

На правах рукописи

Ашихмин Дмитрий Сергеевич



**ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОВ
ПЕРИДОТИТОВ В МАНТИЙНЫХ КСЕНОЛИТАХ ИЗ
ЩЕЛОЧНЫХ БАЗАЛЬТОВ АРХИПЕЛАГА ШПИЦБЕРГЕН**

*Специальность 25.00.09 – Геохимия, геохимические методы
поисков полезных ископаемых*

**Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого-минералогических наук**

Санкт-Петербург – 2021

Работа выполнена в федеральном государственном бюджетном образовательном учреждении высшего образования «Санкт-Петербургский горный университет»

Научный руководитель:

доктор геолого-минералогических наук, доцент

Скублов Сергей Геннадьевич

Официальные оппоненты:

Корсаков Андрей Викторович

доктор геолого-минералогических наук, профессор, федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева Сибирского отделения Российской академии наук, лаборатория теоретических и экспериментальных исследований высокобарического минералообразования, заведующий;

Калашиникова Татьяна Владимировна

кандидат геолого-минералогических наук, федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геохимии им. А.П. Виноградова Сибирского отделения Российской академии наук, лаборатория геохимии основного и ультраосновного магматизма, научный сотрудник.

Ведущая организация:– федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии алмаза и благородных металлов Сибирского отделения Российской академии наук, г. Якутск.

Защита состоится 1 октября 2021 г. в 14:00 на заседании диссертационного совета ГУ 212.224.04 Горного университета по адресу: 199106, г. Санкт-Петербург, 21-я линия, д.2, ауд. №1171а

С диссертацией можно ознакомиться в библиотеке Горного университета и на сайте www.spmi.ru.

Автореферат разослан 30 июля 2021 г.

УЧЕНЫЙ СЕКРЕТАРЬ
диссертационного совета



ГУЛЬБИН
Юрий Леонидович

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАБОТЫ

Актуальность темы исследования. Базальты, образовавшиеся в разных геодинамических обстановках, достаточно часто выносят на поверхность глубинные мантийные ксенолиты. Эти образования содержат информацию о составе и условиях существования мантийных пород.

Изучением мантийных ксенолитов арх. Шпицберген занималось большое количество исследователей. Благодаря полученным данным, стало возможным частично понять не только вещественный состав мантии, но и процессы, протекающие в ней.

Предположение о химическом равновесии между минералами мантийных ксенолитов, сохраняющемся во время их выноса на поверхность, лежит в основе оценки вариаций состава и P – T параметров верхней мантии. Изучение геохимических характеристик мантийных ксенолитов позволяет судить о составе, степени гетерогенности и условиях существования мантийных пород.

Однако, для более полного понимания геохимических характеристик мантийных пород и процессов, связанных с ними, необходимо проведение более детальных исследований, что и предопределило актуальность диссертационной работы.

Степень разработанности темы исследования

В связи с обширными исследованиями мантийных ксенолитов, начиная с середины прошлого века, собран огромный объём информации об их минеральном и химическом составе (Haskin et al., 1966; Suen et al., 1979; Ottonelo et al., 1984; Frey, 1984; McDonough, Frey, 1989; Ionov, 1998; Ionov et al., 2019; Tang et al., 2020).

Использование локальных методов (SIMS, LA-ICP-MS), получивших широкое развитие в последние десятилетия, позволяет пополнить банк данных для мантийных минералов, а в ряде случаев выявить новые закономерности и особенности поведения редких и редкоземельных (REE) элементов в мантийных процессах.

Цель работы заключается в выявлении новых закономерностей в распределении редких и редкоземельных элементов в ксенолитах мантийных перидотитов и слагающих их

минералах, которые отражают состав верхней мантии и позволяют реконструировать мантийные процессы в районе архипелага Шпицберген.

Для достижения поставленной цели решались следующие задачи:

1. Анализ химического состава мантийных перидотитов.
2. Выявление особенностей состава породообразующих минералов из ксенолитов по главным, редким и редкоземельным элементам (методы SEM-EDS, EPMA, SIMS, LA-ICP-MS).
3. Изотопно-геохимическое исследование (Sm-Nd метод) ксенолитов и минералов из них.
4. Определение P – T параметров образования мантийных перидотитов.

Научная новизна работы

Проведена систематизация мантийных перидотитов района арх. Шпицберген по характеру распределения в них редкоземельных элементов согласно классификации, предложенной Ф.П. Лесновым (2008).

Впервые изучен редкоэлементный состав породообразующих минералов, контактирующих с карманами плавления в мантийных перидотитах.

Выявлены контрастные по содержанию редких элементов генерации породообразующих минералов.

Установлено закономерное изменение состава минералов под воздействием мантийного метасоматоза, что накладывает ряд ограничений для их использования при петрологическом моделировании и термобарометрических расчетах.

Теоретическая и практическая значимость работы

Выявленные типоморфные особенности породообразующих минералов ксенолитов могут быть использованы для разработки модели строения верхней мантии для района арх. Шпицберген.

Новые данные по составу минералов из мантийных ксенолитов могут быть использованы в учебно-методических целях в рамках курсов «Общая геохимия», «Изотопная геохимия», «Петрология».

Методология и методы исследования. В основу работы положен каменный материал, предоставленный А.Н. Сироткиным

(АО «ПМГРЭ»). Изученная коллекция включает одиннадцать образцов мантийных ксенолитов, при этом из них два ксенолита достаточно крупные – более 15 см в диаметре.

Образцы пород были проанализированы на содержание главных элементов методом XRF. Концентрация редких и редкоземельных элементов определена методом ICP-MS (ВСЕГЕИ). Состав минералов по главным элементам изучен методом SEM-EDS (около 400 точек, JEOL JSM-6510LA с ЭД-приставкой JED-2200, ИГГД РАН). Содержание редких и редкоземельных элементов в минералах и стекле определено методом SIMS на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (более 90 точек) по методике (Соболев, Батанова, 1995). Редкие элементы в шпинелях анализировались методом LA-ICP-MS (более 70 анализов, Университет науки и технологий, Хэфэй, Китай). При построении спектров распределения REE состав минералов нормировался к составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Изучение Sm-Nd системы проводилось методом TIMS (ИГГД РАН). Сокращения названий минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010). В работе использована классификация пироксенов (Morimoto, 1988). Минеральный состав клинопироксена рассчитан при помощи программы PX-NOM (Sturm, 2001).

На защиту выносятся следующие положения:

1. Мантийные перидотиты района арх. Шпицберген разделяются на три группы по содержанию несовместимых (LREE, HFSE и LILE) элементов: в перидотитах первой группы содержание этих элементов понижено, в перидотитах второй группы – отвечает хондритовому уровню, в перидотитах третьей группы – повышено за счет резкого увеличения содержания этих элементов в клинопироксене.

2. Породообразующие минералы – оливин и клинопироксен, расположенные в непосредственной близости от карманов плавления в мантийных перидотитах третьей группы, характеризуются аномально повышенным содержанием несовместимых элементов (LREE, Y, Ti, Zr, Sr, Ba, V).

3. Мантийные перидотиты третьей группы, подвергшиеся наиболее сильному флюидному воздействию, характеризуются

пониженными температурами минеральных равновесий (690–870°C) по сравнению с перидотитами первой и второй групп (940–1100°C).

Степень достоверности результатов исследования обусловлена представительностью каменного материала, использованием аналитических данных, полученных по сертифицированным методикам в аккредитованных лабораториях, представительностью использованных выборок геохимических данных, корректным применением методов математической статистики и графического представления информации, непротиворечивостью геологической информации и полученных автором результатов.

Апробация результатов. Основные положения и результаты работы докладывались на следующих конференциях: Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии» (2016, 2017), V международная конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского (2017), XXXVI International Conference «Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits» (2019).

Личный вклад автора заключается в постановке цели и задач диссертационного исследования, в анализе зарубежной и отечественной научной литературы по теме исследования, обработке и интерпретации полученных аналитических данных.

Публикации по работе. Результаты диссертационной работы освещены в 7 печатных работах, в том числе в 3 статьях – в изданиях из перечня рецензируемых научных изданий, в которых должны быть опубликованы основные научные результаты диссертаций на соискание ученой степени кандидата наук, входящих в международные базы данных и системы цитирования (Web of Science, Scopus).

Структура работы. Диссертация состоит из введения, 7 глав с выводами по каждой из них, заключения, списка литературы и приложения. Диссертация изложена на 164 страницах машинописного текста, содержит 36 рисунков и 21 таблицу. Список литературы включает 146 источников.

Благодарности. Автор глубоко благодарен своему научному руководителю профессору С.Г. Скублову за всестороннюю помощь в процессе работы. Автор выражает искреннюю признательность

А.Н. Сироткину («ПМГРЭ») за предоставленный фактический материал.

Автор признателен за проведение аналитических работ и обсуждение результатов А.Е. Мельнику, О.Л. Галанкиной, Н.М. Королеву и Е.С. Богомолову (ИГГД РАН), С.Г. Симакину и Е.В. Потапову (ЯФ ФТИАН), Ю.-Х. Чену (Китай), М.М. Мачевариани (Горный университет).

Исследование поддержано молодежным грантом РФФИ № 19-35-50014 мол_нр, руководитель В.Р. Ветрин (ГИ ФИЦ КНЦ РАН).

СОДЕРЖАНИЕ РАБОТЫ

Во введении обоснована актуальность темы работы, сформулированы цель, задачи и научная новизна проведенного исследования, раскрыты его теоретическая и практическая значимость, сформулированы основные положения, выносимые на защиту.

В первой главе рассмотрена степень изученности мантийных ксенолитов, а также приведен обзор литературы по мантийному метасоматозу.

Во второй главе приведены данные о геологическом строении региона.

В третьей главе охарактеризованы методы исследования, использованные в работе.

В четвертой главе на основе петрографических исследований выделены и охарактеризованы минеральные типы изученных мантийных ксенолитов.

В пятой главе обсуждаются геохимические особенности изученных ксенолитов.

В шестой главе рассматриваются закономерности распределения главных, редких и редкоземельных элементов в минералах, слагающих ксенолиты.

Седьмая глава посвящена оценкам P – T параметров образования мантийных перидотитов, полученных с помощью как классических, так и «геохимических» минеральных геотермобарометров.

В заключении приводятся главные выводы работы.

Краткая характеристика объекта исследования

Вулкан Сверре расположен на северо-западном окончании о. Западный Шпицберген. Породы, слагающие вулкан Сверре и вмещающие ксенолиты мантийных пород, представлены эффузивами: базальтами и трахибазальтами (Буров, 1965), нефелиновыми базанитами (Amudsen, 1987), базальтами (Геншафт, Илюпин, 1987), щелочными базальтами (Skjeklvale et al., 1989; Евдокимов и др., 1991; Копылова и др., 1996).

Мантийные ксенолиты в щелочных базальтоидах арх. Шпицберген впервые были описаны Ю.П. Буровым (1965). Позднее Х. Фюрнес с соавторами (1986) и Х. Амундсен (1987) дали характеристику состава ксенолитов и отметили наличие стекла в них. Минералогические и петрографические особенности включений были изучены Ю.С. Геншафтом и И.П. Илупиным (1987). Весомый вклад в исследования карманов плавления в мантийных ксенолитах был сделан Д.А. Ионовым (1998). Особенности геохимии ксенолитов и условия их образования рассмотрены в статьях М.Г. Копыловой с соавторами (1996), Н.А. Шубиной с соавторами (1997). Детальное описание петрографических особенностей ксенолитов из щелочных базальтов вулкана Сверре приведено в диссертации В.А. Маслова (2000). Окислительно-восстановительные условия и термодинамические параметры верхней мантии под Шпицбергенем рассмотрены в работе (Гончаров и др., 2015). Тем не менее, целый ряд вопросов эволюции мантийных процессов применительно к арх. Шпицберген остается нерешенным.

Петрографическая характеристика ксенолитов.

Мантийные ксенолиты из вулкана Сверре имеют эллипсоидальную или сфероидальную форму. Исследуемая коллекция содержит как крупные образцы – размером до 18 см, так и сравнительно небольшие ксенолиты (до 5 см) и ксенокристаллы. Все исследованные ксенолиты относятся к «зеленой» (хром-диопсидовой) серии, и разделяются на два типа из четырех, предложенных В.А. Масловым (2000). Первому типу соответствуют ксенолиты Sh-11, Sh-1, Sh-4, Sh-6 и Sh-7. Они являются шпинелевыми гарцбургитами и оливиновыми ортопироксенитами

(40–55% оливина, 40–50% ортопироксена, 5–25% клинопироксена). Ортопироксен размером до 8 мм представлен энстатитом (Fs 8–14).

Второму типу соответствуют ксенолиты Sh-2, Sh-5, Sh-6, Sh-9 и Sh-14. Структура ксенолитов второго типа порфирокластическая. Крупные обломки (размером до 10 мм) зерен оливина, хром-диоксида, а также ортопироксена, окружены агрегатами более мелких зерен вышеназванных минералов.

Основные результаты отражены в следующих защищаемых положениях.

1. Мантийные перидотиты района арх. Шпицберген разделяются на три группы по содержанию несовместимых (LREE, HFSE и LILE) элементов: в перидотитах первой группы содержание этих элементов понижено, в перидотитах второй группы – отвечает хондритовому уровню, в перидотитах третьей группы – повышено за счет резкого увеличения содержания этих элементов в клинопироксене.

Спектры распределения REE в изученных ксенолитах перидотитов из вулкана Сверре достаточно сильно различаются. Так как образцы ксенолитов Sh-1, Sh-2 и Sh-11 были достаточно крупными, это позволило изучить распределение редких элементов в разных участках ксенолита: центр, промежуточная часть и краевая зона.

Максимальное и минимальное содержание легких лантаноидов (LREE) отличается в различных образцах почти на порядок. Наименьшее содержание LREE установлено для образца Sh-11a – 1.08 ppm, а максимальное встречено в образце Sh-7 – 12.1 ppm. Стоит отметить, что и столь низкое, и столь высокое содержание LREE является аномальным для данных пород.

В образце Sh-1 достаточно сильно проявлена дифференциация REE. Их максимальное содержание наблюдается в центральной части, от центра к краю ксенолита заметно уменьшение концентрации REE, в первую очередь, LREE (рисунок 1а). Образец Sh-2 слабо дифференцирован по распределению REE (рисунок 1б). В ксенолите Sh-11 спектр имеет слабopоложительный наклон (рисунок 1в). Небольшие ксенолиты (Sh-3, Sh-7, Sh-9, Sh-14) являются достаточно неоднородными по содержанию REE (рисунок 1г).

Рассматриваемые группы мантийных перидотитов можно соотнести с тремя группами по классификации, предложенной Ф.П. Лесновым (2008). В основе данной классификации лежит, в первую очередь, величина La/Yb отношения. Для первой группы $La/Yb < 1$, спектры REE имеют положительный наклон. Для второй группы $La/Yb \approx 1$, спектры REE субгоризонтальны. Для третьей группы $La/Y > 1$, наклон спектров REE отрицательный (рисунок 1).

Использование данной классификации способствует ответу на вопрос – происходило ли воздействие базальтового расплава на ксенолиты при их транспортировке? Если такое воздействие действительно имело место, то во всех образцах мантийных перидотитов должно наблюдаться сходство спектров REE.

К первой группе относится крупный ксенолит Sh-11, не дифференцированный по характеру распределения REE, среднее содержание LREE в данной разновидности пород составляет 10.4 ppm. Ко второй группе можно отнести ксенолиты Sh-2, Sh-5, Sh-6, Sh-9 и Sh-14, незначительно обогащённые LREE по сравнению с первой группой. Среднее содержание LREE в клинопироксене в данной группе составляет 37 ppm.

К третьей группе относятся ксенолиты Sh-1, Sh-4, Sh-6 и Sh-7, которые демонстрируют аномальное обогащение LREE и характеризуются высоким La/Yb отношением (до 98). Также в ксенолитах третьей группы отмечено наиболее высокое содержание U, Sr, Nd и Ba. Для крупного ксенолита Sh-1 было установлено, что редкие элементы (за исключением Cr) имеют максимальное содержание в центральной части и в краевой зоне ксенолита. Среди этой группы выделяются образцы, имеющие высокое содержание REE, и с аномально высоким (в 10–20 раз) содержанием Th, U и Ce. Среднее содержание LREE в клинопироксене из данной группы ксенолитов составляет 54.9 ppm.

В настоящее время существуют две гипотезы, объясняющие повышенное содержание элементов-примесей в породах мантии. Первая гипотеза связывает рост содержания элементов-примесей в мантийных породах с процессами мантийного метасоматоза, который подразделяется на два типа – явный и скрытый (stels) метасоматоз (Ionov et al., 1997). Характерной особенностью первого типа метасоматоза является доминирующее воздействие водной

фазы, благодаря которой происходит образование минералов, содержащих ОН-группу (флогопит, амфибол) и богатых несовместимыми элементами-примесями. При скрытом метасоматозе увеличение содержание LREE в мантийных породах связано с воздействием углекислотного флюида, обогащённого LREE и рядом других несовместимых элементов.

Вторая гипотеза предполагает механизм обогащения LREE и LILE за счет взаимодействия ксенолита с базальтовым расплавом в ходе транспортировки мантийных пород на дневную поверхность (Леснов, 2008). Основной причиной обогащения является отсутствие равновесия в системе ксенолит–базальтовый расплав, при этом базальтовый расплав существенно горячее мантии, которую он прорывает. Очевидно, что в базальтовых расплавах содержание несовместимых элементов, а также летучих компонентов выше, чем в породах верхней мантии. Соответственно, базальтовый расплав, воздействуя на ксенолит, повышает содержание несовместимых элементов во всем его объеме путем фильтрационного метасоматоза, а для крупных ксенолитов – в краевой части.

Предположению об обогащении изучаемых ксенолитов несовместимыми элементами за счет их взаимодействия с базальтовым расплавом противоречит тот факт, что обогащение LREE наблюдается не во всех ксенолитах, а сами образцы ксенолитов достаточно контрастны по содержанию редких элементов. Кроме того, в случае реализации данного механизма наибольшее обогащение несовместимыми элементами должно иметь место в ксенолитах небольшого размера, а также в краевых частях крупных ксенолитов, что не находит фактического подтверждения. Поэтому можно сделать вывод, что наиболее вероятный механизм обогащения мантийных ксенолитов несовместимыми элементами (LREE, HFSE и LILE) связан с проявлением мантийного метасоматоза скрытого (stells) типа.

2. Породообразующие минералы – оливин и клинопироксен, расположенные в непосредственной близости от карманов плавления в мантийных перидотитах третьей группы, характеризуются аномально повышенным содержанием несовместимых элементов (LREE, Y, Ti, Zr, Sr, Ba, V).

Оливин. Распределение главных компонентов в оливине (форстерите) достаточно выдержано во всех зернах (Fo 89.7–92.5) с тенденцией к повышению магниальности в их центральной части. Особое внимание стоит уделить оливину, расположенному рядом с карманами плавления. Карманы плавления в исследуемом ксенолите – образования неправильной формы размером до 2×3 мм (рисунок 2). В пределах кармана плавления наблюдаются новообразованные (по отношению к первичным минералам) мелкие идиоморфные зерна моноклинного пироксена, шпинели, реже – оливина, обычно отделенные от карбоната и стенок кармана каймой из силикатного стекла шириной до 20 мкм. На границе кармана плавления с вмещающим неизменным лерцолитом зерна шпинели, оливина и клинопироксена приобретают идиоморфные очертания и меняют состав на контакте с веществом кармана при обрастании изначально подплавленных зерен новообразованными минералами, либо при их частичной перекристаллизации, сопровождающейся изменением состава.

Было установлено, что в основном содержание REE в оливине колеблется в пределах 0.0n–0.00n ppm, однако в ряде зерен, расположенных на контакте со стеклом, содержание REE возрастает примерно в сто и даже тысячу раз (таблица 1).

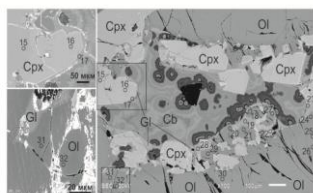


Рисунок 2 – Изображение кармана плавления в мантийном перидотите в режиме BSE. Обозначения: Ol – оливин, Crx – клинопироксен, Cb – карбонат, Gl – стекло

Зерна оливина, расположенные в непосредственной близости от карманов плавления, демонстрируют сильную неоднородность в распределении редкоземельных элементов (рисунок 2; Ашихмин и др. 2018). Неизменный оливин содержит незначительное количество как легких, так и тяжелых лантаноидов (HREE) (таблица 1, рисунок 3а), и в целом незначительно отличается от оливина, изученного во всех остальных ксенолитах. Слабо изменённый

оливин отличается от неизмененного повышенным (в 5–10 раз) содержанием LREE (в среднем 11 ppm; рисунок 3б). Уровень содержания REE в сильно измененном оливине значительно повышен (от 2 до 130 (!) ppm), что отличает его от двух других групп (таблица 1; рисунок 3в). При этом увеличение содержания REE в первую очередь обусловлено повышением LREE, рост содержания HREE на порядок ниже.

Таблица 1 – Содержание редких и редкоземельных элементов (ppm) в оливине из кармана плавления

Компонент	Неизмененный оливин (n=4)	Слабо измененный оливин (n=5)	Сильно измененный оливин (n=4)
La	0.01	0.10	8.39
Ce	0.02	0.15	16.73
Pr	0.005	0.02	1.92
Nd	0.03	0.08	8.13
Sm	0.06	0.04	1.19
Eu	0.01	0.04	0.48
Gd	0.02	0.03	1.29
Dy	0.02	0.03	1.06
Er	0.03	0.05	0.82
Yb	0.03	0.08	0.69
Lu	0.01	0.01	0.11
Li	1.21	0.72	1.81
Ti	18	122	3126
V	21	26	122
Cr	448	577	527
Sr	1.53	6.04	472
Y	0.09	0.23	6.64
Zr	0.54	0.66	12.4
Nb	0.05	0.31	15.7
Ba	0.42	4.95	323
Hf	0.03	0.05	0.58
Ta	0.04	0.03	0.37

Для редких элементов также прослеживается последовательное увеличение содержания от неизменного к сильно

изменённому оливину (ppm): Ti – 18, 122 и 3126, соответственно, V – 20.8, 26.3 и 122, Sr – 1.53, 6.04 и 472 соответственно. Содержание высоkozарядных элементов, Y и Zr, от неизмененного к сильно измененному оливину увеличивается примерно в 60 раз. Для неизмененного оливина содержание Ba не превышает 1 ppm, для слабо измененного оливина – находится в интервале 1–10 ppm, а в сильно измененном оливине – в интервале 12–55 ppm.

Клинопироксен. В большинстве образцов представлен диопсидом, вокруг зерен, которого иногда развиваются тонкие каемки волластонита. Установлено повышение магнeзиальности и уменьшение железистости от центральных частей зерен клинопироксена к краевым. Среднее содержание REE в клинопироксене из первой группы ксенолитов, рассмотренных выше, составляет около 2.3 ppm, из второй группы – 4.7 ppm, из третьей – 7.3 ppm. Выделено три группы спектров (рисунок 4): субгоризонтальные («горбатые»), с умеренно положительным и отрицательным наклоном. Такое различие по содержанию LREE, вероятно, связано как с ростом содержания диопсидового минала в клинопироксене (Леснов, 2001), так и процессом взаимодействия флюида с минералом и породой в целом (Ionov et al., 2002). Содержание HREE в клинопироксене из рассматриваемых групп находится примерно на одном уровне.

В клинопироксене, расположенном рядом с карманом плавления, к краю зерна значительно (в 2–4 раза) увеличивается содержание ряда элементов: Ti, V, Cr. Напротив, содержание Sr, Zr, Y и Nb уменьшается к краевой части зерна примерно в 1.5–2 раза.

Ортопироксен. Магнeзиальность ортопироксена в среднем составляет 0.83. Содержание REE в ортопироксене находится на уровне оливина, и в среднем составляет 0.07 ppm. Спектры распределения REE в ортопироксене имеют пологий положительный наклон и зачастую U-образный характер. Также в ортопироксене, как в оливине, наблюдается «синусоидальность» спектров REE, вероятно, связанная с воздействием мантийного флюида.

Шпинель. В ксенолитах были установлены две генерации шпинели (рисунок 5). Шпинель первой генерации представлена ксеноморфными кристаллами. Размер кристаллов шпинели

изменяется от 50 мкм до первых миллиметров. По своему химическому составу первая генерация шпинели отвечает герциниту.

Кристаллы второй генерации размером в среднем 5 мкм имеют более идиоморфный облик и присутствуют в виде обрастаний зерен первой генерации. По содержанию главных элементов шпинель второй генерации отличается от первой генерации пониженным содержанием глинозема и повышенным содержанием Cr_2O_3 . Вторая генерация шпинели встречается исключительно в ксенолитах, относящихся к третьей группе.

Среднее содержание REE в исследованных зернах не превышает порога 0.12 ppm, а спектры распределения REE имеют ярко выраженный синусоидальный облик с точками перегиба, отвечающих Dy и, в ряде случаев, Ho. Такое распределение REE является нетипичным для шпинели. Ранее было показано, что характерные спектры распределения REE в шпинели демонстрируют плавное убывание от легких к тяжелым REE (Леснов, 2008). Содержание легких REE увеличивается от La до Eu и далее, до Gd. Eu-аномалия в ряде образцов имеет неявно выраженный положительный характер. Распределение тяжелых REE резко дифференцировано: от Gd до Dy наблюдается уменьшение нормированных содержаний, а минимальное содержание среди HREE имеет Ho, который является точкой перегиба с последующим увеличением нормированных содержаний элементов от Er до Lu (Ашихмин и др., 2017).

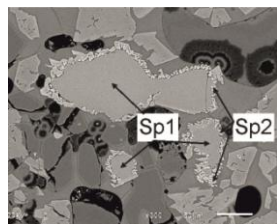


Рисунок 5 – Изображение двух генераций шпинели в мантийном перидотите в режиме BSE. Sp1 – первая генерация, Sp2 – вторая генерация

3. Мантийные перидотиты третьей группы, подвергшиеся наиболее сильному флюидному воздействию, характеризуются пониженными температурами минеральных равновесий (690–870°C) по сравнению с перидотитами первой и второй групп (940–1100°C).

Перидотиты третьей группы отличаются от перидотитов двух других групп повышенным содержанием несовместимых элементов (HFSE и LILE). Можно предположить, что причиной такой обогащенности перидотитов третьей группы, проявленной как на породном уровне, так и в отношении слагающих их минеральных фаз – оливина и клинопироксена, является расплав/флюид, возникший в мантийных породах при частичном плавлении орто- и клинопироксена. Расплав/флюид обогащается несовместимыми элементами, которые впоследствии входят в состав новообразованных минералов в процессе их взаимодействия с расплавом/флюидом (Ашихмин, Скублов, 2019). С данным предположением согласуется наблюдаемое в ксенолитах уменьшение количества ортопироксена и появление характерных черт в его морфологии (следы плавления и корродированные области границ), а также изменение состава клинопироксена в приконтактной зоне с карманами плавления. Процессы частичного плавления мантийных пород активно протекают за счет понижения температуры плавления минералов под воздействием флюида (Green, Wallace, 1988).

В целях установления температур минерального равновесия для групп перидотитов, подвергшихся процессам флюидного воздействия с обогащением несовместимыми элементами (третья группа ксенолитов), и не испытывавших воздействия этих процессов (первая и вторая группы ксенолитов) была проведена оценка P – T параметров с использованием как классических геотермобарометров и геотермометров (Wood, Banno, 1973; Brey, Kohler, 1987), так и геотермобарометров, основанных на перераспределении редкоземельных элементов между клинопироксеном и ортопироксеном (Yao, Liang, 2015).

На диаграмме P – T параметров для области верхней мантии района арх. Шпицберген (рисунок 6) представлены усредненные (между результатами расчетов классическими и геохимическими

термометрами) значения температур минеральных равновесий для трех групп ксенолитов. Полученные оценки P – T параметров продемонстрировали существование двух групп ксенолитов – низкотемпературных и высокотемпературных. К высокотемпературным относятся ксенолиты первой и второй группы. Для них рассчитанные значения температуры варьируют в интервале от 940°C до 1100°C, а значения давления находятся в диапазоне 20–24 кбар. Ксенолиты третьей группы характеризуются значениями температуры от 690°C до 870°C и давления от 12 до 16 кбар. Оценка давления произведена исходя из предположения, что на P – T диаграмме фигуративные точки лежат на одной эмпирической геотерме. Её положение определяется P – T параметрами, полученными для гранатовых вебстеритов (Гончаров и др., 2015). Эта эмпирическая геотерма совпадает с модельной геотермой с мощностью поверхностного теплового потока в 55 мВт/м².

Наблюдаемые различия в оценках температур минеральных равновесий для различных групп мантийных перидотитов подтверждают предположение о влиянии метасоматизирующего флюида на понижение температур плавления породообразующих минералов, что приводит к частичному плавлению и последующему перераспределению несовместимых элементов (HFSE и LILE). Ранее было показано, что породы, претерпевшие метасоматические изменения в мантии, могут характеризоваться пониженными оценками термодинамических параметров минеральных равновесий (Ionov, 1998).

Метасоматические процессы, протекавшие в верхней мантии под арх. Шпицберген, проявились на породном и минеральном уровне не только в перераспределении несовместимых элементов, но и в нарушении равновесности изотопных систем. Результаты исследования Sm-Nd системы в рассматриваемых мантийных перидотитах указывают на отсутствие изотопно-геохимического равновесия. Определенный Sm-Nd методом возраст по породе (WR)-Ol-Crx для четырех образцов (Sh-1a, Sh-2b, Sh-2a, Sh-2c) отличается как варьирующими и заведомо более молодыми (в сравнении с ожидаемыми) значениями абсолютного возраста, так и высокими погрешностями определения: 648 ± 490 млн. лет, 830 ± 1700 млн.

лет, 899 ± 2600 млн. лет, 882 ± 620 млн. лет, соответственно. Наблюдаемое «омоложение» значений возраста и значительные погрешности их определения вызваны воздействием флюида и последующим частичным плавлением части верхней мантии предположительно докембрийского возраста, находящейся под архипелагом Шпицберген, и претерпевшей, как минимум, два этапа плавления в протерозое (Богомолов и др., 2015).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Диссертация представляет собой законченную научно-квалификационную работу, в которой, в результате проведенного комплексного минералого-геохимического исследования пород и породообразующих минералов мантийных ксенолитов (оливина, клинопироксена, ортопироксена и шпинели) из щелочных базальтов вулкана Сверре, арх. Шпицберген, была получена дополнительная информация о строении верхней мантии и протекающих в ней процессах.

Мантийные перидотиты района арх. Шпицберген разделяются на три группы по характеру распределения несовместимых (LREE, HFSE и LILE) элементов: перидотиты первой группы деплетированы ими, перидотиты второй группы сохраняют субхондритовое содержание несовместимых элементов, перидотиты третьей группы обогащены этими элементами, прежде всего, за счет резкого увеличения их содержания в клинопироксене. Стоит отметить, что предшествующими исследованиями ксенолиты мантийных перидотитов из щелочных базальтов разделялись только на два типа, по степени дифференцирования LREE и MREE. Полученные данные могут способствовать более глубокому пониманию процессов миграции несовместимых элементов в породах верхней мантии.

В мантийных ксенолитах, относящихся к третьей геохимической группе, были установлены карманы плавления. Породообразующие минералы (оливин и клинопироксен), контактирующие с карманами плавления в мантийных перидотитах этой группы, характеризуются аномально повышенным содержанием несовместимых элементов (LREE, Y, Ti, Zr, Sr, Ba, V). В целом картина распределения REE в минералах, слагающих карманы плавления, носит достаточно сложный характер и требует

дополнительного изучения. Однако данные, полученные в настоящей работе, указывают на возможность значительного накопления REE в породообразующих минералах, ранее считавшихся ограниченно способными к накоплению этих элементов (оливин), а также на вероятное перераспределение REE между более ранними и поздними генерациями одного минерала (клинопироксен). Стоит отметить, что по уровню содержания ряда несовместимых элементов породообразующие минералы (оливин, клинопироксен) из мантийных ксенолитов арх. Шпицберген достаточно сильно обогащены ими по сравнению с одноименными минералами из ксенолитов в других провинциях.

Мантийные перидотиты третьей геохимической группы, подвергшиеся метасоматическому воздействию, отличаются от перидотитов первого и второго типа пониженными значениями температур минеральных равновесий (690–870°C и 940–1100°C соответственно), оцененных как по классическим двупироксеновым термометрам, так и по геотермометрам, основанным на распределении редкоземельных элементов. Ранее для породообразующих минералов в шпинелевых лерцолитах, слагающих верхнюю мантию под архипелагом Шпицберген, были получены оценки температур минеральных равновесий, укладывающиеся в интервал от 825°C до 1280°C (Гончаров и др., 2015). Полученные в работе данные в целом согласуются с этими определениями, однако, пониженные температуры минеральных равновесий относятся исключительно к перидотитам третьего геохимического типа, которые характеризуются более высоким содержанием несовместимых элементов.

Выявленные новые закономерности в распределении редких и редкоземельных элементов в ксенолитах мантийных перидотитов и слагающих их минералах, существенно дополняют представления исследователей о мантийных процессах в районе архипелага Шпицберген.

СПИСОК ОСНОВНЫХ РАБОТ, ОПУБЛИКОВАННЫХ ПО ТЕМЕ ДИССЕРТАЦИИ

Публикации в изданиях из Перечня ВАК:

1. Ашихмин, Д.С. Неоднородность состава ксенолитов мантийных перидотитов из щелочных базальтов вулкана Сверре,

архипелаг Шпицберген / Д.С. Ашихмин, С.Г. Скублов // Записки Горного института. – 2019. – Т. 239. – С. 483-491.

2. **Ашихмин, Д.С.** Геохимия шпинели из ксенолитов мантийных перидотитов (вулкан Сверре, архипелаг Шпицберген) / Д.С. Ашихмин, Ю.-Х. Чен, С.Г. Скублов, А.Е. Мельник // Записки Горного института. – 2017. – Т. 227. – С. 511-517.

3. **Ашихмин, Д.С.** Геохимия порообразующих минералов в мантийных ксенолитах из базальтов вулкана Сверре, арх. Шпицберген / Д.С. Ашихмин, С.Г. Скублов, А.Е. Мельник [и др.] // Геохимия. – 2018. – № 8. – С. 820-828.

Публикации в прочих изданиях:

4. **Ашихмин, Д.С.** Геохимические особенности шпинели из ксенолитов мантийных перидотитов (вулкан Сверре, архипелаг Шпицберген) / Д.С. Ашихмин, Ю.-С. Чен, А.Е. Мельник // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. XXVIII Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца. СПб.: Изд-во ВВМ, 2017. – С. 247-249.

5. **Ашихмин, Д.С.** Геохимические особенности оливина из карманов плавления в ксенолитах мантийных перидотитов, арх. Шпицберген / Д.С. Ашихмин, А.Е. Мельник, Н.М. Королев, А.Н. Сироткин // Материалы V международной конференции молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2017. – С. 600-604.

6. **Ашихмин, Д.С.** Геохимические особенности оливина, клинопироксена и стекла из карманов плавления в ксенолитах мантийных перидотитов, арх. Шпицберген / Д.С. Ашихмин, А.Е. Мельник, Н.М. Королев, А.Н. Сироткин // XXVII Молодёжная научная конференция памяти К.О. Кратца «Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии». Апатиты: Геологический институт КНЦ РАН, 2016. – С. 90-91.

7. **Ashikhmin, D.S.** Mantle metasomatism and geochemistry of minerals in mantle xenoliths from basalts, Spitsbergen archipelago / D.S. Ashikhmin, S.G. Skublov // «Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits». Proc. Intern. Conf. Saint-Petersburg State University, 23-26 May 2019. Moscow: Geokhi RAS, 2019. – P. 30-33.

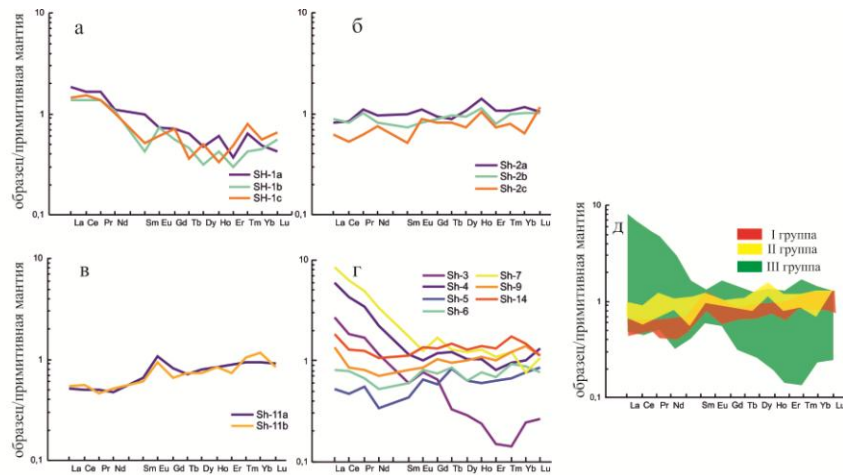


Рисунок 1 – Спектры распределения REE, нормированные к хондриту CI, в мантийных ксенолитах (а, б, в – крупные ксенолиты, г – мелкие ксенолиты); д – типизация спектров распределения REE

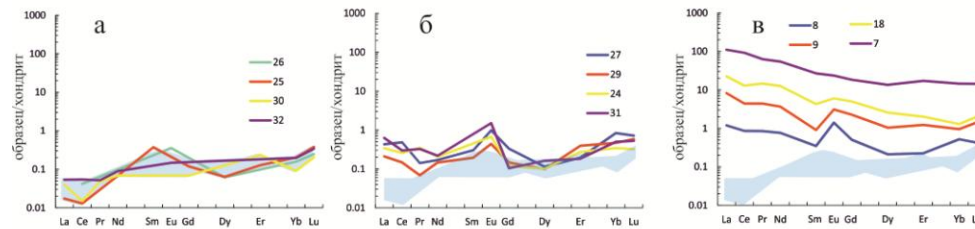


Рисунок 3 – Спектры распределения REE в оливине, расположенного в непосредственной близости от карманов плавления: неизмененный оливин (а), слабоизмененный оливин (б), сильноизмененные оливин (в). Тенью показан состав оливина на удалении от кармана плавления.

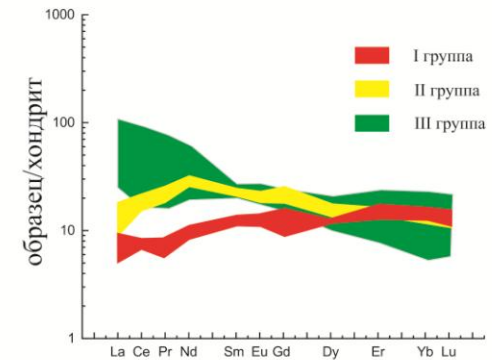


Рисунок 4 – Спектры распределения REE в клинопироксене из мантийных ксенолитов

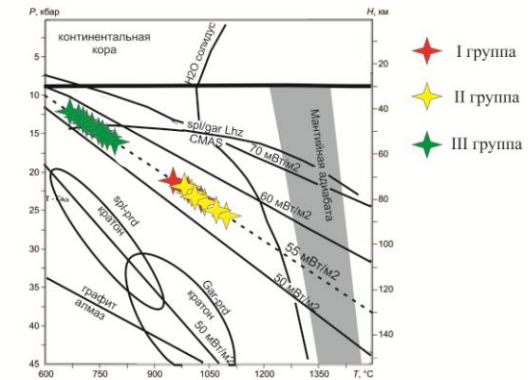


Рисунок 6 – Диаграмма P-T параметров для трех групп ксенолитов. Положение геотерм, полей устойчивости шпинелевых (spl-prd) и гранатовых (Gar-prd) перидотитов, линии перехода графит-алмаз, водного солидуса и мантийной адиабаты приведены для арх. Шпицберген по данным (Гончаров и др., 2015)