. В., Мочалов А. Г., Служеникин С. Ф. Сперрилит (PtAs₂) как ¹⁹⁰Pt ⁴He – геохронометр // Доклады академии наук. 2015. Т. 462. № 1. С. 88-88.
62. Abersteiner, A., Kamenetsky, V.S., Goemann, K., Giuliani, A., Howarth, G.H., Castillo-Oliver, M., Thompson, J., Kamenetsky, M., Cherry, A., Composition and emplacement

of the Benfontein kimberlite sill complex (Kimberley, South Africa): Textural, petrographic and melt inclusion constraints // *Lithos*. 2019. V. 324. P. 297-314.

63. Baksi, A.K., Farrar, E. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of the Siberian Traps, USSR: Evaluation of the ages of the two major extinction events relative to episodes of flood-basalt volcanism in the USSR and the Deccan Traps, India // *Geology*. 1991. V. 19. № 5. P. 461-464.

64. Barnes, S.-J., Cox, R.A., Zientek, M.L. Platinum-group element, gold, silver and base metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 152. № 2. P. 187-200.

65. Belousova, E., Griffin, W., O'Reilly, S.Y., Fisher, N.. Apatite as an indicator mineral for mineral exploration: trace-element compositions and their relationship to host rock type // *Journal of Geochemical Exploration*. 2002a V. 76. № 1. P. 45-69.

66. Belousova, E., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Fisher, N. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // *Contributions to mineralogy and petrology*. 2002b. V. 143 № 5. P. 602-622.

67. Best, F.C. The Petrogenesis and Ni-Cu-PGE Potential of the Dido Batholith, North Queensland, Australia // Unpublished Ph.D. thesis, Hobart, Australia, University of Tasmania. 2012. P. 291.

68. Borisov A., Aranovich L. Zircon solubility in silicate melts: New experiments and probability of zircon crystallization in deeply evolved basic melts // *Chemical Geology*. 2019. V. 510. P. 103-112.

69. Burgess, S.D., Bowring, S.A. High-precision geochronology confirms voluminous magmatism before, during, and after Earth's most severe extinction // *Science Advances*. 2015. V. 1. № 7. P. e1500470.

70. Campbell, I., Czamanske, G., Fedorenko, V., Hill, R., Stepanov, V. Synchronism of the Siberian Traps and the Permian-Triassic boundary // *Science*. 1992. V. 258 № 5089. P. 1760-1763.

71. Cao, M., Qin, K., Li, G., Evans, N.J., Jin, L. In situ LA-(MC)-ICP-MS trace element and Nd isotopic compositions and genesis of polygenetic titanite from the Baogutu reduced porphyry Cu deposit, Western Junggar, NW China // *Ore Geology Reviews*. 2015. V. 65. P. 940-954.
72. Chen, L., Zhang, Y. In situ major-, trace-elements and Sr-Nd isotopic compositions of apatite from the Luming porphyry Mo deposit, NE China: Constraints on the petrogenetic-metallogenic features // *Ore Geology Reviews*. 2018. V. 94. P. 93-103.
73. Chen, M., Bagas, L., Liao, X., Zhang, Z., Li, Q. Hydrothermal apatite SIMS Th-Pb dating: Constraints on the timing of low-temperature hydrothermal Au deposits in Nibao, SW China // *Lithos*. 2019. V. 324. P. 418-428.
74. Cherniak, D. J. Lead diffusion in titanite and preliminary results on the effects of radiation damage on Pb transport // *Chemical Geology*. 1993. V. 110. № 1-3. P. 177-194.
75. Chew, D.M., Sylvester, P.J., Tubrett, M.N. U-Pb and Th-Pb dating of apatite by LA-ICPMS // *Chemical Geology*. 2011. V. 280, № 1-2. P. 200-216.
76. Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Danyushevsky, L.V., Gilbert, S. Minor and trace elements in bornite and associated Cu-(Fe)-sulfides: A LA-ICP-MS study Bornite mineral chemistry // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2011. V. 75. № 21. P. 6473-6496.
77. Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Pring, A., Skinner, W., Shimizu, M., Danyushevsky, L., Saini-Eidukat, B., Melcher, F. Trace and minor elements in sphalerite: A LA-ICPMS study // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2009. V. 73. № 16. P. 4761-4791.
78. Cox, R.A., Wilton, D.H. U-Pb dating of perovskite by LA-ICP-MS: an example from the Oka carbonatite, Quebec, Canada // *Chemical Geology*. 2006. V. 235. № 1-2. P. 21-32.
79. Czamanske G. K. Petrographic and Geochemical Characterization of Ore-Bearing Intrusions of the Noril'sk type, Siberia; With Discussion of Their Origin, Including Additional Datasets and Core Logs // *US Geological Survey*. 2002. – №. 2002-74.

80. Czamanske, G. K., Kunilov, V. E., Zientek, M. L., Cabri, L. J., Likhachev, A. P., Calk, L. C., Oscarson, R. L. A proton microprobe study of magmatic sulfide ores from the Noril'sk-Talnakh District, Siberia // *The Canadian Mineralogist*. 1992. V. 30. № 2. P. 249-287.
81. Dalrymple, G.B., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Simonov, O.N., Lanphere, M.A., Likhachev, A.P. A reconnaissance $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1995. V. 59. № 10. P. 2071-2083.
82. Dawson, J., Hill, P., Kinny, P. Mineral chemistry of a zircon-bearing, composite, veined and metasomatised upper-mantle peridotite xenolith from kimberlite // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2001. V. 140. № 6. P. 720-733.
83. Deng, X.-D., Li, J.-W., Luo, T., Wang, H.-Q. Dating magmatic and hydrothermal processes using andradite-rich garnet U–Pb geochronometry // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2017. V. 172. № 9. P. 1-11.
84. DePaolo, D., Wasserburg, G. Neodymium isotopes in flood basalts from the Siberian Platform and inferences about their mantle sources // *Proceedings of the National Academy of Sciences*. 1979. V. 76. № 7. P. 3056-3060.
85. Duran, C.J., Dubé-Loubert, H., Pagé, P., Barnes, S.-J., Roy, M., Savard, D., Cave, B.J., Arguin, J.-P., Mansur, E.T. Applications of trace element chemistry of pyrite and chalcopyrite in glacial sediments to mineral exploration targeting: Example from the Churchill Province, northern Quebec, Canada // *Journal of Geochemical Exploration*. , 2019. V. 196. P. 105-130.
86. Fallourd, S., Poujol, M., Boulvais, P., Paquette, J.-L., de Saint Blanquat, M., Rémy, P. In situ LA-ICP-MS U–Pb titanite dating of Na–Ca metasomatism in orogenic belts: the North Pyrenean example // *International Journal of Earth Sciences*. 2014. V. 103. № 3. P. 667-682.
87. Fu, Y., Sun, X., Zhou, H., Lin, H., Yang, T. In-situ LA–ICP–MS U–Pb geochronology and trace elements analysis of polygenetic titanite from the giant Beiya gold–

polymetallic deposit in Yunnan Province, Southwest China // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 77. P. 43-56.

88. Gao, X.-Y., Zheng, Y.-F., Chen, Y.-X., Guo, J. Geochemical and U–Pb age constraints on the occurrence of polygenetic titanites in UHP metagranite in the Dabie orogen // *Lithos*. 2012. V. 136. P. 93-108.

89. Gao, X.Y., Zheng, Y.F., Chen, Y.X. U–Pb ages and trace elements in metamorphic zircon and titanite from UHP eclogite in the Dabie orogen: constraints on P–T–t path // *Journal of Metamorphic Geology*. 2011. V. 29. № 7. P. 721-740.

90. George, L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L., Wade, B.P. Trace and minor elements in galena: A reconnaissance LA-ICP-MS study // *American Mineralogist*. 2015. V. 100 № 2-3. P. 548-569.

91. George, L.L., Cook, N.J., Ciobanu, C.L. Partitioning of trace elements in co-crystallized sphalerite–galena–chalcopyrite hydrothermal ores // *Ore Geology Reviews*. 2016. V. 77. P. 97-116.

92. George, L.L., Cook, N.J., Crowe, B.B., Ciobanu, C.L. Trace elements in hydrothermal chalcopyrite // *Mineralogical Magazine*. 2018. V. 82. № 1. P. 59-88.

93. Gevedon, M., Seman, S., Barnes, J.D., Lackey, J.S., Stockli, D.F. Unraveling histories of hydrothermal systems via U–Pb laser ablation dating of skarn garnet // *Earth and Planetary Science Letters*. 2018. V. 498. P. 237-246.

94. Griffin, W., Fisher, N., Friedman, J., O'Reilly, S.Y., Ryan, C. Cr- pyrope garnets in the lithospheric mantle 2. Compositional populations and their distribution in time and space // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2002. V. 3. № 12. P. 1-35.

95. Griffin, W., Fisher, N., Friedman, J., Ryan, C., O'Reilly, S. Cr-pyrope garnets in the lithospheric mantle. I. Compositional systematics and relations to tectonic setting // *Journal of Petrology*. 1999. V. 40. № 5. P. 679-704.

96. Hayden, L.A., Watson, E.B., Wark, D.A. A thermobarometer for sphene (titanite) // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2008. V. 155. № 4. P. 529-540.

97. Hofmann, A.W., White, W.M. Mantle plumes from ancient oceanic crust. *Earth and Planetary Science Letters*. 1982. V. 57. № 2. P. 421-436.
98. Horstwood, M.S., Košler, J., Gehrels, G., Jackson, S.E., McLean, N.M., Paton, C., Pearson, N.J., Sircombe, K., Sylvester, P., Vermeesch, P. Community-derived standards for LA-ICP-MS U-(Th-) Pb geochronology—Uncertainty propagation, age interpretation and data reporting // *Geostandards and Geoanalytical Research*. 2016. V. 40. № 3. P. 311-332.
99. Ivanov A. V. Evaluation of different models for the origin of the Siberian Traps // *Special papers-geological Society of America*. 2007. V. 430. P. 669.
100. Ivanov A. V., Demonterova, E. I., Savatenkov, V. M., Perepelov, A. B., Ryabov, V. V., Shevko, A. Y. Late Triassic (Carnian) lamproites from Noril'sk, polar Siberia: Evidence for melting of the recycled Archean crust and the question of lamproite source for some placer diamond deposits of the Siberian Craton // *Lithos*. 2018. V. 296. P. 67-78.
101. Ivanov A.V., Corfu F., Kamenetsky V.S., Marfin A.E., Vladykin N.V. Unsupported ^{207}Pb in carbonatitic baddeleyite as the result of Pa scavenging from the melt – in review.
102. Ivanov, A. V., He, H., Yan, L., Ryabov, V. V., Shevko, A. Y., Palesskii, S. V., Nikolaeva, I. V. Siberian Traps large igneous province: Evidence for two flood basalt pulses around the Permo-Triassic boundary and in the Middle Triassic, and contemporaneous granitic magmatism // *Earth-Science Reviews*. 2013. V. 122. P. 58-76.
103. Ivanov A. V., Litasov K. D. The deep water cycle and flood basalt volcanism // *International Geology Review*. – 2014. – V. 56. – №. 1. – P. 1-14.
104. Kamo, S., Czamanske, G., Krogh, T. A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1996. V. 60. № 60. P. 3505-3511.
105. Kamo, S.L., Czamanske, G.K., Amelin, Y., Fedorenko, V.A., Davis, D., Trofimov, V. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian–Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // *Earth and Planetary Science Letters*. 2003. V. 214. № 1-2. P. 75-91.

106. Krivolutskaya N. A. Siberian Traps and Pt-Cu-Ni deposits in the Noril'sk area. – Switzerland : Springer International Publishing, 2016. 364 p.
107. Latyshev, A. V., Rad'ko, V. A., Veselovskiy, R. V., Fetisova, A. M., Pavlov, V. E. Correlation of the Permian-Triassic ore-bearing intrusions of the Norilsk region with the volcanic sequence of the Siberian Traps based on the paleomagnetic data // *Economic Geology*. 2020. V. 115. №. 6. P. 1173-1193.
108. Latyshev, A., Veselovskiy, R., Ivanov, A. Paleomagnetism of the Permian-Triassic intrusions from the Tunguska syncline and the Angara-Taseeva depression, Siberian Traps large igneous province: Evidence of contrasting styles of magmatism // *Tectonophysics*. 2018. V. 723. P. 41–55.
109. Li, C., Ripley, E.M., Naldrett, A.J. Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Noril'sk and Talnakh intrusions, Siberia: implications for ore-forming processes in dynamic magma conduits // *Economic Geology*. 2003. V. 98. №. 1. P. 69-86.
110. Li, J.-W., Deng, X.-D., Zhou, M.-F., Liu, Y.-S., Zhao, X.-F., Guo, J.-L. Laser ablation ICP-MS titanite U–Th–Pb dating of hydrothermal ore deposits: a case study of the Tonglushan Cu–Fe–Au skarn deposit, SE Hubei Province, China // *Chemical geology*. , 2010.V. 270 № 1-4. P. 56-67.
111. Lightfoot, P., Hawkesworth, C., Hergt, J., Naldrett, A., Gorbachev, N., Fedorenko, V., Doherty, W. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotope evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1993. V. 114. № 2. P. 171-188.
112. Likhachev, A.. Platinum–copper–nickel and platinum deposits // *Eslan*, Moscow. 2006. 496 p.
113. Lindner, M., Leich, D.A., Russ, G.P., Bazan, J.M., and Borg, R.J. Direct determination of the half-life of ^{187}Re // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1989. V. 53. P. 1597–1606.

114. Ludwig, K. Isoplot version 4.15: a geochronological toolkit for microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Special Publication. 2008. V. 4. P. 247-270.
115. Malitch, K., Belousova, E., Griffin, W., Badanina, I.Y. Hafnium-neodymium constraints on source heterogeneity of the economic ultramafic-mafic Noril'sk-1 intrusion (Russia) // *Lithos*. 2013. V. 164. P. 36-46.
116. Malitch, K.N., Belousova, E.A., Griffin, W.L., Badanina, I.Y., Pearson, N.J., Presnyakov, S.L., Tuganova, E.V. Magmatic evolution of the ultramafic–mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U–Pb and Hf-isotope data on zircon // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 159. P. 753-768.
117. Malitch, K.N., Belousova, E.A., Griffin, W.L., Martin, L., Badanina, I.Y., Sluzhenikin, S.F. Oxygen-hafnium-neodymium isotope constraints on the origin of the Talnakh ultramafic-mafic intrusion (Norilsk province, Russia) // *Economic Geology*. 2020. V. 115. № 6. P. 1195-1212.
118. Malitch, K. N., Latypov, R. M., Badanina, I. Y., Sluzhenikin, S. F. Insights into ore genesis of Ni-Cu-PGE sulfide deposits of the Noril'sk Province (Russia): Evidence from copper and sulfur isotopes // *Lithos*. 2014. V. 204. P. 172-187.
119. Malitch, K.N., Latypov, R.M. Re–Os and S isotope constraints on timing and source heterogeneity of PGE–Cu–Ni sulfide ores: A case study at the Talnakh ore junction, Noril'sk Province, Russia // *The Canadian Mineralogist*. 2011. V. 49. № 6. P. 1653-1677.
120. Mansur, E.T., Barnes, S.-J., Duran, C.J. An overview of chalcophile element contents of pyrrhotite, pentlandite, chalcopyrite, and pyrite from magmatic Ni-Cu-PGE sulfide deposits // *Mineralium Deposita*. 2021. V. 56. P. 179-204.
121. Marfin, A.E., Ivanov, A.V., Abramova, V.D., Anziferova, T.N., Radomskaya, T.A., Yakich, T.Y., Bestemianova, K.V. A Trace Element Classification Tree for Chalcopyrite from Oktyabrsk Deposit, Norilsk–Talnakh Ore District, Russia: LA-ICPMS Study // *Minerals*. 2020a. V.10. № 8. P. 716.

122. Marfin, A.E., Ivanov, A.V., Kamenetsky, V.S., Abersteiner, A., Yakich, T.Y., Dudkin, T.V. Contact metamorphic and metasomatic processes at the Kharaelakh intrusion, Oktyabrsk deposit, Norilsk-Talnakh ore district: Application of LA-ICP-MS dating of perovskite, apatite, garnet, and titanite // *Economic Geology*. 2020b . V. 115. № 6. P. 1213-1226.
123. Maslennikov, V., Maslennikova, S., Large, R., Danyushevsky, L. Study of trace element zonation in vent chimneys from the Silurian Yaman-Kasy volcanic-hosted massive sulfide deposit (Southern Urals, Russia) using laser ablation-inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) // *Economic Geology*. 2009. V. 104. № 8. P. 1111-1141.
124. Mavrogenes, J., Frost, R., Sparks, H.A. Experimental evidence of sulfide melt evolution via immiscibility and fractional crystallization // *The Canadian Mineralogist*. 2013. V. 51. № 6. P. 841-850.
125. McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // *Chemical geology*. 1995. V. 120. № 3-4. P. 223-253.
126. Meffre, S., Large, R.R., Scott, R., Woodhead, J., Chang, Z., Gilbert, S.E., Danyushevsky, L.V., Maslennikov, V., Hergt, J.M. Age and pyrite Pb-isotopic composition of the giant Sukhoi Log sediment-hosted gold deposit, Russia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2008. V. 72. № 9. P. 2377-2391.
127. Mezger, K., Hanson, G., Bohlen, S. U-Pb systematics of garnet: dating the growth of garnet in the Late Archean Pikwitonei granulite domain at Cauchon and Natawahunan Lakes, Manitoba, Canada // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1989. V. 101. № 2. P. 136-148.
128. Naldrett, A., Fedorenko, V., Asif, M., Lin, S., Kunilov, V., Stekhin, A., Lightfoot, P., Gorbachev, N. Controls on the composition of Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia // *Economic Geology*. 1996. V. 91. № 4. P. 751-773.
129. Naumov, V., Mukhina, A. Absolute age of volcanogenic formations of the central Siberian Platform // *International Geology Review*. 1977. V. 19. № 8. P. 951-957.
130. Pang, K.-N., Arndt, N., Svensen, H., Planke, S., Polozov, A., Polteau, S., Iizuka, Y., Chung, S.-L. A petrologic, geochemical and Sr–Nd isotopic study on contact metamorphism

and degassing of Devonian evaporites in the Norilsk aureoles, Siberia // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2013. V. 165. № 4. P. 683-704.

131. Patten, C., Barnes, S.-J., Mathez, E.A., Jenner, F.E. Partition coefficients of chalcophile elements between sulfide and silicate melts and the early crystallization history of sulfide liquid: LA-ICP-MS analysis of MORB sulfide droplets // *Chemical Geology*. 2013. V. 358. P. 170-188.

132. Petrov, O.V. *Isotope Geology of the Norilsk Deposits* // Springer Geology. 2019. 306 p.

133. Pochon, A., Poujol, M., Gloaguen, E., Branquet, Y., Cagnard, F., Gumiaux, C., Gapais, D. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks: Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France) // *American Mineralogist*. 2016. V. 101. № 11. P. 2430-2442.

134. Reguir, E.P., Camacho, A., Yang, P., Chakhmouradian, A.R., Kamenetsky, V.S., Halden, N.M. Trace-element study and uranium-lead dating of perovskite from the Afrikanda plutonic complex, Kola Peninsula (Russia) using LA-ICP-MS // *Mineralogy and Petrology*. 2010. V. 100. № 3-4. P. 95-103.

135. Renne, P.R. Excess ^{40}Ar in biotite and hornblende from the Noril'sk 1 intrusion, Siberia: implications for the age of the Siberian Traps // *Earth and Planetary Science Letters*. 1995. V. 131. № 3-4. P. 165-176.

136. Renne, P.R., Basu, A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // *Science*. 1991. V. 253. № 5016. P. 176-179.

137. Renne, P.R., Black, M.T., Zichao, Z., Richards, M.A., Basu, A.R. Synchrony and causal relations between Permian-Triassic boundary crises and Siberian flood volcanism // *Science*. 1995. V. 269. № 5229. P. 1413-1416.

138. Renne, P.R., Swisher, C.C., Deino, A.L., Karner, D.B., Owens, T.L., DePaolo, D.J. Intercalibration of standards, absolute ages and uncertainties in $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating // *Chemical Geology*. 1998. V. 145. № 1-2. P. 117-152.

139. Ripley, E.M., Li, C., Moore, C.H., Schmitt, A.K. Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2010. V. 74. № 2. P. 634-644.
140. Salnikova, E.B., Chakhmouradian, A.R., Stifeeva, M.V., Reguir, E.P., Kotov, A.B., Gritsenko, Y.D., and Nikiforov, A.V. Calcic garnets as a geochronological and petrogenetic tool applicable to a wide variety of rocks // *Lithos*. 2019. V. 338–339. P. 141–145.
141. Schoene, B., Bowring, S.A. U–Pb systematics of the McClure Mountain syenite: thermochronological constraints on the age of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ standard MMhb // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V. 151. № 5. P. 615.
142. Scott, D.J., St-Onge, M.R. Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U–Pb geochronology and PTt path determinations // *Geology*. 1995. V. 23. № 12. P. 1123-1126.
143. Selby, D., Creaser, R.A., Stein, H.J., Markey, R.J., Hannah, J.L. Assessment of the ^{187}Re decay constant by cross calibration of Re–Os molybdenite and U–Pb zircon chronometers in magmatic ore systems // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2007. V. 71. № 8. P. 1999-2013.
144. Seman, S., Stockli, D., McLean, N. U–Pb geochronology of grossular-andradite garnet // *Chemical Geology*. 2017. V. 460. P. 106-116.
145. Shannon, R.D. Revised effective ionic radii and systematic studies of interatomic distances in halides and chalcogenides // *Acta crystallographica section A: crystal physics, diffraction, theoretical and general crystallography*. 1976. V. 32. № 5. P. 751-767.
146. Shen, T.-t., Wu, F.-y., Zhang, L.-f., Hermann, J., Li, X.-p., Du, J.-x. In-situ U–Pb dating and Nd isotopic analysis of perovskite from a rodingite blackwall associated with UHP serpentinite from southwestern Tianshan, China // *Chemical geology*. 2016. V. 431. P. 67-82.

147. Sluzhenikin, S. Platinum-copper-nickel and platinum ores of Noril'sk Region and their ore mineralization // *Russian Journal of General Chemistry*. 2011. V. 81. № 6. P. 1288-1301.
148. Sluzhenikin, S.F., Krivolutsкая, N.A., Rad'ko, V.A., Malitch, K.N., Distler, V.V. and Fedorenko, V.A. Ultramafic-mafic intrusions, volcanic rocks and PGE-Cu-Ni sulphidesulphide deposits of the Noril'sk Province, Polar Siberia (O.N. Simonov, editor). Field trip guidebook. IGG UB RAS, Yekaterinburg. 2014
149. Smoliar, M.I., Walker, R.J., Morgan, J.W. Re-Os ages of group IIA, IIIA, IVA, and IVB iron meteorites // *Science*. 1996. V. 271. № 5252. P. 1099-1102.
150. Sobolev, A.V., Hofmann, A.W., Kuzmin, D.V., Yaxley, G.M., Arndt, N.T., Chung, S.-L., Danyushevsky, L.V., Elliott, T., Frey, F.A., Garcia, M.O., Gurenko, A.A., Kamenetsky, V.S., Kerr, A.C., Krivolutsкая, N.A., Matvienkov, V.V., Nikogosian, I.K., Rocholl, A., Sigurdsson, I.A., Sushchevskaya, N.M., Teklay, M. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // *Science*. 2007. V. 316. №. 5823. P. 412-417.
151. Starikova, A., Sklyarov, E., Kotov, A., Sal'nikova, E., Fedorovskii, V., Lavrenchuk, A., Mazukabzov, A. Vein calciphyre and contact Mg skarn from the Tazheran massif (Western Baikal area, Russia): Age and genesis // *Doklady Earth Sciences*. 2014.V 457. № 2. P. 1003-1007.
152. Sun, J., Yang, J., Wu, F., Xie, L., Yang, Y., Liu, Z., Li, X. In situ U-Pb dating of titanite by LA-ICPMS // *Chinese Science Bulletin*. 2012. V. 57. № 20. P. 2506-2516.
153. Tera, F., Wasserburg, G. U-Th-Pb systematics in three Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks // *Earth and Planetary Science Letters*. 1972. V. 14. № 3. P. 281-304.
154. Thompson, J., Meffre, S., Maas, R., Kamenetsky, V., Kamenetsky, M., Goemann, K., Ehrig, K., Danyushevsky, L. Matrix effects in Pb/U measurements during LA-ICP-MS analysis of the mineral apatite // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2016. V. 31. № 6. P. 1206-1215.

155. Vogt, J.H.L. Nickel in igneous rocks // *Economic Geology*. 1923. V. 18. № 4. P. 307-353.
156. Walker, R., Morgan, J., Horan, M., Czamanske, G., Krogstad, E., Fedorenko, V., Kunilov, V. Re-Os isotopic evidence for an enriched-mantle source for the Noril'sk-type, ore-bearing intrusions, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1994. V. 58. № 19. P. 4179-4197.
157. Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Bouse, R.M., Likhachev, A.P., Kunilov, V.E., Lyul'ko, V. Pb isotope data indicate a complex, mantle origin for the Noril'sk-Talnakh ores, Siberia // *Economic Geology*. 1992. V. 87. № 4. P. 1153-1165.
158. Wooden, J.L., Czamanske, G.K., Fedorenko, V.A., Arndt, N.T., Chauvel, C., Bouse, R.M., King, B.-S.W., Knight, R.J., Siems, D.F. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Noril'sk area, Siberia // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1993. V. 57. № 15. P. 3677-3704.

Приложение 1. Концентрация элементов-примесей в халькопирите руд Октябрьского месторождения

Тип руды	Диаметр(μm)	Старт (с)	Конец (с)	Время (с)	⁵⁵ Mn	⁵⁹ Co	⁶⁰ Ni	⁶⁶ Zn	⁷⁷ Se	⁹⁵ Mo	¹⁰⁹ Ag	¹¹¹ Cd	¹¹⁸ Sn	¹²⁵ Te	²⁰⁵ Tl	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi	S	Cu	Fe
					ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm						
1	30	26.424	44.307	17.883	18.503	148.30	6170	1119.4	74.23	0.01	11.13	58.64	6.56	5.02	0.02	39.44	1.81	34.9	33.9	30.5
1	30	24.991	39.034	14.043	18.052	0.33	49.93	767.8	76.01	0.01	1.28	44.80	6.51	6.43	0.03	35.46	3.30	34.8	36.2	28.9
1	30	41.441	58.465	17.024	13.860	3.03	144.74	533.5	71.94	0.02	1.24	42.56	6.54	3.54	0.03	48.33	1.54	34.9	35.8	29.2
1	30	24.016	38.059	14.043	16.063	144.72	6015	729.9	73.45	0.02	13.33	44.55	6.04	3.88	0.13	31.73	1.88	34.8	36.8	27.7
1	30	39.893	58.465	18.571	4.749	1.84	128.32	717.7	67.22	0.03	2.31	25.62	9.21	0.95	0.22	12.03	0.24	34.8	34.3	30.6
1	30	24.933	58.35	33.416	7.604	120.03	4728	2250.4	70.36	0.03	180.2	61.85	1.64	0.68	0.41	13.52	0.45	34.9	34.3	30.2
1	30	24.36	58.35	33.99	1.360	0.27	33.62	1180.0	73.96	0.01	1.21	34.60	1.74	1.37	0.02	7.74	0.35	34.8	36.2	28.9
1	30	24.418	39.55	15.132	130.71	8.78	582	747.9	77.83	0.01	13.69	24.53	1.75	0.83	0.12	3.48	0.09	34.9	35.5	29.5
1	30	40.753	57.834	17.081	5.732	0.43	59.03	563.7	95.61	0.03	1.78	37.50	6.26	10.99	0.68	3.89	0.04	34.9	37.0	28.2
1	30	25.163	58.235	33.073	7.340	0.35	57.08	808.7	100.90	0.01	1.69	45.22	8.54	10.22	0.43	5.97	0.08	34.9	35.3	29.7
1	30	24.704	57.283	32.579	6.362	0.39	58.78	735.4	99.86	0.02	1.60	41.82	4.78	11.71	0.57	3.67	0.07	34.8	36.5	28.6
1	30	25.805	57.283	31.478	6.864	0.86	67.87	1202.9	93.82	0.01	1.57	56.72	5.66	10.60	0.64	4.46	0.09	34.9	35.1	29.9
1	30	25.805	57.283	31.478	7.234	27.61	1154	402.9	85.64	0.04	5.07	33.85	2.10	8.46	0.09	24.73	0.66	34.9	32.2	32.6
1	30	25.805	57.283	31.478	5.415	257.20	7112	373.5	94.61	0.03	5.03	23.76	2.17	10.09	1.47	23.47	0.37	34.9	34.1	30.2
1	30	25.805	57.283	31.478	16.41	64.51	1720	346.7	95.89	0.04	7.24	21.85	2.22	9.59	0.38	18.78	0.28	34.9	38.1	26.9
1	30	25.805	57.283	31.478	9.323	0.94	56.96	580.8	95.71	0.05	4.17	33.51	2.38	9.57	0.08	204.95	0.74	34.8	35.0	30.0
2	30	25.805	57.283	31.478	2.278	320.10	11224	1575.5	124.50	0.03	24.4	82.92	16.95	15.94	1.69	41.31	2.18	34.9	33.7	30.2
2	30	25.805	57.283	31.478	1.287	0.26	42.18	448.1	98.43	0.04	1.03	25.98	14.63	12.35	0.12	3.62	1.85	34.9	35.5	29.6
2	30	25.805	57.283	31.478	1.361	112.51	4002	1256.9	132.81	0.01	11.52	63.76	17.83	20.46	1.32	16.36	2.25	35.0	36.5	28.2
2	30	25.805	57.283	31.478	1.029	11.21	454.63	526.7	114.74	0.03	14.28	35.03	15.86	17.78	0.33	15.64	2.57	34.9	35.1	29.9
2	30	25.805	57.283	31.478	3.869	275.78	9947	9543.4	119.82	0.00	40.48	342.5	16.87	18.38	1.95	272.10	3.20	34.9	35.1	29
2	30	25.805	57.283	31.478	8.558	526.65	19904	841.7	94.03	0.04	332.6	46.04	19.85	5.77	0.53	49.81	3.08	34.9	32.8	30.3
2	30	25.805	57.283	31.478	38.24	3.18	78.64	644.3	103.39	0.93	12.36	42.62	9.66	2.76	0.24	19.22	3.52	35.0	36.5	28.6
2	30	25.805	57.283	31.478	4.118	1.91	60.05	470.6	97.83	0.01	10.77	30.54	12.25	1.42	0.01	14.74	0.81	34.9	35.2	29.9
2	30	25.805	57.283	31.478	7.433	0.99	51.33	574.1	84.48	0.03	7.67	22.67	11.67	1.25	0.01	41.83	0.75	34.8	36.7	28.5
2	30	25.805	57.283	31.478	6.065	42.97	1681	345.8	112.32	0.05	15.59	31.67	11.76	17.27	0.25	12.90	4.07	34.9	37.0	28.0
2	30	25.805	57.283	31.478	4.634	53.36	1806	593.7	107.30	0.04	14.03	39.93	14.53	19.33	0.08	14.13	6.54	34.9	35.7	29.2

Приложение 1. Продолжение

Тип руды	Диаметр(μm)	Старт (с)	Конец (с)	Время (с)	⁵⁵ Mn	⁵⁹ Co	⁶⁰ Ni	⁶⁶ Zn	⁷⁷ Se	⁹⁵ Mo	¹⁰⁹ Ag	¹¹¹ Cd	¹¹⁸ Sn	¹²⁵ Te	²⁰⁵ Tl	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi	S	Cu	Fe
					ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm						
2	30	24.532	43.275	18.743	4.726	16.85	382.81	468.7	117.40	0.01	10.36	35.19	13.54	19.38	0.05	9.61	7.34	34.9	35.5	29.5
2	30	25.805	57.283	31.478	5.581	48.11	1770	690.8	108.59	0.03	10.53	43.84	14.28	17.22	0.12	10.69	6.75	34.9	35.6	29.3
2	30	25.805	57.283	31.478	0.722	0.31	212.85	744.0	128.94	0.01	63.76	46.88	1.85	16.70	0.23	3.79	0.18	34.8	35.8	29.3
2	30	25.805	57.283	31.478	2.253	0.33	51.49	1001.6	128.97	0.04	4.66	66.77	2.28	20.46	0.23	4.48	0.15	34.9	37.3	27.9
2	30	25.805	57.283	31.478	0.628	0.33	68.30	760.9	126.42	0.00	13.96	59.82	1.64	17.71	0.23	3.96	0.16	35.0	37.4	27.7
2	30	25.805	57.283	31.478	0.348	0.26	49.60	629.1	139.42	0.03	1.75	55.65	1.52	14.23	0.35	4.53	0.09	34.8	35.7	29.4
2	30	25.805	47.517	21.711	0.500	224.64	4690	352.6	81.95	0.04	6.36	24.79	0.39	11.07	0.50	12.25	0.81	34.9	35.4	29.2
2	30	25.805	57.283	31.478	0.642	46.80	971.05	374.1	80.92	0.03	7.26	26.83	0.42	12.39	0.19	11.71	1.13	34.8	35.8	29.2
2	30	25.805	57.283	31.478	0.908	19.60	461.08	372.6	81.24	0.01	4.51	25.02	0.28	13.77	0.13	7.67	1.08	34.8	36.8	28.3
2	30	25.805	57.283	31.478	40.72	150.49	3105	481.9	78.76	0.01	4.01	36.09	0.39	11.48	0.36	21.55	1.08	34.9	32.3	32.3
2	30	25.805	57.283	31.478	7.404	0.44	48.14	1506.7	110.71	0.02	2.06	53.22	3.06	4.30	0.12	24.56	0.34	34.8	35.9	29.2
2	30	25.805	57.283	31.478	3.340	0.24	47.58	867.1	111.02	0.03	2.23	32.10	9.35	3.73	<0.005	46.62	0.29	34.9	37.5	27.6
2	30	25.805	57.283	31.478	4.664	0.37	47.59	1149.6	119.71	0.01	2.31	40.54	12.76	27.32	0.05	51.11	5.81	35.0	35.8	29.3
2	30	25.805	57.283	31.478	3.862	0.30	45.87	1280.7	113.99	0.03	1.84	41.23	8.15	2.96	<0.005	42.34	0.26	34.0	35.8	29.2
3	30	25.805	57.283	31.478	0.385	0.20	42.40	409.7	97.19	0.03	1.41	41.94	1.43	1.07	0.04	8.32	0.07	34.8	35.0	30.1
3	30	25.805	57.283	31.478	0.424	0.24	42.24	490.5	103.64	0.01	1.48	35.86	1.34	3.34	0.02	5.55	0.06	34.9	36.4	28.7
3	30	25.805	57.283	31.478	0.843	263.13	16115	570.9	132.65	<0.007	2865.8	47.02	1.63	3.96	2.36	21.46	0.11	34.9	32.9	30.5
3	30	25.805	57.283	31.478	0.324	0.12	38.90	289.1	97.88	0.03	1.09	25.64	1.16	3.54	0.01	4.11	0.26	34.9	36.0	29.1
3	30	25.805	57.283	31.478	55.96	13.73	999	433.1	123.45	<0.006	55.3	40.54	1.36	38.73	0.54	10.94	15.91	34.8	35.0	29.9
3	30	25.805	57.283	31.478	0.719	0.29	52.97	704.2	115.26	0.02	2.06	43.37	0.83	6.70	0.03	4.95	0.83	35.0	35.6	29.5
3	30	25.805	57.283	31.478	1.235	0.82	68.92	644.7	103.21	0.03	5.29	46.28	1.13	16.97	0.79	5.70	0.04	34.9	35.7	29.4
3	30	25.805	57.283	31.478	2.380	0.76	50.80	3221.9	110.78	0.03	3.92	138.6	1.46	16.44	0.43	7.61	0.07	34.9	35.4	29.7
3	30	25.805	57.283	31.478	2.081	0.66	66.04	1173.5	109.51	0.03	3.97	84.40	2.20	16.62	1.67	12.17	0.13	34.8	36.6	28.5
3	30	25.805	57.283	31.478	2.289	0.64	66.78	715.8	111.88	0.02	4.52	53.76	1.04	16.78	1.33	1.80	0.12	34.9	35.7	29.4
3	30	25.805	49.351	23.546	1.194	0.50	48.25	2111.2	59.86	0.01	1.97	37.92	0.75	6.20	0.02	2.71	0.35	34.9	36.9	28.3
3	30	25.805	57.283	31.478	0.582	0.30	42.11	1299.4	61.12	0.02	1.27	27.95	0.48	4.87	0.02	3.47	0.30	34.9	34.9	30.2
3	30	25.805	47.975	22.17	0.445	0.64	63.82	751.1	54.96	0.03	1.94	17.48	0.69	6.12	0.03	2.52	0.69	34.9	36.6	28.5

Приложение 1. Продолжение

Тип руды	Диаметр(μm)	Старт (с)	Конец (с)	Время (с)	⁵⁵ Mn	⁵⁹ Co	⁶⁰ Ni	⁶⁶ Zn	⁷⁷ Se	⁹⁵ Mo	¹⁰⁹ Ag	¹¹¹ Cd	¹¹⁸ Sn	¹²⁵ Te	²⁰⁵ Tl	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi	S	Cu	Fe
					ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm						
3	30	25.805	47.918	22.113	0.407	0.24	42.51	689.7	62.12	0.04	1.43	18.27	0.53	6.08	0.03	3.16	0.72	34.9	35.6	29.5
3	30	25.805	57.283	31.478	0.593	0.68	45.76	507.1	112.02	0.03	2.00	18.25	4.60	12.34	0.04	2.79	1.04	35.0	35.2	29.8
3	30	25.805	57.283	31.478	0.915	0.65	55.84	581.8	124.31	0.05	2.08	21.57	9.93	18.04	0.07	2.76	1.54	34.9	37.0	28.2
3	30	25.805	47.746	21.941	1.098	1.15	56.70	899.4	122.33	0.01	1.95	29.42	7.38	17.70	0.11	4.16	1.39	34.9	36.5	28.6
3	30	25.805	57.283	31.478	417.24	34.84	1692	680.7	106.26	0.04	76.2	24.79	7.99	4.22	0.27	4.97	0.26	34.9	35.3	29.6
3	30	25.805	57.283	31.478	0.515	0.30	48.51	1894.2	99.11	0.04	2.66	22.72	2.70	7.97	0.03	4.54	0.31	34.9	36.6	28.5
3	30	25.805	57.283	31.478	0.761	0.33	49.90	1707.8	106.18	0.02	2.96	22.49	2.93	9.60	0.07	6.11	0.69	34.9	35.4	29.7
3	30	25.805	57.283	31.478	75.74	2.21	98.14	3066.0	99.09	0.03	2.55	36.65	1.44	4.58	0.06	5.55	0.27	34.9	34.7	30.3
3	30	25.805	57.283	31.478	0.371	0.45	48.82	2176.5	109.69	0.05	2.97	29.68	1.82	6.70	0.03	6.34	0.26	34.9	34.9	30.2
3	30	25.805	57.283	31.478	13.762	12.14	471	352.8	86.58	0.03	5.16	20.72	0.58	9.48	0.26	8.84	1.02	35.0	34.4	30.6
3	30	25.805	57.283	31.478	2.853	40.78	754	679.0	88.47	0.00	4.74	37.54	0.54	8.79	0.89	386.45	1.34	34.9	35.1	29.9
3	30	25.805	57.283	31.478	0.713	3.14	112	403.7	80.46	0.03	2.20	23.47	0.58	7.38	0.40	8.97	0.68	35.1	36.6	28.5
3	30	25.805	57.283	31.478	5.391	0.60	52.36	376.0	83.52	0.03	2.40	23.33	0.70	8.49	0.58	6.34	0.54	35.6	35.8	29.3
3	30	25.805	57.283	31.478	237.65	114.13	2675	1274.9	81.12	0.03	3.71	62.36	17.20	0.27	0.63	4.35	0.59	34.8	33.4	31.4
3	30	25.805	57.283	31.478	2.641	17.95	515	1029.3	86.66	0.03	2.96	50.98	1.59	0.38	0.20	2.70	0.45	34.9	35.6	29.4
3	30	25.805	57.283	31.478	17.161	1.23	53.83	963.4	73.16	<0.004	1.80	51.46	2.89	0.09	0.02	2.31	0.37	34.9	35.9	29.1
3	30	25.805	57.283	31.478	66.68	2.63	54.46	998.6	84.33	0.03	2.52	52.22	4.56	0.51	0.02	1.70	0.30	34.9	34.4	30.6
3	30	25.277	52.045	26.768	2.091	0.51	45.56	1756.3	116.76	0.02	9.38	61.10	3.22	23.97	0.65	6.30	0.29	35.0	35.2	29.9
3	30	25.805	52.332	26.526	1.644	0.43	57.07	581.4	113.61	0.04	8.12	27.22	3.12	22.51	0.75	9.43	0.38	34.9	36.3	28.8
3	30	25.805	54.223	28.418	1.147	0.23	45.50	566.4	110.84	0.02	7.70	23.60	3.52	22.35	0.70	5.49	0.30	34.8	36.2	28.9
3	30	25.805	57.283	31.478	1.529	0.36	45.58	685.0	118.60	0.03	9.58	32.29	2.54	21.88	0.60	9.30	0.56	34.9	36.0	29.0
3	30	25.805	57.283	31.478	0.555	927.07	33008	506.4	78.50	0.01	38.74	25.05	0.87	2.07	0.77	30.94	0.30	34.9	32.7	29
3	30	25.805	57.283	31.478	8.693	830.15	30269	698.5	74.86	0.04	38.91	35.14	0.77	2.58	2.78	35.17	0.74	34.8	32.7	29.3
3	30	25.805	57.283	31.478	30.100	812.49	26500	1219.9	72.88	0.01	35.31	40.40	0.84	3.43	0.89	24.84	0.43	34.9	29.5	32.7
3	30	25.805	57.283	31.478	12.374	514.91	20384	3275.2	78.21	0.01	24.61	93.00	0.78	2.76	0.76	29.09	1.30	34.9	17.8	44.5
3	30	25.805	57.283	31.478	17.806	106.53	1449	425.3	119.44	0.04	7.77	30.41	0.80	22.96	0.06	10.03	0.89	34.9	34.3	30.5
3	30	25.805	57.283	31.478	273.54	241.56	4663	429.6	116.10	0.03	62.2	30.23	3.69	14.79	0.11	11.26	0.41	35.0	33.4	31.2

Приложение 1. Продолжение

Тип руды	Диаметр(μт)	Старт (с)	Конец (с)	Время (с)	⁵⁵ Mn	⁵⁹ Co	⁶⁰ Ni	⁶⁶ Zn	⁷⁷ Se	⁹⁵ Mo	¹⁰⁹ Ag	¹¹¹ Cd	¹¹⁸ Sn	¹²⁵ Te	²⁰⁵ Tl	²⁰⁸ Pb	²⁰⁹ Bi	S	Cu	Fe
					ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm						
3	30	24.933	48.205	23.271	0.518	142.97	1848	335.1	110.44	0.01	9.58	29.39	0.79	22.18	0.07	10.28	1.02	34.9	35.5	29.4
3	30	25.805	57.283	31.478	16.865	72.72	1484	578.3	109.49	0.02	8.36	35.16	0.54	19.78	0.03	16.31	1.76	35.0	31.7	33.1
3	30	25.805	57.283	31.478	823.73	12.27	1881	332.5	116.62	0.04	110.6	13.50	3.09	10.19	2.07	22.99	0.71	34.9	34.8	30.1
3	30	25.805	57.283	31.478	18.667	28.42	1049	335.4	114.53	0.10	66.2	14.48	2.11	7.72	0.54	23.47	1.65	34.9	36.0	29.0
3	30	25.805	57.283	31.478	26.535	69.97	2166	342.2	113.19	0.03	16.25	14.45	1.34	6.95	0.74	50.88	3.68	35.0	32.2	32.6
3	30	25.805	57.283	31.478	51.415	42.30	1121	418.1	111.43	0.03	70.56	15.60	1.66	7.44	0.76	21.78	2.14	34.8	36.5	28.5

1 – массивная руда; 2 – вкрапленная руда; 3 – прожилково-вкрапленная руда

Приложение 2. Результаты U-Pb датирования апатита Октябрьского месторождения, Норильска-1 и стандарты апатита

	$^{207}\text{cor } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
401apatite	529	9	0.087	1.7%	0.027	1.5%	0.071	3.2%
401apatite	530	9	0.086	1.7%	0.027	1.4%	0.064	3.1%
401apatite	522	8	0.085	1.5%	0.028	1.5%	0.063	3.2%
401apatite	532	8	0.087	1.5%	0.027	1.5%	0.066	3.2%
401apatite	531	8	0.087	1.6%	0.027	1.4%	0.067	3.3%
McCLureMnt	554	15	0.213	1.4%	0.086	1.5%	0.562	1.2%
McCLureMnt	531	7	0.095	1.3%	0.034	1.4%	0.139	1.6%
McCLureMnt	534	7	0.097	1.3%	0.037	1.6%	0.150	1.9%
McCLureMnt	540	10	0.121	1.7%	0.055	1.8%	0.290	1.9%
McCLureMnt	541	8	0.104	1.4%	0.039	1.6%	0.190	1.9%
McCLureMnt	526	9	0.105	1.7%	0.045	1.9%	0.213	1.8%
NIST610	84	18	0.266	0.8%	0.588	1.1%	0.910	0.3%
NIST610	97	18	0.270	0.8%	0.592	1.1%	0.905	0.3%
NIST610	92	18	0.269	0.9%	0.595	1.1%	0.907	0.3%
NIST610	86	18	0.267	0.8%	0.591	1.1%	0.909	0.3%
NIST610	91	18	0.267	0.9%	0.592	1.1%	0.907	0.3%
NIST610	89	18	0.266	0.8%	0.589	1.1%	0.907	0.3%
NIST610	87	18	0.266	0.8%	0.589	1.1%	0.909	0.3%
NIST610	88	18	0.267	0.8%	0.592	1.1%	0.908	0.3%
OD306	1599	17	0.284	1.1%	0.084	1.4%	0.106	1.7%
OD306	1596	22	0.313	1.3%	0.106	1.5%	0.188	1.6%
OD306	1588	16	0.281	1.0%	0.084	1.3%	0.102	1.5%
OD306	1609	16	0.283	1.0%	0.084	1.4%	0.099	1.4%
OD306	1611	18	0.285	1.1%	0.085	1.3%	0.104	1.6%
OD306	1627	18	0.288	1.1%	0.087	1.3%	0.105	1.6%
OD306	1585	18	0.285	1.2%	0.086	1.4%	0.117	1.5%
OD306	1567	17	0.277	1.1%	0.084	1.3%	0.103	1.4%

Приложение 2. Продолжение.

	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
OD306	1575	16	0.280	1.1%	0.084	1.3%	0.107	1.2%
OD306	1591	18	0.281	1.2%	0.083	1.3%	0.103	1.3%
OD306	1631	18	0.317	1.1%	0.106	1.3%	0.181	1.3%
OtterLake	937	11	0.228	1.0%	0.067	1.2%	0.342	0.8%
OtterLake	969	11	0.208	1.1%	0.061	1.2%	0.261	0.9%
OtterLake	948	8	0.178	0.8%	0.053	1.1%	0.163	0.9%
OtterLake	951	8	0.177	0.9%	0.054	1.1%	0.154	0.6%
AM60-ap	260	13	0.080	3.4%	0.034	2.7%	0.447	3.6%
AM60-ap	237	13	0.085	3.3%	0.034	2.5%	0.511	3.1%
AM60-ap	258	11	0.082	2.7%	0.036	2.2%	0.464	2.5%
AM60-ap	253	12	0.062	4.0%	0.026	3.0%	0.342	4.0%
AM60-ap	257	11	0.057	3.7%	0.022	2.8%	0.287	4.0%
AM60-ap	259	10	0.051	3.6%	0.017	2.5%	0.211	5.4%
AM60-ap	262	16	0.087	3.7%	0.034	3.8%	0.483	4.1%
AM60-ap	234	16	0.064	4.6%	0.025	4.5%	0.395	5.9%
AM60-ap	253	10	0.062	3.5%	0.024	2.6%	0.336	3.2%
AM60-ap	265	5	0.047	1.9%	0.015	1.5%	0.134	3.2%
AM60-ap	252	4	0.045	1.6%	0.015	1.5%	0.148	2.1%
AM61-ap	277	15	0.081	4.1%	0.031	3.8%	0.426	3.8%
AM61-ap	252	8	0.050	2.7%	0.015	1.8%	0.215	4.1%
AM61-ap	277	16	0.081	4.5%	0.027	3.6%	0.429	3.4%
AM61-ap	238	11	0.081	2.9%	0.029	2.4%	0.492	2.4%
AM61-ap	255	14	0.112	3.1%	0.048	3.3%	0.584	2.2%
AM61-ap	243	10	0.080	2.4%	0.035	2.0%	0.477	2.4%
AM61-ap	202	11	0.052	4.2%	0.025	4.0%	0.361	4.6%
AM61-ap	255	32	0.154	4.5%	0.079	3.7%	0.680	3.7%
AM61-ap	238	13	0.076	3.5%	0.022	2.5%	0.463	3.6%

Приложение 2. Продолжение.

	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM62-ap	244	13	0.062	4.5%	0.036	3.8%	0.359	4.4%
AM62-ap	271	15	0.055	5.1%	0.022	6.0%	0.233	6.1%
AM62-ap	234	11	0.052	3.9%	0.025	4.3%	0.280	5.9%
AM62-ap	277	17	0.071	4.5%	0.033	5.1%	0.364	6.0%
AM62-ap	266	21	0.075	5.4%	0.037	5.3%	0.407	6.6%
AM62-ap	512	35	0.350	2.6%	0.260	2.2%	0.774	1.6%
AM62-ap	171	26	0.118	4.7%	0.054	3.4%	0.696	3.8%
AM62-ap	241	23	0.127	3.6%	0.068	2.8%	0.638	3.4%
AM62-ap	244	13	0.112	2.5%	0.097	2.3%	0.597	1.9%
AM62-ap	255	26	0.191	2.7%	0.187	2.5%	0.736	2.2%
AM62-ap	248	48	0.092	10.3%	0.049	8.6%	0.522	11.0%
AM62-ap	253	3	0.044	1.3%	0.014	1.3%	0.123	1.7%
AM62-ap	248	15	0.061	4.6%	0.029	4.8%	0.342	5.7%
AM62-ap	267	8	0.048	2.9%	0.019	3.1%	0.151	3.7%
AM62-ap	293	13	0.071	3.7%	0.033	4.7%	0.333	4.0%
AM62-ap	322	17	0.087	4.2%	0.049	5.2%	0.393	3.9%
AM62-ap	227	14	0.104	2.8%	0.116	3.0%	0.596	2.5%
AM62-ap	244	15	0.076	3.6%	0.047	3.4%	0.453	4.3%
AM62-ap	231	14	0.080	4.3%	0.048	4.6%	0.497	3.2%
AM62-ap	284	10	0.061	3.4%	0.031	3.4%	0.259	3.4%
AM62-ap	251	20	0.149	2.6%	0.117	2.5%	0.673	2.3%
AM62-ap	251	7	0.047	2.6%	0.017	3.2%	0.171	4.4%
AM62-ap	258	10	0.061	3.3%	0.027	3.0%	0.321	3.3%
AM62-ap	260	21	0.130	4.9%	0.107	3.9%	0.625	2.5%
AM62-ap	436	32	0.284	2.6%	0.277	2.3%	0.740	1.8%
AM62-ap	276	18	0.141	2.8%	0.093	2.5%	0.635	2.2%
AM62-ap	238	16	0.066	5.8%	0.032	3.4%	0.402	4.0%

Приложение 2. Продолжение.

	$^{207}\text{cor } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM62-ap	320	24	0.161	3.8%	0.120	4.1%	0.635	2.5%
AM62-ap	296	30	0.221	3.3%	0.193	2.7%	0.747	2.3%
AM62-ap	251	24	0.182	2.9%	0.122	2.5%	0.727	2.1%
AM62-ap	288	24	0.197	2.9%	0.179	2.6%	0.720	1.9%
AM62-ap	312	28	0.216	3.9%	0.187	3.5%	0.729	2.0%
AM62-ap	250	13	0.093	3.0%	0.044	2.7%	0.526	2.6%
AM62-ap	257	21	0.100	4.3%	0.034	3.9%	0.541	4.1%
AM62-ap	356	33	0.247	2.5%	0.241	2.1%	0.741	2.3%
AM62-ap	237	11	0.049	4.5%	0.021	4.0%	0.237	4.8%
AM62-ap	270	9	0.054	3.2%	0.024	3.2%	0.214	4.3%
AM62-ap	277	17	0.136	3.1%	0.105	2.9%	0.623	2.1%
AM62-ap	386	29	0.186	3.4%	0.143	2.6%	0.631	2.9%
AM62-ap	259	9	0.062	2.8%	0.032	2.9%	0.323	3.0%
AM62-ap	253	9	0.059	3.1%	0.022	2.6%	0.309	3.3%
AM62-ap	268	12	0.074	3.6%	0.033	2.7%	0.400	3.2%
AM62-ap	249	14	0.075	3.9%	0.032	2.9%	0.437	4.1%
AM62-ap	251	12	0.075	2.9%	0.038	2.7%	0.432	3.7%
AM62-ap	245	8	0.057	2.7%	0.024	2.6%	0.309	3.4%
AM62-ap	247	29	0.187	4.1%	0.166	2.9%	0.736	2.6%
AM62-ap	244	11	0.081	3.2%	0.039	3.9%	0.481	2.3%
AM62-ap	198	17	0.094	3.7%	0.054	3.2%	0.602	3.4%
AM62-ap	261	15	0.089	3.5%	0.068	3.7%	0.491	3.4%
AM62-ap	255	16	0.108	3.6%	0.068	4.5%	0.572	2.7%
AM62-ap	285	26	0.178	3.1%	0.165	2.8%	0.695	2.5%
AM62-ap	258	10	0.069	2.9%	0.034	2.7%	0.387	2.9%
AM62-ap	215	23	0.153	3.9%	0.143	3.3%	0.713	2.4%
AM62-ap	241	11	0.066	3.5%	0.041	3.5%	0.395	3.4%

Приложение 2. Продолжение.

	$^{207}\text{cor } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM62-ap	265	19	0.128	3.6%	0.089	3.8%	0.615	2.7%
AM62-ap	215	22	0.138	3.6%	0.112	3.0%	0.687	2.7%
AM62-ap	278	22	0.135	4.0%	0.106	3.8%	0.619	3.0%
AM62-ap	273	19	0.142	3.1%	0.117	2.6%	0.641	2.4%
AM62-ap	264	11	0.073	3.0%	0.044	2.8%	0.398	3.4%
AM62-ap	267	19	0.134	4.6%	0.122	3.2%	0.628	2.2%
AM-40-ap	262	5	0.0533	1.7%	0.0215	2.0%	0.2302	2.2%
AM-40-ap	270	9	0.0868	2.2%	0.0856	1.9%	0.4680	1.7%
AM-40-ap	283	12	0.1233	1.9%	0.0669	1.8%	0.5844	1.6%
AM-40-ap	260	11	0.1118	2.2%	0.0544	1.9%	0.5777	1.7%
AM-40-ap	274	14	0.1299	3.0%	0.0670	2.3%	0.6108	1.5%
AM-40-ap	279	14	0.1079	2.6%	0.0522	2.5%	0.5419	2.4%
AM-40-ap	263	8	0.0902	2.1%	0.0412	1.9%	0.4940	1.6%
AM-40-ap	288	14	0.1393	2.5%	0.0673	1.9%	0.6187	1.4%
AM-40-ap	267	9	0.1024	1.6%	0.0460	1.5%	0.5367	1.4%
AM-40-ap	266	13	0.1175	2.6%	0.0603	2.0%	0.5868	2.0%
AM-40-ap	298	19	0.1385	3.3%	0.0635	2.8%	0.6074	2.4%
AM-40-ap	269	7	0.0835	1.8%	0.0634	1.8%	0.4523	1.6%
AM-40-ap	272	12	0.1317	2.3%	0.0656	1.8%	0.6176	1.4%
AM-40-ap	280	15	0.1241	2.8%	0.0596	2.2%	0.5895	2.1%
AM-40-ap	287	13	0.1385	2.3%	0.0705	1.9%	0.6179	1.5%
AM-40-ap	282	14	0.1362	1.9%	0.0605	1.9%	0.6183	1.7%
AM-43-ap	418	17	0.2785	1.0%	0.0633	1.2%	0.7429	0.6%
AM-43-ap	439	18	0.2943	1.0%	0.0529	1.2%	0.7495	0.6%
AM-43-ap	395	16	0.2522	1.1%	0.0429	1.2%	0.7241	0.7%
AM-43-ap	464	19	0.3035	1.2%	0.0524	1.3%	0.7476	0.6%
AM-43-ap	461	19	0.3136	1.1%	0.0504	1.2%	0.7601	0.6%

Приложение 2. Продолжение.

	$^{207}\text{cor } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM-43-ap	447	19	0.2967	1.1%	0.0493	1.2%	0.7487	0.7%
AM-43-ap	388	17	0.2640	1.0%	0.0400	1.2%	0.7427	0.6%
AM-43-ap	430	18	0.2913	1.1%	0.0406	1.2%	0.7510	0.6%
AM-43-ap	468	19	0.3067	1.0%	0.0421	1.2%	0.7490	0.6%
AM-43-ap	483	19	0.3064	1.1%	0.0393	1.2%	0.7412	0.7%
AM-43-ap	413	17	0.2689	1.2%	0.0424	1.4%	0.7342	0.6%
AM-43-ap	458	19	0.3049	1.1%	0.0451	1.5%	0.7522	0.7%
AM-43-ap	408	17	0.2683	1.2%	0.0526	1.3%	0.7363	0.6%
AM-43-ap	432	18	0.2834	1.1%	0.0433	1.2%	0.7410	0.7%
AM-43-ap	583	24	0.3879	1.3%	0.1544	1.5%	0.7812	0.7%
AM-43-ap	394	17	0.2630	1.2%	0.2302	1.7%	0.7380	0.7%
AM-43-ap	604	25	0.4019	1.2%	0.1856	1.3%	0.7859	0.7%
AM-43-ap	731	28	0.4570	1.2%	0.3292	1.3%	0.7890	0.8%
AM-43-ap	479	20	0.3130	1.2%	0.2748	1.3%	0.7506	0.8%
AM-43-ap	1118	34	0.6198	1.3%	0.3488	1.3%	0.8014	0.8%
AM-43-ap	372	16	0.2333	1.9%	0.0744	1.4%	0.7141	0.7%

Приложение 3. Результаты U-Pb датирования перовскита Октябрьского месторождения и стандарты

	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		$^{207}\text{cor } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM-19-prv	303	39	250	5	0.0396	1.9%	0.0129	3.7%	0.0524	1.7%
AM-19-prv	761	40	232	3	0.0373	1.3%	0.0160	2.3%	0.0646	1.9%
AM-19-prv	359	51	262	4	0.0416	1.3%	0.0155	3.1%	0.0537	2.3%
AM-19-prv	465	31	251	3	0.0400	1.2%	0.0162	3.1%	0.0563	1.4%
AM-19-prv	367	40	225	3	0.0356	1.2%	0.0129	2.3%	0.0539	1.8%
AM-19-prv	255	35	256	4	0.0405	1.7%	0.0131	2.1%	0.0513	1.5%
AM-19-prv	321	70	253	7	0.0401	2.7%	0.0131	5.5%	0.0528	3.1%
AM-19-prv	489	66	213	5	0.0338	2.2%	0.0117	2.8%	0.0569	3.0%
AM-19-prv	398	58	280	5	0.0445	1.8%	0.0157	4.3%	0.0547	2.6%
AM-19-prv	428	41	267	3	0.0425	1.3%	0.0153	2.1%	0.0554	1.9%
AM-19-prv	283	48	248	7	0.0393	3.0%	0.0119	4.6%	0.0520	2.1%
AM-19-prv	1047	43	265	4	0.0432	1.4%	0.0180	2.8%	0.0742	2.1%
AM-19-prv	1218	36	234	4	0.0383	1.6%	0.0202	2.5%	0.0809	1.8%
AM-19-prv	693	39	249	6	0.0399	2.4%	0.0157	3.5%	0.0625	1.8%
AM-19-prv	666	43	229	4	0.0366	1.6%	0.0230	3.4%	0.0618	2.0%
AM-19-prv	1666	49	245	4	0.0414	1.7%	0.0191	3.5%	0.1023	2.7%
91500	1081	31	1061	12	0.1791	1.1%	0.0541	2.3%	0.0754	1.6%
91500	1039	32	1065	10	0.1797	1.0%	0.0543	2.4%	0.0739	1.6%
91500	1079	32	1067	11	0.1801	1.1%	0.0563	2.2%	0.0754	1.6%
91500	1080	36	1062	10	0.1792	1.0%	0.0528	2.3%	0.0754	1.8%
91500	1078	35	1060	11	0.1789	1.0%	0.0549	2.4%	0.0754	1.7%
91500	1074	26	1066	10	0.1799	1.0%	0.0516	2.1%	0.0752	1.3%
91500	1124	27	1053	10	0.1781	1.0%	0.0525	2.0%	0.0771	1.3%
91500	1094	29	1056	10	0.1783	1.0%	0.0551	2.0%	0.0760	1.4%
91500	1136	27	1065	9	0.1802	0.9%	0.0542	2.1%	0.0776	1.4%
91500	1108	24	1025	9	0.1729	0.9%	0.0539	2.2%	0.0765	1.2%
91500	1133	33	1021	11	0.1724	1.1%	0.0532	2.6%	0.0775	1.7%

Приложение 3. Продолжение

	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$		207 cor $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
NIST610	5103	5	48	17	0.2309	1.0%	0.5039	1.2%	0.9090	0.3%
NIST610	5113	4	37	17	0.2302	1.0%	0.4992	1.2%	0.9154	0.3%
NIST610	5104	5	49	17	0.2332	0.9%	0.5031	1.2%	0.9099	0.3%
NIST610	5100	4	54	17	0.2333	0.9%	0.4984	1.2%	0.9071	0.3%
NIST610	5100	5	55	17	0.2347	0.9%	0.4947	1.2%	0.9073	0.3%
NIST610	5099	5	56	17	0.2341	1.0%	0.4985	1.2%	0.9065	0.3%
NIST610	5109	5	43	17	0.2326	1.0%	0.4953	1.2%	0.9130	0.3%
NIST610	5099	5	54	17	0.2330	0.9%	0.4905	1.2%	0.9067	0.3%
NIST610	5109	5	43	17	0.2323	0.9%	0.4976	1.2%	0.9129	0.4%
NIST610	5106	5	46	17	0.2315	1.0%	0.4976	1.2%	0.9108	0.3%
NIST610	5101	4	44	16	0.2240	1.0%	0.4904	1.2%	0.9075	0.3%
NIST610	5108	5	36	16	0.2234	1.0%	0.4922	1.2%	0.9123	0.3%

Приложение 4. Результаты U-Pb датирования титанита Октябрьского месторождения и стандарты титанита

	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM-40-tit	254	10	0.0408	3.8%	0.0124	4.3%	0.0627	11.1%
AM-40-tit	252	20	0.0400	7.8%	0.0110	7.7%	0.0541	30.3%
AM-40-tit	268	21	0.0425	7.5%	0.0120	7.9%	0.0492	35.9%
AM-40-tit	230	18	0.0363	7.5%	0.0131	6.6%	0.0408	34.0%
AM-40-tit	225	19	0.0377	7.9%	0.0131	8.2%	0.0965	29.0%
AM-40-tit	246	20	0.0396	7.8%	0.0122	7.6%	0.0641	24.0%
AM-40-tit	242	13	0.0396	5.3%	0.0116	6.3%	0.0779	13.8%
AM-40-tit	232	16	0.0374	6.9%	0.0116	6.0%	0.0675	18.0%
AM-40-tit	254	11	0.0410	4.4%	0.0118	4.6%	0.0666	12.0%
AM-40-tit	240	12	0.0390	4.9%	0.0126	4.8%	0.0738	11.5%
AM-40-tit	240	17	0.0393	6.6%	0.0131	5.2%	0.0798	24.5%
AM-40-tit	254	10	0.0411	3.9%	0.0128	4.3%	0.0693	9.3%
AM-40-tit	259	10	0.0412	4.0%	0.0133	3.8%	0.0560	11.3%
AM-40-tit	236	16	0.0380	6.6%	0.0124	5.8%	0.0650	19.6%
AM-40-tit	245	16	0.0388	6.3%	0.0120	6.4%	0.0531	21.2%
AM-40-tit	237	17	0.0374	6.8%	0.0117	6.7%	0.0306	39.5%
AM-43-tit	251	8	0.0426	3.1%	0.0195	5.1%	0.1054	6.2%
AM-43-tit	254	8	0.0443	2.9%	0.0275	4.6%	0.1272	4.7%
AM-43-tit	249	7	0.0473	2.5%	0.0376	4.0%	0.1864	3.8%
AM-43-tit	246	5	0.0397	2.2%	0.0150	4.8%	0.0658	4.8%
AM-43-tit	255	6	0.0409	2.2%	0.0154	5.3%	0.0627	5.9%
AM-43-tit	241	6	0.0388	2.6%	0.0131	5.6%	0.0655	5.9%
AM-43-tit	257	11	0.0803	2.7%	0.0879	3.2%	0.4557	2.7%
AM-43-tit	246	12	0.0415	4.8%	0.0130	4.9%	0.1026	8.5%
AM-43-tit	507	77	0.3884	5.7%	1.4135	4.9%	0.8125	3.5%
AM-43-tit	240	5	0.0509	1.9%	0.1353	2.7%	0.2568	2.4%
AM-43-tit	267	10	0.0586	3.2%	0.1763	4.6%	0.2776	4.3%

Приложение 4. Продолжение

	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM-43-tit	256	4	0.0411	1.5%	0.0139	2.6%	0.0627	3.9%
AM-43-tit	248	4	0.0395	1.5%	0.0139	3.5%	0.0562	3.7%
AM-43-tit	247	4	0.0392	1.6%	0.0131	3.4%	0.0546	3.9%
AM-43-tit	254	9	0.0426	3.5%	0.0308	11.2%	0.0957	7.8%
AM-43-tit	248	10	0.0415	4.0%	0.0331	10.3%	0.0971	7.7%
AM-43-tit	239	25	0.1231	4.2%	0.5445	4.3%	0.6309	3.8%
AM-43-tit	229	24	0.1210	3.9%	0.7016	5.1%	0.6369	3.7%
AM-43-tit	199	42	0.1881	5.8%	0.2547	4.3%	0.7735	3.7%
100606Titanite	425	4	0.0701	1.1%	0.0237	1.5%	0.0773	1.4%
100606Titanite	435	6	0.0740	1.5%	0.0248	1.9%	0.1007	3.0%
100606Titanite	434	5	0.0725	1.1%	0.0245	1.7%	0.0881	1.6%
100606Titanite	445	8	0.0850	1.8%	0.0308	1.9%	0.1858	2.6%
19686-Titanite	1135	12	0.1935	1.0%	0.0578	2.2%	0.0820	1.9%
19686-Titanite	1142	12	0.1947	1.1%	0.0582	2.4%	0.0815	1.6%
19686-Titanite	1134	12	0.1936	1.1%	0.0569	2.5%	0.0830	1.7%
19686-Titanite	1139	12	0.1941	1.1%	0.0599	2.3%	0.0810	2.0%
19686-Titanite	1145	13	0.1945	1.2%	0.0582	2.5%	0.0780	1.8%
19686-Titanite	1142	13	0.1941	1.2%	0.0576	2.4%	0.0790	2.0%

Приложение 5. Концентрация элементов-примесей в титаните Октябрьского месторождения

	³¹ P	⁴⁹ Ti	⁵⁶ Fe	⁸⁹ Y	⁹¹ Zr	⁹³ Nb	¹³⁹ La	¹⁴⁰ Ce	¹⁴¹ Pr	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁷ Sm	¹⁵³ Eu	¹⁵⁷ Gd	¹⁵⁹ Tb
AM-40-tit	1397.94	181607.14	4649.08	386.92	2210.45	604.78	150.24	550.78	93.95	490.75	110.00	24.04	110.99	14.86
AM-40-tit	862.93	181607.14	5419.35	226.50	1706.25	326.70	80.38	299.99	52.29	269.14	62.56	13.95	63.60	8.63
AM-40-tit	918.07	181607.14	5096.16	254.32	1596.60	348.34	89.64	331.39	58.37	298.84	71.61	15.25	71.20	9.65
AM-40-tit	833.13	181607.14	4997.59	284.36	1531.27	385.98	105.30	391.21	67.70	350.25	75.99	17.32	80.46	10.48
AM-40-tit	813.63	181607.14	5054.58	298.16	1585.10	408.19	110.44	407.77	68.71	354.60	78.64	17.26	79.94	11.01
AM-40-tit	820.29	181607.14	5159.39	227.55	1601.84	325.58	79.44	299.39	52.18	271.65	65.19	14.58	64.20	8.99
AM-40-tit	681.84	181607.14	5092.01	303.42	1632.79	449.79	120.54	441.74	74.62	376.84	82.43	18.82	80.34	11.07
AM-40-tit	584.26	181607.14	5551.45	340.66	1849.62	564.37	142.37	509.58	84.26	421.23	92.01	19.61	88.31	12.24
AM-40-tit	476.06	181607.14	5974.65	421.14	2122.24	728.15	185.55	653.17	106.35	514.74	107.92	23.26	107.89	14.97
AM-40-tit	469.83	181607.14	5511.44	367.60	1923.39	613.93	156.63	562.68	92.47	453.48	92.95	21.22	94.59	12.97
AM-40-tit	626.79	181607.14	5146.88	303.41	1681.89	456.78	120.37	439.37	73.61	370.15	82.76	18.51	78.92	10.87
AM-40-tit	445.06	181607.14	6705.64	420.25	2284.60	715.18	196.30	693.82	108.90	504.03	106.32	24.09	102.33	14.40
AM-40-tit	466.61	181607.14	7072.61	437.95	2390.58	762.40	208.50	726.76	114.14	524.49	108.88	24.65	106.12	14.87
AM-40-tit	626.54	181607.14	5105.83	295.70	1604.73	440.38	116.89	431.76	72.04	365.71	78.85	18.00	80.35	11.04
AM-40-tit	631.02	181607.14	5191.48	257.02	1599.03	383.60	99.28	370.08	61.69	307.43	73.27	15.93	70.19	9.94
AM-40-tit	521.97	181607.14	5477.49	284.94	1688.46	384.19	106.35	408.16	67.82	340.92	77.50	17.33	74.99	10.73

Приложение 5. Продолжение

	¹⁶³ Dy	¹⁶⁵ Ho	¹⁶⁶ Er	¹⁶⁹ Tm	¹⁷² Yb	¹⁷⁵ Lu	¹⁷⁸ Hf	¹⁸¹ Ta	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U
AM-40-tit	80.60	15.09	35.45	4.18	21.40	2.46	53.47	82.66	<0.06	0.30	0.02	0.32	27.52	8.06
AM-40-tit	47.87	8.53	22.73	2.57	12.84	1.64	44.78	47.40	<0.05	0.12	<0.01	0.11	10.47	3.23
AM-40-tit	53.40	9.38	24.34	2.67	14.38	1.92	42.93	47.77	<0.07	0.13	<0.01	0.15	12.20	3.18
AM-40-tit	60.54	11.01	27.15	3.06	17.17	2.10	38.67	47.77	<0.06	0.13	<0.01	0.19	14.89	3.77
AM-40-tit	58.67	11.52	29.19	3.45	18.50	1.98	39.07	45.61	<0.08	0.15	0.01	0.20	15.80	4.07
AM-40-tit	49.02	8.70	21.25	2.59	13.98	1.64	41.94	47.10	<0.05	0.11	<0.01	0.12	10.58	3.05
AM-40-tit	63.15	11.56	29.59	3.33	18.26	2.13	38.01	42.42	<0.06	0.17	0.01	0.20	17.72	4.55
AM-40-tit	68.48	13.32	33.08	3.79	20.24	2.37	36.37	34.67	<0.06	0.22	0.01	0.24	21.98	6.00
AM-40-tit	84.55	16.27	41.93	4.87	26.21	3.04	37.01	25.48	<0.06	0.32	0.02	0.34	30.78	8.46
AM-40-tit	75.25	14.29	36.66	4.31	23.42	2.51	36.19	30.12	<0.07	0.24	0.02	0.30	24.97	6.75
AM-40-tit	63.73	11.77	29.22	3.31	19.04	2.23	38.80	39.42	<0.06	0.18	<0.01	0.21	17.55	4.69
AM-40-tit	86.56	15.99	42.77	5.30	27.10	3.27	38.59	20.07	<0.05	0.36	0.02	0.38	31.61	9.54
AM-40-tit	87.31	16.71	46.43	5.18	28.44	3.31	37.21	18.66	<0.07	0.39	0.02	0.43	34.65	10.21
AM-40-tit	61.49	11.82	28.22	3.41	18.21	2.16	37.81	41.82	<0.06	0.16	<0.01	0.20	17.00	4.46
AM-40-tit	54.49	9.89	25.74	2.94	15.96	1.91	38.74	42.71	<0.05	0.14	0.01	0.15	13.23	3.87
AM-40-tit	60.25	10.85	27.25	3.12	18.07	1.96	38.32	33.08	<0.04	0.13	<0.01	0.16	14.44	3.96

Приложение 6. Концентрация элементов-примесей в титаните Октябрьского месторождения

	³¹ P	⁴⁹ Ti	⁵⁶ Fe	⁸⁹ Y	⁹¹ Zr	⁹³ Nb	¹³⁹ La	¹⁴⁰ Ce	¹⁴¹ Pr	¹⁴⁶ Nd	¹⁴⁷ Sm	¹⁵³ Eu	¹⁵⁷ Gd	¹⁵⁹ Tb
AM-43-tit	499.7	181607	6891.6	272.2	1835	108.9	183.7	423.9	50.0	199.4	39.6	18.0	43.1	6.7
AM-43-tit	543.5	181607	6415.0	197.9	1728	138.5	196.4	405.3	45.2	173.8	31.7	17.8	32.3	4.7
AM-43-tit	514.3	181607	5942.9	162.7	1519	203.4	209.3	409.4	44.3	160.8	26.8	20.2	27.2	4.1
AM-43-tit	857.6	181607	5052.5	233.3	1223	215.2	325.7	718.9	79.8	292.6	48.8	28.5	43.1	6.9
AM-43-tit	890.6	181607	5477.7	212.6	1225	193.7	287.2	606.4	65.9	238.0	39.0	21.9	35.4	5.6
AM-43-tit	691.9	181607	6033.7	212.9	1117	224.7	235.3	536.2	61.5	232.3	43.1	21.2	41.9	6.3
AM-43-tit	447.2	181607	6384.7	214.9	1504	52.9	154.3	348.0	41.4	172.2	32.1	16.0	36.9	5.4
AM-43-tit	885.4	181607	5811.6	370.3	1706	94.3	296.8	664.4	79.1	323.0	59.6	22.0	67.6	9.9
AM-43-tit	95.7	181607	3770.7	21.6	458.1	1.57	16.4	34.3	4.0	17.2	2.9	1.3	3.7	0.6
AM-43-tit	215.8	181607	7513.3	465.9	2425	28.0	279.9	545.3	63.2	269.8	58.9	23.3	71.2	11.3
AM-43-tit	308.2	181607	7853.8	343.4	2567	22.4	223.6	443.6	55.1	225.9	49.4	20.7	55.3	8.4
AM-43-tit	590.3	181607	6373.1	861.7	1057	316.3	464.1	952.9	119.7	543.8	126.1	42.2	152.0	23.2
AM-43-tit	866.2	181607	5805.0	574.8	1464	441.3	440.3	700.5	72.6	296.4	64.8	28.8	81.3	14.0
AM-43-tit	940.4	181607	5548.3	353.8	2838	416.1	367.5	744.3	83.4	331.6	59.4	26.6	61.2	9.2
AM-43-tit	562.9	181607	6065.3	107.8	1082	29.1	85.1	139.5	14.2	54.4	11.4	6.5	15.5	2.4
AM-43-tit	586.9	181607	5986.5	91.7	1100	30.0	77.8	123.7	12.3	47.3	9.6	5.9	12.3	2.0
AM-43-tit	393.3	181607	6286.6	89.7	786.4	8.25	59.3	118.3	13.8	60.5	11.3	5.9	14.9	2.3
AM-43-tit	388.3	181607	6315.4	74.8	759.2	7.72	58.8	116.9	13.5	54.2	11.0	5.8	11.7	1.9
AM-43-tit	258.1	181607	5986.0	151.6	858.4	4.35	56.5	125.5	16.9	73.7	18.9	6.5	23.7	3.8

Приложение 6 Продолжение

	¹⁶³ Dy	¹⁶⁵ Ho	¹⁶⁶ Er	¹⁶⁹ Tm	¹⁷² Yb	¹⁷⁵ Lu	¹⁷⁸ Hf	¹⁸¹ Ta	²⁰⁴ Pb	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	²⁰⁸ Pb	²³² Th	²³⁸ U
AM-43-tit	43.8	9.7	30.3	4.7	31.3	4.3	42.5	3.13	<0.06	0.675	0.071	0.271	14.8	16.8
AM-43-tit	31.0	6.9	21.7	3.0	21.6	3.1	35.3	2.55	<0.06	0.821	0.105	0.341	13.4	19.9
AM-43-tit	27.1	5.6	17.4	2.7	16.6	2.6	25.5	2.59	<0.06	1.034	0.188	0.593	17.1	23.5
AM-43-tit	40.9	9.0	26.0	3.4	20.9	2.7	17.4	2.23	<0.06	1.384	0.093	0.315	22.4	37.5
AM-43-tit	36.0	8.0	22.3	3.1	19.4	2.6	16.3	1.83	<0.07	1.480	0.091	0.311	20.5	37.4
AM-43-tit	36.7	8.2	24.3	3.3	19.1	2.7	16.9	4.91	<0.07	1.073	0.068	0.357	28.6	28.5
AM-43-tit	35.2	7.8	23.9	3.4	22.8	3.0	35.5	1.68	<0.06	1.117	0.504	1.443	18.4	15.0
AM-43-tit	61.1	12.7	35.9	5.0	30.7	4.4	33.3	2.27	<0.05	0.590	0.058	0.513	39.3	14.7
AM-43-tit	3.7	0.8	2.4	0.4	2.8	0.5	10.0	0.09	<0.05	0.370	0.290	0.671	0.6	1.1
AM-43-tit	77.1	16.9	50.0	7.3	47.7	6.6	60.0	0.53	<0.07	2.738	0.696	1.526	12.2	57.8
AM-43-tit	56.4	13.3	41.5	6.1	43.0	7.6	57.2	0.60	<0.07	3.129	0.814	1.729	10.1	56.7
AM-43-tit	150.5	31.4	89.3	10.9	57.7	6.2	31.2	16.08	<0.06	2.638	0.162	1.107	86.2	69.1
AM-43-tit	91.9	21.8	66.0	9.5	57.6	7.1	32.8	7.03	<0.04	3.060	0.172	0.559	43.7	83.6
AM-43-tit	55.6	12.1	35.0	4.8	30.7	4.5	39.0	1.24	<0.05	3.005	0.166	0.786	65.3	83.8
AM-43-tit	16.7	4.0	13.1	2.1	14.7	2.6	17.8	0.13	<0.04	0.384	0.038	0.071	2.5	9.7
AM-43-tit	13.7	3.4	11.3	1.6	12.8	2.4	17.8	0.18	<0.05	0.408	0.039	0.077	2.4	10.5
AM-43-tit	14.8	3.4	10.3	1.7	13.6	2.2	15.1	0.10	<0.06	0.423	0.252	0.573	1.2	3.8
AM-43-tit	12.6	2.7	9.5	1.5	10.8	2.1	14.6	0.10	<0.06	0.398	0.240	0.576	1.0	3.6
AM-43-tit	23.2	5.1	17.3	2.5	19.7	3.2	18.4	0.15	<0.05	0.615	0.459	1.030	4.4	3.5

Приложение 7. Результаты U-Pb датирования граната Октябрьского месторождения

	$^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{208}\text{Pb}/^{232}\text{Th}$		$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
	age	+/-1 ster	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE	ratio	+/-1 RSE
AM-18-gar	287	16	0.0475	5.5%	0.0171	7.3%	0.0840	15.8%
AM-18-gar	253	26	0.0444	9.3%	0.0129	17.4%	0.1304	24.8%
AM-18-gar	268	15	0.0443	5.5%	0.0140	6.8%	0.0854	11.4%
AM-18-gar	242	14	0.0401	5.5%	0.0140	7.0%	0.0865	14.9%
AM-18-gar	275	21	0.0451	7.5%	0.0158	10.8%	0.0776	24.6%
AM-18-gar	291	47	0.0592	12.8%	0.0233	16.5%	0.2296	27.4%
AM-18-gar	253	12	0.0416	4.7%	0.0148	6.2%	0.0827	11.8%
AM-18-gar	248	12	0.0426	4.6%	0.0164	5.6%	0.1152	10.2%
AM-18-gar	260	22	0.0463	7.9%	0.0204	9.3%	0.1401	14.9%
AM-18-gar	206	37	0.0543	11.0%	0.0423	12.1%	0.3750	18.6%
MtDromedary	96	2	0.0175	2.4%	0.0058	2.1%	0.1622	3.4%
MtDromedary	99	2	0.0178	2.2%	0.0054	1.9%	0.1543	3.1%
MtDromedary	97	2	0.0170	1.9%	0.0054	1.8%	0.1359	3.0%
MtDromedary	100	1	0.0165	1.4%	0.0056	2.1%	0.0864	3.0%
NIST610	58	17	0.2409	1.3%	0.5227	1.4%	0.9094	0.3%
NIST610	57	17	0.2403	1.3%	0.5198	1.4%	0.9093	0.3%
NIST610	55	17	0.2395	1.3%	0.5194	1.4%	0.9101	0.3%
NIST610	57	17	0.2406	1.3%	0.5245	1.4%	0.9096	0.3%
NIST610	64	17	0.2459	1.2%	0.5231	1.4%	0.9086	0.3%