МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
имени М.В. ЛОМОНОСОВА
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ФАКУЛЬТЕТ

На правах рукописи

Шур Мария Юрьевна

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ МЕТАБАЗИТОВ С УЛЬТРАМАФИТАМИ В ЗОНАХ СУБДУКЦИИ

25.00.04 – Петрология, вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ

на соискание ученой степени

кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:

д.г.-м.н. А.Л. Перчук

Москва – 2019

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ…….. 4
Глава 1. Литературный обзор…….. 10
Глава 2. Методика проведения экспериментов…… 20
2.1. Исходные вещества…… 20
2.2. Дизайн ампул……... 26
2.3. Оборудование и условия проведения экспериментов…… 28
Глава 3. Методы исследования……..…… 32
3.1. Методы аналитических исследований ……..... 32
3.2. Методы расчетов…….. 35
Глава 4. Эксперименты в системе карбонатсодержащий гранатовый амфиболит– ультрамафит……... 37
4.1. Преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита …..... 37
4.2. Реакционные зоны……... 42
4.3. Преобразования ультрамафитовых слоев…… 47
4.4. Составы минералов…….. 51
4.5. Составы расплавов……... 61
4.6. Профили содержания главных петрогенных компонентов……. 66
4.7. Профили содержания редких элементов……... 74
4.8. Интерпретация процессов в ампулах…… 87
Глава 5. Эксперименты в системе карбонатсодержащий глаукофановый сланец– ультрамафит……... 91
5.1. Преобразования карбонатсодержащего глаукофанового сланца ……... 91
5.2. Реакционные зоны……... 96
5.3 Преобразования ультрамафитовых слоев…….…… 102
5.4 Составы минералов……..…..... 105
5.5 Профили содержания главных петрогенных элементов……..….. 112
5.6 Интерпретация процессов в ампулах…….. 114
Глава 6. Обсуждение результатов…….…….. 117
6.1. Контрастное происхождение метасоматических гарцбургитов……. 117
6.2. Пропитывающий и фокусированный потоки флюида (расплава)…….. 119
6.3. Экспериментальные расплавы: возможные природные аналоги..... 122
6.4. Взаимодействие коры и мантией: поведение редких элементов…….. 123

6.5. Eu аномалии в перидотитах и эклогитах……... 125
6.6. Поведение карбонатов в зонах субдукции…… 126
6.7. Гранатизация мантийных перидотитов……. 127
6.8. Эклогитизация глаукофановых сланцев…… 129
6.9. О вполне подвижном поведении компонентов…….…… 132
6.10. О флюидной фазе……... 132
6.11. Роль хлорита в надсубдукционной мантии……. 133
6.12. Природные аналоги……... 134
6.13. Сравнение составов синтетических и некоторых природных омфацитов…… 136
6.14. О сегрегации кислых расплавов в мантии……... 138
6.15. О природе омфацита в перидотитовых алмазах……. 140
ЗАКЛЮЧЕНИЕ…….. 141
Список литературы…….. 143
Символы минералов……. 160

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Флюиды и расплавы, выделяющиеся из субдуцирующих океанических плит, во многом определяют и контролируют магматизм островных дуг и активных континентальных окраин [Добрецов, 2010; Добрецов и др., 2017; Hermann et al., 2006; Manning, 2004; Scambelluri and Philippot, 2001; Spandler, Pirard, 2013; Schmidt, Poli, 2014; Zheng et al., 2016; Schmidt, Jagoutz, 2017]. При этом о характере, степени и масштабах преобразования мантии под воздействием весьма внушительных объемов восходящих расплавов и флюидов (годовые бюджеты H_2O и CO_2 исчисляются миллиардами и сотнями миллионов тонн, соответственно [Schmidt, Poli, 1998; Jarrard, 2003; Kelemen, Manning, 2015] известно пока крайне мало [Zheng et al., 2016]. Сведения о преобразовании самих жидкостей вследствие миграции через породы мантии также весьма ограничены [Spandler and Pirard, 2013].

Масштаб переноса элементов из пород субдуцирующей плиты и степень метасоматоза пород мантийного клина в значительной степени зависят от характера флюидного потока. Предлагаются разные модели способов миграции жидкостей в мантийном клине – (а) пропитывающие потоки с минеральными реакциями [Iwamori, 1998; Arcay et al., 2005; Cagnioncle et al., 2007; Hebert et al., 2009; Iwamori & Nakakuki, 2013]; (б) пропитывающие потоки без взаимодействия с вмещающими породами [Rüpke et al., 2004; van Keken et al., 2011]; (в) фокусированные потоки [Hack & Thompson, 2011]; (г) миграции жидкостей по границе слэба и мантии [Angiboust et al., 2012]; (д) перемещение пород и жидкостей в виде диапира без взаимодействия с вмещающими породами [Tatsumi et al., 1983; Furukawa, 1993; Gerya and Yuen, 2003; Behn et al., 2011].

В качестве основных режимов миграции флюида (расплава) в мантийном клине предполагаются пропитывающий (*pervasive*) и фокусированный (*channelized*) потоки [Manning, 2004; Konrad-Schmolke et al., 2011; Mibe et al., 2011]. В пропитывающем потоке эффективное соотношение флюида и породы относительно низкое, и флюид активно взаимодействует с минералами перидотита, изменяя их и постепенно теряя компоненты, необходимые для роста метасоматических минералов. Фокусированный поток характеризуется высоким отношением флюида и породы и достаточно высокой скоростью перемещения, что препятствует взаимодействию флюида с породами, через которые он проходит, благодаря чему первоначальный состав флюида в значительной степени сохраняется. На данный момент не существует консенсуса и убедительных аргументов в

пользу того, какой именно способ миграции флюида – пропитывающий или фокусированный преобладает в породах мантийного клина [например, Chen et al., 2012; Pirard and Hermann, 2015a; Spandler and Pirard, 2013].

Важнейшими источниками информации о процессах в зонах субдукции являются экспериментальное и численное моделирование. Соответствующие исследования, как правило, затрагивают процессы, происходящие лишь в одном из сегментов субдукционной системы – в коре [Schmidt and Poli, 1998; Kerrick, Connolly, 2001; Gorman et al., 2006; Poli et al., 2009; Hermann, Spandler, 2008] или в мантийном клине [Ulmer, 2001; Wunder, Meltzer, 2003; Grove et al., 2006; Fumagalli et al., 2009], и потому не дают полного представления о масштабе и характере процессов взаимодействия между породами коры и мантии.

Экспериментальное изучение мантийного метасоматоза, связанного с выносом компонентов субдуцирующей части океанической плиты, началось в 80-е и 90-е годы прошлого века [Sekine, Wyllie, 1982; Ходоревская, Жариков, 1997; Rapp et al., 1999] и заметно активизировалось в последнее время [например, Перчук, Корепанова, 2011; Перчук, Япаскурт, 2013; Pirard, Hermann, 2015a, 2015b; Bulatov et al., 2014; Grant et al., 2016; Gervasoni et al., 2017; Woodland et al., 2018]. Эксперименты, как правило, выполняются при *P-T* условиях, отвечающих границе кора–мантия в поддуговых (*sub-arc*) и задуговых (*back-arc*) участках зон субдукции. Большинство вышеуказанных экспериментов выполнено с единственным мантийным субстратом и единственным метасоматическим агентом, поэтому влияние состава мантийных пород на характер метасоматических преобразований и на состав остаточного флюида остается невыясненным.

Цель и задачи работы

Целью данной работы является выявление особенностей метасоматического и метаморфического преобразования перидотитов и пироксенитов мантийного клина под воздействием флюидов и расплавов, выделяющихся из метабазитов погружающейся плиты, а также влияния этих преобразований на состав мигрирующих жидкостей.

Для достижения поставленной цели были решены следующие задачи:

- Подготовка и проведение экспериментов по частичному плавлению аналогов субдуцирующей коры при *P-T* условиях зон субдукции;
- Подготовка и проведение экспериментов по взаимодействию между разными типами пород субдуцирующей плиты и мантийного клина при *P-T* условиях зон субдукции;
- Изучение продуктов опытов с помощью сканирующей электронной микроскопии, электронно-зондового микроанализа и рамановской спектроскопии;

- Построение профилей распределения петрогенных компонентов в продуктах опытов;
- Изучение содержания редких элементов в продуктах опытов с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS);
- Сопоставление экспериментальных результатов с данными по природным объектам.

Научная новизна

Выполнено первое систематическое экспериментальное моделирование преобразования и взаимодействия разных пород погружающейся плиты (карбонатсодержащие амфиболит и глаукофановый сланец) и вышележащей мантии (дунит, гарцбургит, лерцолит, вебстерит) при *P-T* условиях зоны субдукции.

Предложен новый механизм образования гарцбургитов – из лерцолитов при миграции через них кислых расплавов (или флюидов, содержащих SiO_2), и предложен геохимический критерий диагностики гарцбургитов такого происхождения.

Впервые экспериментально продемонстрировано, что петрогенные и редкоземельные элементы в зонах субдукции могут переноситься не только в направлении восходящего флюидного потока из метабазитов в вышележащие мантийные перидотиты, но и в обратном направлении.

Впервые показано, что мантийный субстрат влияет на то, какие петрогенные и флюидные компоненты будут выноситься из метабазитов субдуцирующей коры.

Впервые экспериментально продемонстрировано, что распределение редкоземельных элементов в перидотитах при их метасоматозе может определяться механизмом хроматографического фракционирования.

Для мантийных эклогитов (группа A, Coleman et al., 1965), которые встречаются во включениях в кимберлитах, экспериментально смоделирован механизм образования на фронте реакционного взаимодействия кислого расплава, выплавленного из корового матабазита, с перидотитом мантийного клина.

Предложена новая экспериментальная методика моделирования субдукционных процессов в ампулах без верхней крышки, обеспечивающая одноактное прохождение флюидов и расплавов через слои.

Практическая значимость

Результаты работы раскрывают фундаментальные закономерности преобразования пород мантийного клина в зависимости от их минерального состава и типа потока проходящих через них флюидов и расплавов, выделяющихся из субдуцирующих плит. Они

могут применяться при исследованиях островодужного магматизма, магматизма на активных окраинах, а также мантийных пород из метаморфических комплексов высокого давления.

Фактический материал

В основе работы лежат результаты экспериментов, произведенных автором в составе научного коллектива на установке "цилиндр-поршень" в Институте экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН в г. Черноголовка. По теме работы проведено 45 опытов продолжительностью от 68 до 283 часов, получено более 1500 микрозондовых анализов минералов и стекол, более 400 фотографий в отраженных электронах, 60 анализов LA-ICP-MS, 5 спектров комбинационного рассеяния света в минералах SiO_2, 4 определения валового химического состава пород методом рентгено-флуоресцентного анализа.

Защищаемые положения

1. Экспериментальное моделирование взаимодействия амфиболита (аналог коры) и перидотитов (аналоги пород мантийного клина) в зоне субдукции показало, что перенос компонентов из эклогитизированного амфиболита в перидотиты может осуществляться в едином процессе в режимах пропитывающего, фокусированного и диффузионного потоков при участии водосодержащего флюида или расплава. Продуктами метасоматического преобразования дунитов при пропитывающем потоке являются гарцбургиты, фокусированном – эклогиты, диффузионном – ортопироксениты.

2. Экспериментально установлено, что лерцолиты мантийного клина под действием водосодержащего кремнекислого расплава (флюида), выделившегося при эклогитизации амфиболита, могут превращаться в гарцбургиты. При этом кальций накапливается в метабазитовом слое – в направлении противоположном градиенту концентрации кальция и восходящим флюидным потокам.

3. В экспериментах с участием карбонатсодержащего глаукофанового сланца (аналог субдуцирующей коры) и модельных ультрамафитов мантийного клина (вебстерит и гарцбургит) установлено, что состав вышележащего мантийного субстрата оказывает существенное влияние на то, какие компоненты будут выноситься из корового вещества. Минеральные парагенезисы указывают на привнос в вебстерит Na_2O, тогда как гарцбургит обогащается K_2O, H_2O и CO_2.

Апробация работы

По теме диссертационной работы были опубликованы 4 статьи в журналах из списков «Scopus» или «Web of Science» и тезисы 12 докладов.

Основные результаты работы докладывались на конференциях:

- Четырнадцатая международная конференция «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле» (2013);
- «Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2013)», ГЕОХИ РАН, Москва(2013);
- «IX Международная школа по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука», Одесса (2013);
- Международная научная конференция студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов – 2014»;
- «Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2014)», Москва, ГЕОХИ РАН (2014);
- «21st International Mineralogical Association Meeting (IMA-2014)», Johannesburg, South Africa, ЮАР (2014);
- X Международная научная Школа по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (I.S.E.S.-2015) Миасс (2015);
- XII Всероссийское петрографическое совещание «Петрография магматических и метаморфических горных пород», Петрозаводск (2015);
- «26th Annual V.M. Goldschmidt Conference» Yokohama, Япония (2016);
- «12th International Eclogite Conference High- and ultrahigh-pressure rocks – keys to lithosphere dynamics through geologic time» Åre, Швеция (2017);
- «Проблемы магматической и метаморфической петрологии, геодинамики и происхождения алмазов», Новосибирск, Россия (2018).

Структура и объем диссертации

Диссертационная работа, общим объемом 160 машинописных страниц, состоит из введения, 6 глав, заключения и списка литературы, содержит 70 рисунков и 17 таблиц. Список литературы включает 222 наименования.

Диссертационная работа написана с использованием материалов статей и конференций, в которых диссертант является одним из авторов (Перчук и др., 2013, Шур и Перчук, 2015, Перчук и др., 2018, Perchuk et al., 2018).

Благодарности

Автор выражает глубокую благодарность научному руководителю д.г.-м.н. А.Л.Перчуку за всестороннюю помощь и постоянную поддержку в процессе работы над статьями и диссертацией; В.М. Полукееву и А.А. Сердюк за помощь в проведении экспериментов; В.О. Япаскурту, Н.Г. Зиновьевой, В.Д. Щербакову, Н.Н. Коротаевой, Е.В.Гусевой, А.Н. Некрасову и К.В. Вану за помощь в аналитических исследованиях, С.Т.Подгорновой за постоянную готовность помочь в вопросах оформления работ и не только, О.Г. Сафонову за предоставление образца шпинелевого лерцолита и всестороннее содействие работе в ИЭМ, С.М. Толчинскому за помощь в подготовке образцов, W.L.Griffin и S.E.M. Gain за научное сотрудничество и проведение анализов редких элементов, В.М.Козловскому за помощь в подготовке образцов исходных веществ, В.Д. Щербакову, А.В. Боброву и А.А. Арискину за обсуждение работы и ценные рекомендации по ее улучшению, всем сотрудникам кафедры петрологии геологического факультета за интерес к работе и доброе отношение.

В исследованиях использовалось оборудование, приобретенное по Программе развития Московского университета.

Кроме того, автор благодарит А.Е. Петрунина и А.В. Загурного за всестороннюю помощь и поддержку, всех членов своей семьи, в том числе родителей Ю.А. Шура и Т.Л.Дритову, сестру Д.Ю. Шур и детей А.Е. Шура, Я.А. Скоблова и С.А. Скоблову за поддержку и внимание к работе, а А.Ю. Скоблова также за помощь в подготовке порошка исходного вещества.

Глава 1. Литературный обзор

Зоны субдукции – это области колоссального по масштабу и диапазону *P-T* условий метасоматического преобразования пород мантийного клина под воздействием потоков жидкостей (флюидов, расплавов, надкритических жидкостей [Hermann et al., 2006]), основным источником которых являются погружающиеся океанические плиты [Schmidt, Poli, 2014; Zheng et al., 2016]. Океаническая литосфера приносит в зоны субдукции больше гигатонны воды в год [например, Jarrard, 2003]. Масштабность метасоматических преобразований на границе субдуцирующей плиты и вышележащей мантии обеспечивается контрастностью химического состава, температуры и фугитивности кислорода, а также количеством флюида [Bebout, 2007].

Флюиды и расплавы, выделяющиеся из субдуцирующей океанической литосферы (слэба), во многом определяют и контролируют магматизм островных дуг и активных континентальных окраин. В настоящее время существует консенсус в отношении того, что магматический фронт в мантийном клине образуется в результате снижения температуры солидуса, вызванной привносом H_2O в сухие породы [например, Winter, 2010]. Вместе с тем, до сих пор остаются неясными характер, степень и области преобразования мантии под воздействием флюидов (расплавов), выделяющихся из слэба.

Сведения о преобразовании пород мантийного клина черпаются из разных источников: природных материалов, термодинамического моделирования и экспериментальных исследований.

Ксенолиты в надсубдукционных вулканитах нередко рассматриваются как один из важнейших источников природной информации [Schiano et al., 1995; Ishimaru et al., 2007]. Однако поднимающиеся магмы могут захватывать лишь породы, находящиеся выше магматического фронта и удаленные от границы слэб-мантия на десятки километров. По всей видимости, эти породы не могут в полной мере характеризовать преобразования в мантии, которая находится ниже магматического фронта. Фрагменты субкратонной мантии, выносимые на поверхность кимберлитовыми расплавами, обычно не имеют никакого отношения к зонам субдукции (коллизии). Тем не менее, в нодуле гранатового гарцбургита из кимберлита в провинции Кимберли, ЮАР, зафиксировано флюидное воздействие на породу, связанное с древним субдукционным процессом [например, Bell et al., 2005].

Еще одним источником природных данных являются альпинотипные перидотиты, большинство из которых были вынесены тектоническими процессами из приграничной со слэбом области мантийного клина [Brueckner, Medaris, 2000; Bodinier, Godard, 2004;

Ревердатто и др., 2008; Van Roermund et al., 2002; Scambelluri et al., 2010]. Эти породы встречаются в гнейсовых комплексах, эксгумированных в обстановке континентальной коллизии. Условия преобразования этих перидотитов установить сложно, так как процессы могли происходить в ходе погружения как относительно "сухой" континентальной литосферы (коллизия) [Zheng et al., 2011], так и "водосодержащей" океанической литосферы (субдукция) [Peacock, 1996; Schmidt, Poli, 1998].

Фрагменты надсубдукционной мантии можно встретить также среди высокобарных серпентинитовых или сланцевых меланжей [Bebout, Barton, 2002; Spandler et al., 2008; Padrón-Navarta et al., 2010]. Однако максимальная глубина залегания таких субдукционных комплексов много меньше, чем гнейсово-сланцевых, и редко достигает 80 км (~2.5 ГПа). Ограничение вызвано тектоническим механизмом эксгумации этих пород (модель углового течения [Cloos, 1982; Gerya et al., 2002]). Следовательно, тектонические меланжи в зонах субдукции позволяют наблюдать преобразования мантии только в преддуговой (то есть до глубин менее 90 км) области, т.е., по всей видимости, в стороне от магматического фронта и области, затронутой конвекцией в мантийном клине.

Таким образом, природные объекты содержат ограниченную информацию о корово-мантийном взаимодействии, играющем важную роль в магматических процессах в зонах субдукции.

В практику исследований субдукционных процессов вовлекается также термодинамическое моделирование с использованием метода псевдосекций, заложенного в программные комплексы Thermocalc [Powell, Holland, 1988] и PerpleX [Connolly, 2005]. Применение программных комплексов в настоящее время ограничивается, в основном, моделированием петрологической структуры зон субдукции, т.е. установлением стабильности минеральных парагенезисов в разных участках при определенных температуре, давлении, составе и количестве флюида [Kerrick, Connolly, 2001]. Моделирование выноса H_2O и CO_2 на разных уровнях глубинности погружающихся плит выполнялось, например, Горманом и др. [Gorman et al., 2006]. Но в этой работе, так же, как и в других исследованиях подобного профиля, не затрагивались вопросы взаимодействия погружающейся литосферы и надсубдукционной мантии.

Экспериментальное изучение мантийного метасоматоза, связанного с выносом компонентов субдуцирующей части океанической плиты, началось в 80-е годы прошлого века и заметно активизировалось в последнее время. Эксперименты, как правило, выполнялись при *P-T* условиях, отвечающих границе кора–мантия в поддуговых (*sub-arc*) и задуговых (*back-arc*) участках зон субдукции. Мантийным аналогом супрасубдукционной мантии наиболее часто выбирался оливин [Rapp et al., 1999; Перчук, Япаскурт, 2013; Grant

et al., 2016; Pirard, Hermann, 2015a, 2015b; Perchuk et al., 2018], реже измененный дунит [Sekine, Wyllie, 1982], смеси минералов или оксидов, отвечающие гарцбургиту [Bulatov et al., 2014; Woodland et al., 2018], лерцолиту [Perchuk et al., 2018] и фертильному перидотиту [Gervasoni et al., 2017]. Метасоматические агенты были представлены либо различного рода "расплавами" – гранитом, стеклами кремнекислого, карбонатного и карбонатно-силикатного составов [Sekine, Wyllie, 1982; Pirard, Hermann, 2015a, 2015b, Gervasoni et al., 2017], либо флюидами (распад H_2O-, CO_2-содержащих минералов) или расплавами (частичное плавление), генерируемыми непосредственно в экспериментах с аналогами коры, такими как измененный базальт [Rapp et al., 1999], амфиболит [Ходоревская, Жариков, 1997; Перчук и др., 2013], глаукофановый сланец [Перчук и Япаскурт, 2013; Перчук и др., 2013], плагиоклаз [Grant et al., 2016], а также синтетические смеси, отвечающие по составу субдукционному осадку [Bulatov et al., 2014; Woodland et al., 2018] и эклогиту [Gervasoni et al., 2017].

Большинство вышеуказанных экспериментов выполнялось с единственным мантийным субстратом и единственным метасоматическим агентом, поэтому влияние состава мантийных пород на характер метасоматических преобразований и на состав остаточного флюида остается невыясненным.

Так, Р.Рэпп с соавторами [Rapp et al., 1999] изучали образование адакитовых расплавов при частичном плавлении амфиболизированного базальта и изменение их составов в процессе взаимодействия с перидотитами при температуре 1100-1150 ºС и давлении 3.8 ГПа. В ходе исследования было установлено, что основным продуктом реакционного взаимодействия расплавов с перидотитом является гранат. В одном из опытов отмечена совместная кристаллизация граната с ортопироксеном, а в другом – ортопироксена с амфиболом. Заметим, однако, что выполненные эксперименты не соответствуют результатам современного моделирования термальной структуры зон субдукции [Syracuse et al., 2010], они являются более высокотемпературными. Более того, как будет показано ниже, разложение амфиболита с выделением воды произойдет много раньше, чем давление в породе достигнет 3.8 ГПа (см. условия эксперимента в [Rapp et al., 1999]).

В тезисах [Girnis et al., 2012] сообщается об исследовании взаимодействия между метаосадком и перидотитом при еще более высоком давлении 6-10 ГПа и 900-1400 °С (задуговая область). Здесь также отмечается новообразование граната и ортопироксена в перидотитовом слое и в реакционной зоне между исходными веществами.

Экспериментальные исследования взаимодействия карбонатсодержащего глаукофанового сланца с оливином в условиях термального градиента (730-1000 ºС, 2.4-

2.6ГПа) и без градиента (800 ºС, 2.5 ГПа) показали [Перчук, Корепанова, 2011], что на границе между исходными веществами развивается ортопироксеновый слой, образование которого контролируется привносом SiO_2 во флюиде (расплаве). Там же отмечалось, что реакционный слой выступает в роли фильтра, удерживающего кремнезем, но пропускающего такие компоненты флюида (расплава) как Na, K, Al, Fe и др. Эксперименты продемонстрировали, что потоки водосодержащих флюидов при *P-T* условиях зон субдукции способствуют растворению карбонатов в породах слэба и переотложению их в породах мантии.

Данные по геохимии пород из зон субдукции (вулканиты, ультрамафиты, высокобарные метаморфиты), а также по растворимости минералов во флюиде позволяют выделить компоненты слэба, которые переносятся флюидами в вышележащую мантию. К их числу относят петрогенные (Si, Al, Na, K, и Ca) и малые элементы (крупноионные литофильные элементы (LILE), легкие редкоземельные элементы (LREE), U, Th и Sr), а также важнейшие летучие (H_2O, CO_2 и Cl) [Scambelluri, Philippot, 2001; Spandler, Pirard, 2013]. Миграция элементов в зонах субдукции сильно зависит от состояния флюида: водный флюид (aqueous fluid, содержащий менее ~ 35 мас.% растворенных веществ), водосодержащий расплав (hydrous melt, жидкая фаза с более чем ~ 35 мас.% растворенных веществ) или надкритический флюид (supercritical fluid, водный расплав и водный флюид в полностью смешанном состоянии) [Hermann et al., 2006]. Состояние флюида зависит от *P-T* параметров в субдуцирующей плите относительно водного солидуса породы и второй критической точки, то есть от параметров, которые часто трудно определить [Mibe et al., 2011]. Потенциальное разнообразие состояния флюида и составов пород, являющихся источниками флюида, затрудняет оценку потоков элементов в зонах субдукции.

Помимо воды, другим важным компонентом флюида в зонах субдукции является углекислота, которая также участвует в мантийном метасоматозе, плавлении и дегазации при островодужной вулканической деятельности [Dasgupta and Hirschmann, 2010; Hammouda and Keshav, 2015; Poli, 2015]. Потоки углерода из субдуцированных плит контролируются реакциями декарбонизации и растворением карбонатов во флюиде [Frezzotti et al, 2011; Ague and Nicolescu, 2014; Poli, 2015]. Последний механизм говорит о возможности другого способа транспорта углекислоты, чем предполагалось в более ранних моделях декарбонизации субдуцирующих плит в открытой системе [например, Gorman et al., 2006].

Масштабность и объем переноса элементов из пород субдуцирующей плиты, а также степень метасоматоза в породах мантийного клина сильно зависят от характера флюидного потока. Предлагаются разные модели способов миграции жидкостей в мантийном клине –

(а) пропитывающие потоки с минеральными реакциями [Iwamori, 1998; Arcay et al., 2005; Cagnioncle et al., 2007; Hebert et al., 2009; Iwamori & Nakakuki, 2013]; (б) пропитывающие потоки без взаимодействия с вмещающими породами [Rüpke et al., 2004; van Keken et al., 2011]; (в) фокусированные потоки [Hack & Thompson, 2011]; (г) миграции жидкостей по границе слэба и мантии [Angiboust et al., 2012]; (д) перемещение пород и жидкостей в виде диапира без взаимодействия с вмещающими породами [Tatsumi et al., 1983; Furukawa, 1993; Gerya and Yuen, 2003; Behn et al., 2011].

В качестве основных режимов миграции флюида (расплава) в мантийном клине предполагаются пропитывающий (pervasive) и фокусированный (channelized) потоки [Manning, 2004; Konrad-Schmolke et al., 2011; Mibe et al., 2011]. В пропитывающем потоке эффективное соотношение флюид/порода относительно низкое, и флюид активно взаимодействует с минералами перидотита, изменяя их и постепенно теряя компоненты, необходимые для роста метасоматических минералов. Фокусированный поток характеризуется высоким отношением флюид/порода и достаточно высокой скоростью перемещения, что препятствует взаимодействию флюида с породами, через которые он проходит, благодаря чему первоначальный состав флюида в значительной степени сохраняется. На данный момент не существует консенсуса и убедительных аргументов в пользу того, какой именно способ миграции флюида – пропитывающий или фокусированный преобладает в породах мантийного клина [например, Spandler and Pirard, 2013].

Эксперименты, моделирующие прохождение фокусированных и пропитывающих потоков водосодержащих расплавов из пород слэба (полученных из безкарбонатного метаосадка) через истощенную мантию, показали, что новообразованные минералы и составы остаточного расплава радикально различаются в двух типах потоков [Pirard and Hermann, 2015a]. Распределение редких элементов в остаточных расплавах указывает на то, что фокусированный поток, вызывающий крайне слабое метасоматическое изменение перидотитов, является вероятным механизмом флюидной транспортировки редких элементов через мантийный клин к магматическим очагам.

Важным фактором, влияющим на процессы в зонах субдукции, является распределение температур на различных глубинах в субдуцирующей плите и мантийном клине. Каждая зона субдукции обладает специфической термальной структурой, которая определяется многочисленными параметрами, такими как: скорость конвергенции плит, продолжительность субдукции, возраст погружающейся плиты, угол погружения, конвекция в мантийном клине, вязкое трение между слэбом и мантией и др. [Peacock et al., 1996; Syracuse et al., 2010]. Эти параметры определяют характер, масштаб и глубинность

взаимосвязанных метаморфических, метасоматических и магматических процессов. Представления о термальной структуре зон субдукции в последние годы заметно изменились. Использование сеток с высоким разрешением и реологией оливина, зависящей от температуры и стресса [Syracuse et al., 2010], показало возможность достижения более высокотемпературных условий в слэбе при давлении свыше 2 ГПа, чем предполагалось ранее [например, Peacock, 1996]. Еще более значимые температурные изменения установлены в надсубдукционной мантии [Syracuse et al., 2010]. Вследствие того, что многие мантийные геотермы переместились из субсолидусных условий в область частичного плавления водосодержащего перидотита, процессы плавления мантии в зонах субдукции могут оказаться существенно масштабнее, чем было принято полагать [например, Schmidt, Poli, 1998].

При этом следует отметить, что некоторые важные параметры в модели – вязкое трение и конвекция в мантийном клине – до сих пор остаются малоизученными. Одним из наиболее критичных факторов, определяющих термальную структуру зон субдукции, является конвективный процесс. Как показало моделирование [Syracuse et al., 2010], область конвекции в мантийном клине зависит от места сцепления (начала совместного движения, вызванного трением) слэба и мантии. Поскольку это положение пока неизвестно, возможны дальнейшие изменения в оценках термальной структуры зон субдукции, которые в свою очередь повлекут изменение *P-T* параметров экспериментальных исследований и интерпретаций. Тем не менее, принципиально важный элемент геотерм поверхности слэба – субизобарическое нагревание, по всей видимости, останется неизменным. С современным положением участка субизобарического нагревания поверхности слэба по [Syracuse et al., 2010] хорошо согласуются данные по *P-T* условиям пика метаморфизма большинства высокобарных и ультравысокобарных эклогитов [по Hacker, 2006]. *P-T* параметры экспериментов данной работы также соответствуют этому диапазону условий (рис. 1-1).

Объединение данных по термальной структуре зон субдукции с фазовыми диаграммами для различных систем (например, базальт-вода, осадок-вода, перидотит-вода), позволяет получить петрологическую структуру зон субдукции [например, Schmidt, Poli, 1998; Hacker et al., 2003; Peacock et al., 2005; van Keken et al., 2011]. Фактически, при всех неопределенностях подобного подхода, появляется возможность судить не только о минеральном парагенезисе в каждом участке зоны субдукции, но и о возможности плавления в каждой точке этой геодинамической структуры.

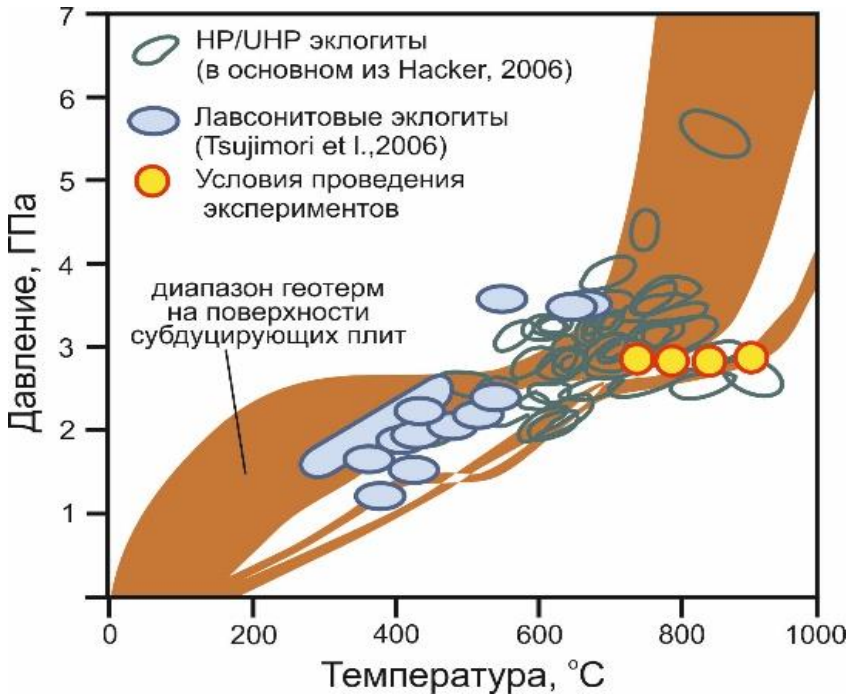

Рис. 1-1. *P-T* диаграмма с условиями проведения экспериментов данной работы, параметрами пика метаморфизма эксгумированных высокобарных и ультравысокобарных эклогитов и геотермами на поверхности слэбов (по Spandler, Pirard, 2013 с упрощениями).

Процессы плавления в зонах субдукции во многом контролируются водным флюидом, который выделяется при разложении водосодержащих минералов субдуцирующей плиты и отчасти субдукционного канала [Peacock, 1990; Schmidt, Poli, 1998; Tatsumi, 2000; Portnyagin et al 2007; Grove et al., 2012]. Причем источник флюида может находиться не только в самом слое, где происходит плавление, но и в нижележащих толщах, где в силу специфики термальной структуры, создается более низкая температура, способствующая сохранению водосодержащих минералов. Например, верхняя часть мантийного разреза субдуцирующей океанической литосферы может сохранять водосодержащие минералы до глубин нижней мантии – 800 км (30 ГПа) [Fumagalli, Poli, 2005; Ohtani, 2005; Литасов, 2011]. В субдуцирующих метабазитах фенгит может сохраняться до глубин более 270 км (9 ГПа) [например, Poli, Schmidt, 2002; Литасов, 2011]. Водный резервуар в глубинных участках субдуцирующих плит пополняется (поддерживается) за счет "воды" (точнее, водорода) в структуре большинства номинально безводных породообразующих минералов [Ohtani, 2005; Smyth, 2006]. Таким образом, погружающиеся плиты, в том числе и на постдуговых (postarc) глубинах (>140 км), могут содержать значительные объемы водного флюида, необходимого для частичного плавления пород и/или образования в них надкритических флюидов.

Основными источниками кислых расплавов, генерируемых в субдуцирующих плитах, являются метаосадки и метабазиты.

Экспериментальные исследования плавления метапелитов в присутствии водного флюида при *P-T* параметрах зон субдукции позволили проследить линию их водного солидуса, а также составы флюидов и расплавов в экспериментальном *P-T* диапазоне 2.5–4.5 ГПа и 600–1050 ºС [например, Hermann, Spandler, 2008]. На основе этих данных можно говорить о возможности образования кислых расплавов в осадочном слое океанической коры вплоть до *P-T* условий стабильности алмаза. Не исключено, что кислые магмы (или надкритические флюиды) могут выплавляться из метаосадков и на больших глубинах, но соответствующие экспериментальные данные, насколько нам известно, отсутствуют. Вместе с тем, эксперименты по плавлению среднестатистического субдукционного осадка (GLOSS-global subduction sediment) в присутствии водно-углекислого флюида при давлении 7.5–12 ГПа выявили образование не кислых, а карбонатитовых расплавов [Bulatov et al, 2014].

Экспериментальные данные в системе базальт-вода показывают, что *P-T* параметры второй критической точки, при которой исчезает фазовая граница между флюидом и водным расплавом, могут быть разными – 1000–1050ºС при ~5.5 ГПа [Kessel et al., 2005] или 770 ºС при 3.4 ГПа [Mibe et al., 2011]. Указанные различия, вероятно, связаны с использованием в опытах разных исходных веществ. Отметим, что в экспериментах [Kessel et al., 2005] кислые (SiO_2>67 мас.%) выплавки из метабазита наблюдаются в широком диапазоне *PT* условий (800–1100 ºС при 4 ГПа и 800–1200 ºС при 5 ГПа). В работе [Mibe et al., 2011] расплавы имеют среднюю кремнекислотность. Однако такие расплавы были получены при температурах, более чем на 200 ºС превышающих параметры модельных геотерм для "горячих" зон субдукции [Syracuse et al., 2010]. Очевидно, что при более низких (приближенных к реальным) температурах, расплавы должны отвечать меньшим степеням плавления, и, следовательно, иметь более кислый состав.

Плавление в системе базальт-вода изучалось также при 3.8 ГПа и повышенных температурах (*T* на 100 ºС выше самой горячей современной геотермы на поверхности слэба) – 1100–1150 ºС [Rapp et al., 1999]. Частичное плавление гидротермально измененных базальтов в этих опытах приводило к образованию кислых (адакитовых) расплавов, которые мигрировали через перидотиты, метасоматически преобразуя последние. Относительные объемы кислого расплава по сравнению с перидотитом были настолько значительными (отношение расплав/порода = 2/1 и 1/1), что перидотит полностью растворялся при метасоматическом процессе. В результате образовывалась гранат-ортопироксеновая (в одном опыте с амфиболом) реакционная зона. Таким образом,

экспериментальные данные по плавлению пород слэба и сведения о термальной и петрологической структурах зон субдукции указывают на возможность генерации в слэбах кислых расплавов до глубин 150 км, отвечающих *P-T* условиям стабильности алмаза.

Фрагменты вещества верхней мантии, наблюдаемые на поверхности в офиолитовых комплексах, массивах альпинотипных перидотитов [например, Савельева 1987; Nicolas, Christensen 1987; Bodinier, Godard, 2003; Krogh, Carswell, 1995] и ксенолитах в кимберлитах и базальтах [например, Соболев, 1974, Fountain, Christensen 1989; Pearson et al., 2003; Arai, Ishimaru, 2008] свидетельствуют о том, что верхняя мантия сложена эклогитами, пироксенитами и перидотитами, с существенным преобладанием последних. Отличительной особенностью минерального состава эклогитов от других пород мантии, является присутствие омфацита – клинопироксена с содержанием жадеитовой молекулы ($NaAlSi_2O_6$) более 20 мольн.%. Рост омфацита в перидотитах маловероятен в силу малого содержания в их валовом химическом составе натрия, а в дунитах еще и алюминия. Клинопироксены с широкими вариациями содержаний примесей Na_2O (1.53-5.96 мас. %), Cr_2O_3 (1.77-4.23 мас.%) и Al_2O_3 (0.99-5.53 мас.%), существенно превышающих ранее установленные, были недавно обнаружены во включениях в ксенокристах лерцолитового оливина из кимберлита трубки Удачная-Восточная, Якутия [Соболев и др., 2015]. Однако даже в этих клинопироксенах содержание жадеитового минала оказывается ниже порогового уровня для омфацита.

На фоне колоссального объема фактического материала по составам минералов мантийных перидотитов и эклогитов, а также включений в алмазах [Sobolev et al., 1999; Shirey et al., 2013], сообщения о включениях омфацита в алмазах из перидотитового типа парагенезиса [Соболев и др., 2009], а также о включениях омфацита, ассоциирующего с оливином, в алмазах из кимберлитов [Гаранин и др., 1991; Wang, 1998], представляются парадоксальными. По мнению В. Вэнга [Wang, 1998], подобная ассоциация возникла в результате многостадийного процесса, который начинался с роста алмаза в эклогите. Впоследствии эклогит попал под воздействие горячего мантийного плюма и претерпел частичное плавление. В ходе этого процесса алмаз переместился в перидотитовый субстрат, где и продолжил свой рост. О.Г. Сафонов с сотрудниками [Safonov et al., 2009] придерживаются иной точки зрения, полагая, что перемещения алмаза не происходило, но изменялся состав субстрата. Преобразования контролировались щелочным карбонатно-хлоридным расплавом и водно-хлоридным флюидом, что приводило к перидотизации эклогита.

Омфацит является породообразующим минералом мантийных эклогитов, многие из которых относятся к группе А [классификация Coleman et al., 1965]. Генезис этих эклогитов

обычно связывается [например, Добрецов и др., 1989; Carswell, 1990; Jacob, 2004] либо с высокобарным преобразованием метабазитов в субдуцирующих плитах, либо с кумулусным осаждением в глубинных расплавах основного состава. Однако на этом гипотезы образования эклогитов данной группы не исчерпываются. Так, Л. Тэйлор и др. [Taylor et al., 2003], на основе геохимических и петрологических данных по ксенолитам эклогитов и гранатовых вебстеритов (с омфацитовым клинопироксеном) из кимберлитовой трубки Обнаженная в Якутии, предположили принципиально иной механизм образования эклогитов. По их мнению, мантийные эклогиты могут образовываться при взаимодействии кислых расплавов (ТТГ – тоналит трондьемит гранодиоритовой ассоциации) и карбонатитов, выделившихся из погружающейся плиты, с деплетированными породами мантийного клина. Свидетельства в пользу этой гипотезы отмечаются в ксенолитах эклогитов и из других кимберлитовых трубок [Рагозин и др., 2006; Viljoen et al, 2005; Shatsky et al., 2008].

Таким образом, многолетние интенсивные и всесторонние исследования зон субдукции в настоящее время привели к пониманию природы и взаимосвязи основных метаморфических, метасоматических и магматических процессов, протекающих в этой геодинамической обстановке. Вместе с тем, остается ряд важнейших вопросов, требующих дальнейшего прояснения.

Глава 2. Методика проведения экспериментов

2.1. Исходные вещества

В экспериментах использовались порошки горных пород и смеси мономинеральных фракций. Составы исходных веществ и анализы исходных породообразующих минералов приведены в таблице 2.1-1 и в таблицах 2.1-2, 2.1-3 соответственно.

В качестве модельных аналогов пород субдуцирующей коры использовались глаукофановый сланец и гранатовый амфиболит.

Глаукофановые сланцы являются продуктами высокобарного метаморфического преобразования пород основного состава субдуцирующей океанической коры. Согласно современным термомеханическим моделям зон субдукции [van Keken et al., 2011] именно по глаукофановым сланцам образуется большинство эклогитов. Это и определило выбор глаукофанового сланца в качестве одного из модельных аналогов пород слэба. Мы использовали образец глаукофанового сланца из высокобарного комплекса Атбаши, Киргизия (коллекция Н.Г. Удовкиной). Данная порода более чем на 95% сложена глаукофаном, вокруг которого нередко встречаются тонкие (до 5 мкм) каймы винчита. Сланцеватость породы пересекают многочисленные тонкие прожилки (мощностью 5-100 мкм), выполненные фенгитом, эпидотом, хлоритом, кальцитом и альбитом. Соотношения минералов в порошке глаукофанового сланца, согласно микрозондовому картированию (методика картирования изложена в главе 3.1.), следующие: глаукофан - 96.7%, фенгит - 0.7%, сфен - 2.2%, карбонат - 0.4% (рис. 2.1-1). Из одного и того же образца глаукофанового сланца (AT97) в разные годы нами было изготовлено две порции порошка, поскольку первая была израсходована.

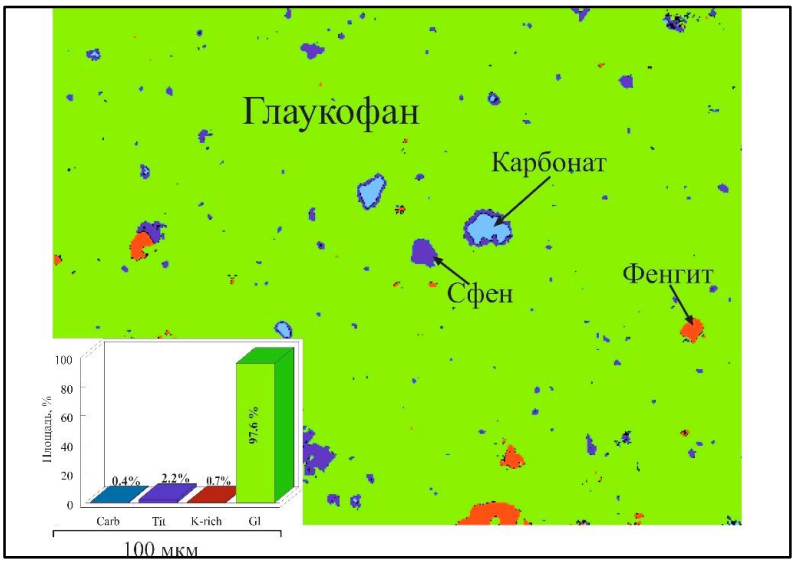

Рис.2.1-1. Фазовая карта порошка исходного глаукофанового сланца.

В качестве другого модельного аналога пород слэба мы использовали амфиболит. Образец карбонатизированного гранатового амфиболита был отобран из Блыбского высокобарного эклогит-содержащего комплекса на Большом Кавказе. Его главными породообразующими минералами являются сине-зеленый амфибол, плагиоклаз и гранат, образующий идиоморфные порфиробласты. В качестве второстепенных минералов присутствуют эпидот и кварц, гранобластовые агрегаты которых выполняют вместе с плагиоклазом полосы и линзы мощностью до 0.5 мм. Из акцессорных минералов в породе присутствуют рутил, апатит, сфен, пирит и ильменит. Вторичные минералы представлены хлоритом (иногда в срастаниях с флогопитом), а также актинолитом и кальцитом. Обычно агрегаты этих минералов локализованы в прожилках мощностью в первые десятые доли миллиметра или образуют псевдоморфозы по порфиробластам граната. Количественные площадные соотношения минералов в порошке составляли: амфибол - 66.3 % (~ 0,01 мас.% Cl), плагиоклаз - 14.3 %, гранат - 10.9 %, эпидот - 3.7 %, кварц - 2.5 %, карбонат - 2.3 % (рис. 2.1-2).

Когда первая порция порошка была израсходована, из того же образца (БК-59/2) была приготовлена следующая навеска (использовавшаяся в опытах Sub60-110). Состав этого порошка (Таблица 2.1-1) очень близок к составу не содержащей карбонатов амфиболитизированной подушки лавы, используемой [Rapp et al. 1999] в своих экспериментах.

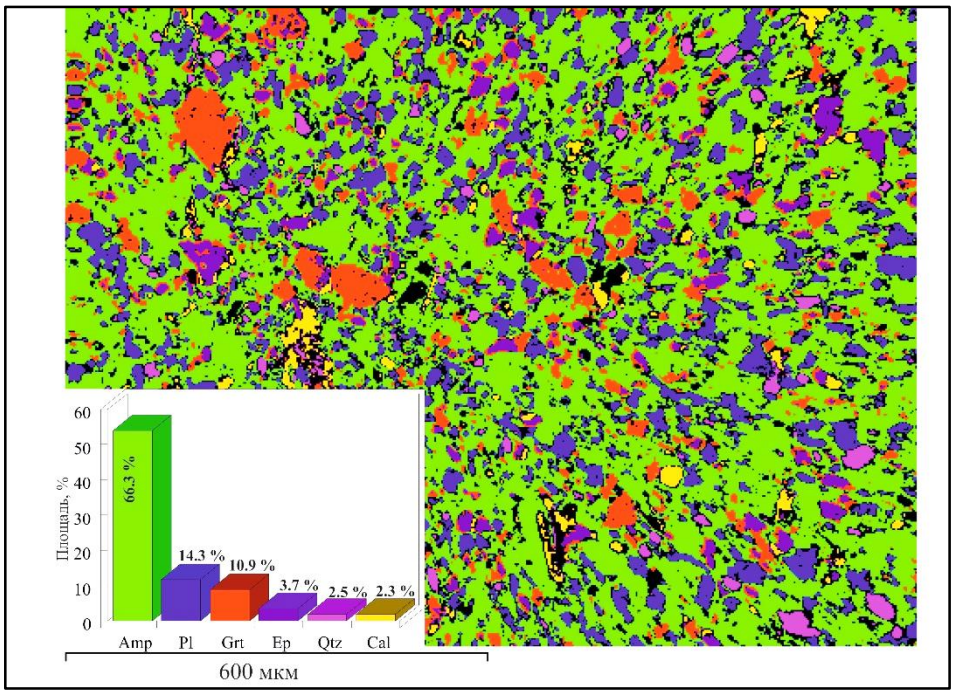

Рис.2.1-2. Фазовая карта порошка исходного гранатового амфиболита.

Данные по мантийным ксенолитам в вулканитах тихоокеанских зон субдукции [Arai, Ishimaru, 2008] показывают значительную латеральную неоднородность и отличие ксенолитов одних зон субдукции от других. Однако вне зависимости от этого, самыми распространенными породами мантийного клина являются гарцбургиты. Также широко распространены дуниты и лерцолиты, реже встречаются пироксениты, хотя в ряде зон субдукции они распространены довольно широко [Arai, Ishimaru, 2008, Fig. 3b, 3c].

В качестве модельных аналогов пород мантийного клина нами использовались порошки, соответствующие по минеральному составу всем вышеперечисленным породам – дунитам, гарцбургитам, лерцолитам и вебстеритам.

Дунит изготавливался из прозрачных светло-оливково-зеленых кристаллов оливина из дунита, отобранного в карьере Ахайм, Норвегия.

Гарцбургит составлялся из кристаллов оливина и ортопироксена в равных массовых соотношениях. В ранних экспериментах применялся оливин из дунита в карьере Ахайм, Норвегия, а ортопироксен из пироксенитовых жил в Войкарском офиолитовом массиве, Полярный Урал (любезно предоставлены Г.Н. Савельевой). В экспериментах, поставленных после исчерпания первой смеси, для получения гарцбургита использовались порошки оливина и ортопироксена из мантийного нодуля шпинелевого лерцолита из щелочного базальта (штат Виктория, Австралия) (образец любезно предоставлен В. Каменецким и О. Сафоновым). Минералы брались также в равных массовых соотношениях. Оливин в этой породе представлен прозрачными светло-оливковыми кристаллами размером 0,2 – 3 мм. Ортопироксен образует прозрачные кристаллы темно-оливкового цвета размером 0,1 – 2 мм.

Для приготовления лерцолита также использовались минералы из мантийного нодуля шпинелевого лерцолита, вынесенного на поверхность щелочными базальтами в штате Виктория, Австралия. Клинопироксен в нем представлен прозрачными ярко-зелеными кристаллами размером от 0,1 до 1 мм. Минералы смешивались в следующих массовых соотношениях: 56% оливина, 33% ортопироксена и 11% клинопироксена. Такой лерцолит попадает в диапазон составов орогенных лерцолитов [Bodinier, Godard, 2013] и ультрамафитовых ксенолитов из пород мантийного клина зон субдукции [Arai and Ishimaru, 2008].

Вебстерит составлялся из мономинеральных фракций орто- и клинопироксенов. В ранних экспериментах использовались минералы из пироксенитовых жил в Войкарском офиолитовом массиве, Полярный Урал, в соотношении Opx:Cpx как 2**:**1. Затем был составлен порошок вебстерита из орто- и клинопироксенов из нодуля шпинелевого лерцолита (шт. Виктория, Австралия), взятых в равных соотношениях.

Для изготовления порошков всех ультрамафитов сначала отбирались мономинеральные фракции оливина, ортопироксена и клинопироксена. Затем они по отдельности измельчались в агатовой ступке до размерности менее 20 мкм, и после этого смешивались в указанных для каждой породы соотношениях.

Таблица 2.1-1. Валовый состав исходных веществ

Порода:	дунит	Лерцолит	амфиболит	глаукофановый сланец
Главные элементы[a], (масс.%)				
SiO_2[б]	38.97	45.20	52.87	55.12
TiO_2	0.01	0.06	1.51	0.54
Al_2O_3	0.15	1.91	13.51	10.73
Fe_2O_3	8.03	8.85	15.02	12.27
MnO	0.11	0.15	0.20	0.07
MgO	49.90	38.10	5.15	10.72
CaO	0.04	2.46	6.73	2.33
Na_2O	0.13	0.37	2.42	6.16
K_2O	0.04	0.08	0.36	0.16
P_2O_5	н.п.о.	н.п.о.	0.02	-
ППП	-	-	2.02	1.75
Total	97.38	97.18	99.81	98.15
Редкие элементы (ppm)[b]				
Li	1.5	1.2	12.0	
Be	0.035	0.068	0.45	
Sc	3.7	14.5	42.7	
V	н.п.о.	36.4	407	
Cr	35.4	1785	11.1	
Co	119	96.6	28.1	
Ni	2658	1793	14	
Zn	53.1	41.2	143	
Ga	0.53	1.3	14.6	
As	н.п.о.	н.п.о.	2.5	
Se	н.п.о.	н.п.о.	<0.7	
Rb	2.2	1.2	5.5	
Sr	3.6	27.5	62.3	
Y	1.5	2.0	13.9	
Zr	5.6	5.3	5.6	

Nb	0.21	1.1	0.57
Mo	0.18	0.10	0.47
Rh	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pd	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Ag	0.20	5.6	0.85
Cd	0.078	0.050	0.17
Sn*	0.90	0.12	0.95
Sb	н.п.о.	н.п.о.	1.19
Te	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Cs	0.024	0.044	1.5
Ba	48.5	21.1	68.4
La	0.52	3.4	0.97
Ce	1.0	6.0	2.8
Pr	0.14	0.5	0.43
Nd	0.26	1.2	2.1
Sm	0.16	0.20	0.88
Eu	0.028	0.051	0.36
Gd	0.19	0.25	1.9
Tb	0.04	0.05	0.38
Dy	0.14	0.30	2.4
Ho	0.052	0.068	0.52
Er	0.16	0.23	1.6
Tm	0.023	0.033	0.24
Yb	0.12	0.24	1.6
Lu	0.031	0.044	0.25
Hf	0.24	0.15	0.25
Ta	н.п.о.	0.11	0.043
W	1.70	0.69	1.0
Re	н.п.о.	<0.01	н.п.о.
Ir	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pt	0.034	0.40	2.0
Au	н.п.о.	0.10	0.062
Tl	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.
Pb	1.5	1.2	191
Bi	0.017	0.008	0.16
Th	0.13	0.43	0.14
U	0.038	0.085	0.11

[а] XRF анализы; [б] ICP MS анализы; н.п.о. обозначает ниже предела обнаружения; ППП – Потери При Прокаливании; "-" не определялось

Таблица 2.1-2. Представительные микрозондовые анализы породообразущих минералов из модельных аналогов пород океанической коры (амфиболита и глаукофанового сланца)

Порода:	Амфиболит				Глаукофановый сланец		
Минерал:	Amp	Grt	Pl	Ep	Gln	Win	Phn
Компонент							
SiO_2	47.78	38.11	67.76	38.61	55.29	55.14	49.88
TiO_2	0.40	0.02	0.00	0.24	0.19	0.01	0.38
Al_2O_3	7.89	21.85	18.92	27.07	10.13	1.47	26.07
Cr_2O_3	н.п.о.	0.05	0.02	0.00	0.02	0.01	0.22
FeO	16.15	24.78	0.56	7.89	12.60	13.08	2.16
MnO	0.24	0.75	0.00	0.08	0.32	0.19	0.11
MgO	11.44	3.35	0.01	0.06	9.48	16.05	4.36
CaO	10.79	11.06	н.п.о.	24.06	2.13	9.65	0.09
Na_2O	1.55	н.п.о.	11.44	0.06	6.41	2.02	0.42
K_2O	0.50	н.п.о.	н.п.о.	0.01	0.07	0.02	11.03
NiO	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	н.п.о.	0.00	0.00	0.00
Сумма	97.74	99.97	98.71	98.08	96.64	97.63	94.7
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.62	0.93			0.72	0.79	0.78

Таблица 2.1-3. Представительные микрозондовые анализы породообразущих минералов из модельных аналогов пород мантийного клина (дунита, гарцбургита, вебстерита и лерцолита)

Порода	Дунит	Гарцбургит (серия1)		Гарцбургит (серия2)		Вебстерит (серия1)		Вебстерит (серия2)		Лерцолит		
Минерал	Ol	Ol	Opx	Ol	Opx	Cpx	Opx	Cpx	Opx	Ol	Opx	Cpx
SiO_2	41.60	40.17	56.74	40.36	54.83	54.04	56.74	51.91	54.83	40.96	54.83	52.62
TiO_2	0.03	0.00	0.00	0.00	0.03	0.08	0.00	0.10	0.03	0.03	0.03	0.10
Al_2O_3	0.02	0.08	0.36	0.17	3.66	1.08	0.36	5.24	3.66	0.02	3.66	5.31
Cr_2O_3	н.п.о.	0.01	0.10	0.01	0.46	0.60	0.10	1.08	0.46	0.01	0.46	1.09
FeO	6.59	6.80	8.73	8.69	5.66	2.63	8.73	2.47	5.66	8.62	5.66	2.50
MnO	0.01	0.13	0.18	0.12	0.08	0.13	0.18	0.03	0.08	0.12	0.16	0.03
MgO	52.33	51.78	33.53	49.13	33.63	17.57	33.53	15.68	33.63	50.62	33.73	15.89
CaO	0.01	0.00	0.57	0.05	0.70	23.25	0.57	20.41	0.70	0.06	0.70	20.69
Na_2O	н.п.о.	0.00	0.00	0.21	0.21	0.53	0.00	1.54	0.21	н.п.о.	0.21	1.56
K_2O	н.п.о.	0.00	0.00	0.02	0.00	0.04	0.00	0.02	0.00	н.п.о.	н.п.о.	0.02
NiO	0.37	0.37	0.07	0.37	0.10	0.08	0.07	0.10	0.10	0.37	0.12	н.п.о.
Сумма	100.51	99.94	100.47	99.07	99.54	100.01	100.47	98.39	99.54	100.80	99.56	99.82
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.93	0.93	0.87	0.91	0.91	0.92	0.87	0.92	0.91	0.91	0.91	0.92

2.2. Дизайн ампул

Порошки исходных веществ плотно утрамбовывались в ампулы. Материал и диаметр ампул, использовавшихся в экспериментах, а также степень их герметичности в различных сериях экспериментов были разными для изучения влияния этих факторов на результаты опытов.

Мы использовали платиновые ампулы с толщиной стенок 0,1 мм и внешним диаметром 3 мм и 2 мм. Влияния диаметра ампул на продукты опыта нами замечено не было. Также не было отмечено влияния длины ампулы (мы использовали ампулы с исходной длиной 5 мм и 4 мм). Однако использовавшиеся нами Pt ампулы не были предварительно насыщены Fe, и в процессе исследований было обнаружено, что платина ампул сорбирует железо из находящихся внутри нее пород. Приблизительную потерю Fe в Pt ампулах (~8,2%) мы оценивали по массовому балансу с использованием электронно-микрозондовых профилей вкрест ампулы на контакте со слоем метабазита в опыте, произведенном при температуре 850 °C (Sub55). Мы предполагаем, что это не имеет решающего значения для целей данного исследования [см. Grant et al., 2016].

Однако для контроля нами были проведены серии экспериментов в серебро-палладиевых ампулах ($Ag_{30}Pd_{70}$), где подобного взаимодействия не происходило. Исходная длина использовавшихся нами серебро-палладиевых ампул составляла 4 мм при внешнем диаметре 2 мм и толщине стенок 0,1 мм.

Существенная часть экспериментов проводилась нами в ампулах, запаянных лишь с нижнего конца. Верхнюю крышку в этих опытах внахлест поджимали согнутыми краями стенок ампулы, таким образом, оставляя ампулу закрытой негерметично. В результате создавались условия максимально приближенные к природным, когда флюид, выделявшийся в процессе экспериментов из пород, находящихся в нижней части ампул, проходя через вещество, мог покидать систему.

Также была проведена серия экспериментов в герметичных условиях, соответствующих по этому параметру абсолютному большинству описанных в литературном обзоре экспериментальных исследований субдукционных процессов.

В любом случае, перед поджатием крышки ампулы, либо ее герметичным завариванием, полностью загруженные ампулы высушивали в печи при температуре 220°C.

Внутреннее наполнение ампул в абсолютном большинстве опытов представляло собой своеобразный “сэндвич” (рис. 2.2-1): внизу находились породы, являвшиеся модельными аналогами пород субдуцирующего слэба, сверху – модельные аналоги пород мантийного клина. Эти два слоя помещались в ампулу в приблизительно равных объемных

количествах. Такая конфигурация ампул в общем случае соответствует взаимному расположению коровых и мантийных пород в поддуговой области зон субдукции, где выклиниваются субдукционные каналы с тектоническими меланжами [Cloos, 1982; Gerya et al., 2002], и обеспечивает восходящую миграцию через всю ампулу выделяющегося из пород слэба флюида (расплава). В нескольких сериях экспериментов (Sub55 и Sub56) в ампулы вместе с порошками исходных веществ закладывались ловушки для расплавов, представлявшие собой сферулы углерода. Они помещались в виде тонких прослоев, как в порошки метабазитов, так и в порошки ультрамафитов. Мы отказались от использования ловушек в других сериях из-за крайне незначительных количеств расплавов, попадавших в них [ср. Pirard and Hermann, 2015b].

Также нами было проведено несколько «монослойных» экспериментов, когда ампула заполнялась только одним веществом – модельным аналогом пород океанической коры для изучения процессов дегидратации и плавления, происходящих в породах слэба, а также сравнения состава первичных коровых расплавов с расплавами, взаимодействовавшими с мантийным веществом.

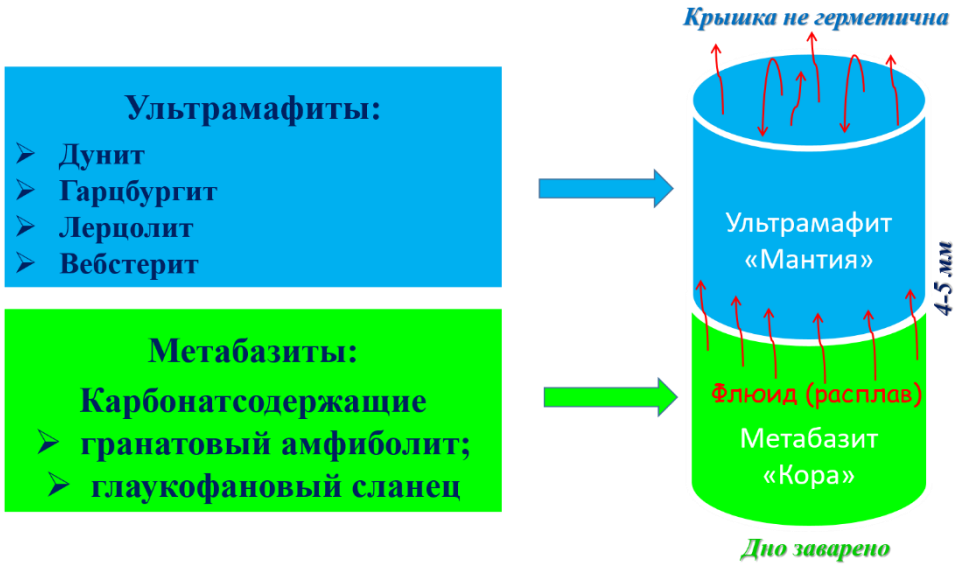

Рис.2.2-1. Дизайн ампул в сэндвич-экспериментах с негерметичной верхней крышкой.

2.3. Оборудование и условия проведения экспериментов

Все эксперименты проводились на установке "цилиндр-поршень" в Институте экспериментальной минералогии имени академика Д.С. Коржинского РАН в г.Черноголовка.

Рис. 2.3-1. Установка цилиндр-поршень, на которой проводились эксперименты.

Давление контролировалось вручную с точностью до ± 0,1 ГПа. Калибровка давления выполнялась по равновесиям альбит=жадеит+кварц [Holland, 1980] и брусит=периклаз+H_2O [Aranovich, Newton, 1996]. Сведения о калибровке установки по давлению приводятся в работе [Перчук и др., 2013]. Эксперименты начинали с медленного сжатия (~0,5 часа) до 2,9 ГПа при комнатной температуре с последующим нагревом (~10 минут) до рабочей температуры. Температура автоматически контролировалась с помощью устройства Eurotherm 904, подключенного к термопаре WRe5/20, защищенной корундовой трубочкой. Точность регулировки температуры составляла ± 10 °С [Перчук и др., 2013]. Электронно-микрозондовое изучение королька термопары в опыте, проведенном при температуре 850 °С показывает, что заражения термопары над открытой ампулой не происходит.

Опыты производились в температурном диапазоне 750 - 900 ºС и давлении 2,9 ГПа, что соответствует как верхней глубине дуги [Tatsumi and Eggins, 1995], так и геотермам на границе кора–мантия, полученным с помощью термомеханического моделирования для горячих зон субдукции [Syracuse et al., 2010] (рис. 2.3-2).

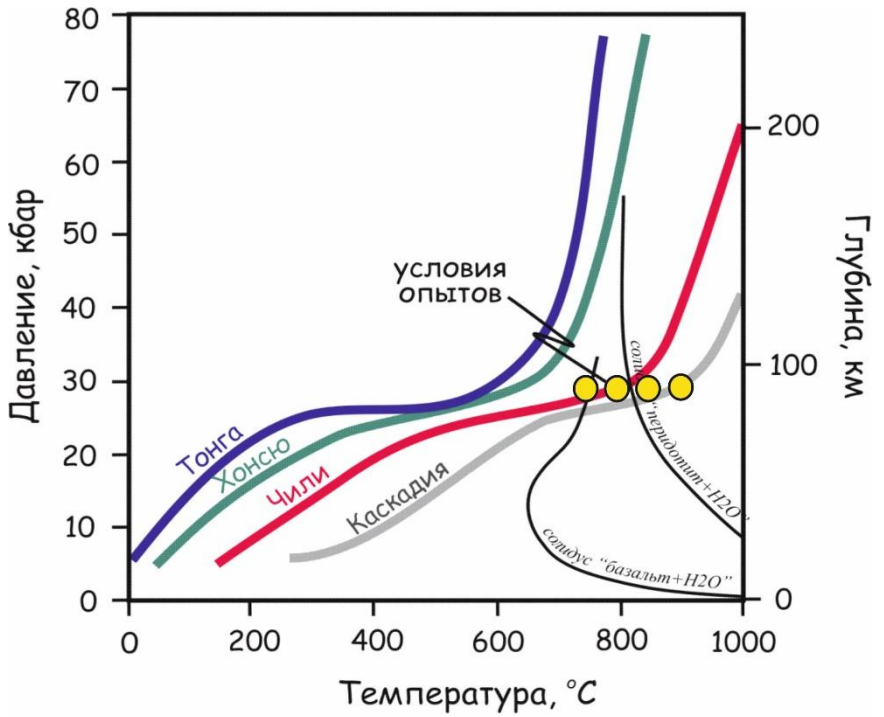

Рис. 2.3-2. Геотермы на границе кора-мантия [Syracuse et al., 2010] и P-T условия проведения экспериментов.

Фугитивность кислорода в опытах не контролировалась. Согласно [Patiño Douce, Harris, 1998], ячейки с графитовым нагревателем ограничивают fO_2 в образце между буфером FMQ и FMQ-2, что соответствует условиям, оцененным для перидотитов супрасубдукционной мантии [Foley, 2011]. Для экспериментов с графитовыми сферулами (Sub55 и Sub56) возможный сдвиг fO_2 в направлении равновесия C-HO, по нашему мнению, был незначительным, поскольку ампулы не были закрыты сверху. Выделение кислорода, сопровождающее потерю Fe в Pt ампулы (опыты Sub60 и меньшие номера), вероятно, также не было существенным. Подобная фугитивность кислорода, находящаяся между буфером FMQ и FMQ-1.5, была оценена для экспериментов взаимодействия расплавов с породами мантийного клина, проводившихся в ампулах состава $Au_{75}Pd_{25}$, в которых потеря железа была более значительной, в диапазоне 6-33% (Mallik et al., 2016).

Длительность опытов составляла от 68 до 283 час.

Каждая ампула помещалась в центральную часть солевой NaCl ячейки высокого давления диаметром 12,55 мм с графитовым нагревателем. Схема ячейки и положение ампулы в ней показаны на рисунке 2.3-3. Моделирование термальной структуры ячейки высокого давления по [Schilling and Wuender (2004)] (см. [Perchuk and Korepanova, 2011] для более подробной информации) показывает, что такое расположение ампулы создает градиент ~ 5 градусов / мм (вверху температура выше), что облегчает миграцию флюида (расплава) из области их источника в ультрамафитовый слой [см. Rapp et al., 1999]. В

нескольких сериях, в том числе в экспериментах с чистым амфиболитом, ампула была сдвинута на 2 мм вверх, чтобы избежать температурного градиента и предотвратить миграцию расплава.

После окончания экспериментов производилась закалка продуктов опытов и извлечение ампулы. Эксперименты закаливали до температуры менее 100 ^{o}C в течение нескольких секунд, отключая питание устройства, затем медленно сбрасывая давление при комнатной температуре в течение ~ 30 минут. В процессе демонтажа ячейки высокого давления и извлечения ампулы изучалось состояние ячейки, нагревателя и ампулы, производились замеры для контроля положения ампулы в ячейке, уменьшения объема и изменения формы ампулы в результате эксперимента и места нахождения термопары, относительно верхней крышки. После опытов длина ампулы была на ~ 20% меньше из-за уплотнения порошков.

Для последующего исследования ампулу заливали в шашку из полистирола или эпоксидной смолы. Затем, в зависимости от диаметра ампулы, ее разрезали алмазной пилой по удлинению на две части (при исходном диаметре 3мм) либо сошлифовывали до вскрытия центральных частей (при исходном диаметре 2 мм). После чего шашка полировалась при помощи алмазных паст и использовалась для дальнейших исследований.

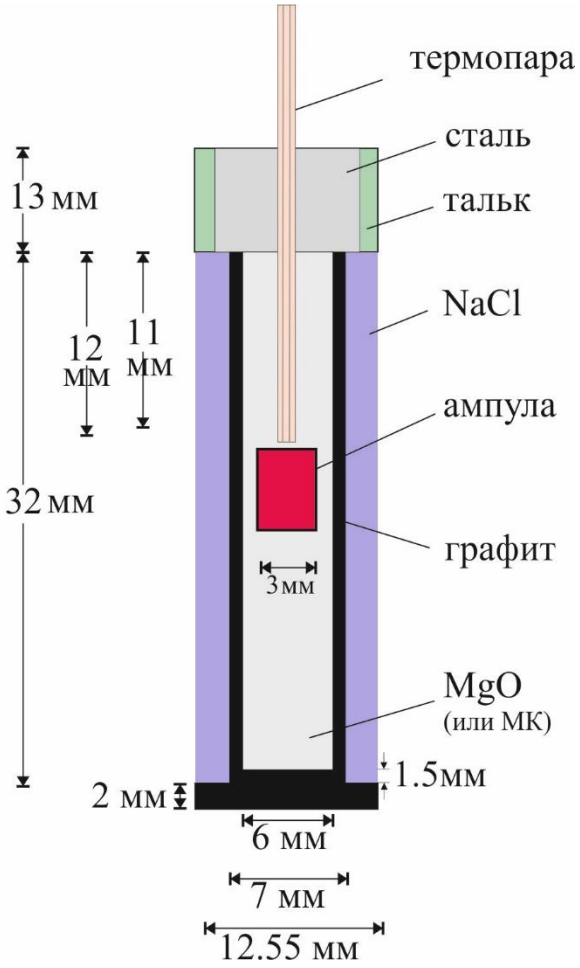

Рис. 2.3-3. Схема ячейки высокого давления

Глава 3. Методы исследования

3.1. Методы аналитических исследований

Оптическая микроскопия

Исследования исходных пород в шлифах производились в проходящем свете при помощи оптических микроскопов Opton, Leica и Nicon; последний снабжен фотокамерой высокого разрешения. В работе использовались объективы с увеличением в 2,5; 4; 10; 40; 60 и 100 раз.

При отборе зерен для изготовления порошков исходных дунита, гарцбургита, лерцолита и вебстерита использовался стереоскопический бинокулярный микроскоп МБС-10.

Электронная микроскопия и рентгеноспектральный микроанализ

Электронно-микроскопические исследования и микрозондовые измерения проводились в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии геологического факультета МГУ и в центре коллективного пользования научным оборудованием ИФТТ РАН.

В лаборатории локальных методов исследования вещества использовались сканирующий электронный микроскоп “Jeol JSM-6480LV” с энергодисперсионным спектрометром (ЭДС) “X-Max 50” (Oxford Instruments) и электронно-зондовый микроанализатор Jeol JXA-8230 Superprobe с вольфрамовым термоэмиссионным катодом и 5 волнодисперсионными спектрометрами (ВДС). В центре коллективного пользования научным оборудованием ИФТТ РАН измерения производились на сканирующем микроскопе Tescan Vega II XMU с энергодисперсионным спектрометром “Inca Energy-450”. Исследуемые поверхности образцов предварительно покрывались углеродной пленкой толщиной около 25 нм.

Локальный количественный энергодисперсионный анализ фаз выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 0.7 нА. Волновой дифракционный анализ выполнялся при том же напряжении и силе тока зонда 20 нА. Время накопления сигнала на пике каждого элемента составляло 20 секунд, а фона – по 10 секунд с каждой стороны. Для калибровки при ВДС -измерениях и для стандартизации и оптимизации профилей пиков спектральных линий элементов при ЭДС-анализе использовались стандарты соответствующих окислов и силикатов (их измерения осуществлялись в условиях, идентичных параметрам аналитических измерений). При этом относительная погрешность измерения не превышает 1 отн. % (для концентраций более 5

мас. %), а пороги обнаружения для всех анализируемых элементов составляют 0,15 – 0,2 мас. %. Анализы минералов производились в точке, где диаметр области генерации рентгеновского излучения составлял около 3 мкм. Состав стекол анализировался посредством сканирования по площади, чтобы избежать потери щелочных компонентов. Площадь сканирования достигала сотни квадратных микрометров. Сканирование по площади также использовалось для определения валового химического состава вдоль и поперек ампул.

Высококонтрастные изображения в отраженных электронах были получены при ускоряющих напряжениях 20 кВ (фотографии больших площадей) и 10 кВ (изображения морфологических особенностей микронных фаз) в диапазоне фокусных расстояний от 48 до 8 мм соответственно.

Получение карт распределения элементов и фаз в продуктах опытов

Особенности строения и состава продуктов экспериментов (микропористость образцов, близость средних атомных номеров магнезиальных силикатов и, как следствие, одинаковая интенсивность эмиссии отраженных электронов) накладывают ограничения на изучение особенностей локализации новообразованных фаз при помощи электронных изображений. В этих случаях выявление закономерностей пространственного распределения продуктов флюидно-минеральных реакций в ампуле и оценка их количественных соотношений проводилась при помощи карт распределения химических элементов, построенных в контрасте интенсивности характеристического излучения (все измерения проводились на энергодисперсионном спектрометре при ускоряющих напряжениях 10 или 20 кВ с разрешением 512*512 точек). При дальнейшей обработке на исследуемой площади выделялись участки с типичными для каждой идентифицированной фазы соотношениями интенсивностей характеристического излучениях химических элементов. Полученные таким образом карты распределения фаз визуализируют фазовые границы и позволяют оценить количественные соотношения минералов (в процентах от общей площади). Режимы построения приведенных в работе карт распределения (площадь, скорость обработки импульсов, время накопления сигнала) подбирались с таким расчетом, чтобы обеспечить пороги обнаружения и относительную погрешность измерения интенсивности характеристического излучения для дискриминирующих химических элементов на уровне 1 - 2 масс. % и воспроизводимость получаемых площадных соотношений фаз около 1%.

Получение профилей валового химического состава вдоль ампул

Выявление закономерностей изменения валового химического состава вдоль ампулы осуществлялось двумя способами.

Первый способ основан на получении информации о валовом составе определенной зоны путем ее сканирования электронным зондом. При использовании этого способа условия и продолжительность ЭДС-измерений аналогичны параметрам, применявшимся при локальном анализе, а размеры площадей сканирования менялись от 40000 мкм^2 до 120000 мкм^2.

В другом случае использовался разработанный В.О. Япаскуртом новый метод "интегральных профилей" (Перчук и др., 2013). Концентрационные профили строились на основании обработки карт распределения химических элементов, выполненных с разрешением 512*512 точек. Площади картируемых участков выбирались таким образом, чтобы размеры отдельных фаз превышали расстояние между точками, а границы слоев и минералогических зон были параллельны вертикальным сторонам карт. Картирование осуществлялось при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока зонда 6.5 нА; скорость компьютерной обработки данных подбиралась с таким расчетом, чтобы при загруженности детектора на уровне 12 тыс. импульсов в секунду «мертвое» время не превышало 35%. Массив данных подвергался количественной обработке в программе INCA (версия 17a) на базе тех же стандартизаций и оптимизаций профилей пиков спектральных линий элементов, которые использовались и для локального ЭДС-анализа. Полученные концентрационные карты с разрешением 128*96 точек можно представить, как серию из 96 параллельных концентрационных профилей. Усреднение концентрационных значений в каждой из 128 колонок позволяет получить общий (интегральный) химический профиль. Каждая его точка будет характеризовать средний химический состав соответствующей полосы на всей ширине исследуемого участка.

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА, XRF)

Рентгенофлуоресцентный анализ использовался для определения содержания петрогенных и некоторых редких элементов в глаукофановом сланце. Исследования проводились при помощи вакуумного спектрометра последовательного действия (с дисперсией по длине волны) модели PW2400 производства компании Philips Analytical в ИГЕМ РАН (аналитик А.И. Якушев).

Колебательная (рамановская) спектроскопия

В микрорамановской лаборатории геологического факультета МГУ производилось изучение спектров комбинационного рассеяния света для фаз с составом SiO_2 с целью выяснить - какая именно полиморфная модификация кремнезема образуется в продуктах опытов (кварц либо коэсит). Исследования производились при помощи автоматического рамановского спектрометра XPloRa (Horiba Scientific), совмещенного с конфокальным микроскопом и снабженного многоканальным детектором.

Спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой

Содержания редких элементов в продуктах опытов анализировались с помощью LA–ICP-MS с использованием квадрупольного масс-спектрометра Agilent 7700cx и системы лазерной абляции 193 нм ArF на эксимерном лазере Photon Machines Excite в Университете Маккуори (Сидней, Австралия; Macquarie University, ARC National Key Centre for Geochemical Evolution and Metallogeny of Continents). Выполнялись точечные анализы вещества вдоль продольных и поперечных профилей в ампулах, что позволяло проследить изменение концентрации элементов в результате их миграции.

Концентрации петрогенных и некоторых редких элементов в порошках исходных веществ определялись методом атомной эмиссии с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой (ICP MS) (X-7, Thermo Electron, USA) в ИПТМ РАН в Черноголовке. [Karandashev и др., 2008].

3.2. Методы расчетов

Расчет фазовых диаграмм для заданного валового состава породы

Для оценки вероятности частичного плавления исходного глаукофанового сланца при *P-T* параметрах эксперимента в закрытой системе и рассмотрения минеральных парагенезисов, возможных для него в продуктах опытов, для этой системы были построены фазовые диаграммы при помощи программного комплекса PerpleX [версия 6.7.7, Connolly, 2005]. PerpleX представляет собой термодинамический расчетный программный пакет, который может быть использован для быстрого создания различных типов диаграмм. В частности, PerpleX позволяет расчитывать фазовые диаграммы для заданного валового химического состава системы на основе термодинамической базы данных для минералов и флюидов. В расчетах использовался химический состав глаукофанового сланца,

полученный при помощи РФА (таблица 2.1-1). Расчеты выполнялись для систем с водным и водно-углекислым флюидами. В расчетах вводились некоторые упрощения, которые, не существенно влияли на окончательный результат. В частности, предполагалось, что все железо находилось в закисной форме, а оксиды титана, хрома и марганца в расчетах не учитывались, по причине их малых содержаний или отсутствия надежных термодинамических данных для соответствующих твердых растворов в минералах. Количество воды задавалось равным 3 мас.% в соответствии с отклонением суммы оксидов в сланце от 100 мас. % (таблица 2.1-1) при нахождении железа в закисной форме. При моделировании с H_2O-CO_2 флюидом массовые содержания летучих задавались равными (по 1.5 мас.%). При моделировании использовались модели твердых растворов для граната (обозначение в программе – Gt(HP); Holland, Powell, 1998), клинопироксена и ортопироксена (Cpx(HP), Opx(HP); Holland, Powell, 1996), амфибола (GlTrTsPg; модифицированная модель Powell, Holland, 1999), слюд (Mica(W), Bi(W); White et al., 2014) и расплава (melt(W); White et al., 2014).

Глава 4. Эксперименты в системе карбонатсодержащий гранатовый амфиболит–ультрамафит

4.1. Преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита

Преобразования в монослойных экспериментах

Для изучения процессов преобразования и плавления карбонатсодержащего гранатового амфиболита и сравнения составов исходных выплавок из него и расплавов, взаимодействовавших с веществом ультрамафитов, нами была проведена серия монослойных опытов, когда ампула заполнялась только порошком карбонатсодержащего гранатового амфиболита. Во всех экспериментах серии исходные минералы (кроме граната и кварца) полностью разлагались, выделяя водный флюид (при T≤800ºC) или расплав (при T≥850ºC) и образуя минералы эклогитового парагенезиса - гранат, омфацит, кварц, карбонат и фенгит (последний только в опытах с температурой ниже 850ºC) (рис. 4.1-1). Вновь образованный гранат часто нарастает на обломки зерен исходного граната. В продуктах опытов оксид кремния присутствует в виде кварца, а не коэсита, что подтверждается пиками комбинационного рассеяния света в нем, измеренными в продуктах нескольких опытов, произведенных при 750 и 800°C. Это согласуется с данными по *P-T* условиям перехода кварц-коэсит (Bose and Ganguly, 1995).

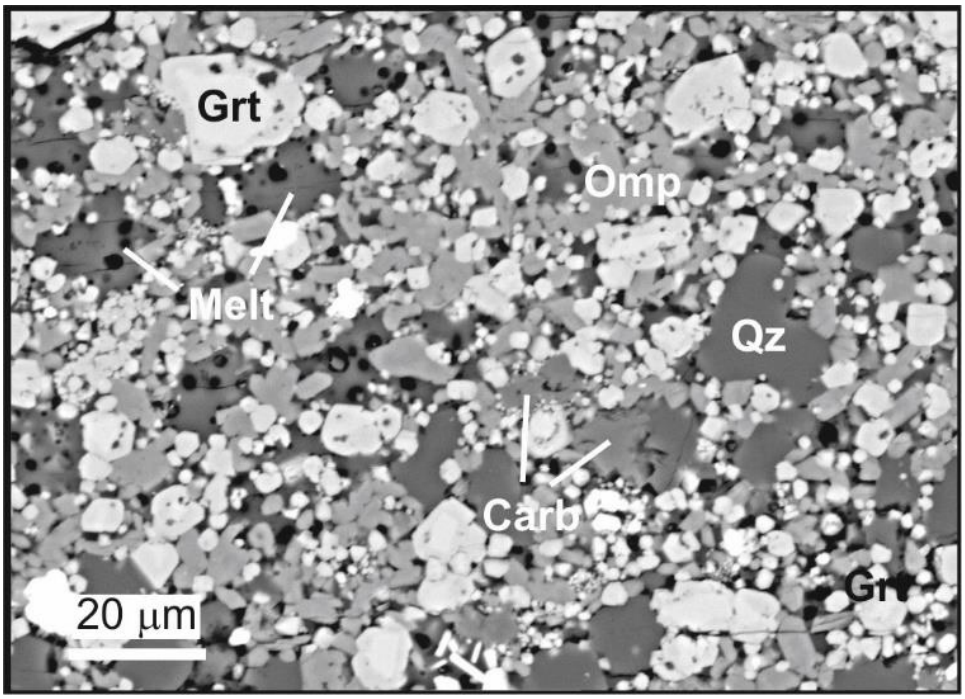

Рис. 4.1-1. Эклогитовый парагенезис с карбонатом и расплавом (содержащим газовые пузырьки), полученный при преобразовании карбонатсодержащего гранатового амфиболита в монослойном эксперименте при 900ºC - 2,9 ГПа (Sub86). Изображение в обратнорассеянных электронах.

Степень дегидратационного плавления (доля расплава по площади на изображениях в обратнорассеянных электронах) увеличивается с ~ 4 до ~ 13% при повышении температуры с 850 до 900° С. Расплав заполняет межзерновое пространство и образует скопления размером до 15-20 мкм в поперечнике.

Преобразования в сэндвич-экспериментах

Пример общего вида ампул после опытов в сэндвич-экспериментах с карбонатсодержащим гранатовым амфиболитом представлен на рисунке 4.1-2. Продукты преобразования амфиболитовых слоев в сэндвич-экспериментах аналогичны описанным выше (рис 4.1-3 и 4.1-4), но не содержат карбонатов и расплава, за исключением одного опыта при 850° С, где расплав пропитал углеродную ловушку (рис. 4.1-5). По метабазитам в сэндвич-экспериментах также образуются минералы эклогитового парагенезиса - гранат, омфацит, кварц, фенгит и рутил .

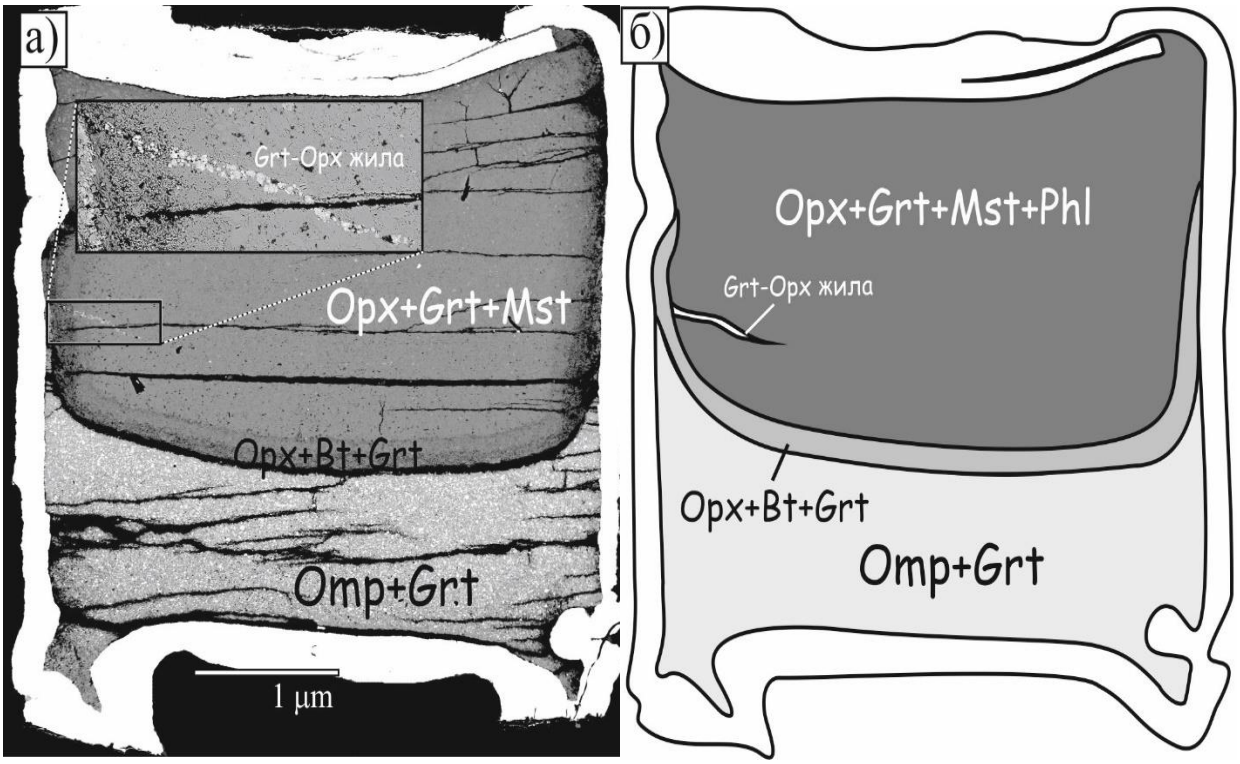

Рис. 4.1-2. Продукты опыта Sub52 (800°С, 2,9 ГПа). а) – ампула после опыта, изображение продуктов опыта в обратнорассеянных электронах, на врезке приведено увеличенное изображение новообразованного гранат-ортопироксенового прожилка; б) – схема слоев в ампуле.

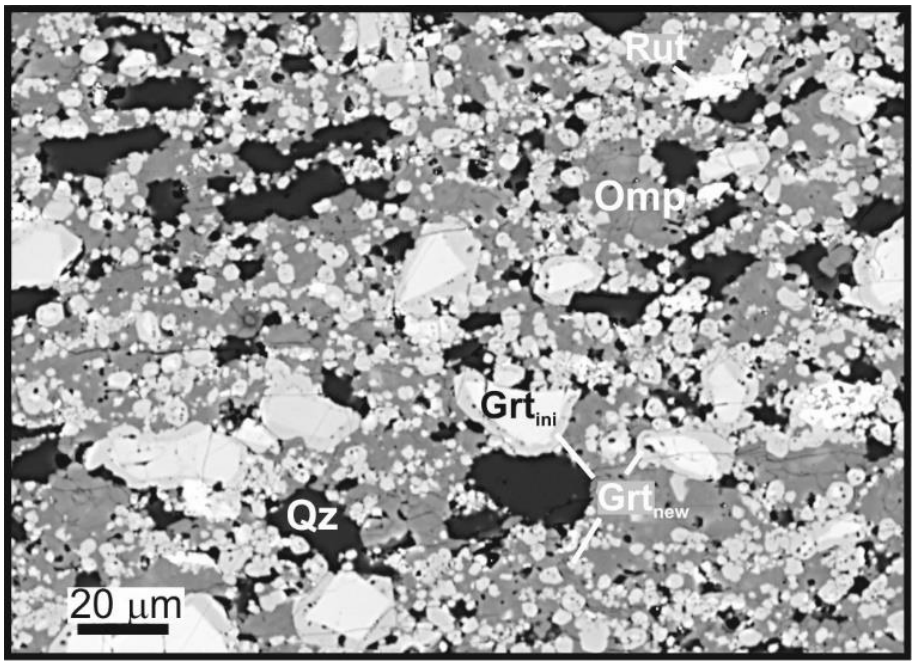

Рис. 4.1-3. Продукты преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита (метабазита) в сэндвич-эксперименте при 900ºС - 2,9 ГПа (Sub72). Эклогитовый парагенезис центральной части метабазитового слоя. Карбонат и расплав отсутствуют. Изображение в обратнорассеянных электронах.

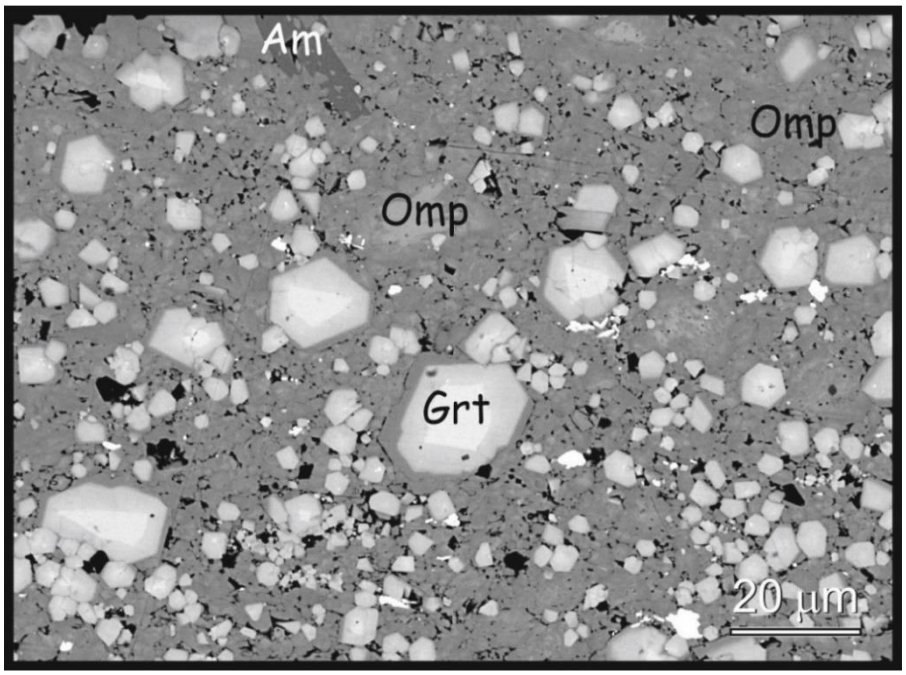

Рис. 4.1-4. Продукты преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита (метабазита) в сэндвич-эксперименте при 800ºС - 2,9 Гпа (Sub52). Эклогитовый парагенезис центральной части метабазитового слоя. Карбонат и расплав отсутствуют. Хорошо виден новообразованный гранат, образующий каймы вокруг зерен исходного граната, а также мелкие кристаллы. Присутствует одно реликтовое зерно исходного амфибола. Изображение в обратнорассеянных электронах.

Выросший в процессе эксперимента гранат образует многочисленные мелкие идиоморфные зерна размером до 2-5 мкм или узкие каймы вокруг зерен исходного граната, почти не изменившего своего исходного состава и формы (рис 4.1-3 и 4.1-4). Чешуйки фенгита в апо-амфиболитовом слое стабильны до 850°С.

В сэндвич-экспериментах с негерметичной верхней крышкой парагенезис пристеночных зон апо-амфиболитового слоя толщиной 30-60 мкм отличается от состава основного объема слоя. Пристеночные участки либо лишены граната, либо содержат его в меньшем количестве, и представляют собой кварц-фенгит-омфацитовый парагенезис (Рис. 4.1-5, 4.1-6). Отличие пристеночных зон от основного объема метабазитового слоя наблюдается не только в случае использования платиновых ампул, когда это может быть связано с потерей Fe в стенки ампулы, но и в опытах с серебро-палладиевыми ампулами, ведущими себя индифферентно.

Превращение амфиболит → эклогит сопровождается выделением водно-углекислого флюида, вызывающего помимо дегидратационного плавления (в опытах с температурой 850°С и выше), преобразования как внутри перидотитового слоя, так и на его контакте с амфиболитом.

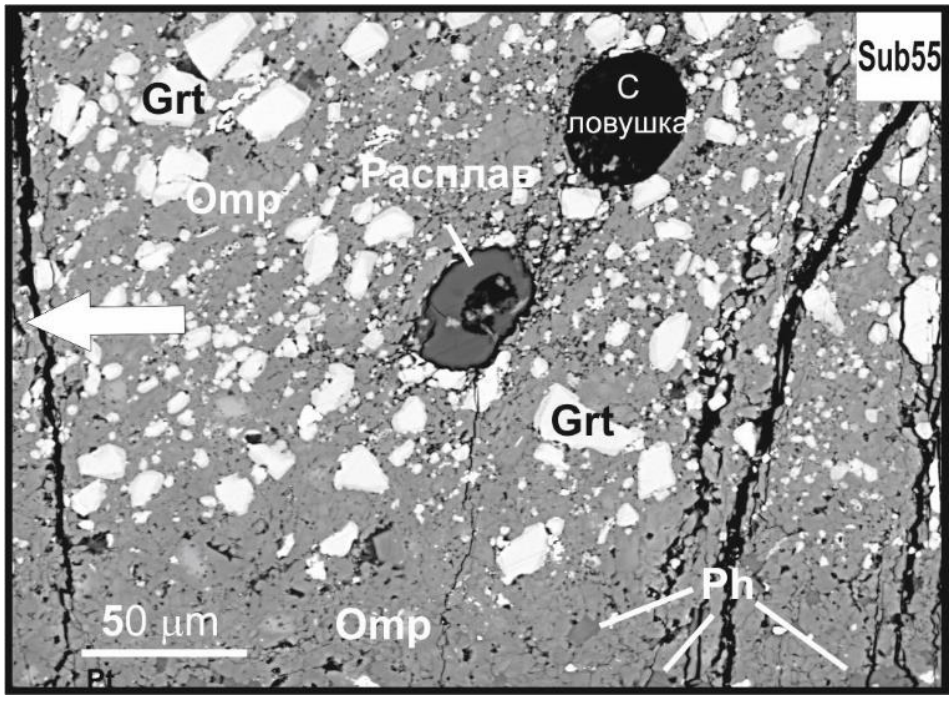

Рис. 4.1-5. Продукты преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита (метабазита) в сэндвич-эксперименте при 850°С - 2,9 Гпа (Sub55). При приближении к стенке (нижняя часть фотографии) гранат-омфацитовый парагенезис сменяется фенгит-омфацитовым. Расплав пропитал только одну из углеродных ловушек. Большая стрелка указывает на верх ампулы. Изображение в обратнорассеянных электронах.

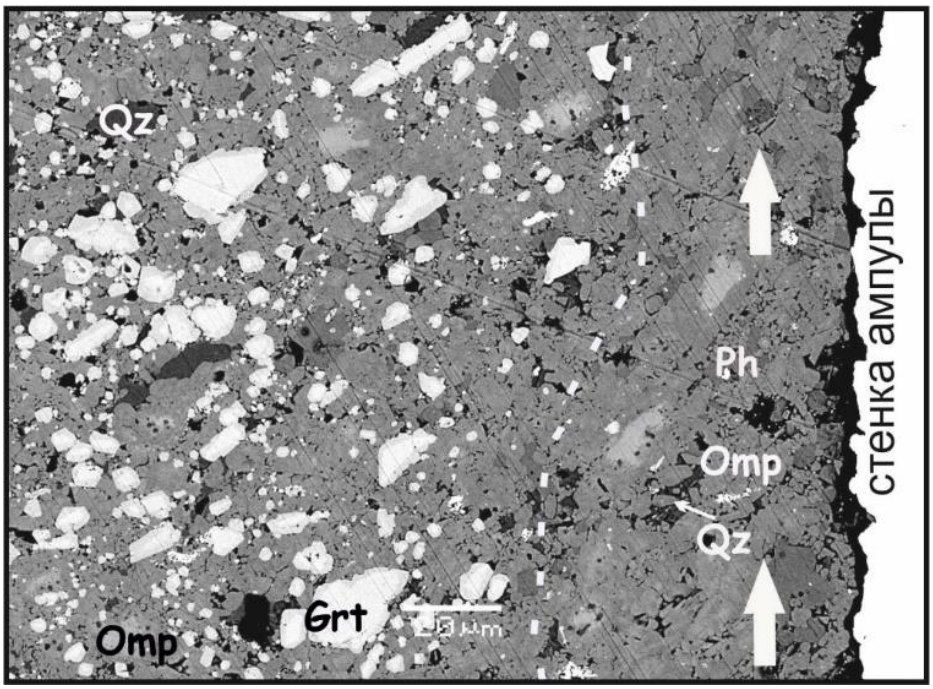

Рис. 4.1-6. Продукты преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита (метабазита) в сэндвич-эксперименте при 850ºС - 2,9 Гпа (Sub57). При приближении к стенке гранат-омфацитовый парагенезис сменяется кварц-фенгит-омфацитовым. Стрелки показывают направление фокусированного флюидного потока. Изображения в обратнорассеянных электронах

4.2. Реакционные зоны

Выделяющиеся при эклогитизации карбонатсодержащего гранатового амфиболита флюиды и расплавы проникают в вышележащий ультрамафитовый слой, вызывая преобразования в толще самого слоя и инициируя возникновение реакционных (переходных) зон на границах слоев метабазит - ультрамафит и по контактам ультрамафитов с кислыми расплавами, поднимающимися вдоль стенок ампул.

На границах слоев метабазит - ультрамафит развиваются реакционные зоны с переменными мощностями, химическим составом и минеральными парагенезисами (рис. 4.2-1, 4.2.-2, 4.2-3; таблица 4.4-4). Минеральный состав реакционных зон на контактах исходных слоев зависит преимущественно от состава ультрамафита, и в меньшей степени от температуры эксперимента. При этом наблюдается устойчивая корреляция мощностей этих реакционных зон с температурами экспериментов – при низких температурах (и, как следствие, отсутствии скоплений расплава) реакционные зоны шире, чем в более высокотемпературных экспериментах с расплавами.

Реакционные зоны в нижней части дунитового слоя состоят преимущественно из ортопироксена, выше располагается зона, в которой присутствуют как новообразованные ортопироксен и магнезит, так и реликты оливина (рис. 4.2-1, 4.2-2). При повышении температуры эксперимента до 850-900°С магнезит распространяется в пределах всей реакционной зоны (рис. 4.2-3). В основании реакционной зоны со стороны гранатового амфиболита встречаются гранат и флогопит (рис. 4.2-2).

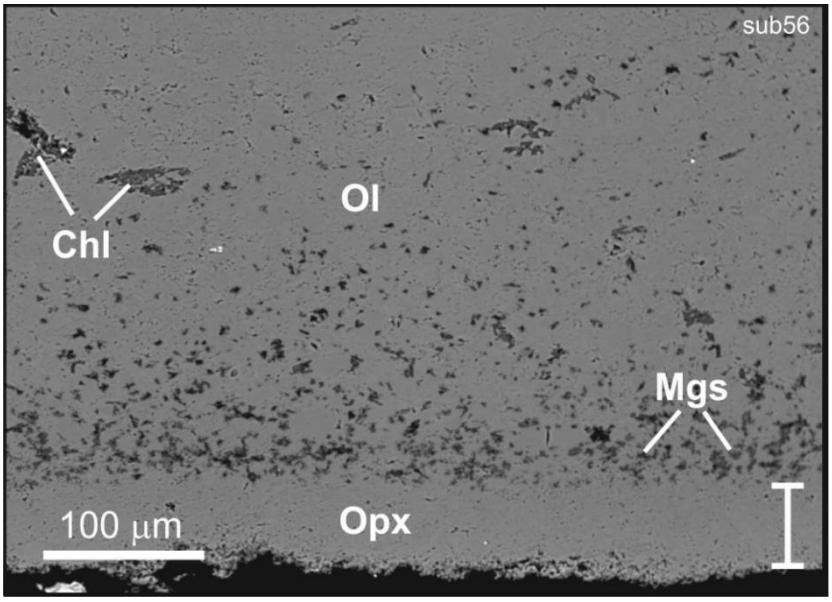

Рис. 4.2-1. Реакционная зона в основании дунитового слоя в опыте без обособлений расплава при 750°С - 2,9 ГПа (Sub56). Шкала показывает ширину реакционной зоны в перидотите. Изображение в обратнорассеянных электронах

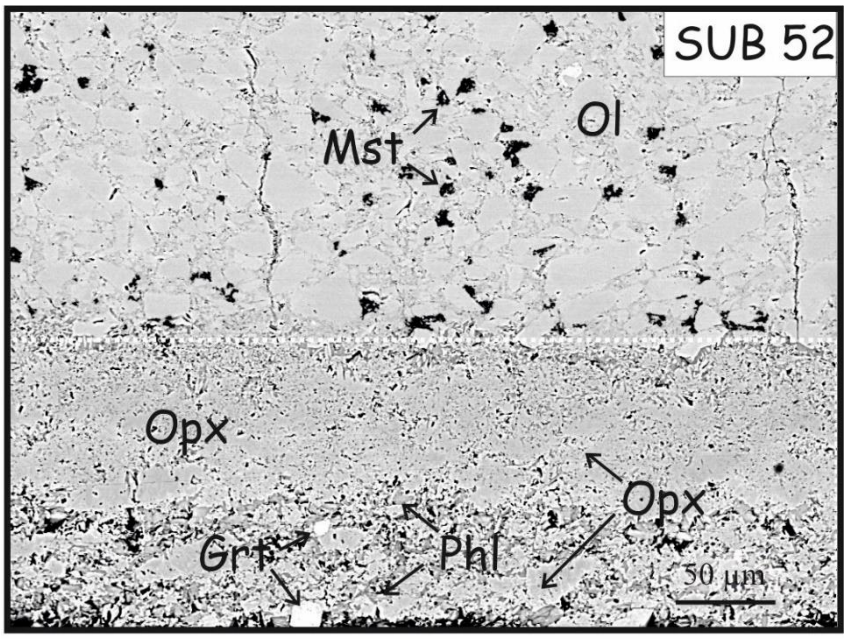

Рис. 4.2-2. Реакционная зона в основании дунитового слоя в опыте без обособлений расплава при 800ºС – 2,9 ГПа (Sub52). Реакционная зона мощностью около 100 мкм состоит из ортопироксена, выше нее по границам зерен оливина развивается ортопироксен в ассоциации с магнезитом. В основании реакционной зоны со стороны метабазита присутствует флогопит. Изображение в обратнорассеянных электронах.

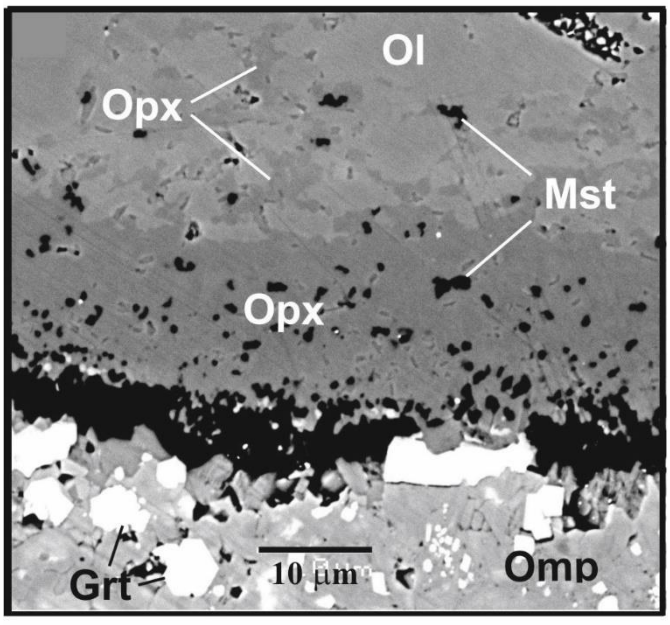

Рис. 4.2-3. Магнезит-ортопироксеновая реакционная зона в основании дунитового слоя в опыте с пристеночными обособлениями расплава при 850ºС-2,9 ГПа (Sub55). Мощность реационной зоны около 25 мкм. Магнезит образует скопления в нижней части реакционной зоны. Изображение в обратнорассеянных электронах.

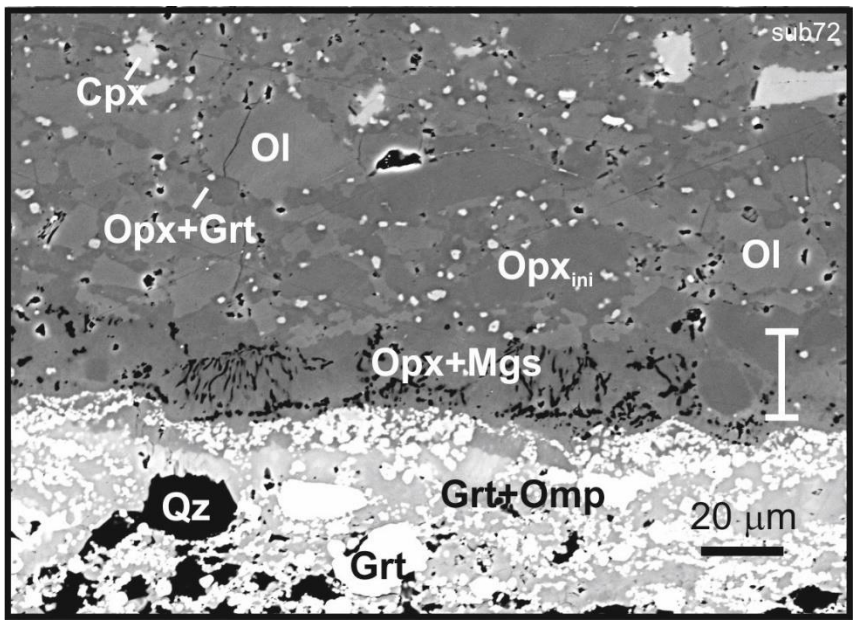

Рис. 4.2-4. Ортопироксен-магнезитовая реакционная зона в основании лерцолитового слоя в опыте с пристеночными обособлениями расплава при 900ºС - 2,9 ГПа (Sub72). Шкала показывает ширину реакционной зоны в перидотите, составляющую около 25 мкм. Со стороны метабазита реакционная зона сложена омфацитом и гранатом. Изображение в обратнорассеянных электронах.

Реакционные зоны гранат-ортопироксен-магнезитового и ортопироксен-магнезитового (рис. 4.2-4) состава развиваются в нижней части лерцолитового слоя при 800 и 900°С соответственно. Гранат и омфацит слагают метабазитовую часть реакционной зоны.

Реакционные зоны развиваются также между ультрамафитами и обособлениями расплавов в боковых частях ампул. Обычно они сложены несколькими минеральными зонами, последовательно сменяющими друг друга. Наиболее хорошо развитая реакционная зона, образовавшаяся при 850ºС, состоит из четырех зон, идущих одна за другой от расплава до дунитового слоя в следующей последовательности: омфацит-флогопит | флогопит | флогопит + ортопироксен | ортопироксен-магнезит (рис. 4.2-5). Кристаллы омфацита идиоморфны и определенно растут из расплава. Минеральный состав контактирующей с дунитом зоны идентичен реакционной зоне, находящейся между метабазитом и оливином, и ее образование, по-видимому, происходило метасоматическим путем, т.е. отлично от близлежащего магматического омфацита.

Стекло в пристеночных обособлениях расплава обычно содержит множество субмикронных пузырьков, равномерно распределенных в центральных частях расплавных сегрегаций.

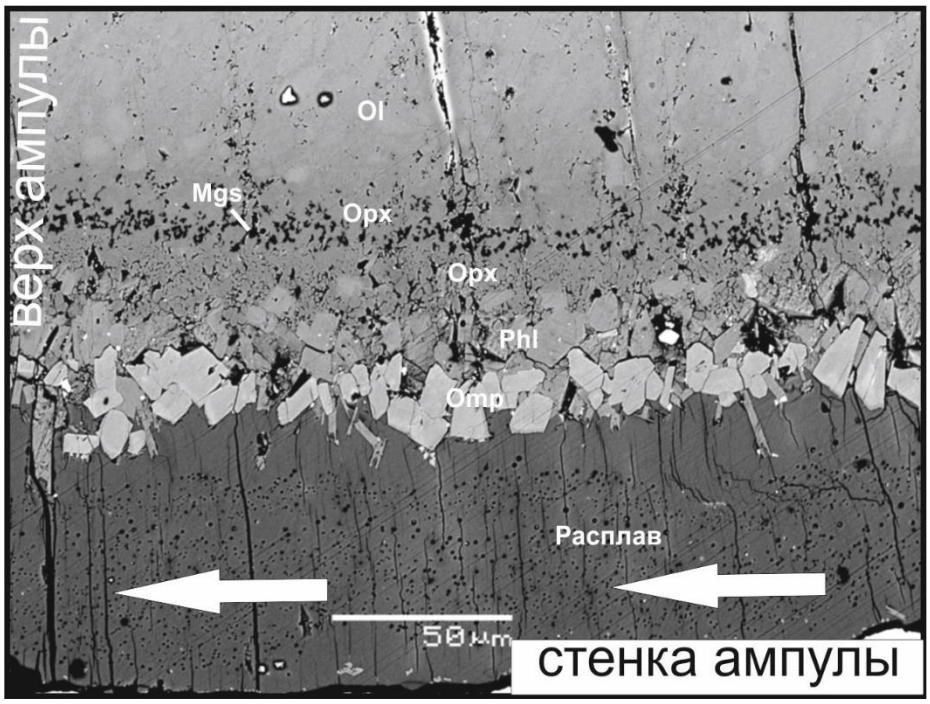

Рис. 4.2-5. Реакционная зона на контакте кислого расплава с дунитом в опыте при 850°С и 2,9 ГПа (Sub55). Стрелки показывают направление фокусированного потока расплава. Изображение в обратнорассеянных электронах.

В зависимости от температуры экспериментов и состава ультрамафитового слоя минеральный состав реакционных зон на контакте расплава с модельными аналогами мантийных пород может немного изменяться.

Так, в реакционных каймах опытов, произведенных при 850°С с лерцолитовым верхним слоем, и при температурах 900°С во всех опытах не встречается флогопит, вместо него с омфацитом сосуществует гранат (рис. 4.2-6 и 4.2-7). Однако во всех без исключения случаях, внешние, контактирующие с расплавом зоны, сложены омфацитом, кристаллизующимся, по всей видимости, из расплава. А внутренние, контактирующие с дунитом зоны, имеют магнезит-ортопироксеновый состав и образуются метасоматическим путем. Мельчайшие кристаллы флогопита и омфацита изредка встречаются в расплаве и помимо реакционной зоны

.

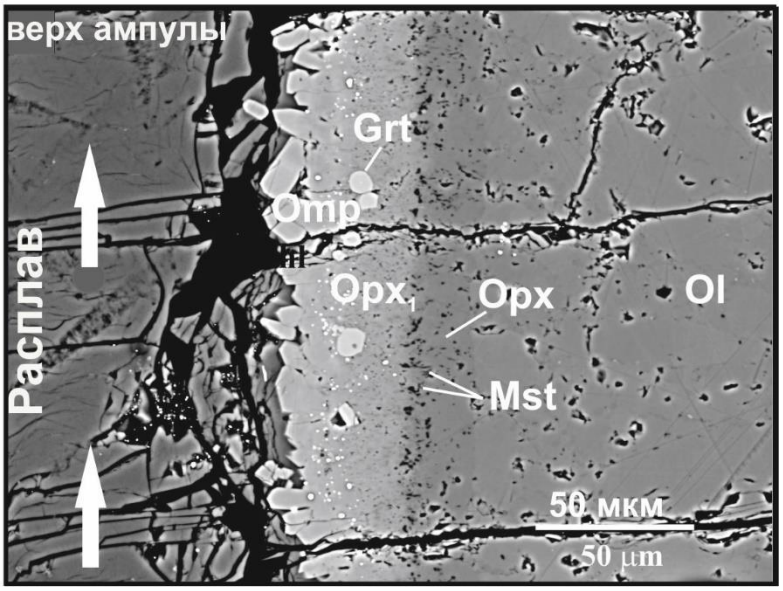

Рис. 4.2-6. Реакционная зона на контакте кислого расплава с дунитом в опыте при 900ºС и 2,9 ГПа (Sub73). Пояса ярких точек в омфацитовой зоне - переотложенная из стенок ампулы платина. Стрелки показывают направление фокусированного потока Изображение в обратнорассеянных электронах.

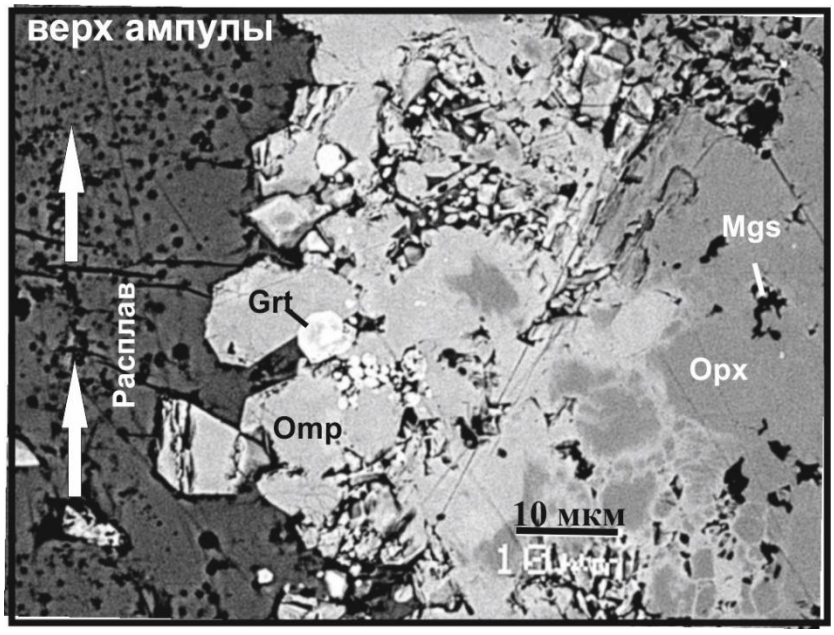

Рис. 4.2-7. Реакционная зона с биминеральным эклогитовым парагенезисом на контакте кислого расплава с дунитом в опыте при 850ºС - 2,9 ГПа (Sub95). Стрелки показывают направление фокусированного потока. Изображение в обратнорассеянных электронах.

4.3. Преобразования ультрамафитовых слоев

Новообразованные минералы появляются по границам зерен в слоях ультрамафитов и вне реакционных зон. Минералы в большинстве случаев те же, что слагают реакционные зоны на контакте исходных пород, но есть некоторые отличия (таблица 4.4-4, рис. 4.3-4).

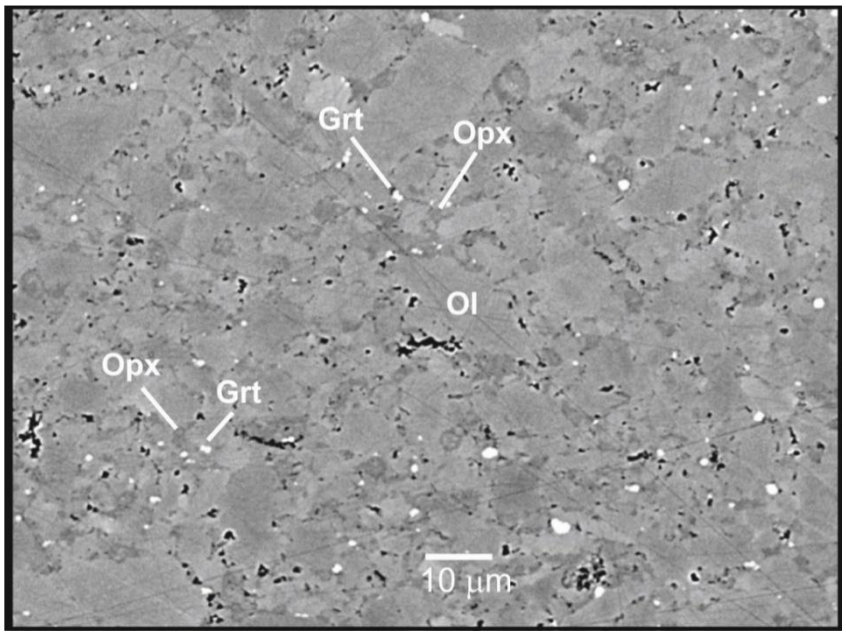

Рис. 4.3-1. Гранат-гарцбургитовая ассоциация в слое дунита опыта при 850ºС-2,9 ГПа (Sub55). Новообразованные магнезит, гранат и ортопироксен развиваются по межзерновым границам в оливиновом слое, замещая его и маркируя пути миграции флюида. Изображение в обратнорассеянных электронах.

Дунитовые слои во всех опытах содержат развивающийся по границам зерен ортопироксен, сосуществующий с мелкими червеобразными выделениями магнезита (Рис. 4.3-1). Оба эти минерала образуются за счет оливина и компонентов, привносимых флюидом, выделяющимся при эклогитизации амфиболита. Кроме того, в опытах при 750ºС появляется хлорит (Рис. 4.2-1), а при 800-900ºС - гранат (Рис. 4.2-2, 4.3-1, 4.3-2).

Ортопироксен, гранат и магнезит развиваются по межзерновым границам. В опыте Sub52, где в амфиболите заместилось более 90% исходных минералов, произошло самое заметное изменение оливинового субстрата (рис. 4.3-2). Содержание ортопироксена здесь превышает 10 %. Кроме того, повсеместно наблюдается присутствие скелетных кристаллов граната, а на участке, прилегающем к стенке ампулы, даже сформировался гранатовый прожилок (см. рис. 4.1-2). Порода с таким относительным содержанием минералов носит название гранатсодержащий гарцбургит, хотя генетически оливин не имеет ничего общего с остальными минералами.

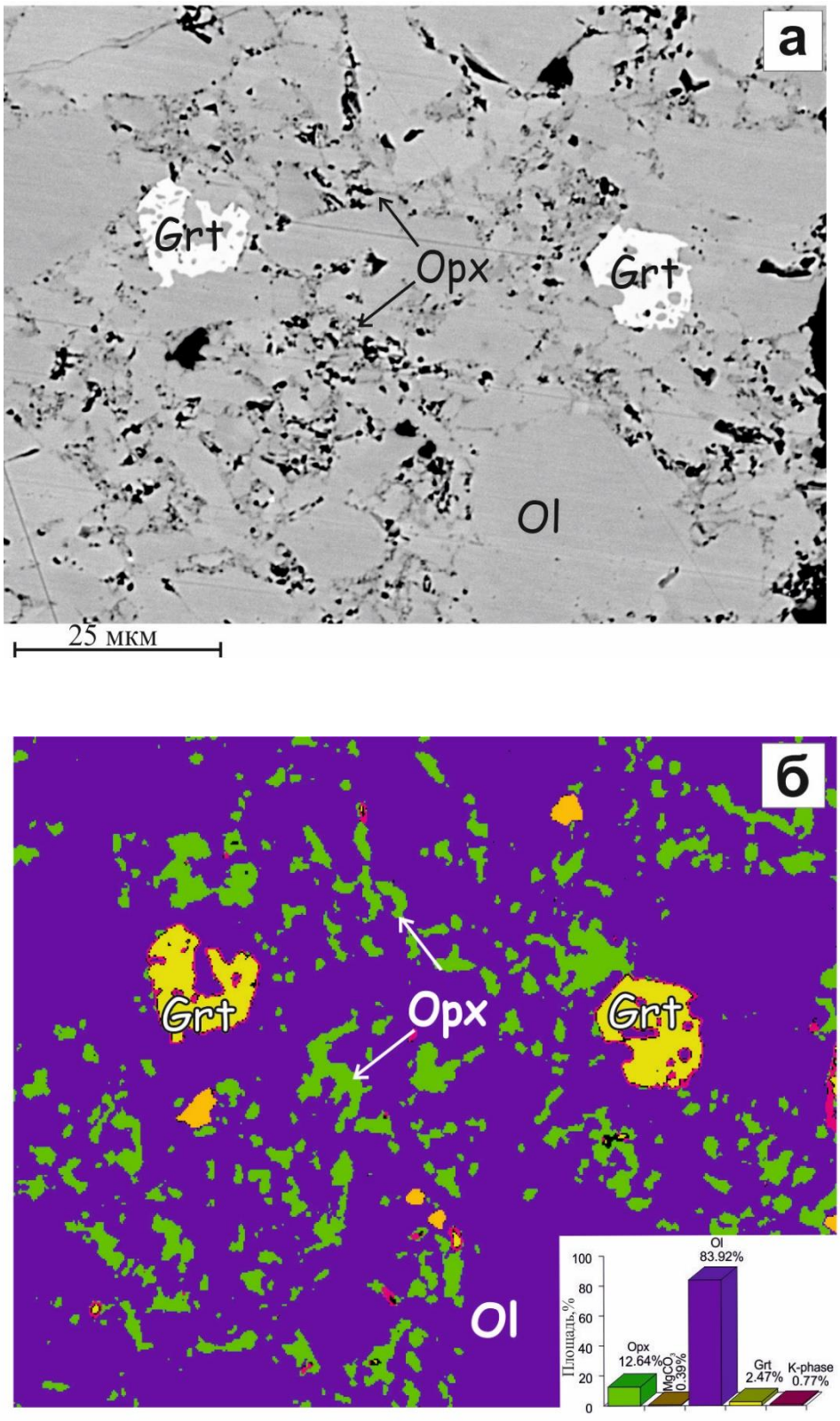

Рис. 4.3-2. Преобразования в исходно мономинеральном дунитовом слое в опыте при 800ºС – 2,9ГПа (Sub52): а) изображение в обратнорассеянных электронах; б) фазовая карта, соотношения минералов соответствуют гранатсодержащему гарцбургиту.

Новообразованные ортопироксен, гранат и магнезит типичны и для лерцолитового слоя (Рис. 4.3-3). Мельчайшие выделения обогащенной K и обедненной Si фазы, интерпретируемой как флогопит, обнаруживаются на границах зерен в слое лерцолита при 800 ° C. В продуктах всех опытов образуется зона, свободная от клинопироксена, состоящая из исходного ортопироксена, частично замещенного оливина и вновь образованного граната, ортопироксена и магнезита (Рис. 4.3-3).

Таким образом, дунит и лерцолит под воздействием кислых расплавов (флюидов) в результате экспериментов превращаются в одну и ту же породу – гарцбургит.

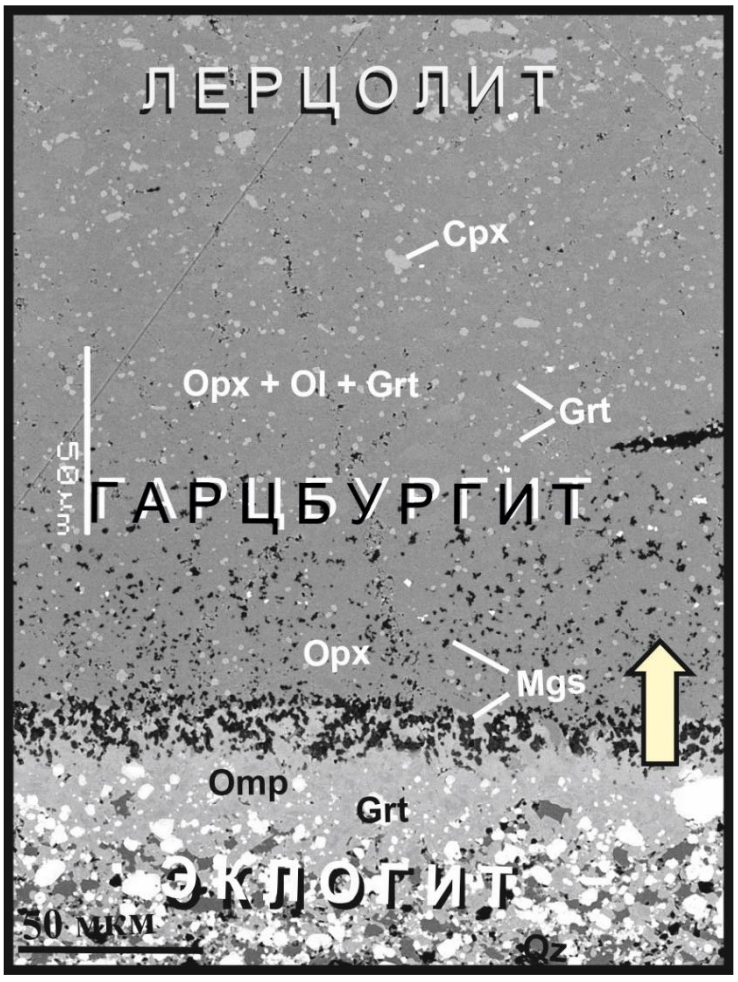

Рис. 4.3-3. Гранат-гарцбургитовая ассоциация в слое исходного лерцолита в опыте при 800ºC – 2,9 ГПа (Sub60). Эклогитовая минеральная ассоциация, развитая в метабазитовом слое, обозначена как эклогит. Стрелка указывает направление потока жидкости (расплава) к верхней части ампулы. Изображение в обратнорассеянных электронах.

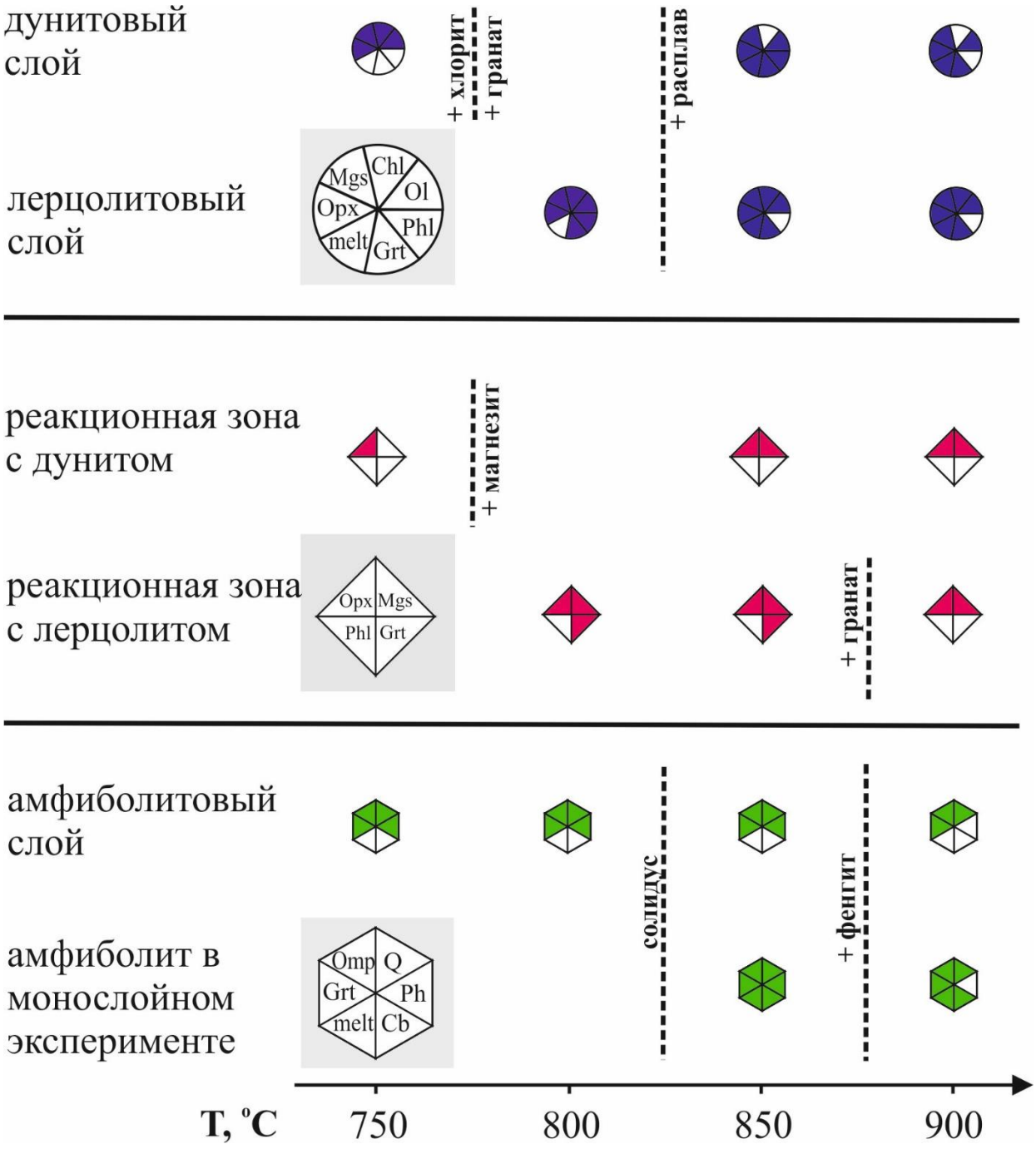

Рис. 4.3-4. Фазовые ассоциации при 750-900°C и 2,9 ГПа в монослойных и сэндвич-экспериментах с карбонизированным амфиболитом. Пунктирные линии показывают предполагаемые границы полей стабильности фаз. Круги, ромбы и шестиугольники показывают ассоциации продуктов опытов в перидотите, реакционных зонах и амфиболите.

4.4. Составы минералов

Представительные электронно-зондовые микроанализы всех минералов из разных структурных участков ампул представлены в таблицах 4.4-1, 4.4-2 и 4.4-3.

Оливин является самым реакционно-активным из минералов перидотитов в экспериментах. Он частично или полностью расходуется на образование ортопироксена, граната и магнезита в дунитовом и лерцолитовом слоях. Первичный оливин в дуните имеет более высокое значение X_{Mg} (0,93), чем оливин, используемый для лерцолита (X_{Mg} = 0,91, Таблица 2-3). Никаких изменений состава оливина после экспериментов (включая% NiO на контактах с вновь образованным Opx) обнаружено не было.

Ортопироксен (± гранат-магнезит) (рис.4.4-1) является главным минералом реакционных зон; он также образуется в виде мельчайших кристаллов по границам зерен в слоях лерцолита и дунита. Большинство зерен такого новообразованного ортопироксена слишком малы для точного определения состава. Состав ортопироксена в реакционных зонах является переменным (X_{Mg} = 0,87-0,96, Al_2O_3 = 0,98-2,75 мас.%, NiO = 0,17-0,31 мас.%, Таблица 4.4-1) и зависит от его расположения в ампуле. Ортопироксен с наибольшим содержанием X_{Mg} находится в реакционной зоне на границе между пристеночным кислым расплавом и перидотитом при 850°C. Состав ортопироксена из аналогичной реакционной зоны при 900°C зависит от его местоположения - кристаллы, прилегающие к омфациту и расплаву, являются более железистыми и глиноземными (X_{Mg} ~ 0,87, Al_2O_3 ~ 2,75 мас.%; RZ (M2) в таблице 4.4-1), чем те, которые находятся в контакте с перидотитом (X_{Mg} ~ 0,93 и Al_2O_3 ~ 0,98 мас.%; RZ (M1) в таблице 4.4-1). Ортопироксен из других реакционных зон и перидотита не обнаруживает четкой корреляции содержания Al_2O_3 (1,12-2,27 мас.%) и X_{Mg} (0,90-0,93) с расположением в ампуле или температурой экспериментов. Наибольшее количество NiO находится в ортопироксене, замещающем оливин в реакционных зонах.

Клинопироксен повсеместно встречается как в центральных частях, так и в пристеночных зонах амфиболитового слоя во всех сериях (рис. 4.3-4, 4.4-2). Он также образуется в реакционных зонах на контактах ультрамафитов с обособлениями расплава вдоль стенок ампул и по исходному контакту метабазита и ультрамафита (рис. 4.2-4, 4.2-5, 4.3-4, 4.3-5,). Весь новообразованный клинопироксен представляет собой омфацит (X_{Jd} = 0,30-0,45, таблица 4.3-2). Состав омфацита апо-амфиболитового слоя зависит от температуры эксперимента; повышение температуры приводит к снижению X_{Mg} и X_{Jd}. Омфацит из реакционных зон обычно обогащен X_{Mg} и обеднен X_{Jd} по сравнению с составом матричного клинопироксена апо-амфиболитового слоя.

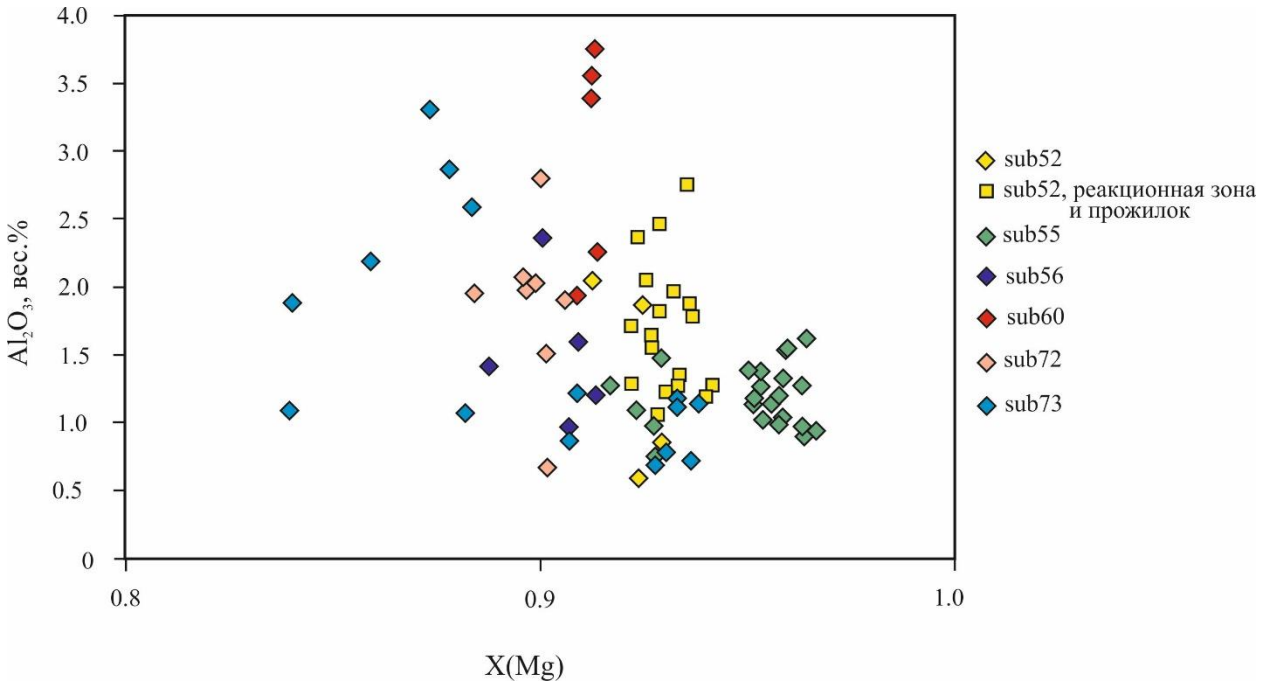

Рис. 4.4-1. Состав ортопироксенов в продуктах экспериментов по взаимодействию карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом и лерцолитом при 750-900°С - 2,9 ГПа..

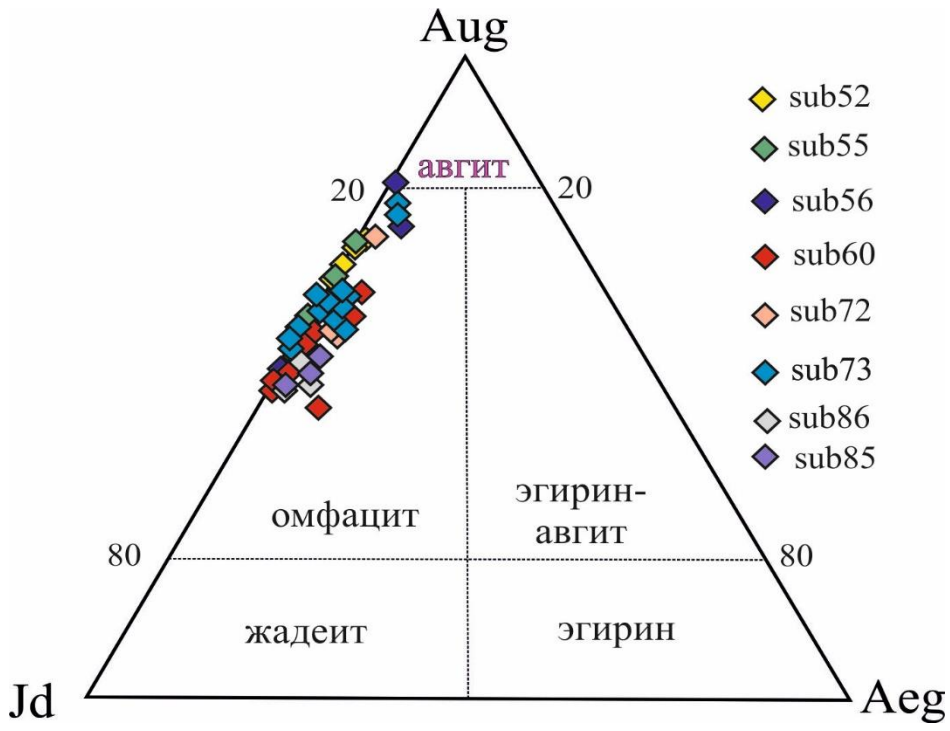

Рис. 4.4-2. Состав клинопироксенов в продуктах экспериментов по взаимодействию карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом и лерцолитом при 750-900°С - 2,9 ГПа..

Таблица 4.4-1. Представительные электронно-зондовые микроанализы ортопироксенов

Минерал:	Ортопироксен																	
Расположение:	RZ		RZ(M)		RZ		RZ		RZ		RZ(M1)		RZ(M2)		RZ		PD	PD
T (°C):	750		850		850		850		900		900		900		900		800	850
Опыт:	sub56		sub55		sub55		sub95		sub72		sub73		sub73		sub73		sub60	sub55
n:	3	σ	12	σ	5	σ	4	σ	6	σ	5	σ	4	σ	2	σ	1	1
SiO_2	57.51	0.54	56.96	0.39	56.58	0.76	55.31	0.53	54.43	0.43	57.23	0.48	55.34	0.44	56.19	0.42	54.85	56.23
TiO_2	0.18	0.06	0.02	0.02	0.06	0.03	0.05	0.03	0.09	0.02	0.10	0.03	0.06	0.02	0.12	0.02	0.05	0.08
$A1_2O_3$	1.39	0.26	1.25	0.20	1.12	0.25	1.67	0.27	1.84	0.65	0.98	0.20	2.75	0.41	1.05	0.17	2.27	1.49
Cr_2O_3	н.п.о.		0.03	0.03	0.04	0.02	0.22	0.17	0.32	0.15	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		0.42	0.06
FeO	6.67	0.59	2.88	0.32	5.18	0.27	5.67	0.17	7.12	0.40	4.67	0.14	8.43	0.55	6.36	0.12	5.80	4.87
MnO	0.13	0.09	0.09	0.04	0.08	0.03	0.07	0.02	0.08	0.01	0.07	0.02	0.11	0.01	0.08	0.01	0.12	0.13
MgO	34.34	0.44	36.81	0.42	35.97	0.47	34.85	0.64	34.41	0.50	36.68	0.36	32.56	0.63	35.71	0.60	34.60	35.42
CaO	0.15	0.04	0.10	0.03	0.16	0.08	0.17	0.08	0.36	0.05	0.10	0.01	0.31	0.02	0.17	0.01	0.45	0.32
Na_2O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	н.п.о.
K_2O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	н.п.о.
NiO			0.28	0.08	0.27	0.09	0.29	0.08	0.21	0.04	0.31	0.03	0.17	0.03	0.29	0.08	0.12	0.12
Сумма	100.37		98.13		99.19		98.01		98.64		99.83		99.56		99.68		98.56	98.60
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.90	0.01	0.96	0.00	0.93	0.00	0.92	0.00	0.90	0.01	0.93	0.00	0.87	0.01	0.91	0.00	0.91	0.93

PD обозначает перидотит; RZ – реакционная зона; RZ(M) – реакционная зона на контакте с расплавом;
σ- стандартное отклонение (здесь и далее).
н.п.о. – ниже порога обнаружения (здесь и далее)

Таблица 4.4-2. Представительные электронно-зондовые микроанализы * клинопироксена и граната, и произведенные по ним геотермобарометрические расчеты температур

Расположение:	MB		MB		MB		MB		MB		MB(W)		MB		MB		MB		MB	
T (°C):	750		800		800		850		850		850		850		900		900		900	
Опыт:	sub56		sub88		sub60		sub85**		sub55		sub55		sub95		sub86**		sub72		sub73	
	Клинопироксен																			
n:	5	σ	11	σ	5	σ	8	σ	13	σ	4	σ	4	σ	3	σ	6	σ	6	σ
SiO_2	55.43	0.39	54.44	0.52	53.99	0.20	54.71	0.83	53.95	0.29	54.37	0.14	53.97	0.91	53.71	0.24	52.61	0.54	52.85	0.31
TiO_2	0.30	0.12	0.46	0.16	0.32	0.11	0.47	0.40	0.48	0.11	0.33	0.02	0.31	0.04	0.51	0.06	0.45	0.05	0.38	0.08
$A1_2O_3$	12.26	0.76	13.52	1.46	10.36	1.38	11.06	0.78	12.79	0.71	13.28	0.70	10.47	0.54	11.58	0.42	11.97	0.54	10.88	0.69
Cr_2O_3	0.10	0.07	н.п.о.		0.05	0.08	н.п.о.		0.08	0.05	0.04	0.04	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
FeO	4.67	0.29	7.08	0.69	6.55	0.46	7.93	0.45	5.09	0.68	3.23	0.67	8.23	0.19	9.06	0.48	9.62	0.72	9.55	0.81
MnO	0.03	0.02	0.06	0.01	0.05	0.02	0.06	0.03	0.04	0.03	0.07	0.02	0.06	0.02	0.07	0.03	0.07	0.03	0.06	0.02
MgO	7.96	0.67	6.99	0.74	8.98	0.93	7.68	0.66	8.20	0.38	8.33	0.56	8.66	0.39	7.51	0.18	7.72	0.33	8.19	0.53
CaO	12.54	0.54	10.49	0.91	13.03	0.90	11.14	0.52	13.34	0.32	13.38	0.91	11.27	0.56	10.80	0.17	11.62	0.42	11.67	0.77
Na_2O	6.50	0.34	6.74	0.60	5.77	0.52	6.29	0.61	5.68	0.37	6.13	0.21	5.99	0.67	6.00	0.30	5.84	0.22	5.81	0.28
K_2O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
Сумма	99.79	0.01	99.78	0.01	99.10	0.01	99.34	0.01	99.65	0.01	99.16	0.01	99.02	0.01	99.24	0.01	99.90	0.01	99.39	0.01
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.75	0.01	0.66	0.05	0.71	0.02	0.67	0.04	0.74	0.02	0.82	0.04	0.71	0.03	0.62	0.02	0.69	0.05	0.71	0.05
X_{Jd}	0.44	0.03	0.45	0.04	0.36	0.05	0.41	0.03	0.39	0.02	0.42	0.02	0.36	0.01	0.39	0.01	0.31	0.02	0.30	0.02
	Гранат																			

n:	5	σ	20	σ	8	σ	5	σ	9	σ	5	σ	3	σ	5	σ	8	σ
SiO_2	38.07	0.07	38.33	0.31	38.74	0.44	38.84	0.51	38.96	0.27	39.11	0.76	38.21	0.03	37.97	0.09	38.74	0.27
TiO_2	0.36	0.06	1.03	0.12	0.68	0.16	0.72	0.39	0.48	0.08	0.75	0.08	0.95	0.23	0.51	0.26	0.62	0.16
$A1_20_3$	20.59	0.02	21.39	0.20	21.02	0.13	19.99	0.48	21.59	0.14	20.59	0.52	20.57	0.33	21.12	0.31	21.39	0.22
Cr_2O_3	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.00	0.02	0.04	0.03	0.02	0.03	0.02	0.02	0.01	0.03	0.00	0.02
FeO	25.41	0.07	25.59	0.67	25.00	0.65	25.10	0.34	22.85	0.86	22.78	0.42	25.40	0.62	23.94	0.88	23.81	0.74
MnO	0.63	0.02	0.41	0.14	0.45	0.20	0.36	0.06	0.38	0.17	0.37	0.15	0.45	0.06	0.30	0.06	0.32	0.06
MgO	4.43	0.06	4.87	0.38	6.08	0.48	5.64	0.51	7.16	0.72	6.67	0.56	5.52	0.32	6.85	0.59	7.19	0.67
CaO	10.10	0.24	9.00	0.23	7.89	0.65	7.90	0.42	9.11	0.88	8.45	0.80	8.02	0.39	7.57	1.24	7.62	0.75
Na_2O***	0.07	0.04	0.10	0.02	0.13	0.03	0.11	0.02	0.20	0.04	0.11	0.02	0.12	0.01	0.12	0.05	0.12	0.04
K_2O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	0.01	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
Сумма	99.68		100.73	0.01	100.01	0.01	98.66	0.01	100.77	0.01	98.87	0.01	99.26	0.01	98.39	0.01	99.81	0.01
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.25	0.00	0.25	0.02	0.31	0.02	0.29	0.02	0.37	0.02	0.34	0.02	0.28	0.02	0.34	0.02	0.35	0.02
$Ca/(Ca+Mn+Mg+Fe^{2+})$	0.28	0.01	0.25	0.01	0.22	0.02	0.22	0.01	0.25	0.02	0.24	0.01	0.22	0.01	0.21	0.04	0.21	0.02
Альмандин	0.53	0.00	0.55	0.01	0.53	0.01	0.55	0.01	0.47	0.02	0.50	0.01	0.55	0.02	0.51	0.02	0.50	0.01
Пироп	0.17	0.00	0.19	0.02	0.24	0.02	0.22	0.02	0.27	0.02	0.24	0.02	0.21	0.01	0.27	0.02	0.28	0.02
Гроссуляр	0.28	0.01	0.25	0.01	0.22	0.02	0.22	0.01	0.25	0.02	0.24	0.02	0.22	0.01	0.21	0.04	0.21	0.02
Спессартин	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00	0.01	0.00
	T°C при 2.9 ГПа																	
$T^{grt\text{-}cpx}{}_{Powel(1985)}$:	734		832		826		856		894		891		917		896		878	
$T^{grt\text{-}cpx}{}_{Ravna(2000)}$:	710		828		819		857		882		875		931		898		874	

МВ обозначает метабазит; МВ(W) – пристеночная зона; RZ – реакционная зона; RZ(M) – магматическая реакционная зона.
* Средние анализы со стандартными отклонениями. ** Монослойные опыты с карбонатсодержащим гранатовым амфиболитом в герметичных ампулах.
*** Вероятен захват омфацита

Таблица 4.4-2

Продолжение

Расположение:	RZ		RZ		RZ		RZ(M)		RZ(M)		RZ(M)	
T (°C):	800		800		900		850		850		900	
Опыт:	sub60		sub60		sub73		sub55		sub95		sub73	
	Клинопироксен											
n:	2	σ	3	σ	3	σ	19	σ	7	σ	4	Σ
SiO_2	53.77	0.31	54.32	0.17	55.24	0.04	55.47	0.31	54.39	0.35	54.02	0.56
TiO_2	0.36	0.15	0.24	0.02	0.59	0.10	0.17	0.07	0.28	0.08	0.49	0.16
$A1_2O_3$	11.43	2.16	9.58	0.58	10.91	0.33	11.62	0.83	9.93	1.26	9.99	0.87
Cr_2O_3	н.п.о.		0.07	0.09	н.п.о.		н.п.о.		0.07	0.08	н.п.о.	
FeO	6.03	0.55	6.93	0.29	4.69	0.20	0.56	0.07	7.70	0.38	6.46	1.24
MnO	0.08	0.01	0.04	0.02	0.10	0.01	0.13	0.04	0.07	0.01	0.08	0.03
MgO	8.51	1.08	9.43	0.68	11.39	0.58	11.32	0.78	9.61	1.60	9.87	0.50
CaO	12.96	1.73	13.60	0.58	11.23	0.62	13.31	0.77	10.14	0.95	12.00	0.87
Na_2O	5.90	0.70	5.72	0.34	5.63	0.09	5.77	0.44	6.30	0.60	5.65	0.30
K_2O	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.	
Сумма	99.02	0.01	99.93	0.01	99.78	0.01	98.35	0.01	98.55	0.01	98.55	0.01
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.71	0.01	0.82	0.03	0.82	0.01	0.97	0.00	0.77	0.04	0.80	0.03
X_{Jd}	0.38	0.08	0.30	0.03	0.37	0.01	0.40	0.03	0.36	0.05	0.34	0.04

Таблица 4.4-3. Представительные электронно-зондовые микроанализы* слюд (флогопита и фенгита), хлорита и карбоната

Минерал:	Флогопит		Фенгит								Хлорит		Карбонат	
Расположение:	RZ(M)		MB		MB		MB(W)		MB(W)		PD		MB	
T (°C):	850		800		850		850		750		750		900	
Опыт:	Sub55		Sub60		Sub55		Sub55		Sub56		Sub56		Sub86**	
n:	8	Σ	9	σ	5	σ	2	σ	2	σ	5	σ	2	σ
SiO_2	42.92	0.41	47.15	0.57	48.29	0.55	48.23	0.40	48.86	0.07	34.38	0.79	н.п.о.	
TiO_2	0.54	0.06	0.88	0.12	0.99	0.25	1.37	0.14	0.54	0.07	н.п.о.		н.п.о.	
$A1_2O_3$	15.07	0.53	27.73	0.46	28.51	0.40	28.24	0.49	25.00	0.09	14.62	1.27	н.п.о.	
Cr_2O_3	0.03	0.03	н.п.о.		н.п.о.		н.п.о.		0.06	0.07	0.09	0.11	н.п.о.	
FeO	1.35	0.11	4.91	0.40	2.17	0.15	1.28	0.37	1.10	0.07	2.97	0.92	20.83	0.50
MnO	0.03	0.03	0.01	0.02	0.01	0.02	0.03	0.03	0.09	0.10	0.03	0.05	0.22	0.01
MgO	23.12	0.45	3.08	0.16	3.41	0.21	3.66	0.15	3.63	0.61	33.95	0.63	25.87	0.39
CaO	0.07	0.06	0.31	0.11	0.87	0.36	0.36	0.16	0.52	0.24	0.08	0.06	4.03	0.14
Na_2O	0.49	0.06	0.70	0.08	0.79	0.32	0.66	0.01	0.54	0.04	0.10	0.07	н.п.о.	
K_2O	9.20	0.22	9.94	0.19	9.80	0.74	10.28	0.08	9.66	0.34	0.04	0.03	н.п.о.	
Сумма	92.80	0.43	94.71	1.15	94.83	0.36	94.10	0.39	90.00	0.30	86.25	0.68	52.93	0.43
$Mg/(Mg+Fe^{2+})$	0.97	0.00	0.53	0.03	0.74	0.01	0.84	0.03	0.85	0.01	0.95	0.01	0.69	0.01

MB обозначает метабазит; MB(W) – пристеночная зона; PD - перидотит; RZ – реакционная зона; RZ(M) – магматическая реакционная зона.
* Средние анализы со стандартными отклонениями.
** Моно-слойные опыты с карбонатизированным гранатовым амфиболитом в герметичных ампулах.

Таблица 4.4-4. Температура проведения и продукты представительных опытов с карбонатсодержащим гранатовым амфиболитом при 2,9 ГПа

Опыт	T, °C	t, час	Исходные вещества		Фазовая ассоциация					
			Метабазит	Перидотит	Метабазитовый слой	Реакционная зона метабазитового слоя	Реакционная зона перидотитового слоя	Перидотитовый слой	Реакционная зона расплав-перидотит	Коммент.
sub85	850	120	карбонатиз. Амфиболит		Grt, Omp, Qtz, Mgs, Ph,melt					
sub86	900	240	карбонатиз. Амфиболит		Grt, Omp, Qtz, Mgs, melt					
sub56	750	213	карбонатиз. Амфиболит	дунит	Grt, Omp, Qtz,Ph		Opx	(Ol)[2], Opx, Mgs,Chl		LA-ICP-MS анализы
sub60	800	200	карбонатиз. Амфиболит	лерцолит	Grt, Omp, Qtz, Ph	Grt, Omp, Mgs	Opx , Mgs , Grt	(Ol), Opx, Mgs, (Cpx), Grt, Phl?		LA-ICP-MS анализы
sub55	850	160	карбонатиз. Амфиболит	дунит	Grt, Omp, Qtz, Ph	Grt, Omp	Opx , Mgs	(Ol), Opx, Mgs, Grt, Phl, расплав	расплав | Omp+Phl | Phl | Phl+Opx | Opx□Mgs | pd	LA-ICP-MS анализы
sub95	850	216	карбонатиз. Амфиболит	лерцолит	Grt, Omp, Qtz, Ph	Grt, Omp	Opx , Mgs	(Ol), Opx, Mgs, (Cpx), Grt, расплав	расплав | Omp±Grt| Opx□Mgs | pd	
sub73	900	164	карбонатиз. Амфиболит	дунит	Grt, Omp, Qtz	Grt, Omp	Opx, Mgs	(Ol), Opx, Mgs, Grt, расплав	расплав| Omp±Grt| Opx+Mgs±Grt | pd	LA-ICP-MS анализы
sub72	900	164	карбонатиз. Амфиболит	лерцолит	Grt, Omp, Qtz	Grt, Omp	Opx,Mgs	(Ol), Opx, Mgs, (Cpx), Grt, расплав	расплав | Omp | Opx+Mgs | pd	

Минералы в скобках – частично замещенные исходные минералы

Матричные омфациты из моно-слойных амфиболитовых опытов имеют более низкие значения X_{Mg} и, как правило, более высокие значения X_{Jd}, чем омфациты в сэндвич-экспериментах, произведенных при тех же температурах.

Гранат с омфацитом и кварцем встречается повсеместно в слое метабазита (рис. 4.3-4), часто встречается в слоях перидотита (рис. 4.3-3,4.3-5) и редко в зонах реакции (рис. 4.2-2, 4.2-3, 4.2-5). Нооообразованные гранаты представляют собой твердые растворы альмандин-пироп-гроссулярового ряда (рис.4.4-3, таблица 4.4-2); небольшое содержание MnO и TiO_2 указывают на присутствие спессартинового и шорломитового миналов. Небольшие количества Na_2O являются следствием захвата при анализе омфацита. Гранаты в слоях метабазита имеют X_{Mg} = 0,25-0,37 и X_{Ca} = 0,21-0,25. Гранаты в реакционных зонах и матрице перидотита слишком малы для количественного анализа. Матричные гранаты из серий чистого амфиболита имеют более низкую концентрацию X_{Mg}, чем те, что были получены в сэндвич-экспериментах, произведенных при тех же температурах.

Слюды представлены в основном флогопитом и фенгитом. Чешуйки флогопита встречаются в магматической реакционной зоне при 850°C (рис. 4.2-4). Выделения фенгита редки в центральных частях метабазитового слоя, однако становятся повсеместными в узких зонах, прилегающих к стенкам ампул (рис. 4.1-4). Чешуйки фенгита слишком малы для анализа расфокусированным электронным пучком. Фенгит боковых пристеночных зон более магнезиален, чем в матрице (X_{Mg} 0,84–0,85 против 0,49–74). Содержание Si в фенгите (около 3,26 п.н.) не зависит от его расположения в слое метабазита.

Чешуйки **хлорита** (Si около 3,39 п.н., X_{Mg} = 96) встречаются исключительно в оливиновом матриксе при температурах опытов 750°C (рис. 4.2-1).

Карбонат образует зерна до 10 мкм в поперечнике в метабазитовом слое в ассоциации с минералами эклогитового парагенезиса в монослойных опытах преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита (рис. 4.1-1) и мельчайшие (несколько микрон) червеобразные выделения, находящиеся в срастаниях с ортопироксеном (реже омфацитом) в реакционных зонах и по межзерновым границам в перидотитовом слое. Карбонаты метабазитового слоя представляют собой магнезит-сидеритовый твердый раствор с небольшим количеством кальцита, тогда как остальные карбонаты являются магнезитами с небольшим содержанием сидеритового минала (таблица 4.4-3).

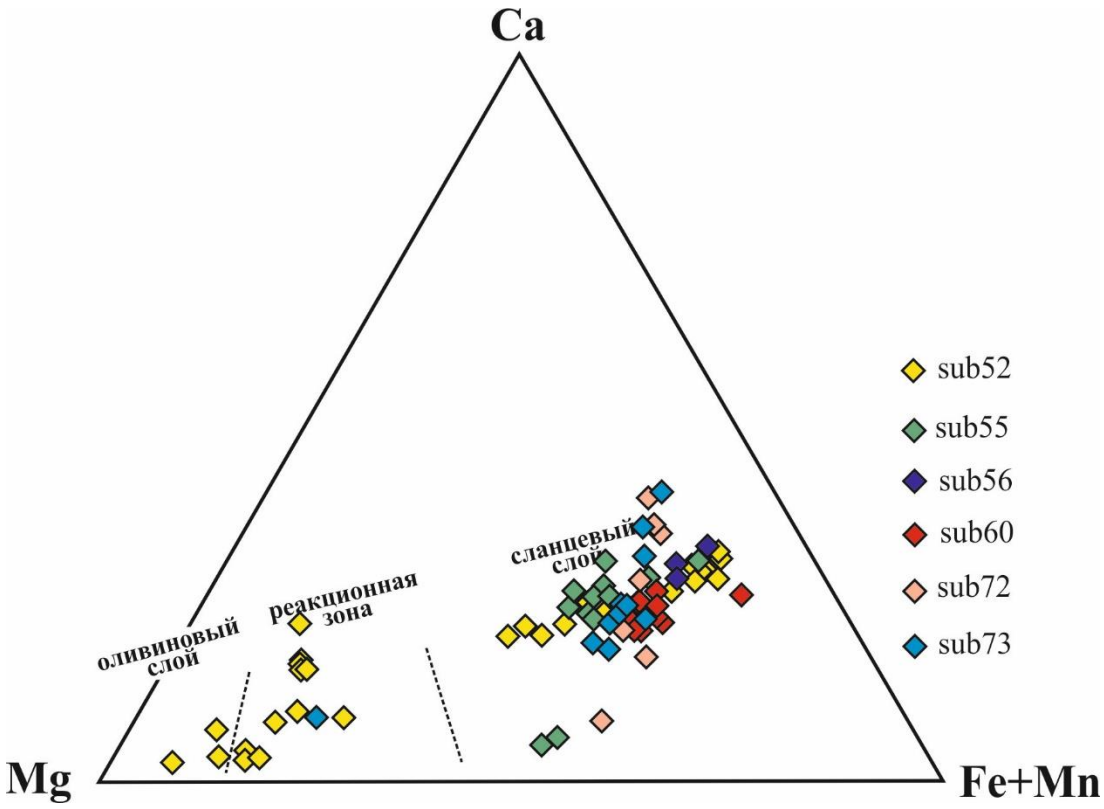

Рис. 4.4-3. Состав гранатов из разных участков продуктов экспериментов по взаимодействию карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом и лерцолитом при 750-900°С - 2,9 ГПа. Пунктирные линии - условные границы составов граната между зонами.

4.5. Составы расплавов

Содержание главных элементов в закаленном расплаве (стеклах) было измерено с использованием расфокусированного пучка электронов в обособлениях расплава в монослойных экспериментах с карбонатизированным гранатовым амфиболитом (например, рис. 4.1-1), в боковых сегрегациях расплава в сэндвич-экспериментах (например, рис. 4.2-4, 4.2-5) и в одной углеродной сферуле в метабазитовом слое, полностью заполненной расплавом (рис. 4.1-4). Расплавы относительно однородны (1σ = 10%; Таблица 4.5-1). Продукты частичного плавления имеют риолитовый состав (рис. 4.5-1) с 0,02-0,22% хлора и 84-90% аналитических сумм; предполагается, что недостаток до 100% показывает содержание воды и углекислоты. Первичные продукты частичного плавления имеют среднюю глиноземистость (*metaluminous,* $Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$ = A/CNK = ≤1 and A/NK>1); содержания SiO_2 и K_2O уменьшаются, а CaO увеличивается при повышении температуры (рис. 4.5-2).

Пристеночные сегрегации кислых водосодержащих расплавов, контактирующие с перидотитами, имеют более низкое содержание SiO_2 и оксидов двухвалентных катионов, а также более высокое содержание Al_2O_3 (*peraluminous,* A/CNK>1) и Mg # (частично из-за поглощения железа стенками Pt ампул в сериях Sub55, 72 и 73) по сравнению с расплавами в амфиболитовом слое монослойных экспериментов (рис. 4.5-1). Водосодержащий кислый расплав в замещенной углеродной ловушке отличается по составу как от слегка гибридизированного расплава в том же эксперименте, так и от первичного расплава, полученного при плавлении амфиболита при подобных температурах (Таблица 4.5-1).

Содержание редких элементов в водосодержащих расплавах определялось при помощи масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в зонах пристеночной сегрегации расплавов в дунитах в продуктах двух экспериментов (Таблица 4.5-2, Sub55, Sub73). Расплавы обогащены LREE (легкими редкоземельными элементами) и LILE (крупноионными литофильными элементами), сильно истощены Y и HREE (тяжелыми редкоземельными элементами) и имеют более высокие отношения Sr / Y и La / Yb, чем островодужные андезиты, дациты и риолиты (рис.4.5-2).

Характер распределения редких элементов в расплавах, полученных в сэндвич-экспериментах с метабазитом и дунитом при 850° C и 900° C несколько различен (рис. 4.5-3 и 4.5-4): расплавы, полученные из метабазита при 900° C, сильно истощены HREE по сравнению с продуктами плавления при 850° C.

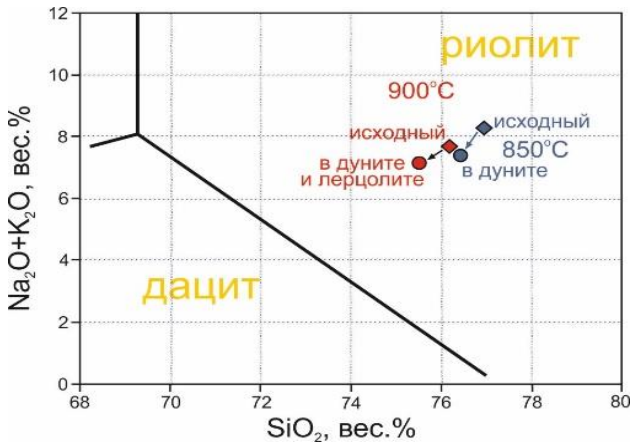

Рис. 4.5-1. Составы первичных и гибридизированных экспериментальных расплавов (стекол).

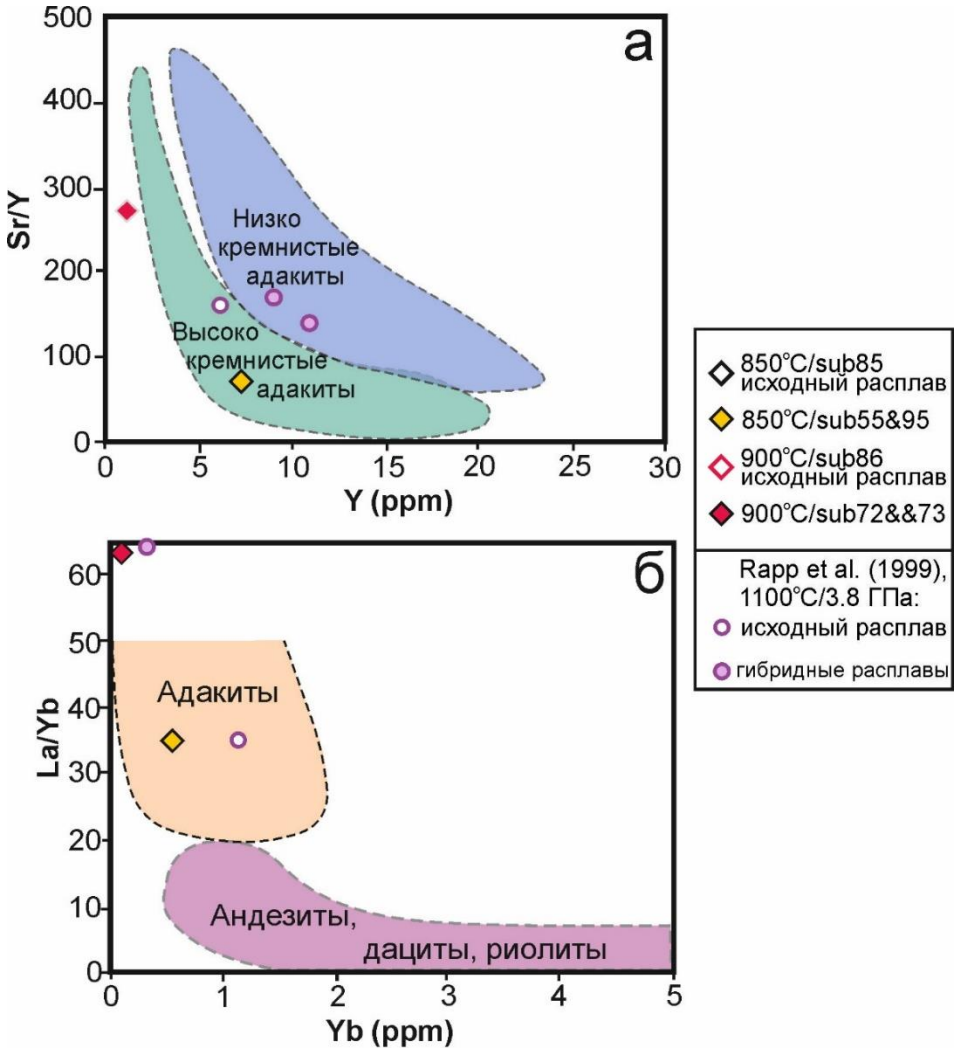

Рис. 4.5-2. Геохимические особенности первичных и гибридизированных экспериментальных расплавов по сравнению с различными типами адакитов и экспериментальными расплавами по Rapp et al. (1999). Поля природных адакитовых составов даны по: (а) Castillo (2006); (б) Martin et al. (2005).

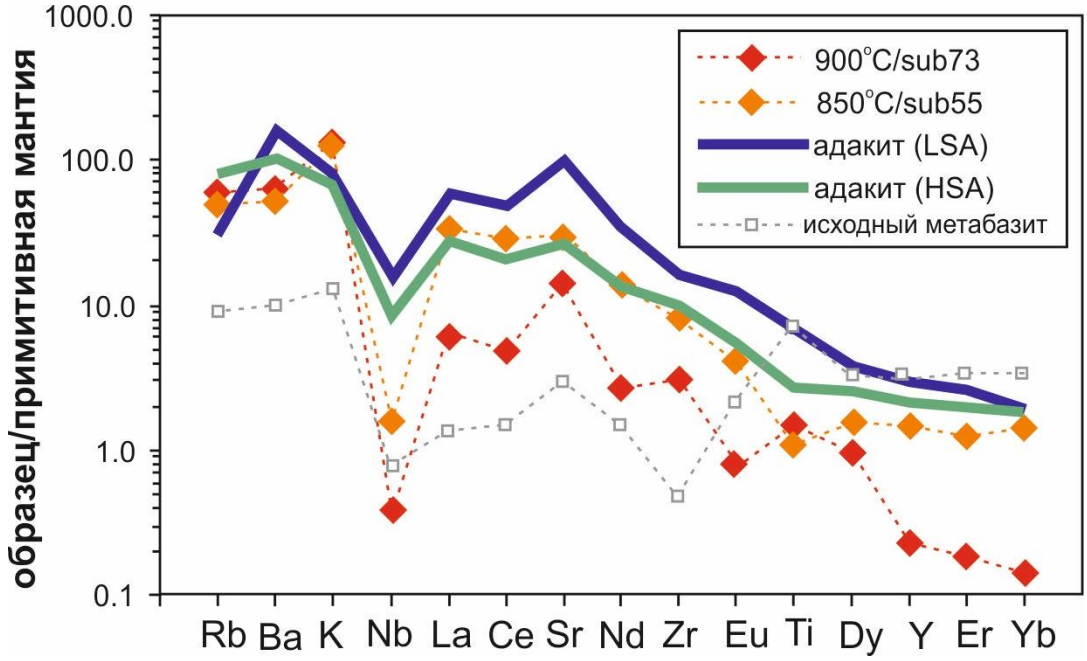

Рис. 4.5-3. Характер распределения редких элементов в экспериментальных расплавах в сравнении со средним составом высококремнистых адакитов (HSA) (по Martin et al., 2005). Все расплавы нормализованы на содержания в примитивной мантии (McDonough et al., 1992). LSA - низкокремнистые адакиты; HSA - высококремнистые адакиты.

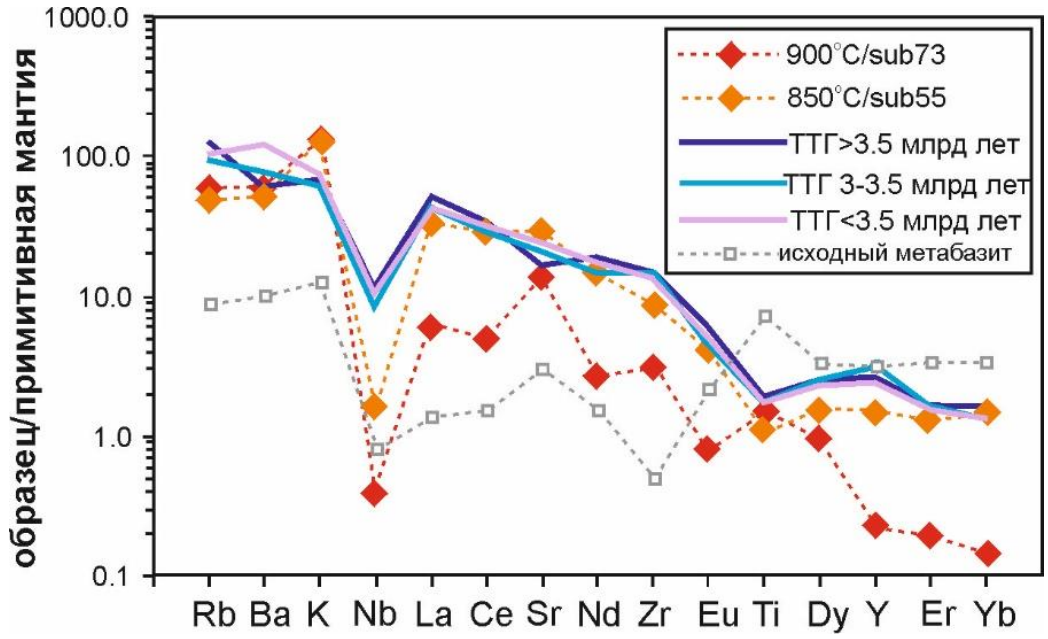

Рис. 4.5-4. Характер распределения редких элементов в экспериментальных расплавах в сравнении со средним составом ТТГ (тоналит-трондьемит-гранодиоритовой ассоциации) (по Martin et al., 2005). Все расплавы нормализованы на содержания в примитивной мантии (McDonough et al., 1992).

Таблица 4.5-1. Содержание петрогенных компонентов в стеклах, закаленных при 2.9 ГПа (примечания к таблице см. на следующей странице)

Расположение:	MB		MB(S)		PD(W)		PD(W)		MB		PD(W)		PD(W)	
T (°C):	850		850		850		850		900		900		900	
Опыт:	sub85**		sub55		sub55		sub95		sub86**		sub73		sub72	
n:	4	σ	4	σ	20	σ	17	σ	9	σ	5	Σ	5	σ
	EPMA (мас.% оксида),нормализованный до 100%													
SiO_2	76.94	0.27	74.00	0.15	76.45	0.19	75.77	0.62	76.21	0.70	75.22	0.06	74.65	0.35
TiO_2	0.40	0.14	0.23	0.02	0.11	0.01	0.26	0.03	0.41	0.02	0.27	0.05	0.34	0.10
$A1_2O_3$	12.12	0.08	14.98	0.16	14.66	0.16	12.92	0.11	12.80	0.11	14.70	0.12	14.54	0.15
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02
FeO	1.22	0.04	0.40	0.05	0.10	0.02	1.15	0.32	1.39	0.33	0.78	0.03	0.67	0.06
MnO	0.03	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.01	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01
MgO	0.32	0.11	0.05	0.03	0.29	0.06	0.69	0.24	0.42	0.24	0.58	0.02	0.40	0.03
CaO	0.66	0.14	0.47	0.20	0.55	0.05	1.01	0.38	1.03	0.41	0.83	0.01	1.04	0.05
Na_2O	3.61	0.14	4.58	0.05	3.34	0.25	4.54	0.73	3.88	0.22	3.41	0.10	4.24	0.35
K_2O	4.65	0.13	4.99	0.05	4.02	0.03	3.61	0.37	3.83	0.19	4.11	0.08	4.03	0.14
Сумма	84.76	1.15	90.48	1.13	86.45	0.34	86.62	1.36	84.30	1.95	89.34	0.21	87.17	0.94
Cl	0.03	0.01	0.08	0.02	0.22	0.02	0.04	0.02	0.03	0.01	0.07	0.02	0.06	0.02
K_2O+Na_2O	8.26	0.13	9.57	0.02	7.36	0.25	8.15	0.50	7.71	0.17	7.52	0.06	8.27	0.35
K_2O/Na_2O	1.29	0.08	1.09	0.03	1.22	0.10	0.80	0.34	0.99	0.10	1.20	0.05	0.95	0.19
Mg#	0.32	0.07	0.17	0.06	0.84	0.08	0.52	0.03	0.35	0.09	0.57	0.01	0.52	0.07
A/CNK	1.00	0.03	1.09	0.04	1.35	0.08	0.98	0.05	1.03	0.06	1.27	0.02	1.10	0.03

Таблица 4.5-2. Содержание редких элементов в стеклах, закаленных при 2.9 ГПа

Расположение:	PD(W)					PD(W)				
T (°C):	850					900				
Опыт:	Sub55					Sub73				
	LA ICP MS (ppm)									
Li	2.17	Ba	360	Lu	0.09	Li	12.1	Ba	432	Lu	0.00
Be	1.24	La	23.3	Hf	2.35	Be	1.27	La	4.34	Hf	1.07
B	48	Ce	53.0	Ta	0.07	B	29.3	Ce	9.04	Ta	0.03
P	258	Pr	5.4	Pb	67	P	149	Pr	1.02	Pb	426
Ca	2520	Nd	19.3	Th	2.87	Ca	2737	Nd	3.63	Th	0.57
As	<0.93	Sm	2.1	U	1.14	As	0.24	Sm	0.53	U	0.40
Rb	32	Eu	0.68	Sr/Y	92.4	Rb	38	Eu	0.14	Sr/Y	286
Sr	615	Gd	1.66	$(La/Yb)_N$	22.6	Sr	288	Gd	0.40	$(La/Yb)_N$	41.7
Sr	619	Tb	0.17	Lu/Hf	0.04	Sr	291	Tb	0.05	Lu/Hf	0.00
Y	6.70	Dy	1.12	Nb/Ta	15.1	Y	1.0	Dy	0.73	Nb/Ta	9.45
Zr	93	Ho	0.23	Zr/Sm	44.7	Zr	34	Ho	0.03	Zr/Sm	63.8
Nb	1.12	Er	0.60	La/Sm(PUM)	11.2	Nb	0.28	Er	0.09	La/Sm(PUM)	8.13
Sb	1.14	Tm	0.08	Ba/Th	125	Sb	<0.067	Tm	0.01	Ba/Th	753
Cs	1.9	Yb	0.68			Cs	9.96	Yb	0.07		

Примечания к таблице 4.5-1:
MB обозначает метабазит; MB(S) – сферула в метабазите; PD(W) – пристеночная зона в перидотите.
* Средние анализы со стандартными отклонениями. ** Монослойные опыты с карбонатсодержащим гранатовым амфиболитом в герметичных ампулах

4.6. Профили содержания главных петрогенных компонентов

Особенности минералообразования в разных участках ампул являются отражением изменения локального химического состава. В этом разделе представлены изменения содержаний окислов главных петрогенных элементов вдоль ампул из опытов по взаимодействию карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом (Sub52) и лерцолитом (Sub60) при 800°С и 2,9 ГПа, на основе которых можно судить о привносе-выносе компонентов. Примечательно, что в результате экспериментов разные ультрамафитовые субстраты (дунит и лерцолит) при взаимодействии с кислыми расплавами (флюидами) имели тенденцию преобразовываться в одну и ту же породу - гарцбургит.

В продуктах опыта Sub52 оценивалось распределение окислов в разрезе через все слои (рис. 4.6-1, 4.6-2). Профили распределения главных породообразующих окислов, выполненные путем сканирования 13 участков площадью 40000 мкм^2 каждый, были уточнены в реакционной зоне с помощью метода интегральных профилей. Профилирование выявило ряд интересных закономерностей. Например, концентрации оксидов кремния и калия в реакционной зоне заметно выше, чем в исходных веществах. Это связано с тем, что эти компоненты выносились из сланца и аккумулировались в реакционной зоне в виде ортопироксена и флогопита.

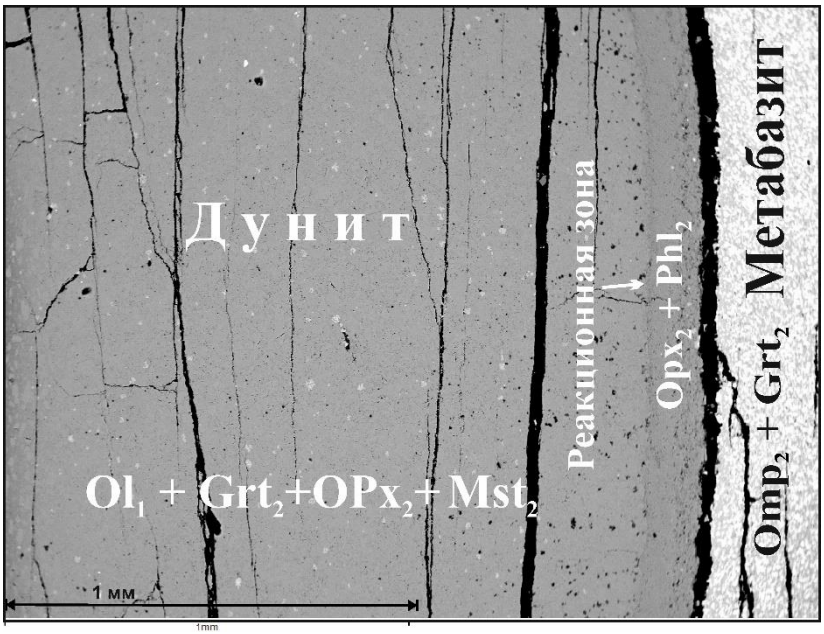

Рис.4.6-1. Участок ампулы эксперимента по взаимодействию карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом при 800°С - 2,9 ГПа (Sub52), на котором определялось содержание петрогенных компонентов (см. рис.4.6-2). Изображение в обратнорассеянных электронах.

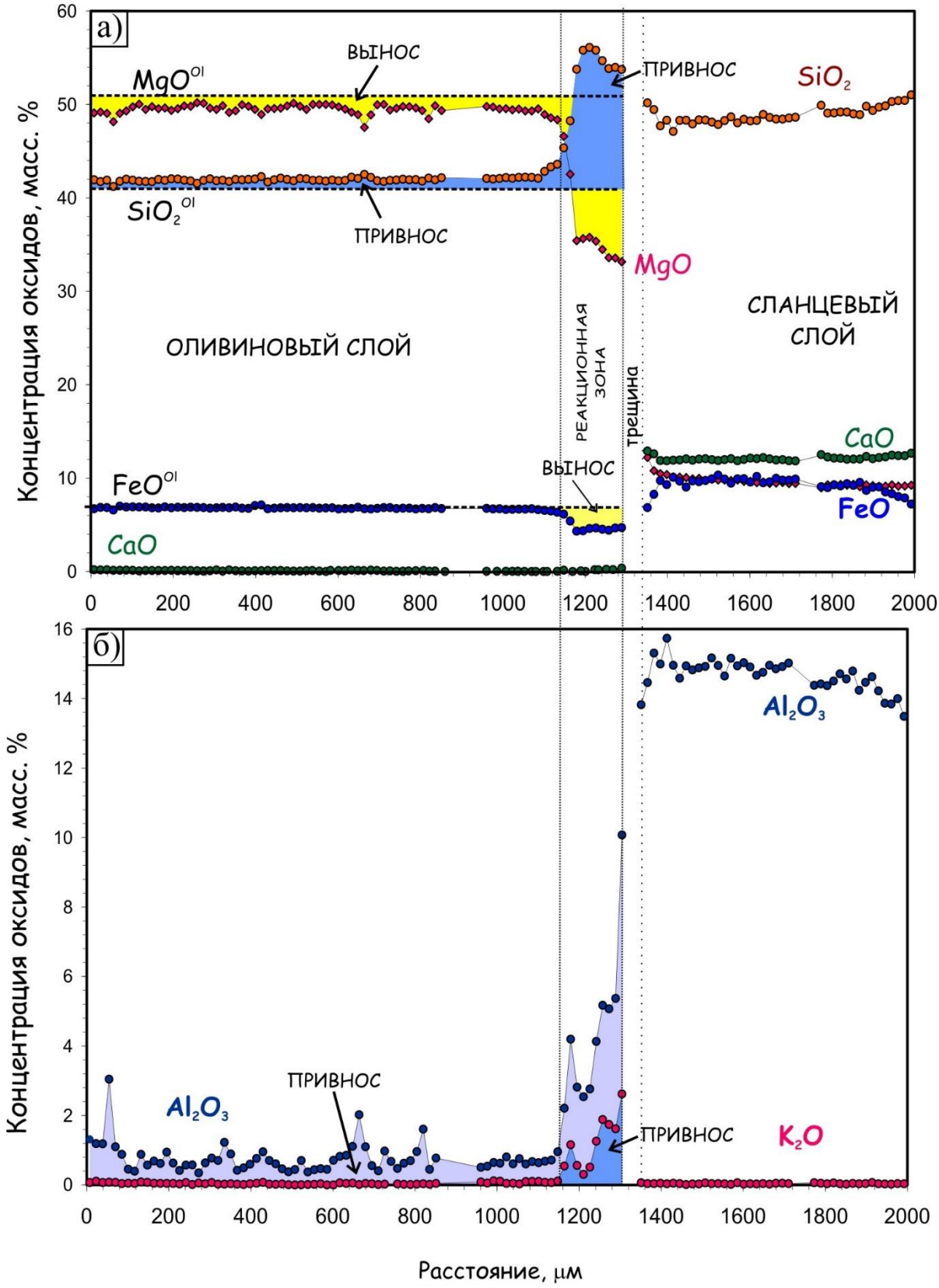

Рис.4.6-2. Распределение некоторых окислов в опыте Sub52. (а) – содержания SiO_2, MgO, FeO CaO, (б) – Al_2O3, K_2O. Пунктирные линии – состав исходного оливина. Точечные линии – границы реакционной зоны и соседней декомпрессионной трещины. Залитые области – привнос (вынос) компонента. Составы в слоях и в реакционной зоне получены на основе разных аналитических подходов.

Железо в реакционной зоне, наоборот, имеет минимальную концентрацию. Сопоставление полученных профилей с составом исходного оливина показывает, что привнос железа действительно имел место, но не оказывал существенного влияния на состав оливинового слоя. Алюминий, в отличие от калия и кремния, не создает аномалии в реакционной зоне; но благодаря его отсутствию в исходном субстрате перидотита, можно видеть значительный привнос этого компонента, как в реакционную зону, так и в оливиновый слой.

Количественное рентгеновское картирование области 230 мкм * 173 мкм на границе раздела метабазит-лерцолит (опыт Sub60, рис. 4.3-3, таблица 4.6-1) позволило получить интегральные профили основных петрогенных оксидов в этой зоне. По сравнению с XRF-анализом исходного порошка, в слое лерцолита повышается содержание SiO_2, Al_2O_3 и снижается содержание FeO и CaO (рис.4.6-3, а). Резкое снижение содержания CaO в лерцолитовом слое на расстоянии около 125 мкм от контакта с амфиболитовым слоем связано с разложением клинопироксена в лерцолите при 800^oC. Профиль содержания CaO не комплементарен содержанию никакого другого главного петрогенного окисла при нормировании всех оксидов на MgO (врезка на рисунке 4.6-3, б). Это указывает на то, что профиль соответствует реальному распределению CaO в ампуле (например, резкое снижение содержания CaO не зависит от потоков SiO_2 и / или Al_2O_3, направленных в лерцолит). Расчеты баланса масс показывают, что потеря ~ 60% CaO в интегральном профиле (сопровождающая распад клинопироксена) компенсируется обогащением CaO в гранат-омфацитовой зоне метабазитового слоя. Это указывает на то, что Ca диффундирует в сторону метабазита против исходного градиента состава и направления основного флюидного потока (рис. 4.6-3).

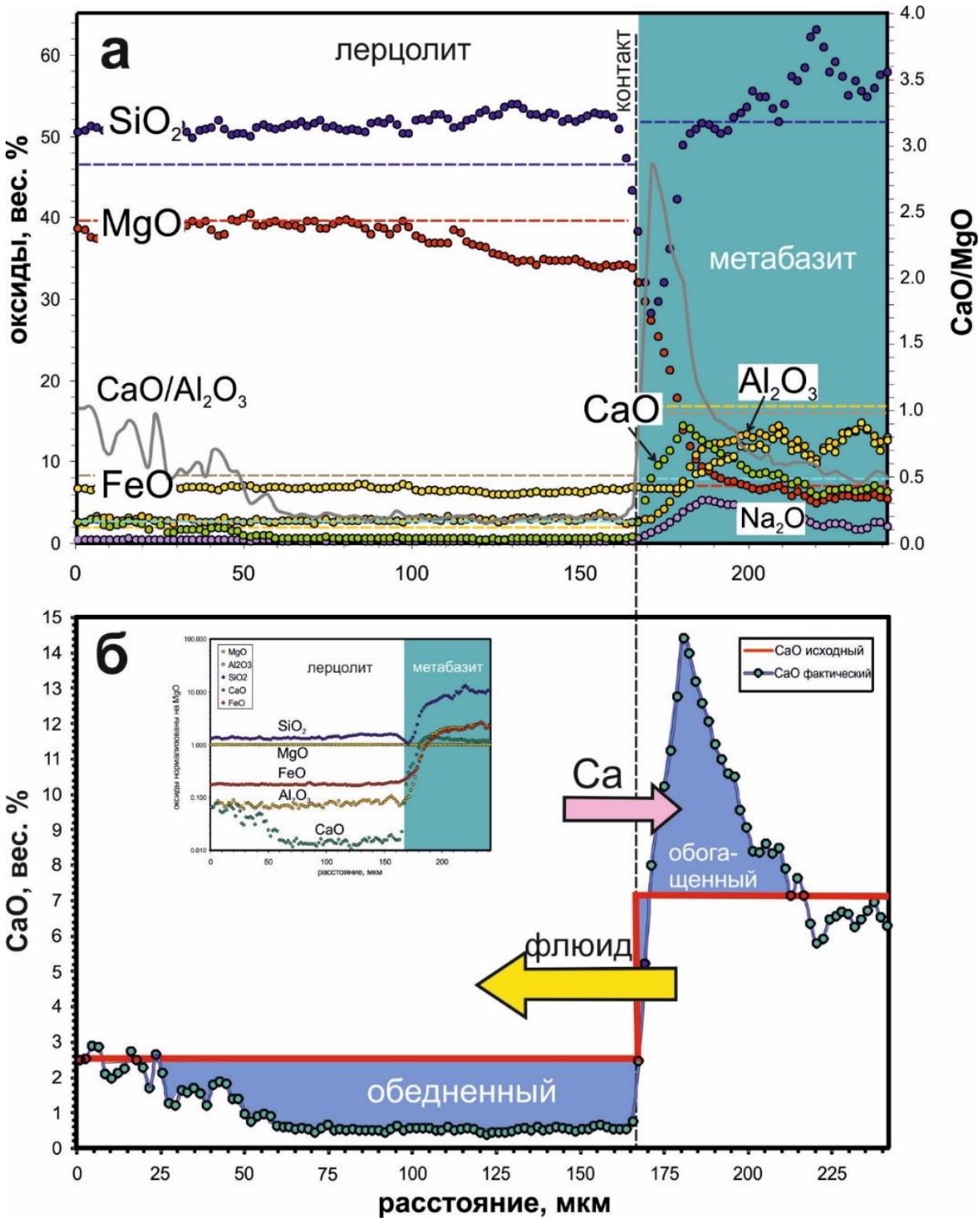

Рис.4.6-3. Интегральные профили оксидов на контакте исходных метабазита и лерцолита в опыте при 800°C - 2,9ГПа (Sub60) в области, изображенной на рис.4.3-4. (а) Основные мигрирующие оксиды. (б) CaO. Стрелками показаны направления движения CaO и флюида. На врезке показан профиль, нормализованный к содержанию MgO. Горизонтальные пунктирные линии – это исходные концентрации соответствующих оксидов по данным XRF. Заштрихованные области (б) показывают обогащение и снижение содержания CaO. Ca диффундирует в сторону метабазита (выделено зеленым цветом), то есть против направления потока флюида и переноса большинства элементов, а также исходного градиента состава.

Таблица 4.6-1. Концентрации главных петрогенных оксидов (мас.%) в области 230 мкм * 173 мкм на контакте карбонатсодержащего гранатового амфиболита и лерцолита в опыте при 800°С - 2,9ГПа (Sub 60) в области, изображенной на рис.4.3-4.

Расстояние, мкм	1.00	2.89	4.79	6.68	8.57	10.46	12.36	14.25	16.14	18.03	19.93	21.82	23.71	25.61	27.50	29.39	31.28
SiO_2	50.42	50.69	51.18	50.99	50.59	49.66	50.55	50.44	50.62	51.63	51.75	51.27	51.31	50.69	50.92	50.95	51.34
TiO_2	0.02	0.01	0.03	0.03	0.05	0.00	0.01	0.02	0.04	0.05	0.02	0.01	0.05	0.04	0.04	0.02	0.04
Al_2O_3	2.47	2.50	2.84	3.16	3.00	2.98	2.61	2.65	2.98	2.87	3.31	2.99	2.76	2.60	2.63	2.42	2.98
Cr_2O_3	0.25	0.26	0.32	0.32	0.37	0.22	0.27	0.27	0.29	0.29	0.34	0.27	0.33	0.30	0.27	0.25	0.27
FeO	6.64	6.68	6.53	6.68	6.97	7.02	6.81	6.78	6.64	6.47	6.58	6.65	6.42	6.69	6.87	6.76	6.71
MnO	0.13	0.13	0.12	0.12	0.07	0.13	0.14	0.10	0.09	0.10	0.09	0.12	0.09	0.08	0.10	0.08	0.10
MgO	38.63	38.38	37.53	37.41	38.28	39.01	39.03	38.91	37.84	37.33	37.03	38.40	37.43	38.70	39.39	39.56	38.39
CaO	2.48	2.53	2.90	2.86	2.10	1.98	2.12	2.26	2.72	2.48	2.26	1.70	2.63	2.11	1.27	1.19	1.63
Na_2O	0.43	0.33	0.40	0.39	0.34	0.33	0.36	0.34	0.46	0.37	0.33	0.36	0.40	0.41	0.28	0.28	0.31
K_2O	0.22	0.22	0.20	0.23	0.21	0.16	0.15	0.17	0.20	0.18	0.17	0.17	0.21	0.17	0.19	0.23	0.22
NiO	0.30	0.28	0.23	0.27	0.22	0.27	0.27	0.27	0.24	0.19	0.25	0.31	0.22	0.27	0.29	0.30	0.26
Сумма	101.99	102.00	102.27	102.44	102.20	101.75	102.32	102.22	102.12	101.96	102.13	102.23	101.84	102.06	102.26	102.04	102.25
CaO/Al_2O_3	1.00	1.01	1.02	0.91	0.70	0.66	0.81	0.85	0.91	0.86	0.68	0.57	0.95	0.81	0.48	0.49	0.55

Расстояние, мкм	33.18	35.07	36.96	38.85	40.75	42.64	44.53	46.43	48.32	50.21	52.10	54.00	55.89	57.78	59.67	61.57	65.35
SiO_2	50.46	49.82	50.61	50.86	50.97	51.92	50.74	50.09	50.26	50.20	49.92	50.95	51.33	50.95	50.73	51.07	51.28
TiO_2	0.06	0.05	0.06	0.04	0.05	0.05	0.00	0.02	0.03	0.05	0.05	0.05	0.04	0.01	0.04	0.04	0.01
Al_2O_3	3.06	2.91	2.58	2.43	2.58	2.71	3.02	2.59	2.65	2.48	2.53	2.86	2.67	2.59	2.49	2.68	2.74
Cr_2O_3	0.23	0.27	0.29	0.28	0.27	0.36	0.35	0.25	0.22	0.25	0.28	0.32	0.26	0.26	0.30	0.28	0.31
FeO	6.90	6.91	6.86	6.80	6.67	6.51	6.85	6.94	6.88	6.94	7.03	6.71	6.70	6.78	6.77	6.85	6.69
MnO	0.10	0.12	0.08	0.09	0.09	0.11	0.09	0.10	0.12	0.08	0.10	0.10	0.11	0.09	0.10	0.10	0.12
MgO	38.98	39.42	39.11	39.42	38.44	37.74	37.96	39.71	39.59	39.92	40.32	38.93	38.97	39.34	39.52	39.18	39.02
CaO	1.58	1.68	1.54	1.20	1.78	1.88	1.82	1.37	1.40	0.95	0.74	0.90	0.96	0.91	0.62	0.61	0.54
Na_2O	0.30	0.35	0.32	0.29	0.35	0.42	0.34	0.39	0.35	0.29	0.27	0.34	0.33	0.29	0.31	0.23	0.27
K_2O	0.23	0.23	0.20	0.16	0.25	0.25	0.26	0.21	0.26	0.23	0.20	0.24	0.23	0.22	0.18	0.19	0.27
NiO	0.26	0.32	0.30	0.28	0.23	0.27	0.22	0.27	0.27	0.27	0.24	0.19	0.25	0.31	0.22	0.27	0.30
Сумма	102.16	102.09	101.99	102.00	102.27	102.44	102.20	101.75	102.32	102.22	102.12	101.96	102.13	102.23	101.84	102.06	102.04
CaO/Al_2O_3	0.52	0.58	1.00	1.01	1.02	0.91	0.70	0.66	0.81	0.85	0.91	0.86	0.68	0.57	0.95	0.81	0.49

Таблица 4.6-1. (продолжение)

Расстояние, мкм	63.46	69.14	71.0	72.9	74.8	76.7	78.6	80.5	82.4	84.3	86.2	88.1	90.0	91.9	93.7	95.6
SiO_2	51.43	51.11	51.60	51.88	51.07	51.18	50.77	50.58	50.89	50.64	50.37	51.52	51.77	51.59	52.15	51.32
TiO_2	0.06	0.02	0.03	0.01	0.03	0.05	0.01	0.04	0.06	0.07	0.05	0.04	0.05	0.04	0.07	0.03
Al_2O_3	2.74	2.61	2.42	2.91	2.86	2.45	2.82	2.78	2.64	2.61	2.82	2.90	2.69	2.63	2.75	2.65
Cr_2O_3	0.28	0.22	0.27	0.32	0.28	0.26	0.27	0.28	0.23	0.45	0.57	0.40	0.31	0.28	0.33	0.32
FeO	6.68	6.75	6.73	6.72	6.75	6.80	6.85	6.83	6.74	7.16	7.22	6.90	6.61	6.55	6.65	6.78
MnO	0.10	0.11	0.07	0.10	0.12	0.08	0.14	0.08	0.10	0.09	0.09	0.13	0.10	0.09	0.08	0.12
MgO	38.98	39.44	39.44	38.63	38.54	39.17	39.48	39.61	39.36	39.12	38.57	37.82	38.72	38.57	37.93	38.55
CaO	0.58	0.52	0.45	0.57	0.64	0.51	0.55	0.51	0.52	0.51	0.50	0.49	0.51	0.46	0.52	0.63
Na_2O	0.25	0.25	0.28	0.28	0.21	0.26	0.28	0.24	0.35	0.30	0.25	0.27	0.32	0.22	0.23	0.26
K_2O	0.23	0.22	0.19	0.23	0.30	0.23	0.24	0.27	0.21	0.19	0.27	0.31	0.22	0.24	0.25	0.28
NiO	0.29	0.26	0.25	0.27	0.25	0.26	0.29	0.29	0.21	0.25	0.27	0.20	0.28	0.24	0.21	0.24
Сумма	102.26	102.25	101.73	101.91	101.07	101.27	101.69	101.53	101.31	101.38	100.99	100.96	101.59	100.91	101.16	101.18
CaO/Al_2O_3	0.48	0.55	0.19	0.20	0.22	0.21	0.19	0.18	0.20	0.19	0.18	0.17	0.19	0.17	0.19	0.24

Расстояние, мкм	97.5	99.4	101.3	103.2	105.1	107.0	108.9	110.8	112.7	114.6	116.5	118.4	120.2	122.1	124.0	125.9
SiO_2	50.19	50.35	51.82	52.01	51.83	52.53	52.64	52.12	51.04	51.11	51.85	52.13	52.72	53.16	52.49	52.70
TiO_2	0.09	0.12	0.06	0.03	0.04	0.05	0.02	0.02	0.06	0.04	0.08	0.04	0.05	0.03	0.04	0.04
Al_2O_3	2.53	2.93	2.94	3.12	3.07	2.94	2.70	3.16	2.61	2.74	2.95	2.98	2.81	2.62	2.86	2.52
Cr_2O_3	0.30	0.29	0.34	0.32	0.31	0.39	0.34	0.34	0.29	0.26	0.29	0.32	0.29	0.28	0.27	0.26
FeO	7.15	7.06	6.55	6.36	6.42	6.45	6.33	6.36	6.52	6.55	6.49	6.20	6.20	6.05	5.89	5.92
MnO	0.10	0.09	0.11	0.08	0.13	0.09	0.08	0.10	0.10	0.09	0.08	0.06	0.08	0.08	0.14	0.10
MgO	39.54	38.77	37.79	37.26	36.88	36.81	36.86	36.89	38.37	38.14	37.04	36.55	36.49	36.24	35.53	35.44
CaO	0.50	0.55	0.57	0.57	0.55	0.50	0.49	0.59	0.50	0.55	0.57	0.54	0.45	0.38	0.45	0.44
Na_2O	0.27	0.25	0.23	0.34	0.21	0.27	0.27	0.26	0.22	0.26	0.31	0.19	0.26	0.24	0.26	0.26
K_2O	0.30	0.24	0.19	0.38	0.41	0.30	0.21	0.24	0.18	0.14	0.19	0.27	0.34	0.34	0.29	0.18
NiO	0.35	0.26	0.25	0.25	0.24	0.25	0.26	0.28	0.29	0.23	0.23	0.27	0.25	0.22	0.21	0.19
Сумма	101.31	100.92	100.85	100.72	100.10	100.59	100.19	100.36	100.17	100.11	100.08	99.57	99.94	99.65	98.43	98.04
CaO/Al_2O_3	0.20	0.19	0.20	0.18	0.18	0.17	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19	0.18	0.16	0.14	0.16	0.17

Таблица 4.6-1. (продолжение)

Расстояние, мкм	127.8	129.7	131.6	133.5	135.4	137.3	139.2	141.1	143.0	144.9	146.7	148.6	150.5	152.4	154.3	156.2
SiO_2	53.46	53.93	53.93	53.32	52.65	52.60	52.34	52.79	52.52	51.80	52.04	51.78	52.01	52.46	52.74	52.67
TiO_2	0.05	0.04	0.05	0.05	0.09	0.12	0.08	0.06	0.09	0.07	0.09	0.05	0.06	0.02	0.07	0.04
Al_2O_3	2.70	2.91	3.03	3.11	2.95	3.05	2.70	2.81	3.02	3.04	2.63	2.67	2.82	3.10	3.29	3.55
Cr_2O_3	0.29	0.26	0.31	0.32	0.33	0.29	0.24	0.29	0.29	0.31	0.26	0.30	0.25	0.26	0.27	0.32
FeO	5.88	5.88	5.96	6.15	6.19	6.34	6.18	6.07	6.13	6.20	6.20	6.20	6.18	6.27	6.39	6.56
MnO	0.10	0.09	0.05	0.10	0.10	0.07	0.08	0.09	0.09	0.07	0.11	0.04	0.07	0.09	0.14	0.11
MgO	35.22	34.81	34.51	34.60	34.67	34.17	34.76	34.67	34.60	34.60	34.69	34.84	34.40	34.18	33.91	33.77
CaO	0.44	0.46	0.05	0.05	0.09	0.12	0.08	0.06	0.09	0.07	0.09	0.05	0.06	0.02	0.07	0.04
Na_2O	0.28	0.22	0.23	0.26	0.24	0.23	0.28	0.24	0.27	0.27	0.29	0.23	0.27	0.26	0.20	0.23
K_2O	0.34	0.29	0.24	0.26	0.22	0.18	0.19	0.09	0.14	0.23	0.13	0.10	0.14	0.11	0.12	0.14
NiO	0.17	0.16	0.13	0.17	0.17	0.17	0.21	0.15	0.22	0.15	0.18	0.17	0.18	0.17	0.20	0.16
Сумма	98.92	99.05	98.97	98.92	98.13	97.81	97.56	97.77	97.95	97.29	97.15	96.87	96.90	97.45	97.96	98.21
CaO/Al_2O_3	0.16	0.16	98.97	98.92	98.13	97.81	97.56	97.77	97.95	97.29	97.15	96.87	96.90	97.45	97.96	98.21

Расстояние, мкм	158.1	160.0	161.9	163.8	165.7	167.6	169.5	171.4	173.2	175.1	177.0	178.9	180.8	182.7	184.6	186.5
SiO_2	52.62	52.32	50.79	47.31	43.28	38.28	32.05	28.14	29.70	31.98	36.12	42.12	48.81	50.30	50.85	51.52
TiO_2	0.04	0.04	0.02	0.05	0.06	0.05	0.05	0.05	0.05	0.08	0.11	0.12	0.15	0.30	0.31	0.26
Al_2O_3	3.28	2.99	2.77	2.42	2.54	2.70	2.84	2.82	3.52	4.08	5.08	6.19	7.47	9.31	10.83	11.51
Cr_2O_3	0.26	0.30	0.30	0.24	0.18	0.16	0.13	0.13	0.12	0.11	0.11	0.12	0.15	0.15	0.09	0.07
FeO	6.48	6.57	6.53	6.63	6.85	6.80	6.62	6.65	6.66	6.62	6.66	6.61	6.62	7.26	8.39	8.71
MnO	0.14	0.07	0.05	0.09	0.09	0.07	0.08	0.04	0.05	0.04	0.03	0.04	0.06	0.11	0.10	0.10
MgO	34.09	33.99	34.13	34.18	33.77	32.05	29.71	27.31	25.26	23.42	21.18	17.78	13.83	11.87	10.27	9.25
CaO	0.04	0.04	0.02	0.54	0.76	2.46	5.21	7.97	9.49	10.21	11.22	12.74	14.41	13.97	13.18	12.56
Na_2O	0.25	0.28	0.29	0.25	0.24	0.49	0.89	1.30	1.68	1.96	2.45	3.10	3.76	4.29	4.68	5.14
K_2O	0.11	0.11	0.17	0.20	0.37	0.54	0.54	0.25	0.27	0.32	0.42	0.33	0.20	0.08	0.03	0.05
NiO	0.22	0.18	0.24	0.18	0.20	0.20	0.14	0.10	0.14	0.10	0.15	0.09	0.09	0.04	0.06	0.09
Сумма	98.07	97.37	95.82	92.09	88.34	83.80	78.27	74.77	76.93	78.92	83.52	89.25	95.55	97.69	98.79	99.25
CaO/Al_2O_3	98.07	97.37	95.82	0.22	0.30	0.91	1.83	2.83	2.70	2.51	2.21	2.06	1.93	1.50	1.22	1.09

Таблица 4.6-1. (продолжение)

Расстояние, мкм	188.4	190.3	192.2	194.1	196.0	197.9	199.7	201.6	203.5	205.4	207.3	209.2	211.1	213.0	214.9	216.8
SiO_2	51.26	50.75	50.20	50.64	52.34	52.80	53.58	55.46	54.78	54.79	53.25	51.70	53.82	57.22	56.72	58.34
TiO_2	0.91	1.87	2.81	2.86	0.63	0.54	0.79	0.72	0.97	0.85	0.88	0.82	0.87	1.97	1.53	1.75
Al_2O_3	11.95	12.30	12.15	12.30	12.58	13.10	13.20	12.84	13.38	13.02	14.04	14.43	13.65	12.10	12.63	11.91
Cr_2O_3	0.07	0.12	0.10	0.10	0.09	0.08	0.11	0.08	0.06	0.10	0.07	0.11	0.08	0.11	0.06	0.05
FeO	9.30	9.92	9.88	10.32	10.63	11.84	11.69	11.62	11.99	11.42	12.72	13.22	12.64	11.25	11.49	10.83
MnO	0.10	0.11	0.12	0.11	0.09	0.09	0.14	0.15	0.18	0.12	0.17	0.16	0.12	0.09	0.12	0.14
MgO	8.74	8.24	7.83	7.63	7.49	7.15	6.93	6.60	6.53	6.55	6.77	6.92	6.48	5.75	6.21	5.70
CaO	12.06	11.40	10.99	10.58	10.48	9.55	9.06	8.39	8.36	8.60	8.32	8.48	7.89	7.13	7.61	7.13
Na_2O	5.23	4.96	4.82	4.72	4.68	3.97	3.89	3.48	3.25	3.43	3.15	3.20	2.96	2.67	3.01	2.80
K_2O	0.03	0.02	0.05	0.04	0.03	0.03	0.03	0.02	0.06	0.03	0.05	0.04	0.04	0.03	0.05	0.03
NiO	0.05	0.09	0.04	0.03	0.08	0.02	0.03	0.02	0.02	0.02	0.00	0.07	0.03	0.06	0.01	0.04
Сумма	99.71	99.79	99.00	99.33	99.13	99.16	99.45	99.38	99.59	98.93	99.44	99.15	98.59	98.39	99.44	98.72
CaO/Al_2O_3	1.01	0.93	0.90	0.86	0.83	0.73	0.69	0.65	0.63	0.66	0.59	0.59	0.58	0.59	0.60	0.60

Расстояние, мкм	218. 7	220.6	222. 5	224.3	226.2	228.1	230.0	231.9
SiO_2	62.08	63.08	60.83	57.88	59.04	57.33	54.94	56.71
TiO_2	1.54	2.54	1.53	1.72	0.80	0.61	0.91	0.47
Al_2O_3	10.68	10.26	11.66	12.33	12.21	13.39	13.73	13.67
Cr_2O_3	0.04	0.06	0.05	0.06	0.08	0.04	0.03	0.01
FeO	9.98	9.63	11.30	11.59	11.06	12.55	13.54	13.78
MnO	0.07	0.11	0.13	0.11	0.16	0.21	0.22	0.25
MgO	5.18	4.87	5.16	5.51	5.46	5.71	5.73	5.51
CaO	6.33	5.79	5.93	6.45	6.54	6.69	6.61	6.26
Na_2O	2.48	2.21	2.06	2.38	2.42	2.34	1.98	1.69
K_2O	0.02	0.01	0.03	0.08	0.14	0.16	0.04	0.02
NiO	0.05	0.06	0.01	0.00	0.04	0.00	0.04	0.00
Сумма	98.45	98.62	98.70	98.12	97.95	99.02	97.78	98.39
CaO/Al_2O_3	0.59	0.56	0.51	0.52	0.54	0.50	0.48	0.46

4.7. Профили содержания редких элементов

Профили содержания редких элементов были получены с помощью масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в продуктах трех сэндвич-экспериментов взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита и дунита, произведенных в температурном в диапазоне 750-900ºС (Sub55, Sub56, Sub73), а также в опыте взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита и лерцолита при 800ºС (Sub60). Места проведения анализов LA-ICP-MS показаны на рисунке 4.7-5, а соответствующие анализы приведены в таблицах 4.7-1, 4.7-2, 4.7-3 и 4.7-4.

Сэндвич-эксперимент взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом при 750ºС и 2,9 ГПа (Sub56)

В продуктах опыта Sub56 график распределения редких элементов (рис.4.7-1,а) отражает небольшое снижение содержания Sr и Li в верхней части амфиболитовой зоны, затем содержания обоих элементов резко уменьшаются в узкой контактовой реакционной зоне (RZ, 1400-1450 мкм от дна ампулы), далее Sr и Li распространяются в слой дунита до расстояний около 1500-2000 мкм от дна ампулы. P явно перемещается в дунит. [Y] и, возможно, [Zr] образуют вогнутые вверх профили в амфиболите, уменьшаясь в середине слоя и поднимаясь к обоим контактам. Каждый из этих элементов, похоже, перемещается как к нижней части ампулы, так и к контакту с дунитом. [Ce] незакономерно уменьшается в направлении контакта и перемещается в дунит. [Rb] мигрирует из амфиболита в дунит, затем его содержание резко падает чуть ниже зоны контакта и резко возрастает реакционной зоне (рис. 4.7-1, а).

На графиках с более крупным масштабом можно рассмотреть поведение некоторых редких элементов более ясно (рис. 4.7-1, б). Yb, по-видимому, перемещается из дунита и концентрируется в верхней части метабазита (рис. 4.7-1, б). Eu также, вероятно, мигрирует из дунита в контактовый слой. При этом на расстоянии около 100 мкм от контакта исходных пород в дуните наблюдается глубокая отрицательная Eu аномалия. Ce, напротив, вероятно, перераспределяется в дунит.

Миграция элементов более детально также видна на графиках содержания РЗЭ (редкоземельных элементов), нормализованных к хондриту, при этом отношение нормализованных к хондриту Ce и Sm ($Ce/Sm_{)CN}$) показывает степень обогащения LREE, а Gd и Lu ($Gd/Lu_{)CN}$) - степень истощения HREE. Профили содержания REE (редкоземельных элементов) в слое амфиболита в целом относительно плоские и отражают небольшую отрицательную аномалию Eu (рис. 4.7-1, в); аномалия исчезает в амфиболите на контакте, поскольку Eu добавляется из дунита.

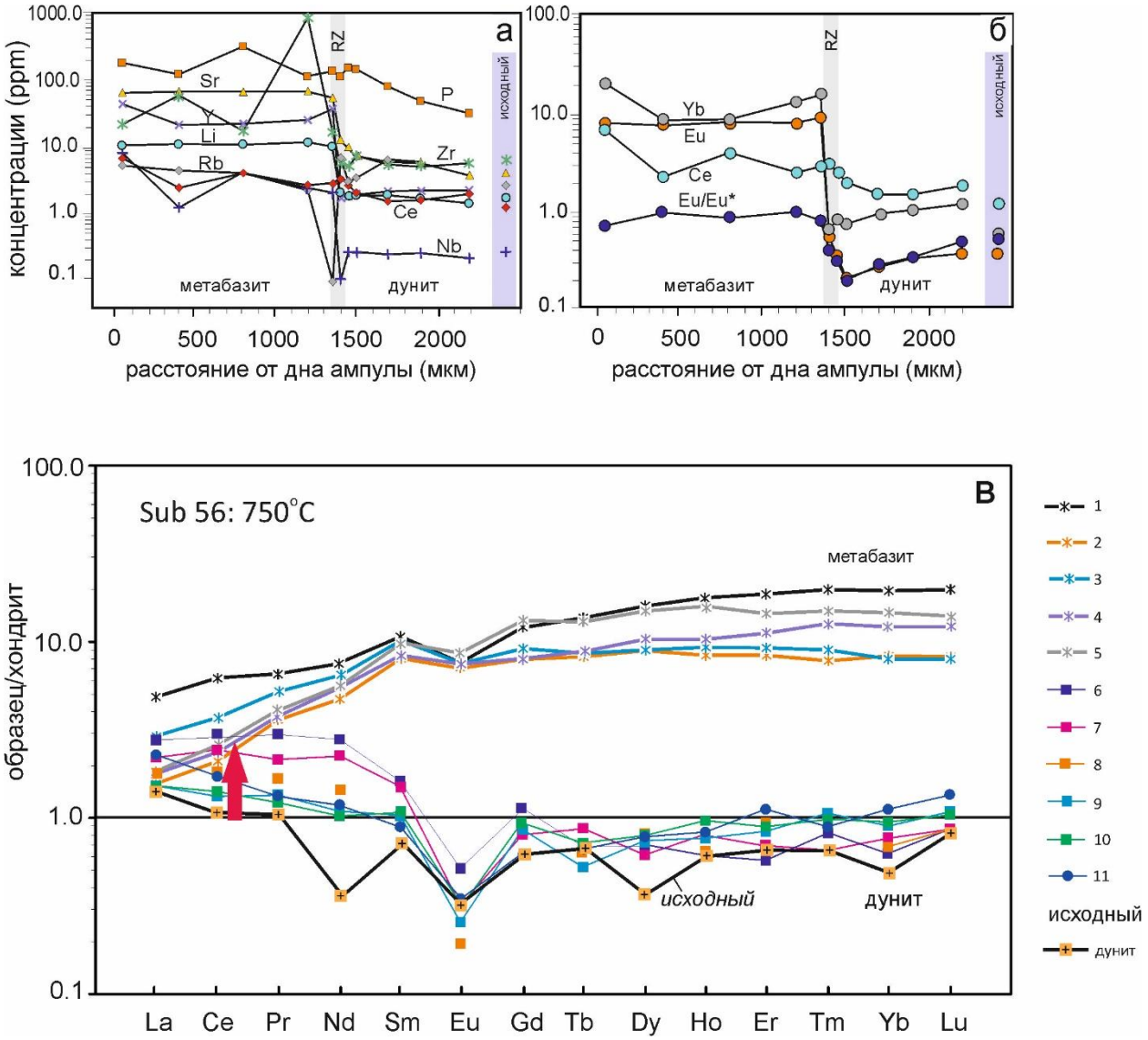

Рис.4.7-1. Содержание редких элементов в исходном дуните и профили распределения РЗЭ (редкоземельных элементов) в слоях ампулы Sub56 (750ºC - 2,9 ГПа), изображенной на рис.4.7-5, б. (а) и (б) вариации содержания редких элементов вдоль профиля. (в) распределение РЗЭ в слоях дунита и амфиболита. Дунит обогащен LREE (легкими редкоземельными элементами) и демонстрирует развитие отрицательной аномалии Eu. Стрелка показывает повышение содержания LREE в дуните за счет миграции из метабазита. Номера строк соответствуют номерам анализов (Рис. 4.7-5,б, Таблица 4.7-1). Исходный состав амфиболитового слоя определен недостаточно точно.

Дунитовый слой относительно исходного состава обогащен большинством РЗЭ, и особенно LREE вдоль контакта, (рис. 4.7-1, в). Ce / $Sm_{)CN}$ уменьшается в два раза от нижней части амфиболитового слоя к контакту; дунит на контакте имеет $Ce/Sm_{)CN}$ на 20% выше, чем исходный состав, и на 40% выше, чем дунит в середине слоя. Это предполагает перемещение Ce из амфиболита в дунит относительно Sm. $Gd/Lu_{)CN}$ изменяется незакономерно во всем амфиболитовом слое . Дунит на контакте имеет Gd / Lu) CN на 75% выше начального значения, но отношение постоянно уменьшается по всему слою до 60% от исходного значения. Это изменение соответствует постоянному уменьшению [Yb] поперек слоя дунита в направлении контакта (рис. 4.7-1); [Gd] показывает противоположную тенденцию. Таким образом, общая картина, по-видимому, заключается в перемещении LREE из амфиболита в дунит.

Сэндвич-эксперимент взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом при 850°C - 2,9 ГПа (Sub55)

В продуктах сэндвич-экспериментов в системе карбонатсодержащий гранатовый амфиболит – дунит, произведенных при 850°C (Sub55) содержание всех элементов, кроме Nb и Li, падает вблизи исходного контакта пород (рис. 4.7-2, а) как в амфиболитовом, так и в дунитовом слоях. На некоторые из профилей содержания элементов накладывается эффект влияния движения элементов к нижней части ампулы. Однако содержание [Ce], [Y] и [Rb] в слое дунита выше, чем их содержание в исходном порошке дунита; [Sr] демонстрирует отчетливое повышение содержания к верхней части ампулы.

Магматическая реакционная зона на контакте пристеночного расплава с дунитом обогащена LILE (крупноионными литофильными элементами), Ce и Sr по сравнению с метасоматической реакционной зоной на исходном контакте карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом и не демонстрирует Eu аномалии (таблица 4.7-2, анализы 14 и 6 соответственно). Обогащение LREE намного больше, чем HREE, и увеличивается по направлению к стенке ампулы.

Содержание REE в слое амфиболита изменяется слабо; $Ce/Sm_{)CN}$ и $Gd/Lu_{)CN}$ в среднем постоянны, небольшая отрицательная Eu аномалия, наблюдаемая в основании слоя, при приближении к контакту исчезает (рис. 4.7-2, б). Содержание всех РЗЭ в дуните после эксперимента выше, чем их содержание в исходном порошке дунита; ярко выраженная отрицательная Eu аномалия уменьшается по мере увеличения [Eu] (рис. 4.7-2, в). Как $Ce/Sm_{)CN}$, так и $Gd/Lu_{)CN}$ уменьшаются от основания к верхней части дунитового слоя. Общее повышение содержания HREE в дуните совпадает с потерей HREE в амфиболите вблизи контакта.

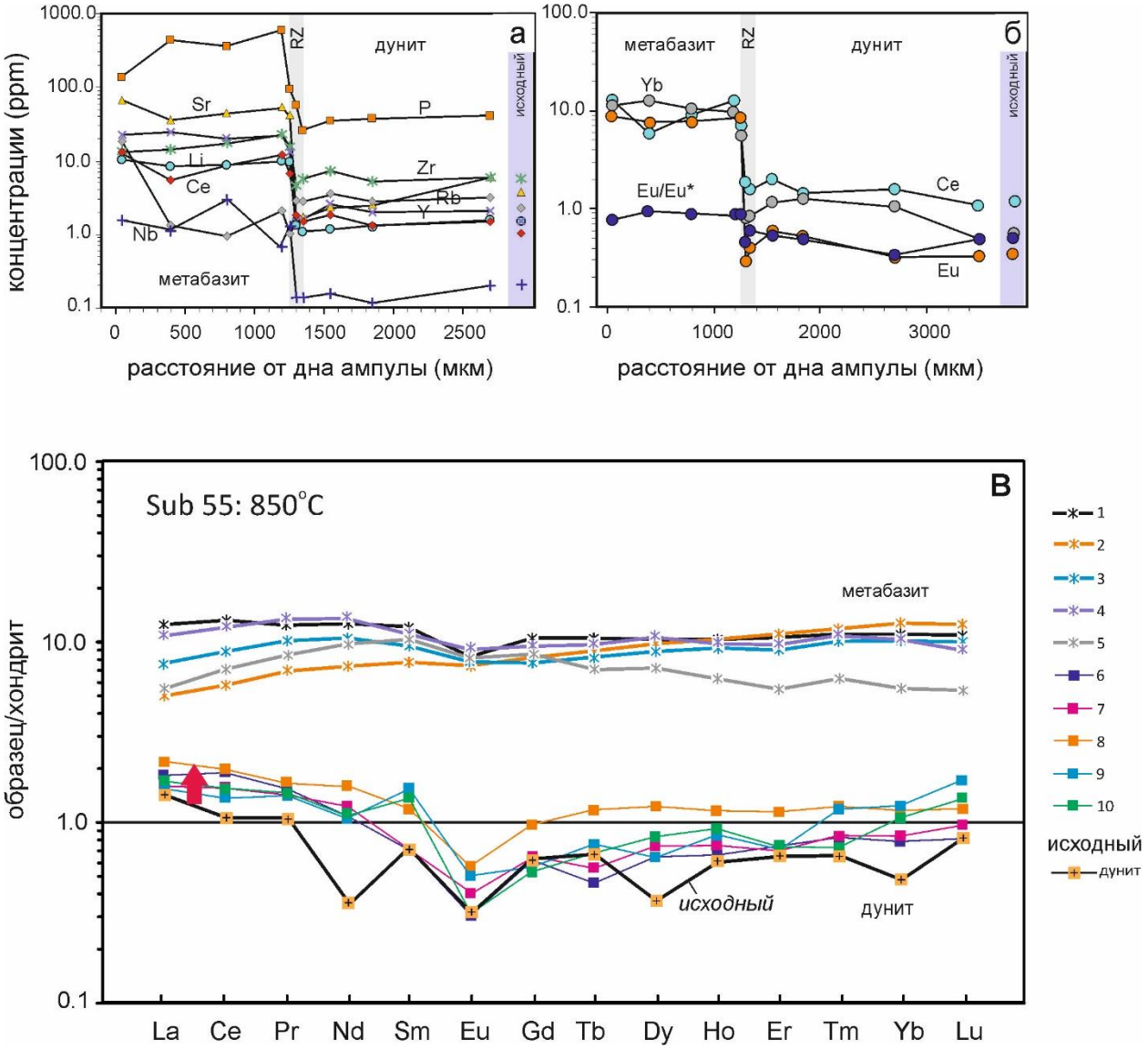

Рис.4.7-2. Содержание редких элементов в исходном дуните и профили распределения РЗЭ в слоях ампулы Sub55 (850ºC - 2,9 ГПа) изображенной на рис.4.7-5в. (а) и (б) вариации содержания редких элементов вдоль профиля, демонстрирующие некоторое истощение в реакционных зонах (RZ). (в) распределение РЗЭ в слоях дунита и амфиболита. Дунит обогащен всеми РЗЭ и демонстрирует развитие отрицательной аномалии Eu. Стрелка показывает повышение содержания LREE в дуните за счет миграции из метабазита. Номера строк соответствуют номерам анализов (Рис. 4.7-5, в, Таблица 4.7-2). Первоначальный состав амфиболитового слоя определен недостаточно точно.

Сэндвич-эксперимент взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом при 900ºC - 2,9 ГПа (Sub73)

В ампуле эксперимента в системе карбонатсодержащий гранатовый амфиболит – дунит, произведенного при 900°C (Sub73) было проведено определение содержания редких элементов в двух параллельных профилях, что подтвердило однородность их распределения. Данные на рисунке 4.7-3, представляют собой среднее из двух значений. Первый профиль анализов проходил через оба слоя – амфиболит и дунит; второй – только в дунитовом слое.

В метабазите наблюдаются относительно небольшие вариации распределения редких элементов, за исключением небольшого обеднения самыми легкими и наиболее тяжелыми РЗЭ. [Yb] проявляет резкое повышение содержания на контакте. В слое дунита содержание многих элементов снижается по направлению к контакту, а затем снова повышается возле самого контакта, образуя график распределения в форме ложки (рис. 4.7.-3,а). При этом некоторые элементы, такие как [P] и [Y] имеют пологие градиенты и наиболее ярко демонстрируют этот эффект, в то время как [Sr] демонстрирует самую резкую «впадину» в профиле содержания в слое дунита.

На профиле РЗЭ (рис. 4.7.-3, б) все три элемента (Ce, Eu, Yb) а также Eu/Eu* в дунитовом слое имеют такую же ложко-образную форму графика распределения, что предполагает перемещение этих элементов из амфиболита в дунит. Однако содержание этих элементов в дуните всюду оказывается ниже исходных значений, что означает, что эти элементы также мигрируют из дунита как в зону контакта, так и к краям ампулы.

Соответственно, вдоль стенок ампул наблюдается сильное обогащение LREE / HREE (рис. 4.7.-3, в). Эти прилегающие к стенкам ампул зоны состоят из расплава, отделенного от дунита магматической реакционной зоной (Omp +/- Grt), обедненной P, Zr, Ce и Sr и обогащенной Li и Y. Расплав, напротив, обогащен всеми несовместимыми элементами (Li, P, Sr, Nb, Zr), за исключением Y, что связано с присутствием граната в обоих слоях ампулы. Дунит, прилегающий к реакционной зоне, обогащен большинством РЗЭ, за исключением Rb и Nb, в расплаве содержание REE повышается еще более значительно.

В целом, данные по распределению РЗЭ указывают на то, что многие элементы выносятся из дунита и концентрируются в расплавах, собирающихся в пристеночных зонах, из которых, в свою очередь, происходит повторное обогащение дунита, непосредственно контактирующего с расплавом.

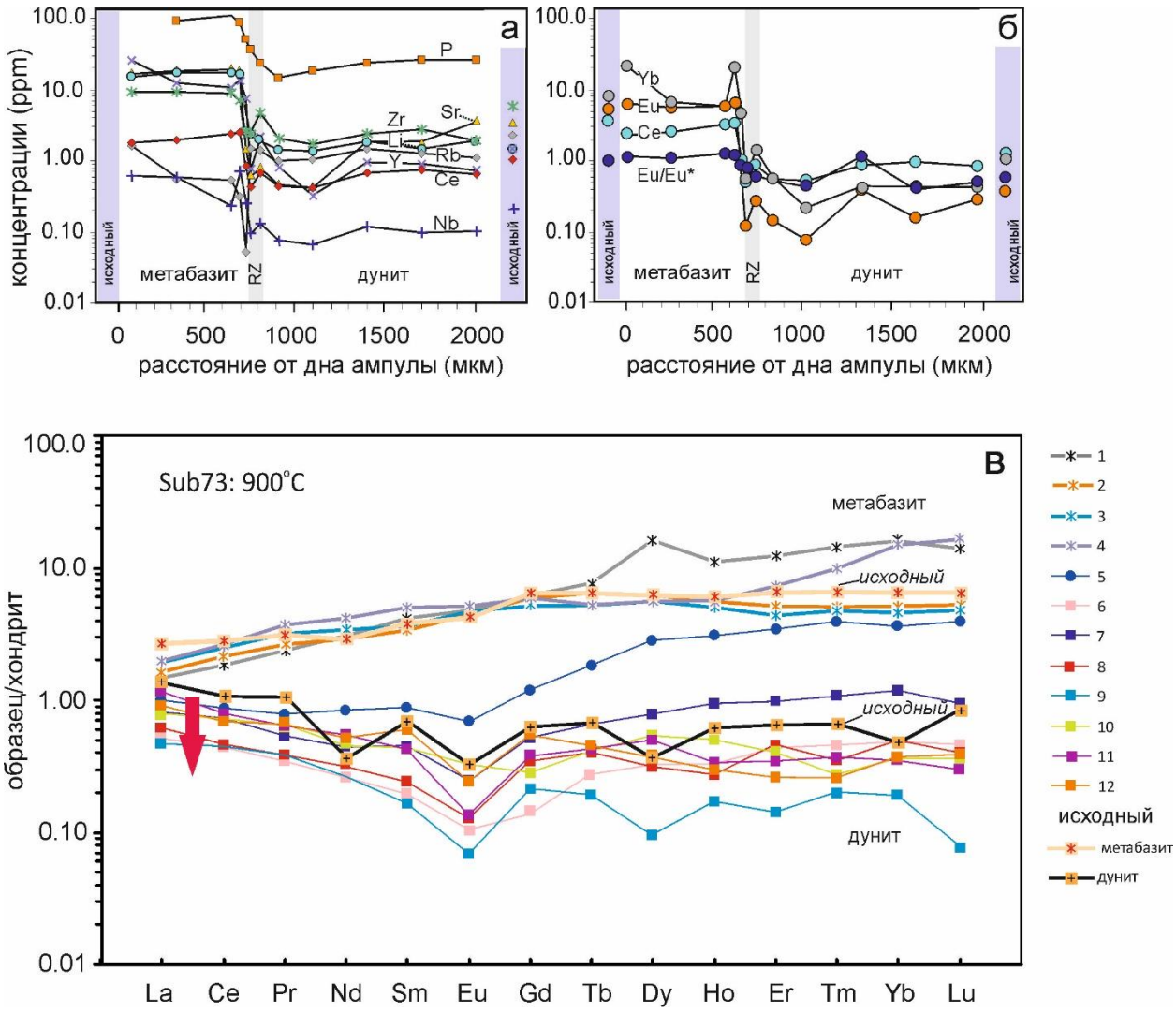

Рис.4.7-3. Содержание редких элементов в исходных породах и профили распределения РЗЭ в слоях ампулы Sub73 (900ºC - 2,9 ГПа) изображенной на рис.4.7-5, г. (а) и (б) вариации содержания редких элементов вдоль профиля, демонстрирующие истощение в реакционных зонах (RZ). (в) распределение РЗЭ в слоях дунита и амфиболита. Дунит обеднен всеми РЗЭ, а амфиболит LREE. Стрелка показывает снижение содержания LREE в дуните вследствие хроматографичего фракционирования. Номера строк соответствуют номерам анализов (Рис. 4.7-5, г, Таблица 4.7-3). Линия 5 соответствует контакту амфиболита и дунита.

Сэндвич-эксперимент взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита с лерцолитом при 800ºC - 2,9 ГПа (Sub60)

В продуктах опыта в системе карбонатсодержащий гранатовый амфиболит-лерцолит, произведенного при 800ºС и 2,9 ГПа (Sub60), в пределах обоих слоев содержание РЗЭ изменяется слабо, а резкое обеднение или обогащение происходит в зоне контакта (RZ, 1510-1600 мкм) (рис.4.7-4, а). Содержание [Sr] уменьшается в обеих зонах в направлении зоны контакта, и имеет резкий отрицательный пик в реакционной зоне. Концентрация [Rb] уменьшается через весь слой амфиболита по направлению к реакционной зоне по контакту исходных пород, которая также сильно обеднена [Rb], а весь лерцолитовый слой обогащен Rb (а также Li и Zr) относительно своего исходного состава. Большинство элементов, демонстрирующих в лерцолитовом слое снижение содержания по направлению к контакту исходных пород, дальнейшее снижение содержания в контактовой реакционной зоне, имеют соответствующие резкие положительные пики концентраций в амфиболите, непосредственно примыкающем к контакту.

Содержание [Ce] в пределах каждого слоя примерно постоянно, а в зоне контакта снижается (рис.4.7-4, б). Напротив, концентрации [Yb] и [Eu] в лерцолите слегка повышаются к зоне контакта и имеют в общем более высокие значения, чем в исходном порошке.

$Ce/Sm)_{CN}$ в амфиболитовом слое изменяется неравномерно, но в среднем не отличается от исходного значения; в лерцолитовом слое $Ce/Sm)_{CN}$ составляет в среднем около 60% от исходного значения и уменьшается к контакту параллельно с падением [Ce]. $Gd/Lu)_{CN}$ также варьирует в амфиболитовом слое, но в среднем не отличается от исходного значения; $Gd/Lu)_{CN}$ уменьшается в лерцолитовом слое по направлении к контакту исходных пород и в целом ниже исходного значения. Eu аномалия относительно постоянна в пределах лерцолитового слоя, и имеет резкий отрицательный пик в зоне контакта, отражающий снижение содержания [Eu].

В целом, амфиболитовый слой немного обогащен LREE относительно исходного состава, и отклонение содержания REE от исходных значений увеличивается по мере приближения к контакту с лерцолитом (рис. 4.7-4, в). Лерцолитовый слой, напротив, обедняется LREE в направлении к реакционной зоне на контакте исходных пород и обогащается HREE относительно исходного лерцолита.

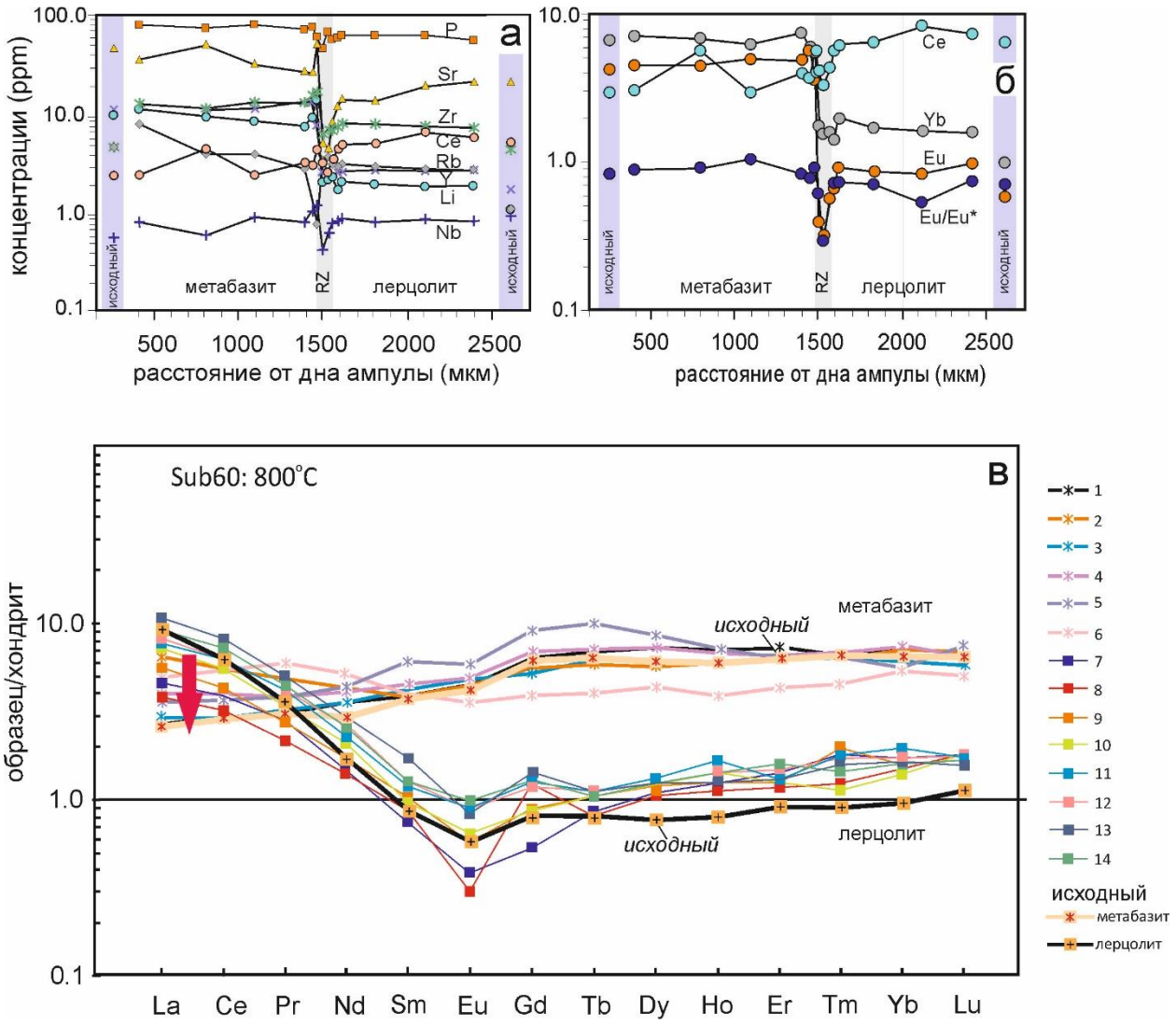

Рис.4.7-4. Содержание редких элементов в исходных породах и профили распределения РЗЭ в слоях ампулы Sub60 (800°C - 2,9 ГПа) изображенной на рис.4.7-5, а. (а) и (б) вариации содержания редких элементов вдоль профиля, демонстрирующие истощение в реакционных зонах (RZ). (в) распределение РЗЭ в слоях лерцолита и амфиболита. Лерцолит обеднен LREE, а амфиболит обогащен РЗЭ по сравнению с исходными составами. Стрелка показывает снижение содержания LREE в лерцолите за счет миграции в метабазит. Номера строк соответствуют номерам анализов (Рис. 4.7-5, а, Таблица 4.7-4).

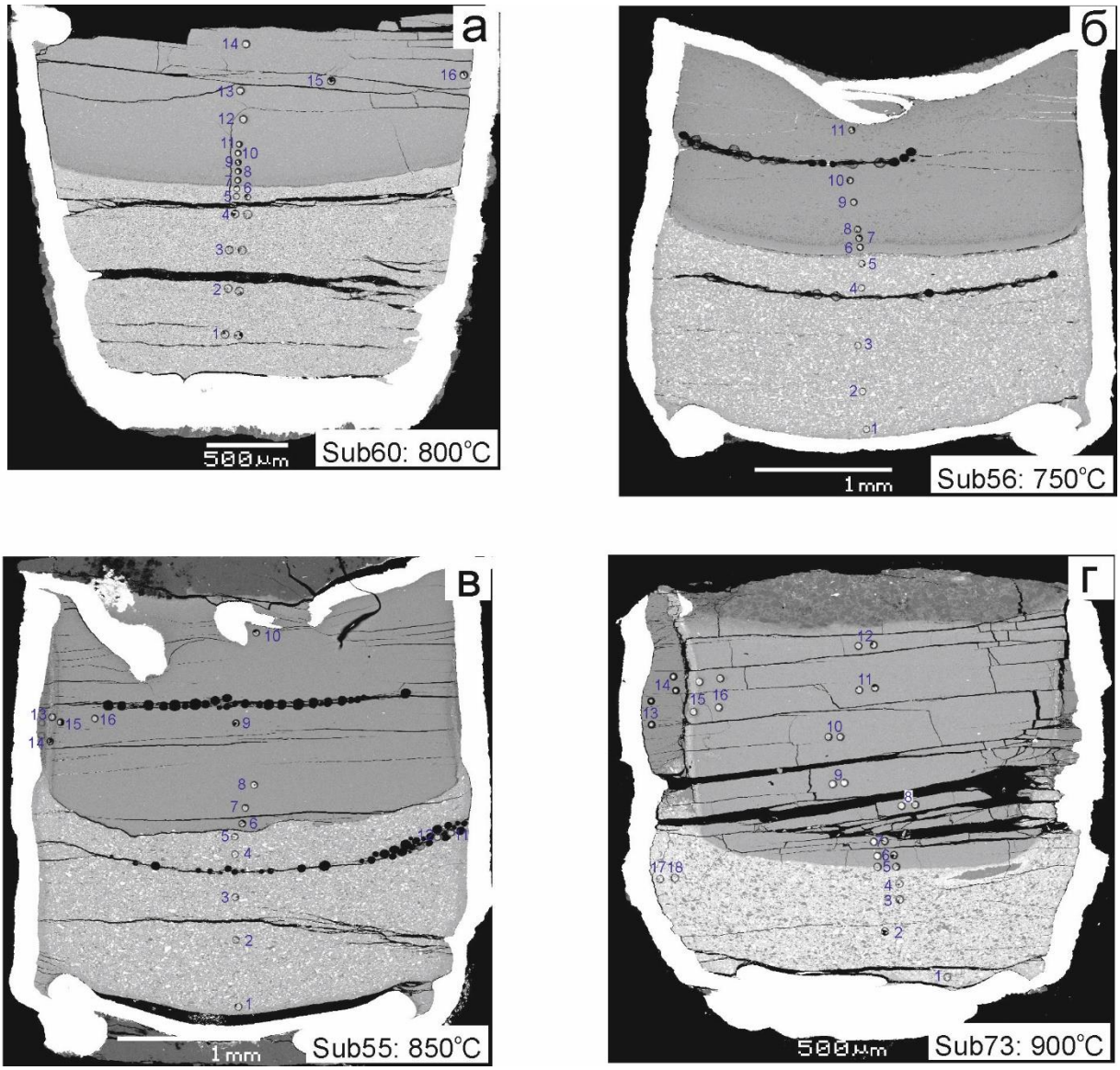

Рис.4.7-5. Общий вид ампул после опытов с расположением кратеров лазерной абляции. Соответствующие номера анализов LA-ICP-MS (см. таблицы 4.7-1 – 4.7-4) указаны рядом с кратерами. Изображения в обратнорассеянных электронах: (а) Sub60: 2,9 ГПа - 800 ° С, сэндвич-эксперимент амфиболит-лерцолит. (б) Sub56: 2,9 ГПа - 750°С, амфиболит-дунитовый сэндвич. Обратите внимание на широкую реакционную зону на границе слоев исходных пород и на безгранатовые зоны вблизи стенок ампул в амфиболитовом слое, связанные с фокусированным потоком. (в) Sub55: 2,9 ГПа - 850° С, амфиболит-дунитовый сэндвич. Черные кружочки - углеродные сферулы, использовавшиеся (неэффективно) в качестве ловушек расплава (флюида). (г) Sub73: 2,9 ГПа - 900°С, амфиболит-дунитовый сэндвич. Обособления расплавов у стенок ампул встречаются только в дунитовых слоях опытов при 850°С и выше (в и г). Реакционные зоны по контактам исходных пород в опытах с образованием сегрегаций расплава очень узкие и в таком масштабе трудно различимы (в и г).

Таблица 4.7-1. Концентрации (в ppm) редких элементов в исходных веществах и продуктах сэндвич-эксперимента взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита и дунита при 750°С и 2,9 ГПа (Sub56).

Исходные вещества			*Продукты опытов*										
	Amp	D	LA-ICP-MS анализы (точки на рис.4.7-5,б и номера линий на рис.4.7-1,в)										
№ анализа			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Слой			MB	MB	MB	MB	MB	D	D	D	D	D	D
Li	12.0	1.5	8.95	9.75	9.60	10.5	8.96	1.72	1.53	1.68	1.61	1.44	1.16
P			175	116	301	109	130	109	145	137	75.8	44.9	29.2
Rb	5.5	2.2	4.50	3.87	3.49	1.90	0.08	6.04	2.59	2.92	5.51	4.96	<0.035
Sr	62.3	3.6	60.6	63.2	63.7	64.7	50.7	10.9	8.63	6.41	5.28	5.26	3.18
Y	13.9	1.5	40.3	19.6	20.2	23.3	33.7	1.49	1.55	1.71	1.81	1.94	1.88
Zr	5.6	5.6	19.2	55.7	15.6	888	14.9	4.85	4.52	6.46	4.76	4.38	5.01
Nb	0.57	0.21	7.44	1.03	3.52	2.12	1.74	0.08	0.22	0.21	0.19	0.21	0.17
La	2.65	1.42	4.86	1.52	2.85	1.79	1.83	2.76	2.11	1.82	1.49	1.41	2.29
Ce	2.88	1.08	6.27	2.13	3.68	2.38	2.63	2.93	2.39	1.83	1.37	1.41	1.71
Pr	3.13	1.05	6.61	3.58	5.24	3.72	4.01	2.99	2.12	1.67	1.35	1.21	1.32
Nd	2.94	0.36	7.51	4.82	6.47	5.48	5.47	2.76	2.25	1.46	1.14	1.02	1.18
Sm	3.80	0.71	10.7	8.03	10.0	8.23	9.93	1.61	1.49	1.08	1.01	1.09	0.89
Eu	4.15	0.32	7.63	7.22	7.71	7.59	8.53	0.51	0.33	0.19	0.25	0.32	0.35
Gd	6.27	0.62	12.1	7.87	9.21	8.02	13.2	1.13	0.79	0.95	0.86	0.95	0.62
Tb	6.60	0.67	13.8	8.20	8.54	8.66	13.1	0.71	0.87	0.64	0.52	0.72	0.69
Dy	6.28	0.37	15.9	8.88	9.07	10.4	15.0	0.69	0.61	0.81	0.71	0.79	0.81
Ho	6.10	0.61	17.8	8.36	9.28	10.4	15.6	0.63	0.80	0.65	0.78	0.97	0.83
Er	6.47	0.66	18.0	8.38	9.19	11.0	14.5	0.56	0.69	0.94	0.87	0.89	1.11
Tm	6.72	0.66	19.8	7.77	8.93	12.7	14.9	0.83	0.65	0.95	1.05	0.98	0.88
Yb	6.49	0.49	19.5	8.31	8.16	12.1	14.6	0.62	0.76	0.68	0.90	0.95	1.12
Lu	6.49	0.83	19.9	8.24	8.11	12.3	14.0	0.87	0.87	0.84	1.07	1.04	1.36
Ce/Sm	0.76	1.51	0.59	0.27	0.37	0.29	0.27	1.82	1.61	1.69	1.35	1.29	1.93
Gd/Lu	0.97	0.75	0.61	0.96	1.14	0.65	0.94	1.31	0.91	1.13	0.80	0.91	0.46
Eu/Eu*	0.83	0.48	0.67	0.91	0.80	0.93	0.74	0.37	0.29	0.19	0.27	0.31	0.46

Таблица 4.7-2. Концентрации (в ppm) редких элементов в исходных веществах и продуктах сэндвич-эксперимента взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита и дунита при 850°С и 2,9 ГПа (Sub55).

	Исходные вещества		*Продукты опытов*														
	Amp	D	LA-ICP-MS анализы (точки на рис.4.7-5, в и номера линий на рис.4.7-2, в)														
№ анализа			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Слой			MB	MB	MB	MB	MB	D	D	D	D	D	MB (сферулы)		Распл	D	D	D
Li	12.0	1.49	10.13	8.33	8.6	9.62	9.6	1.33	1.08	1.16	1.29	1.57	<0.48	<0.95	2.62	8.18	0.99	1.20
P			133	440	357	581	93.1	55.9	25.5	34.1	37.8	41.0	<13.73	<27.02	250	61.4	101	33.5
Rb	5.52	2.25	18.4	1.32	0.93	2.12	1.02	2.93	2.83	3.55	2.76	3.24	0.4	0.52	30.5	94.4	3.11	2.54
Sr	62.3	3.60	67.5	36.3	44.5	51.4	40.6	1.69	1.68	2.407	2.57	5.84	0.3	3.53	610	150.5	3.50	1.88
Y	13.9	1.49	22.2	24.0	20.1	22.0	13.3	1.43	1.60	2.61	2.00	2.11	<0.0223	<0.045	6.60	6.92	0.77	1.84
Zr	5.55	5.59	13.2	14.2	17.4	22.61	15.79	4.61	5.75	7.42	5.21	6.06	<0.031	1.41	91.8	16.8	2.68	5.61
Nb	0.57	0.21	1.55	1.13	3.01	0.69	1.34	0.14	0.14	0.16	0.12	0.20	<0.0078	0.01	1.13	0.46	0.11	0.16
La	2.65	1.42	12.5	5.05	7.54	10.9	5.52	1.82	1.60	2.16	1.5	1.67	0.01	0.04	64.7	10.0	3.43	1.64
Ce	2.88	1.08	13.0	5.82	8.91	12.5	7.15	1.88	1.55	1.96	1.36	1.54	0.00	н.п.о.	57.0	10.5	3.57	1.53
Pr	3.13	1.05	12.7	6.98	10.3	13.5	8.47	1.54	1.41	1.67	1.41	1.45	н.п.о.	н.п.о.	41.1	9.95	2.38	1.26
Nd	2.94	0.36	12.7	7.39	10.6	13.6	9.80	1.09	1.22	1.56	1.03	1.09	0.03	н.п.о.	27.3	9.32	1.67	1.04
Sm	3.80	0.71	11.9	7.79	9.65	11.5	10.4	0.68	0.73	1.18	1.53	1.37	н.п.о.	н.п.о.	11.7	6.7	0.87	0.97
Eu	4.15	0.32	8.66	7.47	7.71	9.12	8.29	0.29	0.40	0.57	0.50	0.32	н.п.о.	н.п.о.	7.62	4.99	0.45	0.32
Gd	6.27	0.62	10.6	8.02	7.83	9.80	8.42	0.60	0.65	0.96	0.56	0.54	0.09	0.02	4.95	4.34	0.51	0.72
Tb	6.60	0.67	10.3	8.74	8.24	9.98	7.12	0.46	0.56	1.16	0.76	0.69	0.02	0.11	3.94	3.72	0.24	0.60
Dy	6.28	0.37	10.4	9.91	8.81	10.6	7.08	0.64	0.74	1.24	0.64	0.83	н.п.о.	н.п.о.	3.24	3.58	0.32	0.81
Ho	6.10	0.61	10.4	10.5	9.25	10.5	6.29	0.65	0.74	1.16	0.86	0.91	0.03	н.п.о.	2.92	3.31	0.31	0.80
Er	6.47	0.66	10.5	10.9	9.08	10.1	5.50	0.73	0.70	1.14	0.7	0.74	н.п.о.	0.22	2.57	2.78	0.35	0.59
Tm	6.72	0.66	10.9	11.6	10.2	11.2	6.30	0.83	0.85	1.22	1.18	0.72	н.п.о.	н.п.о.	2.01	2.47	0.46	0.84
Yb	6.49	0.49	11.2	12.7	10.3	9.95	5.61	0.79	0.84	1.17	1.22	1.06	0.03	0.08	2.26	2.15	0.29	0.92
Lu	6.49	0.83	11.0	12.4	9.92	9.1	5.38	0.81	0.97	1.21	1.71	1.37	н.п.о.	н.п.о.	2.22	2.16	0.59	1.14
Ce/Sm	0.76	1.51	1.09	0.75	0.92	1.09	0.69	2.76	2.14	1.66	0.89	1.12		0.77	4.87	1.56	4.09	1.57
Gd/Lu	0.97	0.75	0.96	0.65	0.79	1.08	1.57	0.74	0.67	0.79	0.33	0.39			2.23	2.01	0.87	0.63
Eu/Eu*	0.83	0.48	0.77	0.94	0.88	0.86	0.88	0.46	0.58	0.53	0.48	0.34			0.92	0.90	0.66	0.38

Таблица 4.7-3. Концентрации (в ppm) редких элементов в исходных веществах и продуктах сэндвич-эксперимента взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита и дунита при 900°С и 2,9 ГПа (Sub73). (* среднее по двум анализам)

	Исходные вещества		*Продукты опытов*																
	Amp	D	LA-ICP-MS анализы (точки на рис.4.7-5, г и номера линий на рис.4.7-3, в)																
№ анализа			1	2	3	4	5*	6*	7*	8*	9*	10*	11*	12*	13*	14*	15*	16*	17	18
Слой			MB	MB	MB	MB	RZ	D	D	D	D	D	D	D	Распл	Распл	RZ	D	MB	MB
Li	12.0	1.5	15.2	17.9	17.7	16.4	2.49	2.33	1.87	1.43	1.31	1.81	1.47	1.91	12.1	11.9	10.4	2.23	20.0	16.6
P			104	91.8	113	86.0	50.3	36.5	23.8	14.1	18.4	23.1	25.7	25.4	149	149	32.2	19.1	78.1	76.3
Rb	5.52	2.25	1.59	0.55	0.52	0.31	0.05	1.50	1.42	1.02	1.03	1.50	1.30	1.10	37.7	37.7	0.11	0.92	2.49	1.17
Sr	62.3	3.60	16.6	18.8	19.6	18.4	1.49	0.64	0.78	0.46	0.43	1.95	1.89	3.48	291	295	8.17	0.69	37.8	20.7
Y	13.9	1.49	26.2	12.6	10.7	13.8	7.79	0.78	2.06	0.82	0.33	0.95	0.93	0.76	1.02	1.00	0.98	0.38	16.4	16.3
Zr	5.55	5.59	9.48	9.23	8.91	6.89	2.51	2.38	4.62	2.12	1.74	2.45	2.70	1.85	34.1	34.8	4.38	1.52	24.6	9.02
Nb	0.57	0.21	0.61	0.59	0.23	0.71	0.26	0.09	0.13	0.08	0.07	0.12	0.10	0.10	0.28	0.28	0.03	0.07	2.58	0.40
La	2.65	1.42	1.52	1.67	1.91	1.97	0.99	0.50	0.81	0.61	0.46	0.80	1.15	0.94	11.8	12.0	1.44	0.33	1.53	1.17
Ce	2.88	1.08	1.83	2.10	2.53	2.68	0.88	0.43	0.71	0.47	0.44	0.71	0.80	0.69	9.44	9.53	1.33	0.24	2.10	1.76
Pr	3.13	1.05	2.40	2.68	3.20	3.66	0.77	0.34	0.54	0.39	0.38	0.66	0.60	0.66	7.42	7.45	1.29	0.20	2.63	2.48
Nd	2.94	0.36	2.95	2.89	3.27	4.15	0.84	0.26	0.44	0.33	0.27	0.45	0.55	0.52	5.10	5.05	1.21	0.11	3.37	2.55
Sm	3.80	0.71	4.16	3.41	3.58	4.99	0.87	0.19	0.44	0.24	0.17	0.43	0.43	0.60	2.31	2.44	0.93	0.09	4.39	4.26
Eu	4.15	0.32	4.84	4.33	4.52	5.18	0.69	0.10	0.24	0.13	0.07	0.33	0.14	0.24	1.56	1.87	0.86	0.07	4.90	4.79
Gd	6.27	0.62	6.13	6.18	5.22	5.80	1.18	0.14	0.51	0.34	0.22	0.28	0.39	0.54	1.32	1.29	0.81	0.10	6.31	6.77
Tb	6.60	0.67	7.49	6.45	5.15	5.23	1.84	0.27	0.65	0.39	0.19	0.40	0.43	0.46	0.84	0.96	0.72	0.09	7.27	7.46
Dy	6.28	0.37	16.0	6.23	5.33	5.62	2.81	0.31	0.78	0.31	0.09	0.53	0.50	0.39	1.91	1.98	2.37	0.17	9.12	7.62
Ho	6.10	0.61	11.1	5.35	4.85	5.52	3.06	0.32	0.93	0.27	0.17	0.50	0.33	0.31	0.38	0.45	0.41	0.12	6.94	7.02
Er	6.47	0.66	12.4	5.14	4.34	7.22	3.45	0.43	0.97	0.45	0.14	0.40	0.34	0.26	0.36	0.32	0.33	0.15	6.75	7.14
Tm	6.72	0.66	14.5	4.87	4.79	9.80	3.86	0.45	1.08	0.35	0.20	0.27	0.36	0.25	0.25	0.33	0.37	0.27	7.05	7.36
Yb	6.49	0.49	16.2	5.10	4.59	15.5	3.59	0.46	1.17	0.49	0.19	0.36	0.35	0.36	0.28	0.26	0.34	0.23	7.40	7.23
Lu	6.49	0.83	14.0	5.25	4.74	16.57	3.89	0.47	0.92	0.39	0.08	0.37	0.29	0.38	0.12	0.29	0.18	0.24	7.64	7.95
Ce/Sm	0.76	1.51	0.44	0.61	0.71	0.54	1.01	2.23	1.63	1.93	2.63	1.66	1.88	1.16	4.09	3.91	1.43	2.72	0.48	0.41
Gd/Lu	0.97	0.75	0.44	1.18	1.10	0.35	0.30	0.31	0.55	0.87	2.81	0.77	1.32	1.41	10.65	4.43	4.56	0.43	0.83	0.85
Eu/Eu*	0.83	0.48	0.94	0.90	1.03	0.96	0.68	0.62	0.52	0.43	0.36	0.93	0.33	0.42	0.86	1.00	0.99	0.72	0.92	0.87

Таблица 4.7-4. Концентрации (в ppm) редких элементов в исходных веществах и продуктах сэндвич-эксперимента взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита и лерцолита при 800°С и 2,9 ГПа (Sub60).

	Исходные вещества		*Продукты опытов*													
	Amp	LZ	LA-ICP-MS анализы (точки на рис.4.7-5,а и номера линий на рис.4.7-4, в)													
№ анализа			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Слой			MB	MB	MB	MB	MB	MB	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ	LZ
Li	12.0	1.2	13.7	11.8	10.3	9.23	11.3	18.1	2.39	2.53	2.67	1.98	2.38	2.24	2.09	2.15
P			107.5	100	108	95.1	101	80.2	59.8	89.9	74.6	77.2	82.2	81.9	81.5	73.0
Rb	5.5	1.2	9.76	4.70	4.70	3.31	1.44	0.87	4.05	4.43	3.65	3.51	3.72	3.49	3.25	3.16
Sr	62.3	27.5	46.6	65.8	40.8	34.4	33.8	68.2	6.24	5.45	10.4	15.3	17.4	17.0	23.8	27.4
Y	13.9	2.0	16	13.6	14.3	16.2	16.5	9.33	2.99	2.70	3.04	2.97	3.06	3.2	3.05	3.22
Zr	5.6	5.3	15.8	14.0	16.4	15.9	19.4	21.6	7.64	8.30	8.63	9.28	9.88	9.82	9.04	8.91
Nb	0.57	1.1	0.91	0.65	1.02	0.91	1.17	1.37	0.46	0.69	0.89	0.94	1.00	0.91	0.96	0.92
La	2.65	9.29	2.71	6.42	2.96	4.05	3.57	4.93	4.70	3.77	5.61	7.15	7.69	8.09	10.74	9.34
Ce	2.88	6.30	2.97	5.54	2.96	3.96	3.69	5.49	3.98	3.24	4.33	5.56	6.14	6.39	8.25	7.19
Pr	3.13	3.70	3.16	4.88	3.20	3.91	3.85	5.95	2.76	2.17	2.79	3.75	4.09	3.93	5.03	4.46
Nd	2.94	1.70	3.5	4.21	3.66	4.13	4.51	5.2	1.49	1.39	1.70	2.09	2.32	2.60	2.94	2.59
Sm	3.80	0.87	3.9	3.97	4.25	4.68	6.06	3.99	0.75	0.89	1.03	0.99	1.2	1.27	1.72	1.29
Eu	4.15	0.58	4.42	4.38	4.86	4.78	5.84	3.53	0.39	0.30	0.56	0.65	0.90	0.86	0.82	0.98
Gd	6.27	0.80	6.25	5.56	5.27	7.03	9.07	3.90	0.54	1.24	0.9	0.86	1.26	1.169	1.43	1.3
Tb	6.60	0.80	7.02	5.82	6.46	7.11	10.1	4.03	0.86	0.81	1.04	1.08	1.11	1.14	1.12	1.04
Dy	6.28	0.78	7.39	5.85	6.25	7.58	8.58	4.45	1.09	1.08	1.20	1.27	1.34	1.25	1.26	1.26
Ho	6.10	0.80	7.12	5.92	5.87	6.72	7.18	3.88	1.22	1.11	1.30	1.45	1.69	1.46	1.30	1.41
Er	6.47	0.93	7.23	6.27	6.67	6.47	6.31	4.33	1.46	1.18	1.24	1.24	1.23	1.49	1.30	1.60
Tm	6.72	0.92	6.74	6.41	6.28	6.88	6.47	4.56	1.88	1.23	1.99	1.14	1.83	1.71	1.59	1.45
Yb	6.49	0.96	7.03	6.83	6.18	7.35	5.67	5.32	1.73	1.51	1.6	1.37	1.97	1.7	1.63	1.59
Lu	6.49	1.15	6.88	7.14	5.89	6.45	7.46	5.1	1.82	1.87	1.72	1.8	1.75	1.84	1.58	1.67
Ce/Sm	0.76	7.24	0.76	1.40	0.70	0.85	0.61	1.38	5.31	3.64	4.20	5.62	5.12	5.03	4.80	5.57
Gd/Lu	0.97	0.70	0.91	0.78	0.89	1.09	1.22	0.76	0.30	0.66	0.52	0.48	0.72	0.64	0.91	0.78
Eu/Eu*	0.83	0.70	0.87	0.92	1.02	0.82	0.77	0.89	0.60	0.29	0.58	0.70	0.73	0.71	0.52	0.76

4.8. Интерпретация процессов в ампулах

На достижение локального равновесия в экспериментах, длившихся более нескольких дней указывают идиоморфная форма и химическая однородность новообразованных зерен. Кроме того, химический состав граната и омфацита в слоях метабазита дает оценки температуры (таблица 4.4-1), которые согласуются с экспериментальными температурами в пределах точности метода.

Большинство процессов в ампулах инициируется флюидом, выделяющимся из разлагающегося карбонатсодержащего гранатового амфиболита (см. обобщающий рис. 4.8-2). Флюид мигрирует вверх и к боковым стенкам, взаимодействуя с окружающими минералами и воздействуя на породы как катализатор, растворитель и транспортный агент. Основным транспортным агентом в опытах, произведенных при температурах ниже водного солидуса карбонатсодержащего гранатового амфиболита, был водный флюид, а при более высоких температурах – водосодержащий кислый расплав. Мельчайшие пузырьки, заметные повсеместно в обособлениях расплава (например, рис. 4.2-5 и 4.2-7), вероятно, являются следствием выделения водного флюида при закалке насыщенного летучими расплава (Skora et al., 2015). Расплав отчетливо виден в сериях опытов, произведенных при температуре 850°C и выше, но мы не можем исключить присутствия тонких пленок расплава и в серии при 800°C, что согласуется с данными по водному солидусу габбро (Lambert and Wyllie, 1972).

Минералы эклогитового парагенезиса в центральных частях слоев метабазита в сэндвич-экспериментах не несут видимых следов миграции флюида. Это может быть следствием равновесия и действием относительно медленного пропитывающего потока. Узкие зоны метабазитовых слоев вдоль стенок и дна ампул в экспериментах с негерметичной верхней крышкой сложены иным парагенезисом, чем центральные части. Они почти или полностью лишены граната и состоят из омфацита с кварцем и фенгитом (если он стабилен при условиях проведения эксперимента) (например, рис. 4.1-5, 4.1-6 и 4.8-1). По всей видимости эти зоны представляют собой результат воздействия фокусированного потока.

Выше, в ультрамафитовом слое, зоны вдоль стенок ампул также отличаются от основной массы ультрамафита (рис. 4.8-1). Здесь, вдоль стенок ампул, концентрируются кислые водосодержащие расплавы. Такие пристеночные расплавы отделены от ультрамафитов реакционными зонами, состоящими из магматических (со стороны расплава) и метасоматических (со стороны ультамафита) минералов.

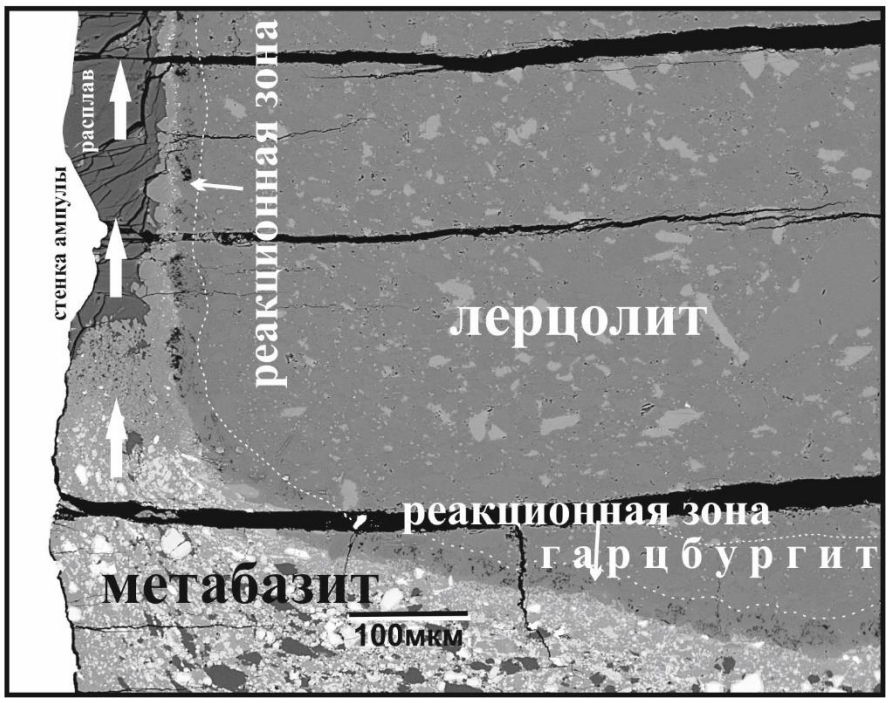

Рис.4.8-1. Участок ампулы эксперимента по взаимодействию карбонатсодержащего гранатового амфиболита с лерцолитом при 900°С - 2,9 ГПа (Sub72). Представлена левая пристеночная часть ампулы с исходным контактом пород. Виден переход фокусированного потока в метабазите в фокусированный поток расплава в ультрамафите и реакционные зоны на контактах исходных пород и обособлений расплава с перидотитом. Изображение в обратнорассеянных электронах.

В наиболее эффектной реакционной зоне (рис. 4.2-5) омфацит и флогопит находятся в стекле и образуют идиоморфные и скелетные кристаллы, очевидно имея магматическое происхождение. Ортопироксен, сосуществующий с флогопитом, вероятно, также имеет магматическое происхождение; он имеет более высокое #Mg, чем метасоматический ортопироксен, замещающий оливин.

При попадании в перидотитовый слой флюид, выделившийся из метабазита, проявляет высокую реакционную способность и вызывает образование парагенезиса богатого Ni ортопироксена ± гранат ± магнезит, при протекании следующих обобщенных реакций:

оливин + SiO_2(во флюиде/расплаве) + Al_2O_3(во флюиде/расплаве) →

ортопироксен ± гранат *(4.8-1)*

оливин + CO_2 (во флюиде) + Al_2O_3 (во флюиде/расплаве) → ортопироксен + магнезит

(4.8-2).

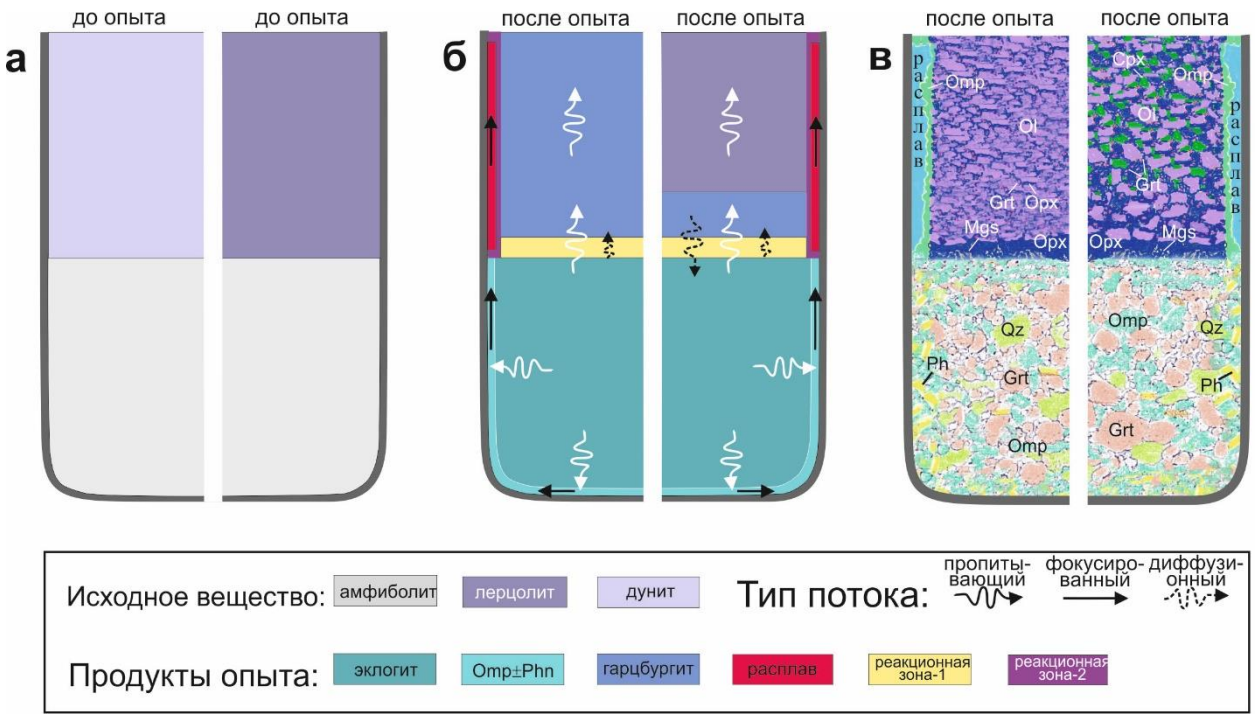

Рис.4.8-2. Схематическое изображение взаимодействия метабазита с дунитом и лерцолитом в ампулах. (а) Исходное строение ампул с верхними слоями дунита и лерцолита. (б) Обобщенные продукты опытов, направления и типы потоков жидкости. (в) Обобщенные минеральные парагенезисы (не в масштабе) в продуктах опытов.

Эти реакции протекают как в контролируемых диффузией реакционных зонах на исходном контакте карбонатизированного гранатового амфибола с перидотитом (рис. 4.2-1 – 4.2-4), так и вдоль путей миграции пропитывающего потока флюида по межзерновым границам в слое перидотита (рис. 4.2-4, 4.3-1, 4.3-2). Источником углекислоты для образования магнезита служит исходный кальцит. В случае герметично запаянной ампулы карбонат ведет себя как тугоплавкая фаза - кальцит перекристаллизовывается в карбонат Fe-Mg, сосуществующий с расплавом. Однако в экспериментах с негерметичной верхней крышкой кальцит растворяется в выделяющемся из карбонатсодержащего гранатового амфиболита флюиде и отлагается в виде магнезита в перидотитовом слое. Это, вероятно, является следствием относительно низкой фугитивности CO_2 и воздействия флюидного потока.

Наиболее выраженной особенностью метасоматоза в лерцолитовом слое является реакция разложения исходного клинопироксена с образованием граната и ортопироксена (рис. 4.3-3 и 4.8.1) и высвобождением кальция, который мигрирует в слой метабазита (рис. 4.6-2):

флюид + *клинопироксен* → *ортопироксен* + *гранат* + Ca^{2+} *(во флюиде)* *(4.8-3)*

Характерной чертой метасоматоза перидотитов является также привнос в них глинозема (до ~ 2 мас.% Al_2O_3, рис. 4.6-2,а). Миграция алюминия в перидотит проявляется в образовании Al-содержащего ортопироксена, замещающего оливин в перидотитовом слое, и в появлении богатого алюминием граната и хлорита, растущих в дуните, исходно не содержавшем алюминия (рис.4.2-1, 4.3-2).

Скорость фильтрации пропитывающего потока, по всей видимости, может быть различной и ее нижнюю границу оценить сложно. Флюид может просачиваться пропитывающим потоком через слой перидотита весьма медленно, как, вероятно, было в случае миграции кальция, высвобождающегося при разложении клинопироксена, и мигрирующего в слой метабазита, и так обогащенного CaO относительно лерцолита.

Следы восходящих потоков флюида (расплава) в экспериментах с негерметичной верхней крышкой видны над перидотитовыми слоями в виде реакционных зон, состоящих из чистого (без Fe и Ni) форстерита в керамике, благодаря реакции: *MgO + SiO2 (в жидкости) = Ol.* Таким образом, кремнеземсодержащий флюид может покидать пределы ампулы. Дальнейшие исследования могут количественно определить потерю кремнезема и других компонентов (если таковые имеются) через негерметичную крышку ампулы.

Глава 5. Эксперименты в системе карбонатсодержащий глаукофановый сланец–ультрамафит

5.1. Преобразования карбонатсодержащего глаукофанового сланца

В карбонатсодержащем глаукофановом сланце отчетливо проявлена эклогитизация исходных минералов с выделением карбонатно-водного флюида (расплава). Степень эклогитизации зависит от продолжительности экспериментов, но во всех случаях она ниже, чем степень преобразования карбонатсодержащего гранатового амфиболита при аналогичных параметрах опытов. В процессе экспериментов было обнаружено, что минеральный парагенезис продуктов преобразования глаукофанового сланца несколько различается в зависимости от минерального состава вышележащего ультрамафита в сэндвич-экспериментах. Также наблюдаются некоторые различия в содержании карбонатов в продуктах опытов, поставленных с использованием первой и второй порций порошка, полученных при измельчении одного и того же образца, вероятно, вызванные разным содержанием карбонатов в исходном субстрате глаукофанового сланца.

Степень преобразования исходного глаукофанового сланца, размер новых зерен и количество новообразованных фаз во всех опытах возрастают от основания ампулы к контакту с ультрамафитом. Эта закономерность, по всей видимости, обусловлена увеличением объема флюида, мигрирующего через верхнюю часть слоя.

В продуктах всех экспериментов глаукофансланцевые слои сложены преимущественно зернами исходного глаукофана, по границам которых развивается агрегат мелких (до 5 мкм) зерен омфацита с редкими зернами ксеноморфного кварца и идиоморфного граната (рис. 5.1-1, 5.1-6). Следы миграции флюида приурочены в основном к границам зерен глаукофана, но на отдельных участках можно наблюдать следы прохождения флюида через кристаллы (рис. 5.1-1). В продуктах всех экспериментов отмечаются также скопления кристаллов омфацита с мелкими новообразованными игольчатыми кристаллами рутила, развитыми, вероятно, при замещении сфена (рис. 5.1-1).

Появление небольших количеств других минералов (ортопироксена, биотита и магнезита) и некоторые особенности распределения новообразованных фаз в первую очередь зависят от состава слоя вышележащего ультрамафита, а также серии изготовления порошка и продолжительности экспериментов.

Так, карбонат в пределах метабазитового слоя сохраняется лишь в случае, если вышележащий ультамафит представлен вебстеритом. Карбонат представлен магнезитом и образует выделения неправильной формы по межзерновым границам, ассоциируясь с новообразованными минералами эклогитового парагенезиса (рис. 5.1-2).

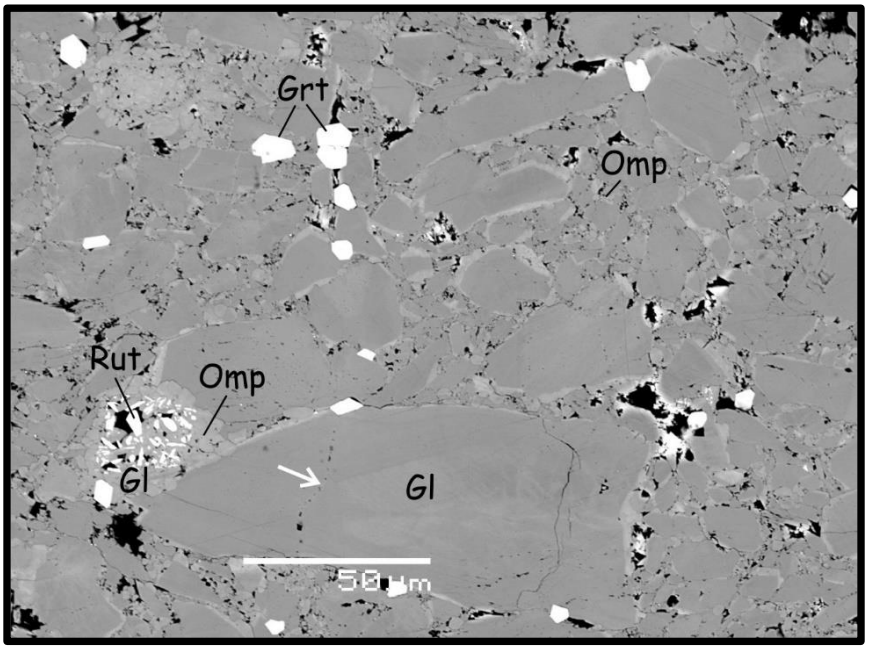

Рис. 5.1-1. Фрагмент метабазитового слоя в продуктах опыта по взаимодействию карбонатсодержащего глаукофанового сланца с гарцбургитом при 800ºС – 2,9 ГПа (Sub41). Белая стрелка указывает на следы миграции флюида через кристалл глаукофана. Изображение в обратнорассеянных электронах.

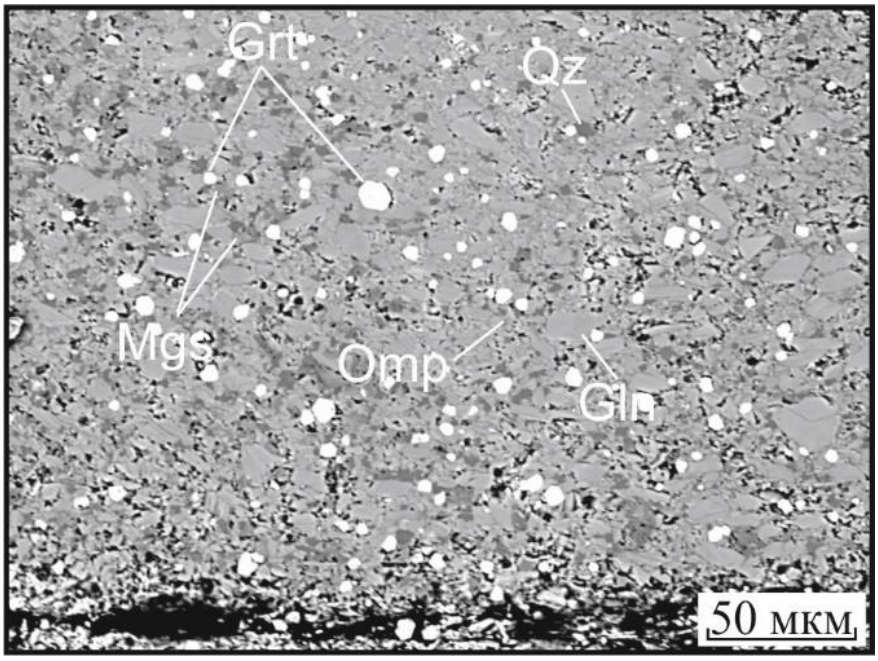

Рис. 5.1-2. Фрагмент метабазитового слоя в продуктах опыта по взаимодействию карбонатсодержащего глаукофанового сланца с вебстеритом при 800ºС – 2,9 ГПа (Sub111). Изображение в обратнорассеянных электронах.

Содержание карбоната в метабазитовом слое в продуктах опытов со второй порцией порошка глаукофанового сланца заметно выше.

Еще одной минералогической особенностью преобразования карбонатсодержащего глаукофанового сланца, проявляющейся в зависимости от состава вышележащего ультрамафита, является появление в основании метабазитового слоя К-содержащих фаз лишь в тех случаях, когда вышележащий ультрамафитовый слой сложен вебстеритом. В продуктах некоторых экспериментов в основании глаукофанового слоя наблюдаются редкие агрегаты, состоящие из листочков биотита (рис. 5.1-3). В других случаях, также в нижней части глаукофанового слоя, появляется калиевая фаза, не поддающаяся диагностике из-за малых размеров (рис.5.1-4).

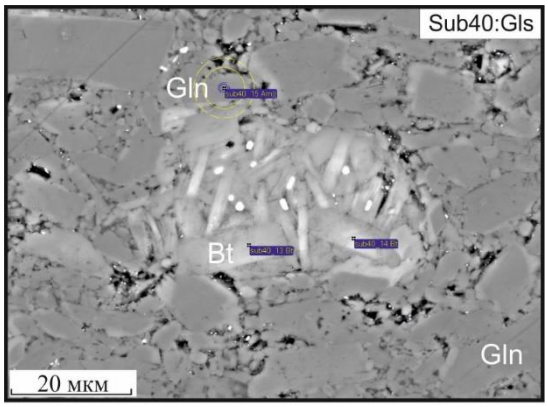

Рис.5.1-3. Листочки биотита в основании глаукофансланцевого слоя в продуктах опыта взаимодействия с вебстеритом при 800°С - 2,9 ГПа (Sub40). Синие рамки - комментарии (номер опыта, номер анализа и символ анализируемого минерала) к микрозондовым анализам, выполненным в автоматическом режиме. Места микрозондовых анализов показаны крестиками. Изображение в обратнорассеянных электронах.

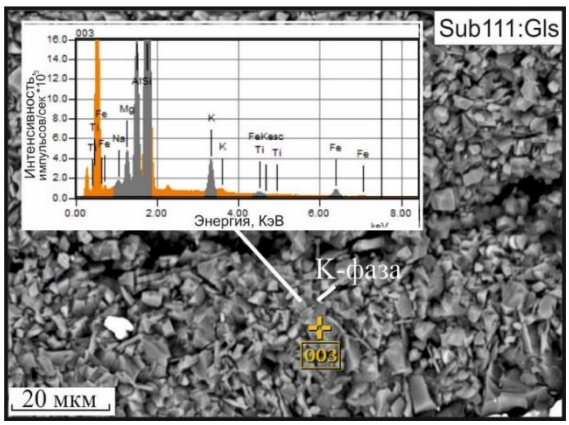

Рис. 5.1-4. Калиевая фаза в основании глаукофансланцевого слоя в продуктах опыта взаимодействия с вебстеритом при 800°С – 2,9 ГПа (Sub111). На врезке показан интегральный энерго-дисперсионный спектр калиевой фазы в указанной точке (№ 003). Изображение в обратнорассеянных электронах.

Возрастание степени преобразования исходного карбонатсодержащего глаукофанового сланца от дна ампулы вверх к контакту с ультрамафитом наблюдается в продуктах всех опытов и наиболее явно проявлено в длительном эксперименте взаимодействия с дунитом при 800ºС (Sub 44). В ампуле этого эксперимента в пределах метабазитового слоя выделяются две зоны, плавно переходящие одна в другую и хорошо различимые на изображении в отраженных электронах (рис. 5.1-5). В нижней части слоя образуются относительно редкие кристаллы омфацита, граната и кварца (рис. 5.1-6). В верхней части глаукофанового слоя увеличивается как размер новообразованных зерен, так и количество минералов. К указанным выше минералам здесь добавляются крупные зерна ортопироксена. Ортопироксен часто образует пойкилобласты и содержит включения граната и омфацита (рис. 5.1-7).

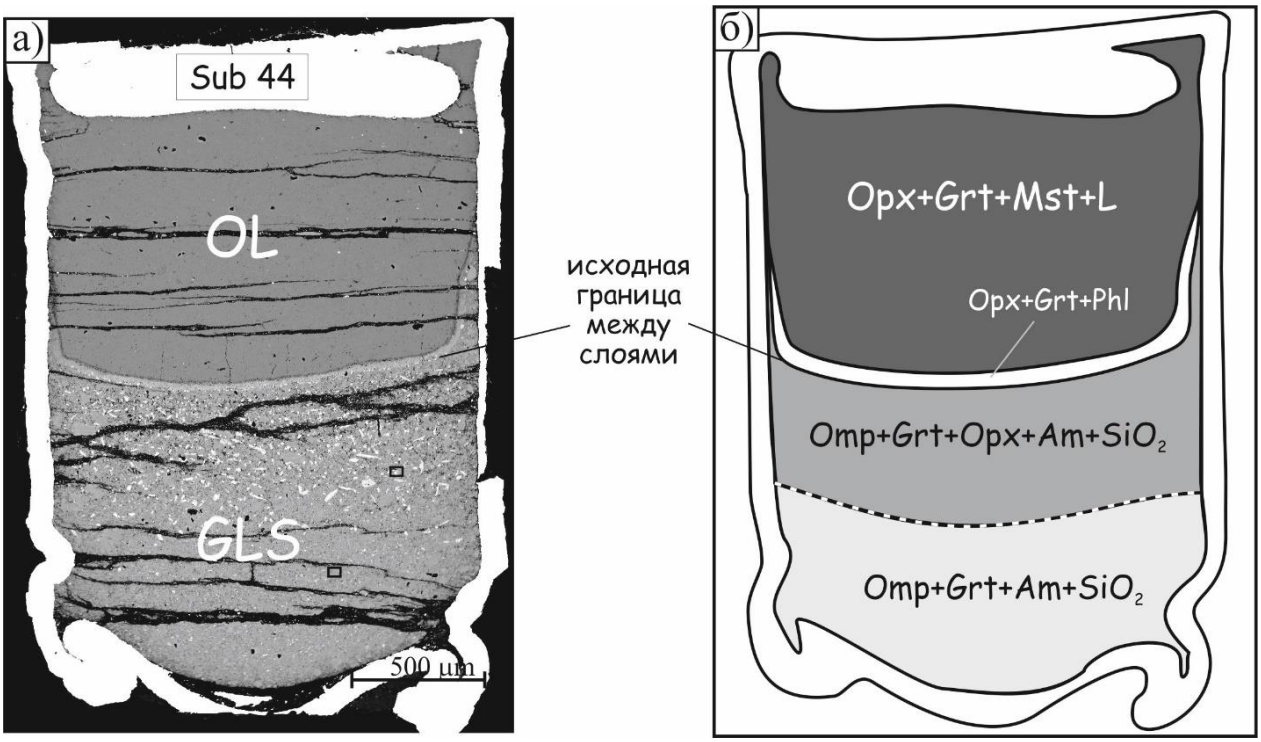

Рис.5.1-5. Продукты опыта по взаимодействию карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub44). а – ампула после опыта, изображение продуктов опыта в обратнорассеянных электронах; б – схема слоев в ампуле.

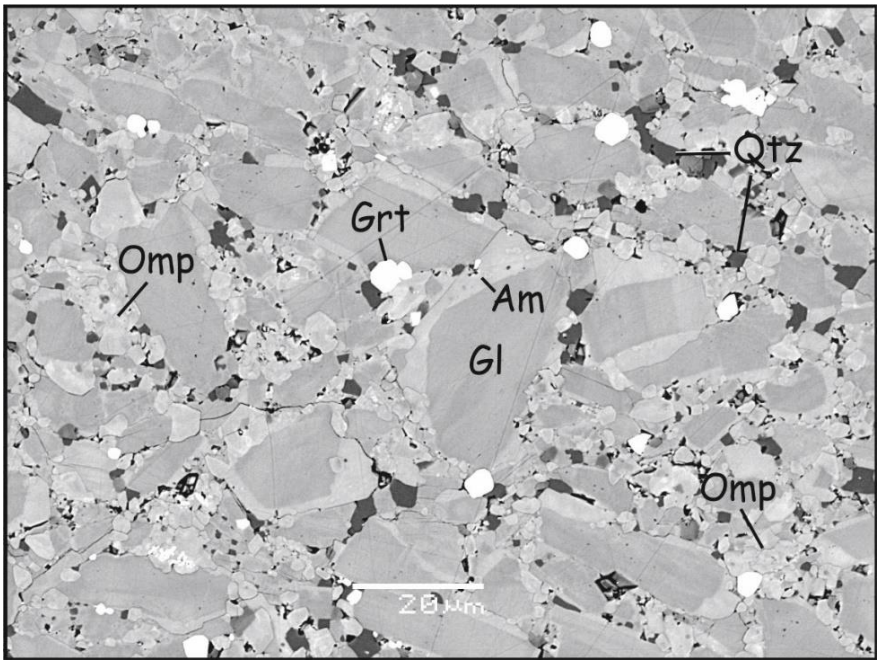

Рис. 5.1-6. Фрагмент нижней части метабазитового слоя в продуктах опыта по взаимодействию карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub44). Виден рост кристаллов омфацита, граната и кварца по границам зерен глаукофана. Изображение в обратнорассеянных электронах.

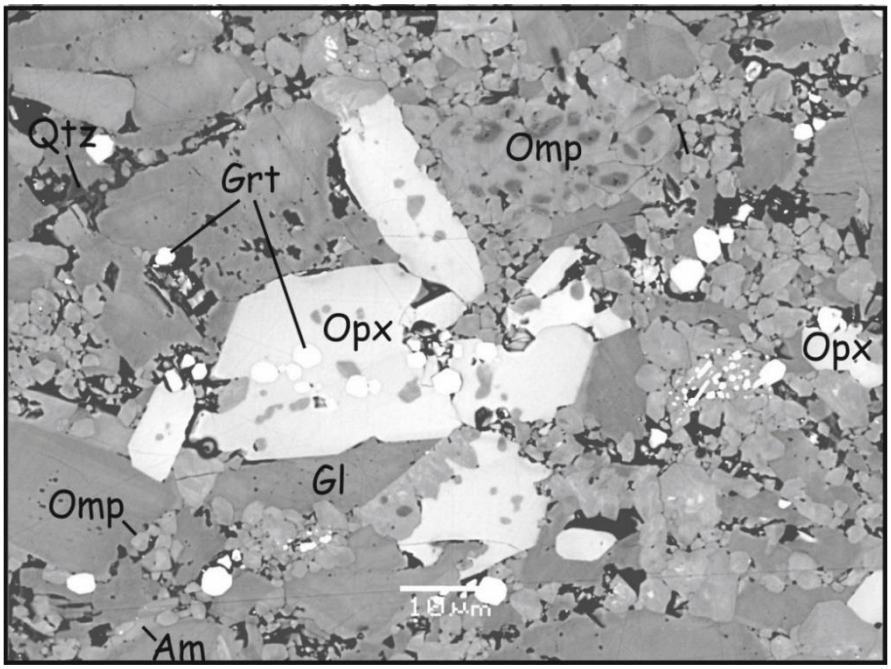

Рис. 5.1-7. Фрагмент верхней части метабазитового слоя в продуктах опыта по взаимодействию карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub44). Виден рост порфиробластов ортопироксена, агрегатов омфацита и зерен граната. Изображение в обратнорассеянных электронах.

5.2. Реакционные зоны

В результате флюидного воздействия на ультрамафитовый субстрат во всех опытах в основании одноименного слоя возникают реакционные зоны мощностью до 150 мкм; их минеральный состав зависит от состава протолита и компонентов, привносимых флюидом (расплавом).

Реакционные зоны в опытах с дунитом сложены преимущественно ортопироксеном (рис. 5.2-1). В нижних, переходящих в глаукофановый сланец, частях этих реакционных зон встречаются отдельные кристаллы граната. Ближе к оливиновому слою гранат исчезает, но появляется флогопит.

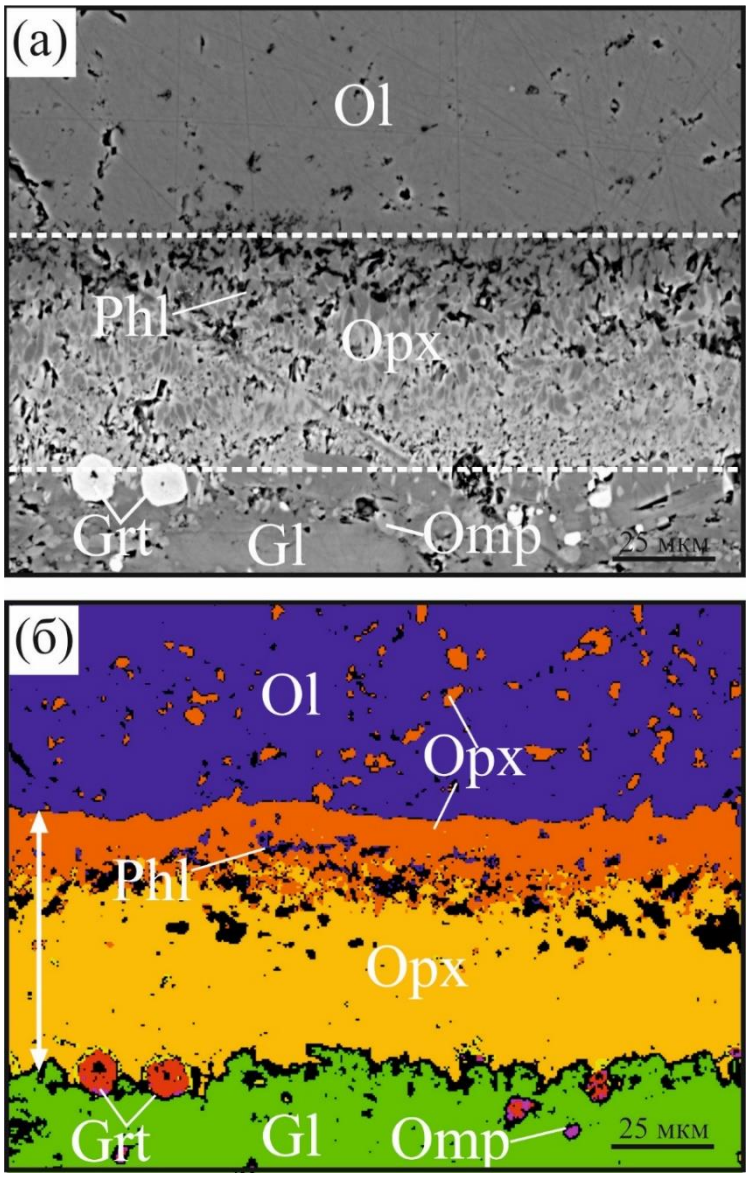

Рис. 5.2-1. Реакционная зона и прилегающие дунитовый (сверху) и глаукофансланцевый (снизу) слои в продуктах опыта по взаимодействию карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом при 800 °С - 2,9 ГПа (Sub44). а) изображение в обратнорассеянных электронах, приблизительные границы реакционной зоны показаны белыми точечными линиями, б) фазовая карта.

В реакционных зонах по гарцбургиту наблюдаются реликты исходного ортопироксена, сцементированные таблитчатыми и игольчатыми кристаллами новообразованного ортопироксена и листочками флогопита (рис. 5.2-2) либо недиагностируемой из-за малых размеров калиевой фазой (рис. 5.2-3).

Рост реакционной зоны по гарцбургиту подобен процессу в основании дунитового слоя и происходит за счет замещения оливина. В реакционной зоне сохраняются неизменными реликты исходного ортопироксена, вокруг них развиваются лишь тонкие каймы нового ортопироксена. На изображении в обратнорассеянных электронах новообразованный ортопироксен хорошо различим благодаря более железистому составу (рис. 5.2-2, 5.2-3). На фазовой карте реакционной зоны в основании гарцбургитового слоя (рис.5.2-4) видно, она сложена исключительно ортопироксеном и флогопитом, оливин в пределах зоны полностью разлагается.

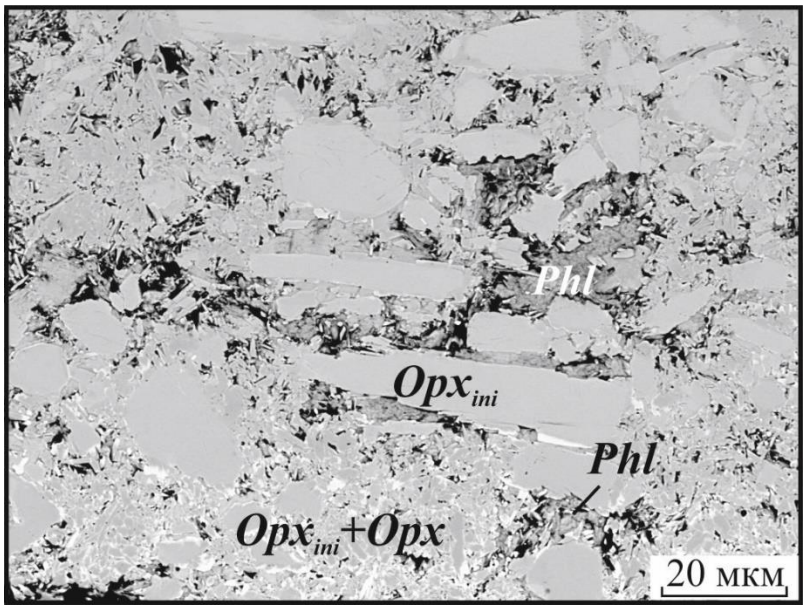

Рис. 5.2-2. Реакционная зона в основании гарцбургитового слоя в продуктах опыта при 800ºС – 2,9ГПа (Sub41). Видны каймы новообразованного железистого ортопироксена вокруг исходных зерен того же минерала. Изображение в обратнорассеянных электронах.

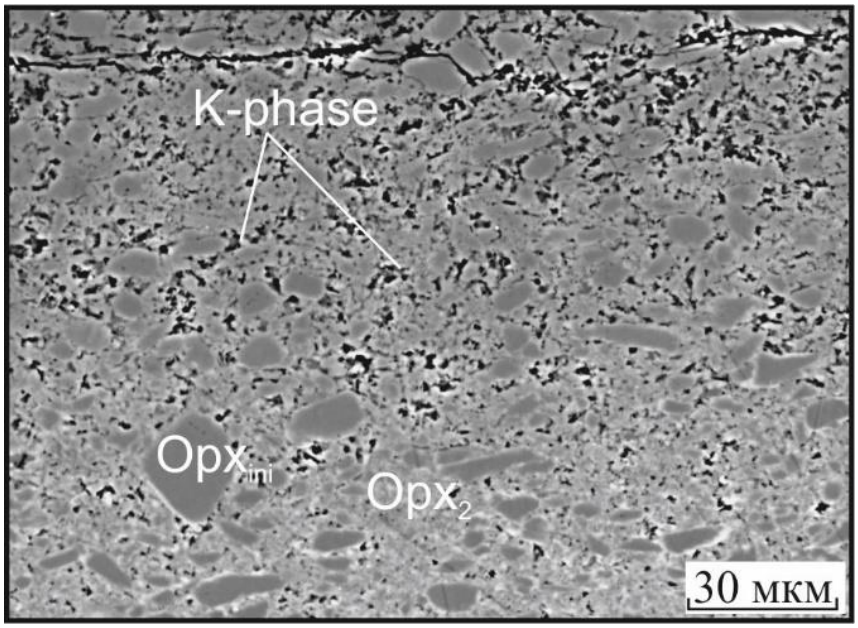

Рис. 5.2-3. Реакционная зона в основании гарцбургитового слоя в продуктах опыта при 800 ºС – 2,9ГПа (Sub113). Видны каймы новообразованного железистого ортопироксена вокруг исходных зерен того же минерала. Изображение в обратнорассеянных электронах.

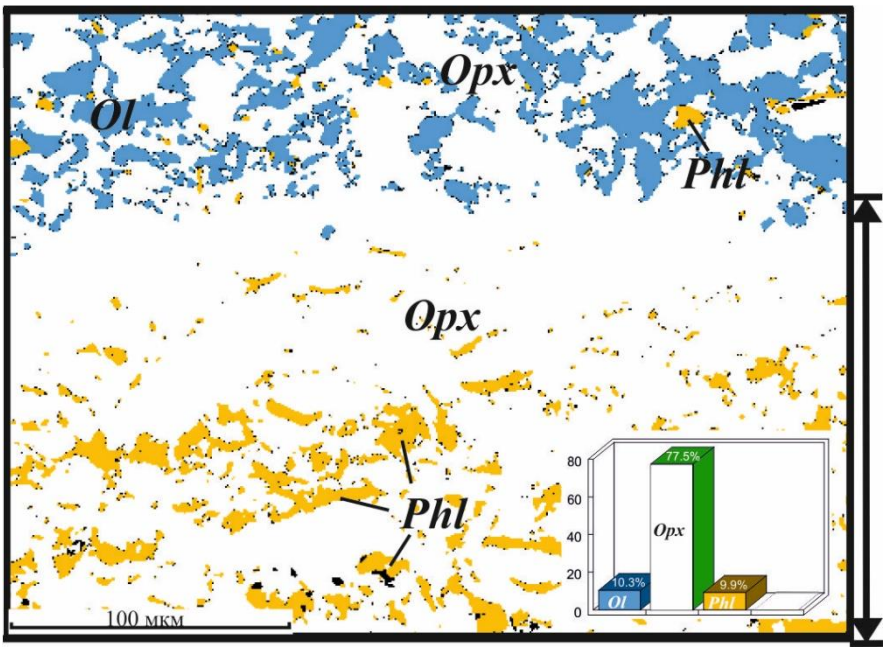

Рис. 5.2-4. Фазовая карта реакционной зоны в основании гарцбургитового слоя, опыт при 800ºС - 2,9ГПа (Sub41). Видное полное разложение оливина в пределах реакционной зоны. Стрелка справа от рисунка показывает мощность реакционной зоны.

.

В реакционной зоне в основании вебстеритового слоя (рис. 5.2-5 и 5.2-6) образуются кварц, омфацит и ортопироксен, формирующий каемки вокруг исходного ортопироксена подобно ортопироксену в реакционных зонах по гарцбургиту. В ядрах омфацита часто сохраняются реликты исходного клинопироксена.

Фазовая карта реакционной зоны для опыта Sub40 показывает заметное увеличение объемного содержания клинопироксена (омфацит + реликтовый клинопироксен) по сравнению с исходной смесью (рис. 5.2-7).

Таким образом, реакционные зоны по разным субстратам заметно отличаются минералогически, вследствие чего, в них удерживаются разные щелочные компоненты: калий – в дунитовом и гарцбургитовом (рис. 5.2-8), натрий – в вебстеритовом (рис. 5.2-9).

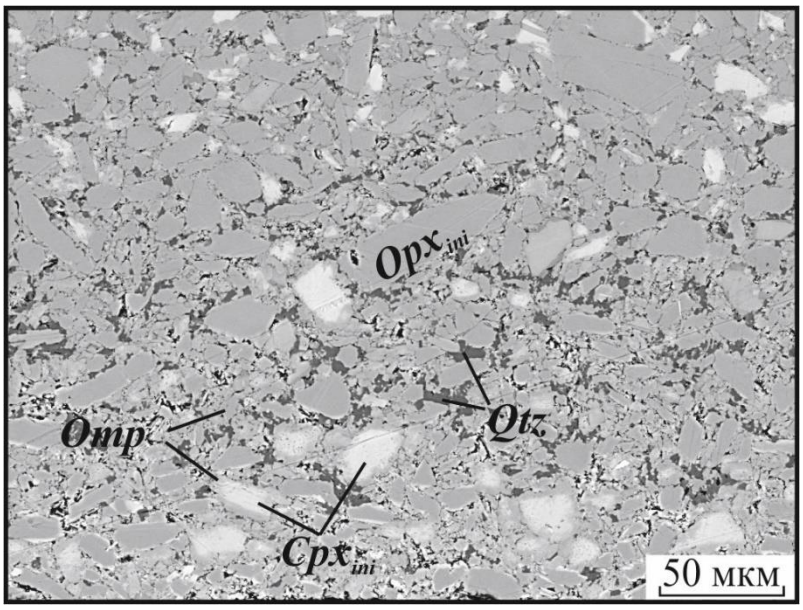

Рис. 5.2-5. Реакционная зона в основании вебстеритового слоя в продуктах опыта при 800°С - 2,9ГПа (Sub40). Благодаря разному составу исходных и новообразованных ортопироксена и клинопироксена они хорошо различимы. Видны каймы нового железистого ортопироксена вокруг реликтов исходного и каймы омфацита вокруг реликтов клинопироксена. Изображение в обратнорассеянных электронах.

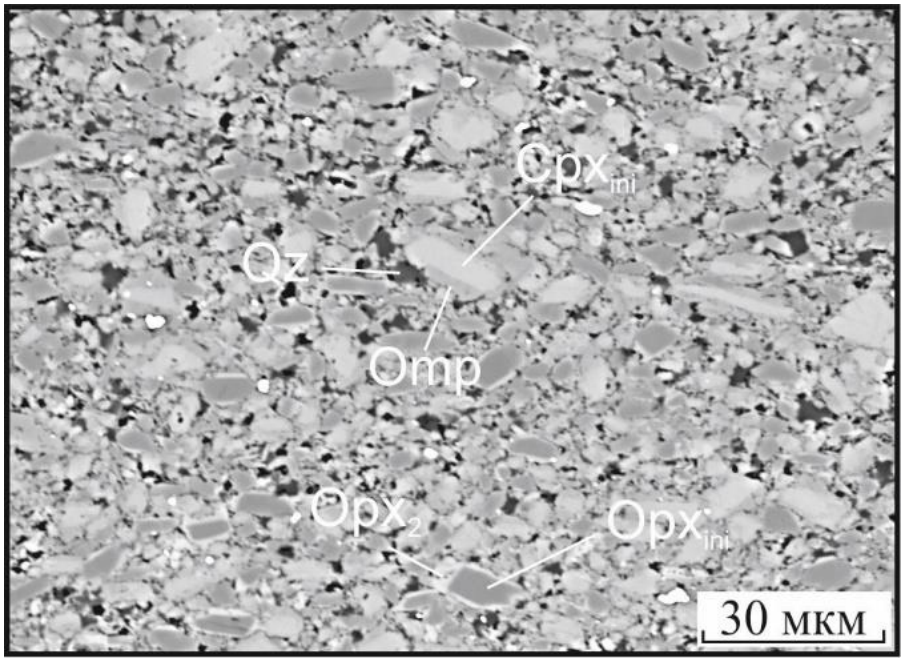

Рис. 5.2-6. Реакционная зона в основании вебстеритового слоя в продуктах опыта при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub111). Видны каймы новообразованного железистого ортопироксена вокруг исходных зерен того же минерала. Изображение в обратнорассеянных электронах.

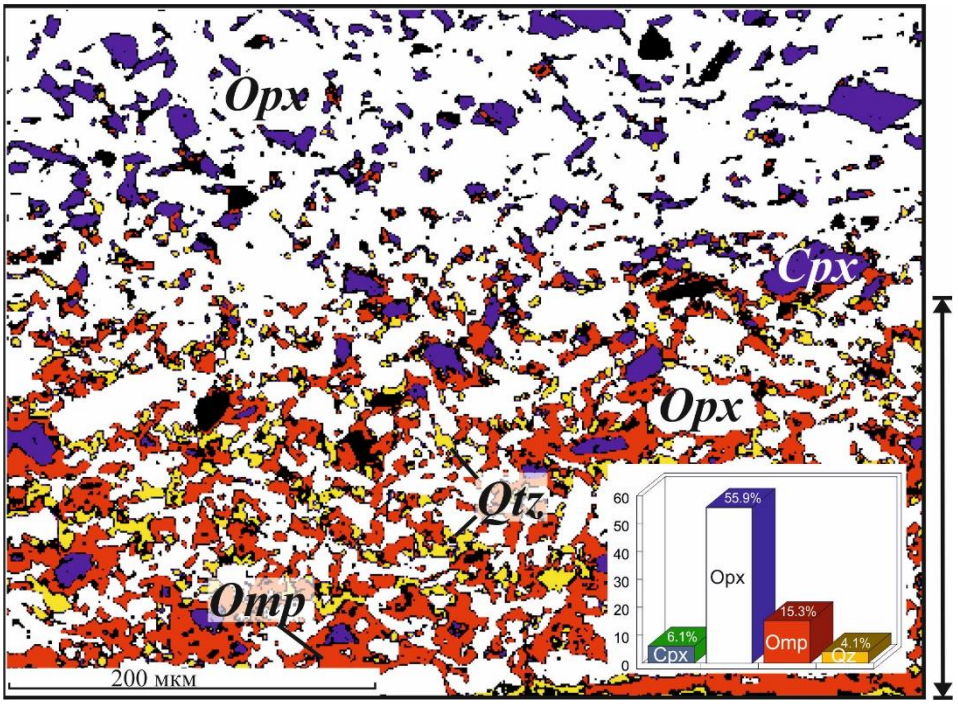

Рис. 5.2-7. Фазовая карта реакционной зоны в основании вебстеритового слоя, опыт при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub40). Стрелка справа от рисунка показывает мощность реакционной зоны.

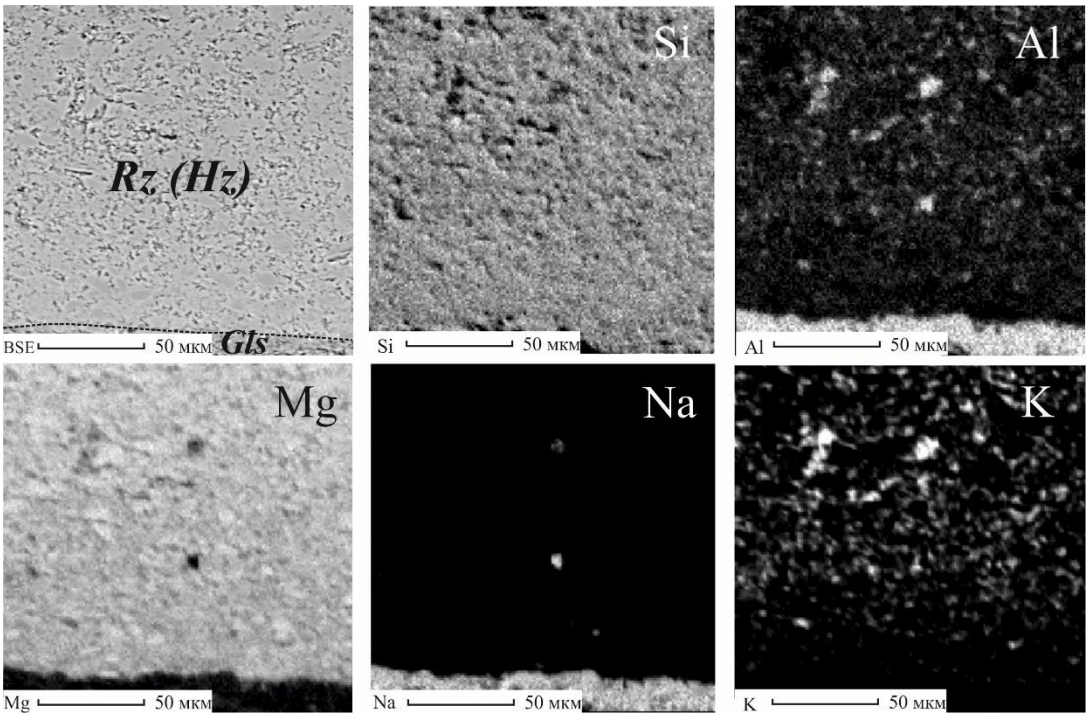

Рис. 5.2-8. Участок картирования (изображение в обратнорассеянных электронах, Rz(Hz)) и элементные карты реакционной зоны основания гарцбургитового слоя в опыте Sub113. Обращает внимание практически полное отсутствие натрия. Rz(Hz) обозначает «реакционная зона в гарцбургите».

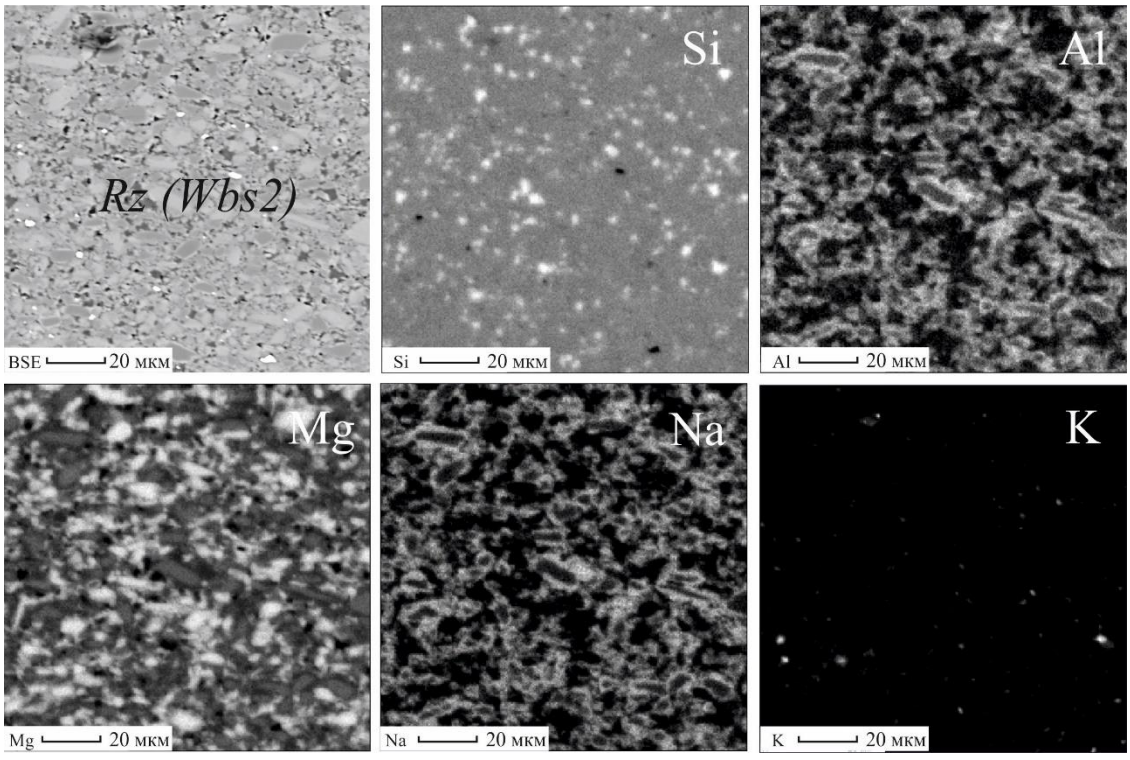

Рис. 5.2-9. Участок картирования (изображение в обратнорассеянных электронах, Rz(Wbs2)) и элементные карты реакционной зоны основания вебстеритового слоя в опыте Sub111. Обращает внимание практически полное отсутствие калия. Rz(Wbs2) обозначает «реакционная зона в вебстерите».

5.3. Преобразования ультрамафитовых слоев

Привнос коровых компонентов в слои модельных аналогов мантийных пород приводит к частичному изменению химического и минерального состава ультрамафитов.

В дунитовом слое происходит рост скелетных кристаллов граната (рис. 5.3-1а, б), связанный с привносом алюминия, железа и кальция. Пути миграции флюида (расплава) по всему объему этого слоя маркируются новообразованиями субмикронных кристаллов ортопироксена и тонкими пленками фазы, дающей пики калия и алюминия, интерпретируемой нами как мельчайшие кристаллы флогопита (не исключая возможности присутствия тонких пленок расплава). Магнезит сосуществует с ортопироксеном и присутствует в крайне малых количествах. Его количество в некоторых опытах заметно увеличивается лишь под крышкой ампулы.

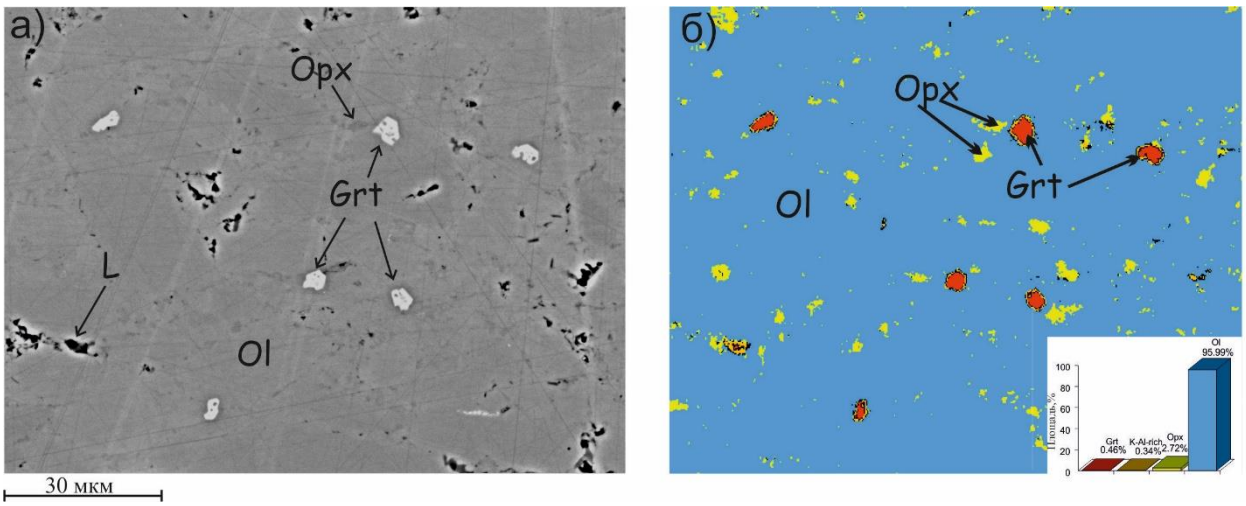

Рис. 5.3-1. Преобразование дунитового слоя в опыте при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub44): а) изображение в обратнорассеянных электронах ; б) фазовая карта.

В гарцбургитовом слое также происходит образование ортопироксена и магнезита. В опыте Sub41 новообразованные фазы образуют тончайшие цепочки ортопироксена предположительно с субмикронным магнезитом. Этот процесс происходит вдоль путей миграции флюида по границам зерен оливина. Размер таких новообразований не превышает 5 мкм, что затрудняет выполнение прецизионного микрозондового анализа. Гранат в этой зоне отсутствует (рис. 5.3-2). В нижней части слоя в Sub41 встречены несколько зерен хлорита. В опыте Sub113 замещение оливина новообразованными ортопироксеном и магнезитом приобретает весьма масштабный характер. Так, модальное содержание магнезита достигает 10% (рис. 5.3-3).

Преобразования в вебстеритовом слое подобны процессам, происходившим в тех же опытах в реакционных зонах. Изменения проявляются в развитии каемок омфацита вокруг клинопироксена и субмикронных зерен кварца вдоль границ зерен (рис. 5.3-4 и 5.3-5).

В виду отсутствия областей сегрегации расплава или его тонких пленок в продуктах опытов с глаукофановым сланцем, мобильную фазу в них мы называем флюидом, не исключая возможность присутствия в процессе водосодержащего расплава.

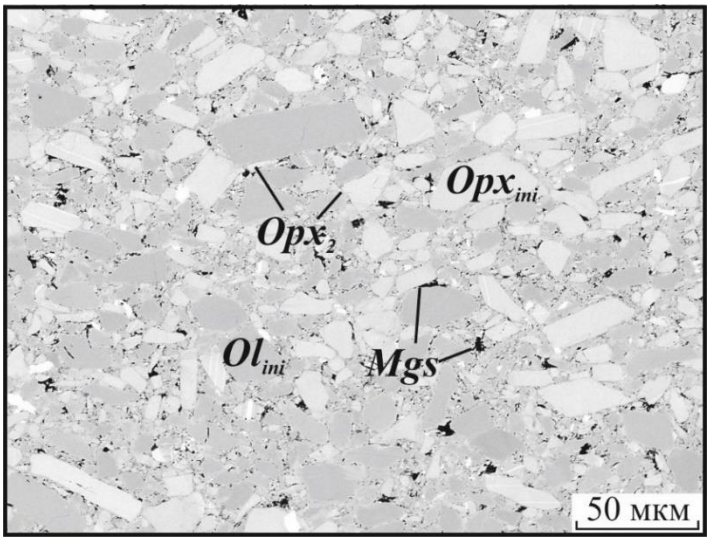

Рис. 5.3-2. Преобразование гарцбургитового слоя в опыте при 800 ºС – 2,9 ГПа (Sub41). По межзерновым границам наблюдается рост ортопироксена и магнезита. Изображение в обратнорассеянных электронах.

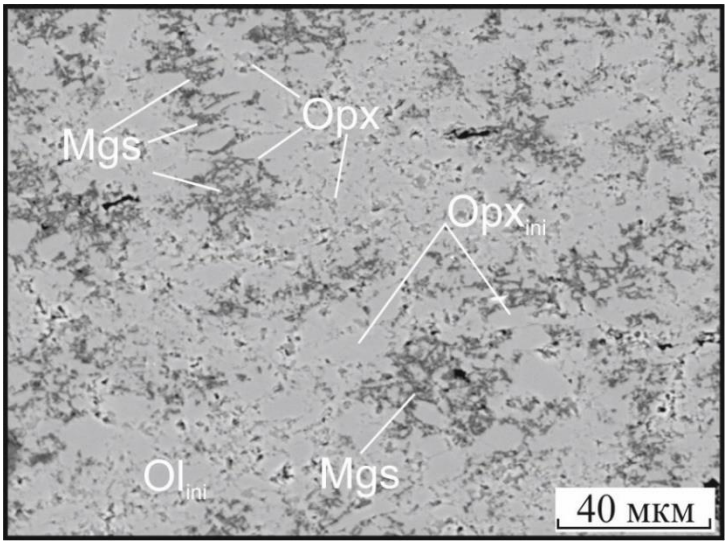

Рис. 5.3-3. Преобразования гарцбургитового слоя в опыте при 800ºС – 2,9 ГПа (Sub113). По межзерновым границам наблюдается рост ортопироксена и магнезита. Изображение в обратнорассеянных электронах.

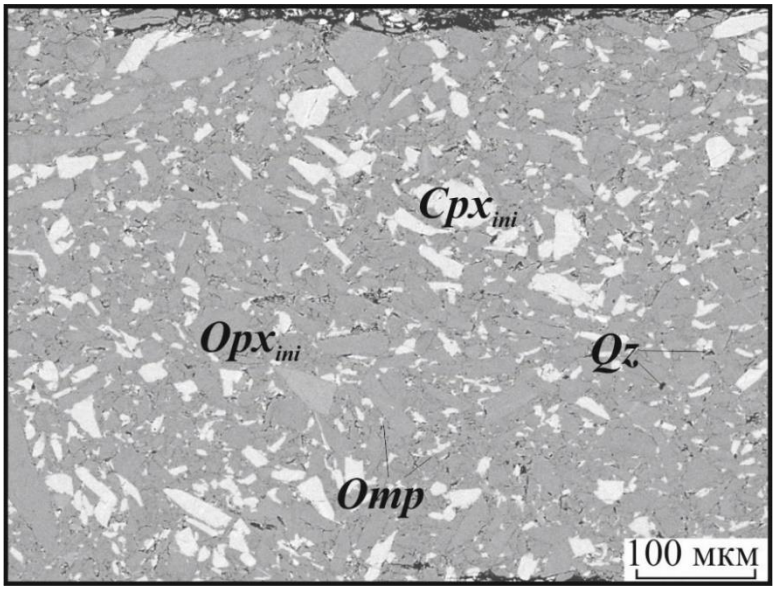

Рис. 5.3-4. Преобразование вебстеритового слоя в опыте при 800 °С – 2,9 ГПа (Sub40). Изображение в обратнорассеянных электронах.

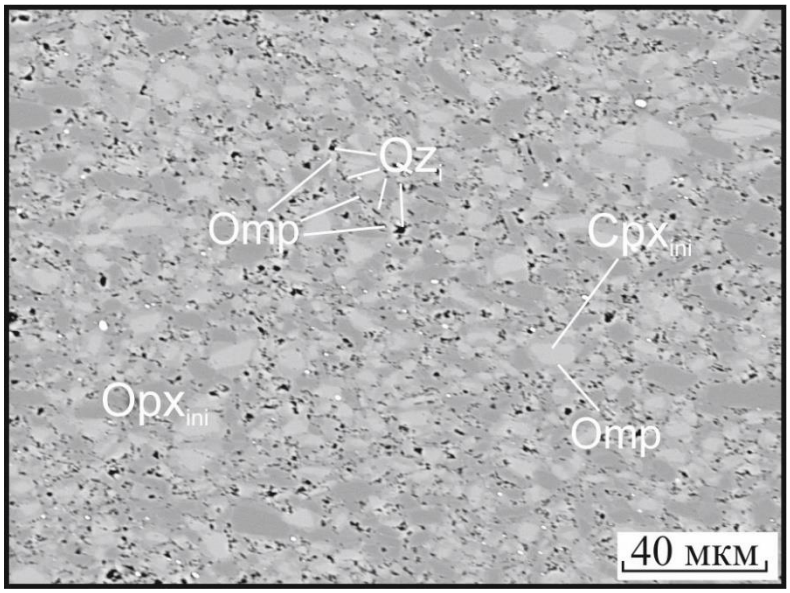

Рис. 5.3-5. Преобразование вебстеритового слоя в опыте при 800 °С - 29 ГПа (Sub111). По путям миграции флюида - межзерновым границам, образуются омфацит и кварц. Изображение в обратнорассеянных электронах.

5.4. Составы минералов

Химические составы новообразованных минералов, полученные с помощью электронно-зондового микроанализа, приводятся в таблицах 5.4-1 и 5.4-2. Ввиду малого размера фаз, зоной генерации рентгеновского излучения иногда захватывались соседние минералы, что сказывалось на качестве приводимых анализов.

Оливин является одним из наиболее реакционно-активных минералов ультрамафитов. Он расходуется на образование ортопироксена и магнезита в дунитовом и гарцбургитовом слоях. Первичный оливин в дуните и гарцбургите первой серии имеет более высокое значение X_{Mg} (0,93), чем оливин, используемый для гарцбургита второй серии (X_{Mg} = 0,91, Таблица 5.4-1). Изменения состава оливина после экспериментов обнаружено не было.

Ортопироксен (рис. 4.5-4**)** использовался в смесях ультрамафитов. Его исходный состав в первой серии был менее магнезиальным и глиноземистым (X_{Mg} ~ 0.87, Al_2O_3 < 0.5 мас.%), чем во второй (X_{Mg} ~ 0.91, Al_2O_3 < 3.5 мас.%). Новообразованный ортопироксен является основным минералом реакционных зон по дуниту и гарцбургиту, участником реакционных зон по вебстериту. Рост новообразованного ортопироксена наблюдается также на границах зерен оливина в дунитовом и гарцбургитовом слоях, а также в верхних частях глаукофансланцевых слоев. Из-за малых размеров зерен возможности анализа новообразованного ортопироксена в разных зонах были ограничены.

В реакционных зонах, находящихся в основании дунитового слоя, наблюдается повышение магнезиальности ортопироксена и снижение его глиноземистости в опытах первой серии до значений X_{Mg} =0.90-0.93 и Al_2O_3 =0.60-1.00 мас.% в приграничной с дунитом области. Ортопироксен из реакционных зон в основании гарцбургитового слоя имеет аналогичную тенденцию. Отчетливо прослеживается увеличение магнезиальности ортопироксена (X_{Mg}) от ~ 0.85 до 0.90 по мере приближения к гарцбургитовому слою, на фоне увеличения содержания Al_2O_3 в опытах первой серии и снижения во второй по сравнению с исходными составами этого минерала. Ортопироксен в верхней части глаукофансланцевого слоя обладает самой низкой магнезиальностью X_{Mg} ~ 0.87 при Al_2O_3 ~ 2 мас.% (рис.4.5-4).

Прецизионный анализ ортопироксена в дунитовой и гарцбургитовой областях затруднен ввиду малого размера зерен и слабого контраста с оливином на изображениях в отраженных электронах.

Клинопироксен закладывался в исходный вебстеритовый слой, а в ходе опытов образовывался в реакционных зонах в основании вебстеритового слоя, в самом вебстеритовом слое и в глаукофансланцевых слоях всех экспериментов. Исходный

клинопироксен авгитового состава с магнезиальностью X_{Mg} ~0.92 и немного отличающимися содержаниями жадеитового минала X_{Jd} ~ 0.01 и X_{Jd} ~ 0.04 закладывался в верхние (вебстеритовые) слои в опытах первой и второй серий соответственно. В реакционных зонах по нему развивался омфацит, имеющий близкий состав X_{Mg} = 0.83–0.84 и X_{Jd} ~ 0.36 в опытах обеих серий. От него заметно отличается омфацит, развивающийся по глаукофановому сланцу (X_{Mg} = 0.61–0.61, X_{Jd} = 0.45–0.47). В этой зоне также не обнаруживается существенных отличий между опытами двух серий (рис.4.5-3).

Гранат в описываемых в данном разделе опытах присутствует только как новообразованная фаза. Он встречен в среднем и верхнем уровнях сланцевого слоя во всех опытах. Составы граната в метабазитовом слое во всех опытах довольно близки: X_{Mg} = 0.28–0.30 и X_{Ca} = 0.09–0.13. (рис.5.4-1). В опытах с верхним слоем, сложенным дунитом, гранат встречается также в нижней части реакционной зоны и в дунитовом слое. В случае наличия явно выраженной вертикальной зональности минерального состава метабазитового слоя, состав граната также закономерно меняется, становясь более железистым по мере приближения с реакционной зоне (рис.5.4-1, опыт Sub44). Состав граната в реакционной зоне (X_{Mg}=0.40) и в дуните (X_{Mg}=0.05-0.015) отличается еще большей железистостью.

Амфибол в исходном глаукофановом сланце представлен в основном глаукофаном, но в небольших количествах (менее 1%) встречается винчит [классификация Leake et al., 1997].

Слюды. В исходном глаукофановом сланце находилось небольшое количество фенгита со средними параметрами состава Si = 3.37 форм.ед. и X_{Mg} = 0.77. В реакционной зоне опыта Sub41 образуется флогопит с повышенным содержанием кремния и пониженным калия (рис. 5.4-2), отражающий изоморфное замещение $SiK_{-1}Al_{-1}$, характерное для ультравысокобарного твердого раствора флогопита с тальком [Comodi et al., 2011]. В реакционной зоне опыта Sub113 также отмечена фаза морфологически и по спектрам напоминающая слюду, но ее малые размеры не позволяют получить прецизионного анализа.

Хлорит встречен только над реакционной зоной в гарцбургитовом слое опыта Sub41. По составу это пеннин. Примечательно повышенное содержание хрома (Cr_2O_3 = 1.42 мас.%).

Карбонаты. В исходном глаукофановом сланце содержался кальцит. Вместо него в продуктах опытов в глаукофансланцевом слое появляется магнезит. Новообразованный магнезит присутствует также в дунитовом и гарцбургитовых слоях. В глаукофансланцевом слое магнезит менее магнезиальный (X_{Mg} ~ 0.71–75), чем в ультрамафитовых слоях (X_{Mg} > 0.91) (исходно бескарбонатных).

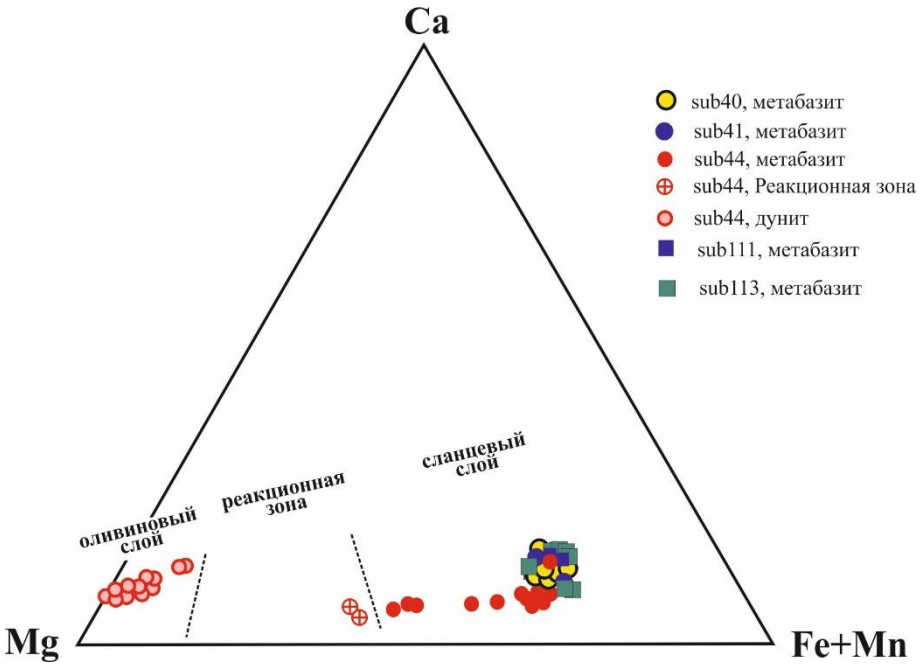

Рис. 5.4-1. Состав граната из разных зонах роста в продуктах экспериментов взаимодействия карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом, гарцбургитом и вебстеритом при 800°C - 2,9 ГПа. Пунктирные линии - условные границы составов граната между зонами.

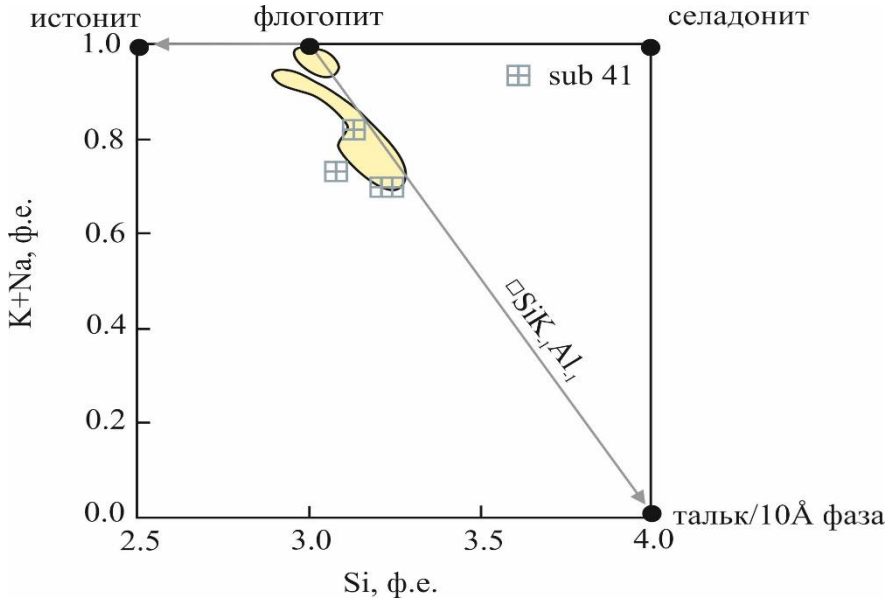

Рис. 5.4-2. Состав флогопита в продуктах экспериментов взаимодействия карбонатсодержащего глаукофанового сланца с гарцбургитом при 800°C - 2,9 ГПа (Sub41). Пониженные значения K+Na и повышенное содержание Si связано с образованием флогопит-талькового твердого раствора. Составы твердого раствора по литературным данным (Comodi et al., 2011) находятся в закрашенной области.

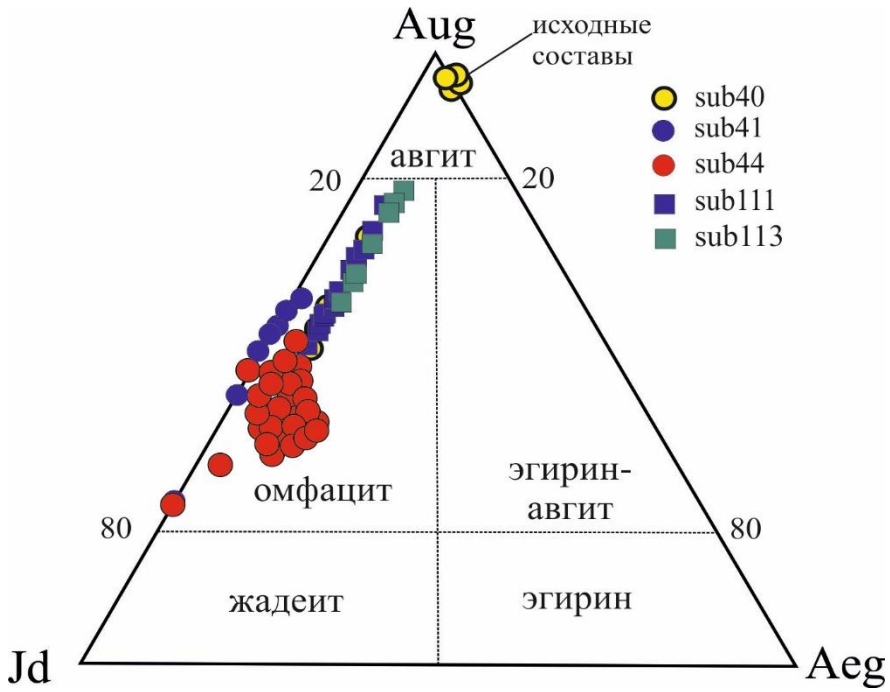

Рис. 5.4-3. Состав клинопироксена из разных зон роста и исходного клинопироксена в вебстеритах в продуктах экспериментов взаимодействия карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом, гарцбургитом и вебстеритом при 800°С - 2,9 ГПа.

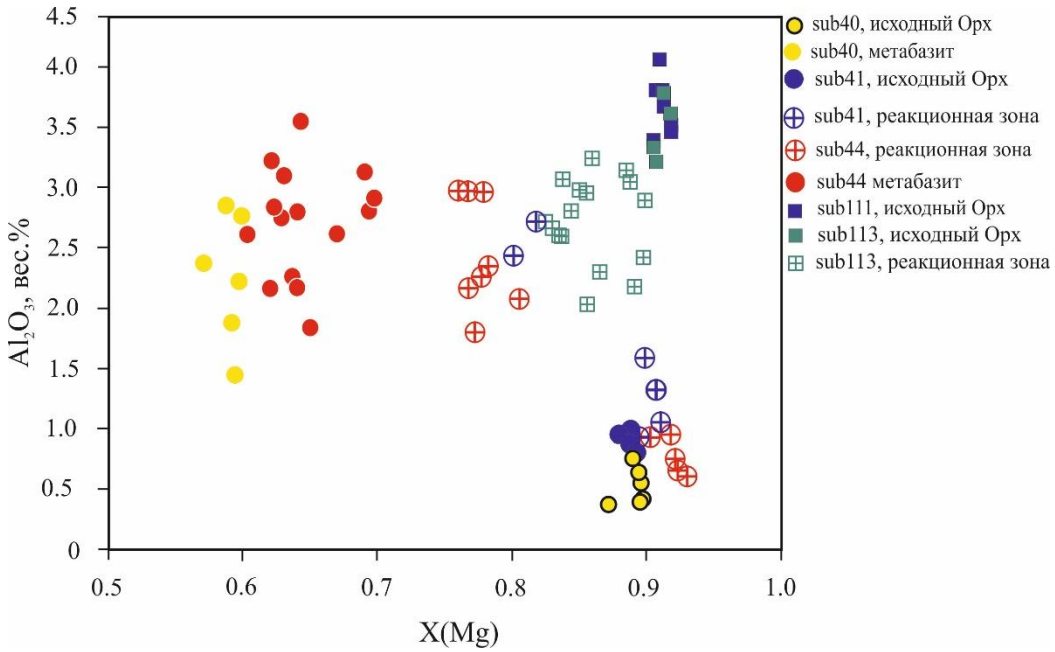

Рис. 5.4-4. Состав ортопироксена в разных зонах роста и исходного клинопироксена в гарцбургитах и вебстеритах в продуктах экспериментов взаимодействия карбонатсодержащего глаукофанового сланца с дунитом, гарцбургитом и вебстеритом при 800°С - 2,9 ГПа.

Таблица 5.4-1. Электронно-зондовые микроанализы новообразованных минералов в глаукофансланцевых слоях экспериментов при T=800 ºC и p=29 кбар.

Компонент	Sub40				Sub 41						Sub 44						Sub111				Sub113	
	Grt		Cpx		*Grt*		*Cpx*		Opx		*Cpx*		*Grt*		Opx		*Grt*		*Cpx*		*Grt*	
	4	σ	9	σ	*6*	σ	*3*	σ	5	σ	5	σ	6	σ	5	σ	5	σ	7	σ	8	σ
SiO_2	38.2	0.34	54.94	0.27	38.46	0.64	55.67	2.15	51.2	0.50	56.40	1.15	40.22	0.74	52.87	0.78	38.82	0.36	54.73	2.13	38.36	0.43
TiO_2	0.74	0.10	0.48	0.26	0.66	0.13	0.29	0.14	0.05	0.05	0.34	0.34	0.56	0.11	0.06	0.06	0.54	0.08	0.36	0.25	0.50	0.04
Al_2O_3	20.8	0.15	12.42	1.76	21.01	0.44	11.54	0.89	2.14	0.52	13.79	1.59	20.84	0.54	2.36	0.59	21.10	0.23	12.40	0.59	20.96	0.86
Cr_2O_3	0.01	0.01	0.04	0.04	0.03	0.02	0.00	0.00	0.04	0.02	0.04	0.02	0.02	0.02	0.04	0.01	0.02	0.01	0.04	0.03	0.04	0.02
FeO	27.9	0.41	8.47	0.96	28.63	0.82	8.48	0.40	24	0.50	9.73	0.70	28.58	0.62	21.98	0.57	27.79	0.55	8.26	0.60	29.54	0.78
MnO	0.46	0.04	0.13	0.03	0.57	0.19	0.13	0.05	0.15	0.03	0.07	0.05	0.36	0.29	0.11	0.09	0.42	0.04	0.11	0.05	0.49	0.02
MgO	6.62	0.25	7.51	0.85	6.45	0.30	7.23	0.32	19.2	0.55	6.73	0.54	8.41	0.37	21.66	0.75	6.57	0.40	8.18	0.72	6.37	0.40
CaO	4.23	0.33	8.93	1.26	4.17	0.01	9.56	0.98	0.37	0.07	4.67	0.87	2.81	0.38	0.26	0.17	4.84	0.43	7.52	2.48	3.09	0.20
Na_2O	0.02	0.02	7.26	0.73	0.12	0.06	6.72	0.64	0.59	0.14	8.85	0.73	0.24	0.06	0.56	0.24	-		7.02	1.11	-	
K_2O	0.15	0.02	0.02	0.02	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	-		0.02	0.02	-	
NiO	-		-		-		-		-		-		-		-		-		0.02	0.01	-	
Сумма	99.15	0.61	100.20	0.46	100.11	1.13	99.63	2.18	97.7	0.82	100.63	1.18	102.00	0.93	99.90	0.98	100.11	0.57	98.63	1.03	99.35	1.00
X_{Mg}	0.30	0.01	0.61	0.02	0.29	0.01	0.62	0.03	0.59	0.01	0.59	0.03	0.36	0.01	0.64	0.01	0.30	0.02	0.64	0.04	0.28	0.02
X_{Ca}	0.12	0.01			0.12	0.00							0.08	0.01			0.13	0.01			0.09	0.01
X_{Jd}			0.46	0.05			0.45	0.05			0.54	0.05							0.47	0.06		

Условные обозначения: σ - стандартное отклонение ; "-" - элемент на анализировался. Цифры под символами минералов - количество анализов.

Таблица 5.4-2. Электронно-зондовые микроанализы новообразованных минералов в реакционных зонах экспериментов при T=800 ºC и p=29 кбар.

компонент	Sub40 *Cpx*		Sub41 *Opx (Gls)**		Sub41 *Opx (Hz)**		Sub41 *Phl*		Sub44 *Opx (Gls)**		Sub44 *Opx (D)**		Sub 111 *Omp*		Sub113 *Opx (Gls)**		Sub113 *Opx (Hz)**		Sub41 *Chl(Hz)*	
кол-во анализов	5	σ	*5*	σ	*4*	σ	*12*	σ	*5*	σ	6	σ	8	σ	*14*	σ	*6*	σ	*7*	σ
SiO_2	55.90	0.55	56.44	2.26	56.3	0.71	42.81	1.03	54.90	1.79	57.65	0.86	54.99	0.98	55.28	0.56	54.50	0.64	31.87	1.44
TiO_2	0.27	0.13	0.08	0.09	0.03	0.04	0.42	0.23	0.05	0.11	0.05	0.07	0.26	0.06	0.07	0.04	0.06	0.02	0.05	0.06
Al_2O_3	9.41	1.17	1.79	0.64	0.89	0.17	10.84	1.31	2.92	0.76	0.66	0.22	10.81	0.92	2.74	0.35	3.13	0.57	14.01	0.79
Cr_2O_3	0.58	0.19	0.20	0.17	0.35	0.17	0.09	0.16	0.04	0.23	0.03	0.19	0.77	0.07	0.24	0.11	0.37	0.16	1.42	0.39
FeO	4.16	1.12	9.82	2.56	6.88	0.81	4.97	1.64	14.08	2.33	5.36	0.75	3.72	0.25	9.05	1.40	6.58	0.78	2.95	0.15
MnO	0.09	0.02	0.15	0.10	0.13	0.06	0.05	0.06	0.10	0.15	0.01	0.05	0.08	0.01	0.11	0.01	0.12	0.01	0.03	0.05
MgO	12.13	1.74	30.86	2.52	33.4	0.89	22.59	1.67	27.86	2.43	36.12	0.76	10.61	1.24	31.33	1.62	33.85	0.97	29.92	1.27
CaO	11.52	1.46	0.18	0.09	0.36	0.16	0.06	0.55	0.13	0.09	0.04	0.13	12.29	1.28	0.38	0.13	0.52	0.16	0.05	0.10
Na_2O	5.80	0.73	0.18	0.07	0.08	0.07	0.33	0.27	0.36	0.05	0.16	0.08	6.21	0.49	0.15	0.03	0.11	0.02	0.10	0.09
K_2O	0.02	0.02	0.34	0.44	0.05	0.08	6.78	1.04	0.04	0.23	0.00	0.11	0.04	0.05	0.28	0.26	0.13	0.12	0.05	0.03
NiO	-		-		-		-		-		-		0.03	0.01	0.16	0.04	0.14	0.04	-	
Сумма	99.88	0.75	100.05	2.69	98.5	1.84	88.94	1.99	100.48	1.54	100.09	1.26	99.79	0.52	99.63	0.88	99.37	0.99	80.45	3.22
X_{Mg}	0.84	0.05	0.85	0.04	0.90	0.01	0.89	0.04	0.78	0.04	0.92	0.01	0.83	0.02	0.86	0.02	0.90	0.01	0.95	0.01
X_{Na}^{Bt}							0.07	0.07												
X_{Jd}^{Cpx}	0.36	0.05											0.36	0.06						

* Условные обозначения и сокращения: Opx(Gls) - зерна ближе к глаукофансланцевому слою; Opx(Hz) - ближе к гарцбургитовому слою; Opx(D) - ближе к дунитовому слою; Chl(Hz) - зерна в гарцбургитовом слое; σ - стандартное отклонение ; прочерк - элемент не анализировался.

Таблица 5.4-3. Длительность проведения и продукты представительных опытов с карбонатсодержащим глаукофановым сланцем при 800°С и 2,9 ГПа

Опыт	Время, час	Ампула	Исходные вещества*		Продукты опытов**			Комментарий
			Нижний слой*	Верхний слой	Нижний слой (Gls)	Реакционная зона (RZ)	Верхний слой (D, Wbs или Hz)	
Sub40	72	Pt	Gls	Wbs1	Omp, Grt, Opx_3, Qtz, Bt, (Gl)	Omp, Qz, Opx_2, (Cpx_{ini}, Opx_{ini})	Omp, Qz, (Opx_{ini}, Cpx_{ini})	Серия 1. Ампула негерметичная.
Sub41	67	Pt	Gls	Hz	Omp, Grt, ±Qz, (Gl)	Opx_2, Phl, (Opx_{ini})	Opx_2, Mgs, Chl, (Ol_{ini}, Opx_{ini})	Серия 1. Ампула негерметичная.
Sub44	168	Pt	Gls	D	Omp, Grt, Qz, Opx, (Gl)	Opx_2, Phl, Grt,	Opx_2, Grt, Mgs, Phl? (Ol_{ini})	Серия 1. Ампула негерметичная.
Sub111	72	$Ag_{30}Pd_{70}$	Gls	Wbs2	Omp, Grt, Qz, Fe-Mg carb, K-phase, (Gl)	Omp, Qz, Opx_2, (Cpx_{ini}, Opx_{ini})	Omp, Qz, (Opx_{ini}, Cpx_{ini})	Серия 2. Ампула герметичная.
Sub113	72	$Ag_{30}Pd_{70}$	Gls	Hz	Omp, Grt, ±Qz, (Gl)	Opx_2, K-phase (Opx_{ini})	Opx_2, Mgs, (Ol_{ini}, Opx_{ini})	Серия 2. Ампула герметичная.

* Условные обозначение исходных веществ: Gls - природный глаукофановый сланец; D- модельный дунит;Hz - модельный гарцбургит (смесь Ol:OPx =1:1, по весу); Wbs1 - модельный вебстерит (смесь Cpx:OPx =1:2, по весу); Wbs2 - модельный вебстерит (смесь Cpx:OPx =1:2, по весу).

** Символы минералов и расплава: Omp - омфацит, Grt - гранат, Am - амфибол, Qtz - кварц, Chl - хлорит, Fe-Mg carb- Fe-Mg карбонат (брейнерит); Mgs - магнезит, Opx - новообразованный ортопироксен, Phl – флогопит, Bt - биотит (детали состава в тексте), K-phase – калиевая фаза, L - предполагаемый расплав. Символы минералов в скобках - реликты исходных фаз (напр., Cpx_{ini}).

5.5. Профили содержания главных петрогенных элементов

Как уже отмечалось при описании результатов экспериментов с гранатовым амфиболитом, локальные изменения химического состава в разных участках ампулы приводят к вариациям в них минерального состава. В опытах с глаукофановым сланцем подробно изучалось распределение петрогенных компонентов в глаукофансланцевом слое при его взаимодействии с дунитом при 800ºС и 2,9 ГПа (Sub44). Было выявлено, что в процессе опыта в исходно однородном слое возникает отчетливая вертикальная химическая зональность (рис. 5.5-1). Наиболее значимые изменения содержания отмечаются для кремния и магния. Для других компонентов зональность тоже проявлена, но в меньшей степени. Примечательно, что область распространения ортопироксена в верхней половине глаукофан-сланцевого слоя хорошо коррелирует с пониженными содержаниями кремния, алюминия и натрия на фоне повышенных содержаний магния, т.е. возникновение парагенетической зональности связано с привносом-выносом компонентов. Увеличение содержания магния в приконтактовой области, вероятно, связано с его привносом из оливинового слоя.

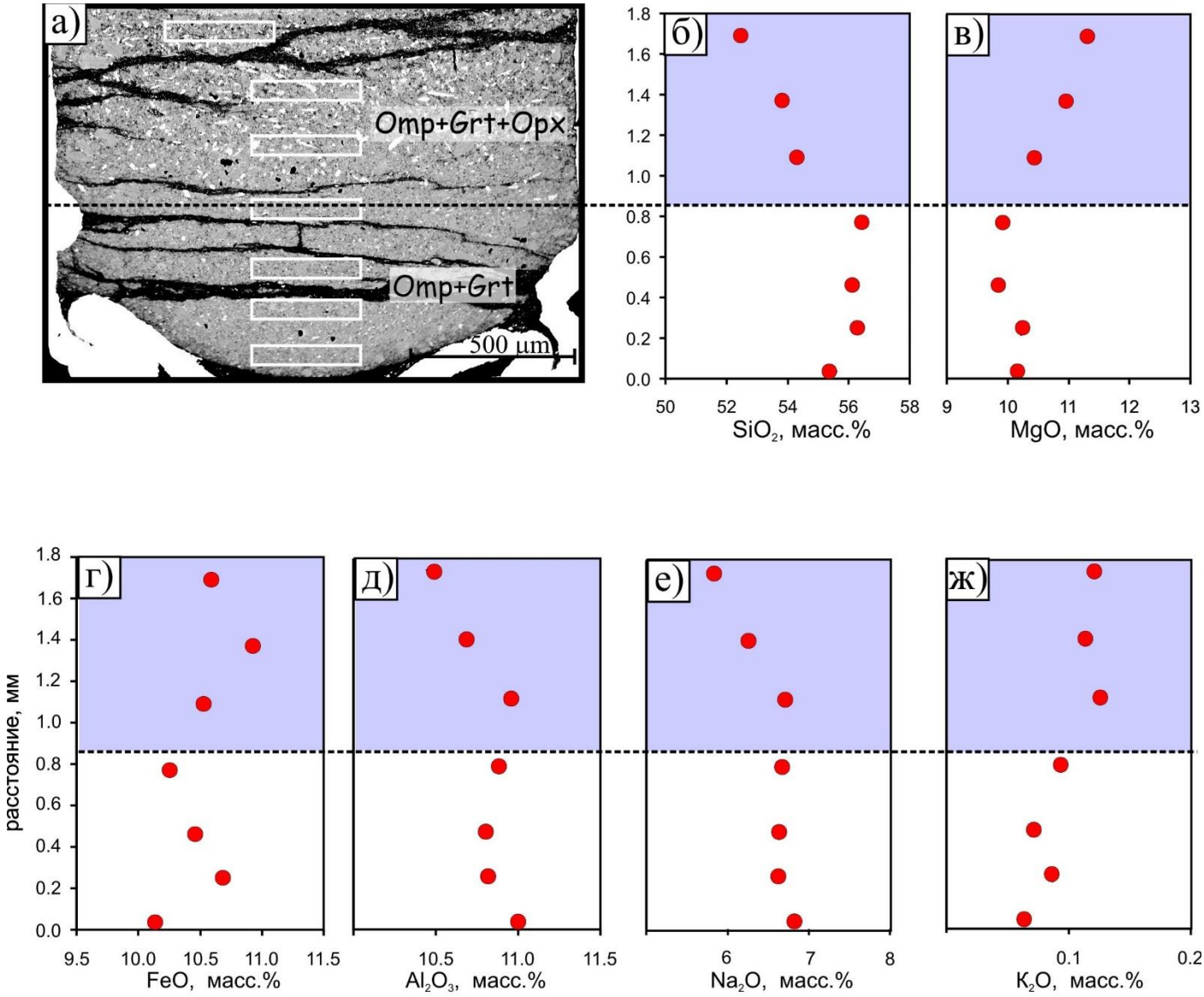

Рис. 5.5-1. Изменение химического состава в глаукофансланцевой области опыта по взаимодействию с дунитом при 800°С - 2,9 ГПа (Sub44). а – позиции анализируемых областей на изображении в отраженных электронах. б-ж – распределение окислов вверх по разрезу слоя. Пунктирные линии – границы между зонами с разными минеральными парагенезисами.

5.6. Интерпретация процессов в ампулах

В глаукофансланцевом слое в ходе экспериментов происходило частичное замещение глаукофана безводными минералами – омфацитом, гранатом и кварцем, сопровождавшееся выделением водного флюида. О равновесности процесса можно судить по выдержанным составам омфацита и граната в этих слоях (таблица 5.4-1), которые дают близкое к температуре опытов среднее значение температуры 843°С при 2.9 ГПа по *Grt-Cpx* термометру (Krogh Ravna, 2000).

Рост новых минералов в сланцевом слое приурочен преимущественно к краевым частям зерен глаукофана, что указывает на важную роль мигрирующего флюида, ускоряющего кинетику минеральных реакций и обеспечивающего привнос–вынос компонентов. Обобщенная реакция этого превращения является реакцией дегидратации:

$$Am + Phn + Cal \rightarrow Omp + Grt + Qz \pm Mgs$$

$$\pm \text{K-фаза} + H_2O + [SiO_2+Al_2O_3+Na_2O+K_2O]_{\text{во флюиде}}\ , \qquad (5.6\text{-}1)$$

в продуктах которой магнезит и К-фазы появляются лишь в опытах с вебстеритом. В ходе этой реакции в водный флюид выделяются щелочные элементы, алюминий и кремний. Об их присутствии во флюиде свидетельствуют новые минералы - флогопит, ортопироксен, омфацит и кварц в реакционных зонах и частично над ними. Образование этих минералов в изохимических условиях было бы невозможным по причине дефицита щелочных элементов и алюминия в мантийных субстратах.

В ампулах, помещенных в безградиентую зону ячейки высокого давления, движущей силой восходящей миграции флюида в мантийный субстрат, по всей видимости, служил градиент химического потенциала H_2O, а также градиент флюидного давления, создаваемый реакциями дегидратации. Присутствие небольшого термального градиента способствовало ускоренному продвижению флюида, приводя к большей степени преобразования мантийных субстратов. При этом в опытах с нижним слоем, представленным глаукофановым сланцем, отсутствовал фокусированный поток флюида вдоль стенок ампул в нижнем слое, наблюдавшийся в опытах с амфиболитом. Вероятно, это связано с неэффективной кинетикой перекристаллизации или со спецификой миграции флюида через глаукофановый сланец. Фокусированный поток в виде развития омфацит-кварцевого агрегата в ультрамафитовом слое отчетливо проявлен возле стенок в опытах с вебстеритом.

По структурно-минералогическим признакам (рис. 5.2-2 – 5.2-4) хорошо видно, что флюид, порожденный в глаукофансланцевом слое, мигрировал через всю верхнюю зону. При этом метасоматическое воздействие флюида на одно и то же вещество проявлено

весьма неоднородно в виду разных механизмов массопереноса вещества. Так, наибольшие изменения исходного субстрата наблюдаются в реакционных зонах, где протекает диффузионный метасоматоз. В апогарцбургитовой реакционной зоне наблюдается замещение оливина ортопироксеном, сопровождаемое ростом флогопита (рис. 5.2-2 – 5.2-4). Обобщенная реакция для этого процесса:

$$Ol + H_2O + [SiO_2 + Al_2O_3 + K_2O]_{\text{во флюиде}} = Opx_2 + Phl + [MgO]_{\text{во флюиде}} \qquad (5.6\text{-}2)$$

подчеркивает привнос кремния, алюминия, калия и воды (рис. 5.6). Важно отметить, что натрий ни в реакционной зоне, ни в метасоматических изменениях вдоль границ зерен гарцбургитового слоя не обнаруживается, вероятно, "удерживаясь" в новообразованном омфаците глаукофансланцевого слоя.

Рост кварца и омфацита в реакционной зоне вебстеритового слоя (рис. 5.2-5 -5.2-7) происходит за счет привноса кремния, алюминия и натрия (рис.5.6):

$$Cpx_{ini} + [SiO_2 + Al_2O_3 + Na_2O]_{\text{во флюиде}} = Omp + Qz + [MgO + CaO]_{\text{во флюиде}}. \qquad (5.6\text{-}3)$$

Обильное замещение авгита омфацитом подразумевает вынос из этой зоны магния и кальция. Эти компоненты, вероятно, "опускались" в сланцевую зону по нисходящему градиенту концентраций, участвуя в новообразовании омфацита и ортопироксена. Калий, играющий столь важную роль в апогарцбургитовой реакционной зоне, в вебстеритовом слое, включая реакционную зону, никак не проявлен. Не исключено, что небольшие количества калия могут содержаться в субмикронных пленках кислого расплава (если таковой имеется), но основным местом его концентрации является нижняя часть глаукофансланцевого слоя, где отмечается биотит и недиагностируемая калиевая фаза. Очевидно, что миграция калия не контролировалась градиентом его исходной концентрации в силу отсутствия такового в исходном сланце.

Таким образом, источником кальция и магния, взаимодействующих согласно реакции (5.6-1) с глаукофаном, являются минеральные реакции (5.6-2) и (5.6-3), приводящие к разложению минералов ультрамафитов.

Реакционные зоны имеют резкие границы (фронты), маркируемые массовым исчезновением одного из исходных минералов и появлением одного или двух новых минералов (рис. 5.2-1, 5.2-4, 5.2-7). Небольшой размер реакционных зон (~ 150–200 мкм), наличие в них закономерного изменения состава новообразованных минералов

(ортопироксена в гарцбургитовом слое, омфацита – в вебстеритовом) указывает на диффузионный характер метасоматоза в их пределах [Коржинский, 1982].

Изменения по границам зерен являются значительно более протяженными, чем реакционные зоны, они охватывают ультрамафитовые слои над реакционными зонами вплоть до верхних крышек ампул, свидетельствуя о доминировании в экспериментах инфильтрации флюида над диффузией. Инфильтрация в данном случае является отражением пропитывающего потока флюида. Особенностью этого потока является активное взаимодействие флюида (расплава) с матриксом [например, Grant et al., 2016; Perchuk et al., 2018], вследствие чего как флюид, так и вмещающая порода существенно изменяют свой состав [Manning, 2004].

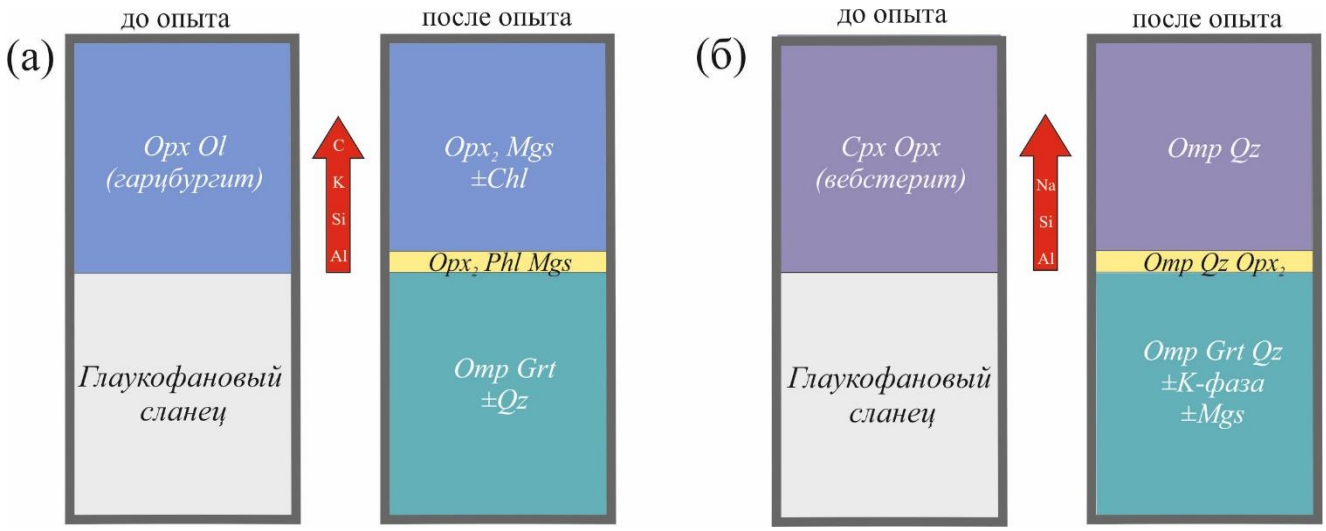

Рис.5.6. Схематическое изображение процессов в ампулах в опытах с глакофансланцевым коровым слоем: (а) – ультрамафит представлен гарцбургитом, (б) – ультрамафит представлен вебстеритом. Стрелки показывают перенос компонентов между слоями.

Глава 6. Обсуждение результатов

6.1. Контрастное происхождение метасоматических гарцбургитов

Водный флюид, выделяющийся при разложении водосодержащих минералов в субдуцирующей океанической литосфере, по сравнению с ультрамафитами мантийного клина обогащен преимущественно кремнеземом, алюминием и щелочными элементами. Транспортировка этих компонентов в мантийные ультрамафиты приводит к образованию гибридных пород, содержащих ортопироксен, амфибол, гранат, клинопироксен, карбонат, хлорит и слюды, которые могут образовывать почти мономинеральные слои ортопироксена или флогопита [Malaspina et al., 2006; Marocchi et al. 2010; O'Reilly and Griffin, 2013]. Тела метасоматизированных перидотитов мантийного клина выводятся на поверхность благодаря тектоническим процессам в зонах коллизии континентов [Malaspina et al., 2006; Scambelluri et al., 2010; Vrijmoed et al. 2013]. В продуктах внутриплитного вулканизма встречаются ксенолиты докембрийской субкратонной мантии и более молодой внекратонной мантии, также имеющие подобный состав [Downes et al. 2004; Bell et al., 2005; O'Reilly and Griffin, 2013]. Si-метасоматоз (с привносом Al, K, Fe и/или Ca) в природных объектах наблюдается и в ксенолитах пород мантийного клина, выносимых на поверхность островодужными вулканитами, где он проявлен в образовании жил Opx±Cpx±Grt±carb состава в перидотитах [Kepezhinskas et al., 1995; Arai and Ishimaru, 2008; Bénard and Ionov, 2013].

Результаты экспериментов данной работы показывают, что без-оливиновые новообразованные слои ортопироксена (± Grt ± Mgs), имеющие резкие границы, могут возникать в результате реакционного взаимодействия перидотитов с кислым водосодержащим расплавом (флюидом) (рис. 4.2-1 – 4.2-4). Это согласуется с природными данными, описанными [Malaspina et al., 2006], в которых взаимодействие фельзитового расплава с гранатовым гарцбургитом в ультра-высокобарных условиях приводит к формированию гранат-ортопироксенитовых пород. Минералы, развивающиеся по межзерновым границам в ультрамафитовых слоях над реакционными зонами, являются примером невидимого метасоматоза (*stealth metasomatism*) [O'Reilly and Griffin, 2013]: метасоматических процессов, в которых образуются фазы, неотличимые от обычных минералов мантийных перидотитов.

Образование гарцбургитов путем фертилизации дунитов под воздействием флюидов (расплавов), выделяющихся из пород субдуцирующей океанической литосферы, вероятно, является широко распространенным процессом. Можно было бы ожидать, что аналогичным образом будет происходить и процесс взаимодействия флюида (расплава)

подобного состава с менее деплетированными породами – лерцолитами, то есть, они будут еще более обогащаться при миграции через них флюида (расплава), выделяющего из пород слэба. Однако полученные нами в результате экспериментов данные показывают, что в лерцолитах происходит в некотором смысле обратный процесс – флюиды (расплавы), выделяющиеся из пород слэба, вызывают рост граната и ортопироксена, но приводят к разложению клинопироксена в лерцолите и, в результате, образуется гарцбургит. Природный пример такого метасоматического превращения гарцбургита в лерцолит и обратно был представлен [Griffin, et al. 1999], на основании детальных исследований зональности гранатов во флогопит-гарцбургитовых ксенолитах из кимберлита Вессельтона (Wesselton kimberlite). Таким образом, превращение лерцолита в гарцбургит может быть вызвано не только базальтовыми расплавами [например, Kelemen et al., 1992], но и магмами кислого состава, хорошо известными в петрологии, в качестве агентов обратного процесса – фертилизации деплетированной мантии [например, Bell et al., 2005; O'Reilly and Griffin, 2013]. Особенностью гарцбургитов, образованных метасоматическим путем в результате экспериментов, является другой характер отношения в них Ca/Al, чем при нормальном тренде деплетирования / фертилизации, при котором содержания Ca и Al снижаются / повышаются параллельно [O'Reilly and Griffin, 2013, Fig. 12.19] (рис.6.1). Таким образом, при формировании лерцолитов таким способом, процесс скрытого метасоматоза может быть отличим от более классического процесса деплетирования / ре-фертилизации.

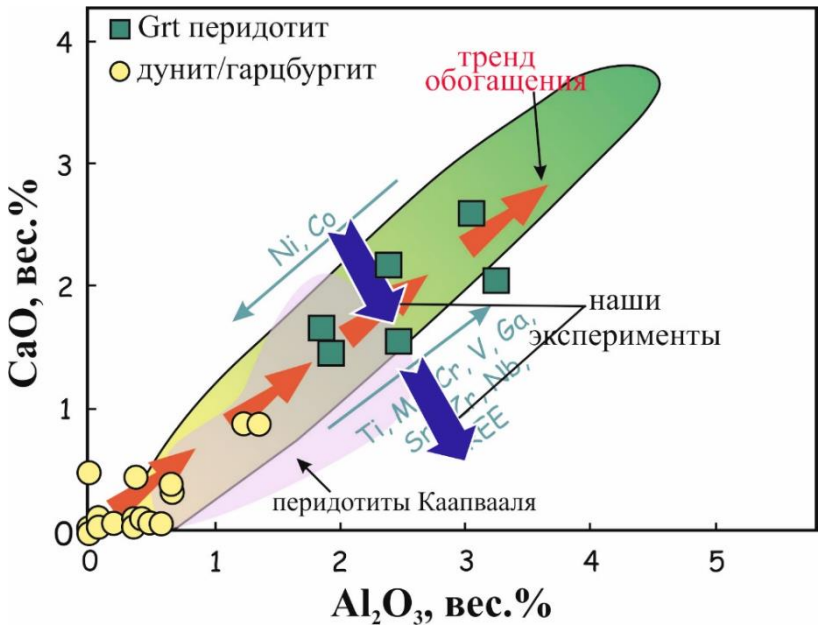

Рис. 6.1. Соотношения кальция и алюминия при нормальном тренде фертилизации деплетированной литосферной мантии (по O'Reilly&Griffin, 2013) и при метасоматическом образовании гарцбургитов по лерцолитам в продуктах экспериментов взаимодействия с карбонатсодержащим гранатовым амфиболитом при 800 – 900°С и 2.9 ГПа.

Объемы метасоматических гарцбургитов, образующихся из лерцолитов в мантии, ранее не оценивались. Учитывая длину современных зон субдукции (~55000 км) и действие субдукции на Земле в течение не менее 2 млрд. лет, даже метасоматический слой гарцбургитов толщиной в несколько метров, образованный по лерцолитам, может давать большие объемы гарцбургитов в мантии.

Наши эксперименты показывают, что Ca в водном флюиде и в кислых водосодержащих расплавах диффундирует в метабазитовый слой против градиента концентрации из-за сродства к Ca фаз, обогащенных Al, которые образуются в слое метабазита. Это наблюдение дает представление о механизмах (ультра) высокобарного Ca-метасоматоза в субдуцирующих породах, таких, например, как высоко-Ca метасоматиты из высокобарного серпентинитового меланжа Максютовского комплекса, Урал, Россия [Beane and Liou, 2005; Valizer et al., 2015]. Метасоматическое обогащение кальцием также хорошо известно в родингитах – низкотемпературных метасоматических породах, образованных на контактах мафитов с ультрамафитами. Механизм образования родингита [Bach and Klein, 2009], по-видимому, отличается от наблюдаемого в наших опытах не только с точки зрения *P-T* условий, но также по составу флюида и направлениям его адвективного потока и миграции Ca.

6.2. Пропитывающий и фокусированный потоки флюида (расплава)

Несмотря на существование консенсуса в отношении того, что дегидратация пород субдуцирующей океанической литосферы может выделять огромные объемы флюидов и расплавов, нет никаких решающих аргументов в пользу пропитывающего или фокусированного потока этих жидкостей через мантийный клин [например, Spandler and Pirard, 2013; Zheng et al., 2016]. Наши эксперименты показывают, что в перидотитовых слоях на разных их участках видны проявления, как пропитывающего, так и фокусированного потоков жидкостей, выделяющихся из метабазитов, а также диффузионного перемещения компонентов.

Реакционные зоны в продуктах экспериментов развиваются исключительно на контактах химически контрастных сред – исходной границы между метабазитом и ультрамафитом и по контактам кислых расплавов с перидотитами. Они состоят из новообразованных метасоматических минералов и представляют собой типичные структуры, контролируемые диффузией [Коржинский, 1957]. Интересной особенностью реакционных структур на исходном контакте метабазитов и ультрамафитов является то, что их мощность гораздо выше в опытах с более низкой температурой (750 и 800°C), в которых расплав не образуется, чем в экспериментах с обособлениями расплава, образующимися

при 850 и 900 ºС. Это, вероятно, отражает то, что пропитывающий поток флюида в опытах с расплавом был более слабым, поскольку большое количество летучих уходит в расплав. Также, вероятно, сказывается более быстрая миграция флюидов и растворов по межзерновым границам по сравнению с кислыми расплавами.

В пропитывающем потоке *(porous flow)* флюид (раствор / расплав) взаимодействует с минералами перидотита, образуя цепочки метасоматических минералов (Opx±Grt±Mgs) по межзерновым границам минералов перидотитового слоя. Этот поток проходит через перидотит намного быстрее, чем скорость диффузии по границам зерен в флюидных пленках, о чем свидетельствует сравнение масштаба метасоматоза в относительно узких метасоматических реакционных зонах и на протяжении всего слоях перидотита. Хотя скорость пропитывающего потока флюида в мантийном клине может достигать 2,5 м/год [Manning, 2004], масштабы связанной с этим метасоматической проработки перидотитов остаются неопределенными. Одним из сдерживающих факторов является расходование компонентов флюида (расплава) на образование новых метасоматических минералов, в результате которого пропитывающий флюид постепенно обедняется этими компонентами [Rapp et al., 1999; Manning, 2004]. Пропитывающий поток в ампулах можно рассматривать как визуализацию начальной стадии скрытого метасоматоза, термина, введенного [O'Reilly and Griffin, 2013] для метасоматических процессов, при которых образуются фазы, неотличимые от обычных минералов мантийных перидотитов.

Пропитывающие потоки были недавно промоделированы в экспериментах со смесями мелкозернистого оливина со стеклами кислого состава (являющимися аналогами расплавов, выделяющихся из пород слэба) при 850ºС при 3,5 ГПа [Pirard and Hermann, 2015a]. В результате этих опытов было показано, что образование водных минералов изолирует подвижные элементы флюида и производит остаточные расплавы с нехарактерным для островодужных лав распределением редких элементов. В результате наших экспериментов было показано, что на меньших глубинах под воздействием пропитывающего потока образуется безводная ассоциация, которая в гораздо меньшей степени, чем водные минералы (флогопит, амфибол) оказывает влияние на распределение редких элементов в расплавах слэбов [Pirard and Hermann, 2015a].

В произведенных в процессе работы экспериментах фокусированные потоки представлены боковыми пристеночными расплавами в перидотитовых слоях при температуре 850-900ºС (рис. 4.2-5 - 4.2-7, 4.8-1) и обнаруживаются в особых минеральных парагенезисах в узких пристеночных зонах метабазитовых слоев (рис. 4.1-5, 4.1-6). Поскольку фокусированный поток не наблюдается в опытах без тепловых градиентов (Sub85, Sub86), вероятно, наложенный вертикальный тепловой градиент является

движущей силой более активного перемещения жидкостей. Таким образом, боковые потоки могут рассматриваться, как аналоги зон с наилучшей проницаемостью (например, трещин в породах). Кроме того, положительный объемный эффект реакции образования Opx в реакционных зонах [Grant et al., 2016] может ограничивать проницаемость реакционных зон, тем самым поворачивая часть потока жидкостей к стенкам ампул вдоль границы раздела метабазитового и перидотитового слоев.

Фокусированные потоки жидкостей, проходящие через сеть жил, в которых пристеночные породы находятся в равновесии с флюидом (расплавом), часто рассматриваются как доминирующий способ перемещения жидкостей в субдуцирующих плитах [например, Zack and John, 2007] и тектонических меланжах в зонах субдукции [например, Bebout, 2007]. Эксперименты [Pirard and Hermann, 2015a] моделировали фокусированные потоки в мантийном клине. Для этого в ампулу, заполненную крупнозернистым оливином (размером ~80–100 мкм), закладывался и слой стекла кислого состава (как аналог расплавов, выделяющихся из пород слэба). В результате экспериментов было показано, что специфический характер распределения редких элементов, существовавший в исходных расплавах до эксперимента, при таком варианте перемещения сохраняется, указывая на эффективность фокусированного способа транспортировки элементов через мантийный клин. Реакционные зоны в экспериментах [Pirard and Hermann, 2015a] состоят из ортопироксена ± гранат. Минералогическое отличие этих зон от эклогитового парагенезиса омфацит ± флогопит ± гранат, кристаллизующихся на контактах фокусированных потоков кислых расплавов с перидотитами в наших опытах, вероятно, отражает различия в содержании Ca в источнике расплава, давлении и вероятном присутствии CO_2 во флюиде. Такие минералы как флогопит, магнезит и омфацит, могут забирать из расплава имеющие сродство к флюиду редкие элементы (LILE, LREE) и летучие (H_2O, CO_2) даже более интенсивно, чем при прохождении через перидотит пропитывающего потока, поскольку в продуктах его взаимодействия флогопит и омфацит отсутствуют. Разница в глубине в 20 км, отражающая различие давлений в наших экспериментах, вероятно, может вызывать значительные изменения в минералогии парагенезисов, образующихся при прохождении фокусированных потоков водосодержащего кислого расплава.

6.3. Экспериментальные расплавы: возможные природные аналоги

Как отмечено в разделе 4.5.1, пристеночные расплавы, находящиеся в пределах перидотитовых слоев, обеднены SiO_2 и оксидами двухвалентных катионов и обогащены Al_2O_3 и Mg # по сравнению с исходными выплавками (рис. 4.5-1). Подобные изменения в составе расплава были описаны в экспериментах по гибридизации в системе гранит – перидотит - H_2O при 3 ГПа и 900-1000ºС [Sekine and Wyllie, 1982]. Небольшие различия состава расплавов, контактирующих с дунитами и лерцолитами, указывают на ограниченное взаимодействие между жидкой фазой и вмещающей породой в случае фокусированного потока. Однако геохимические признаки ассимиляции кислых расплавов могут быть различными. Так, эксперименты в системе амфиболитизированный базальт - перидотит при 3,8 ГПа и 1100ºС показали уменьшение содержания SiO_2 и Al_2O_3 в экспериментальных трахидацитовых расплавах адакита и увеличение содержания MgO, FeO, Na_2O, K_2O и TiO_2, вследствие ассимиляции [Rapp et al., 1999]. Различия в особенностях ассимиляции по данным этих экспериментов, вероятно, являются следствием различных *P-T* условий, различных соотношений количества расплава и твердых пород в экспериментах и разницы в новообразованных минералах, формирующихся в результате реакции между кислым расплавом и матрицей перидотита.

Сходство содержания Cl в стеклах из открытых и закрытых ампул (Sub 85 и Sub95 при 850°C, Sub 86 и Sub72 (73) при 900°C, Таблица 4.5-1) указывает на то, что расплавы не контаминировали хлор из соляной ячейки.

Содержания редких элементов в расплавах, полученных в данной работе, (рис. 4.5-2), включая отрицательные Nb-Ta аномалии и низкое Nb/Ta отношение, аналогичны таковым у высококремнистых адакитов (HSA) [Castillo, 2006; Moyen and Marting, 2012], (рис. 4.5-3, Таблица 4.5-2). Экспериментальные расплавы при 850°C по содержанию редких элементов также похожи на ТТГ (рис. 4.5-4), но они богаты K_2O и относительно бедны Na_2O, и, следовательно, не классифицируются, как ТТГ [Moyen and Martin, 2012].

Расплавы, полученные из метабазита при 900°C, сильно истощены HREE, относительно расплавов слэбов при 850°C, что делает их похожими на высококремнистые адакиты. Кроме того, расплавы слэбов при 900°C имеют положительные Sr аномалии, что характерно для низкокремнистых адакитов (LSA), но не свойственно HSA. Сильное истощение HREE в высокотемпературных расплавах вызвано ростом граната, извлекающего HREE из фельзитового расплава. Магматические реакционные зоны, образующиеся при более низкой температуре, не содержат гранатов (Таблица 4.4-4), и HREE не фракционируют.

6.4. Взаимодействие коры и мантии: поведение редких элементов

Обогащение LILE (крупноионными литофильными элементами) по отношению к HFSE (высокозарядным элементам) в мантийных породах и магмах обычно считается признаком, связанным с субдукцией [Tatsumi and Eggins, 1995; Scambelluri et al., 2006]. Хотя водный флюид является наиболее мобильным агентом переноса редких элементов, общее содержание их в водном флюиде, выделяющемся из пород слэба, относительно невелико из-за удержания редких элементов в породообразующих и акцессорных минералах пород слэба [Hermann and Rubatto, 2009; Spandler and Pirard, 2013]. Аналогичный вывод можно сделать и из исследований орто- и пара- метабазитов, метаморфизованных в условиях эклогитовой фации. В них не наблюдается сильного обеднения редкими элементами, которое можно было бы ожидать, как следствие выделения из породы при метаморфизме большого количества водного флюида [Spandler et al., 2003; Bebout, 2007; Behn et al., 2011]. По этой причине расплавы, образующиеся при анатексисе субдуцирующих пород океанической литосферы, и очень подвижные надкритические растворы с гораздо более высоким, чем в водном флюиде, содержанием растворенных веществ, скорее являются основными транспортными агентами, переносящими редкие элементы из пород слэба в мантийный клин [Hermann and Rubatto, 2009; Spandler et al., 2008]. Пространственные и временные масштабы потоков жидкостей в мантийном клине остаются в основном неизвестными [John et al., 2012; Spandler and Pirard, 2013], оставляя неопределенности в оценках потоков микроэлементов в зонах субдукции.

Взаимодействие между деплетированными перидотитами и обогащенными расплавами (жидкостями) не является простым двухкомпонентным смешением, но может также включать хроматографическое фракционирование при движении реакционно-активного пропитывающего потока. Модели хроматографического фракционирования [например, Navon и Stolper, 1987] предполагают, что поведение элементов при просачивании расплава (флюида) в перидотитах контролируется коэффициентами распределения минерал-расплав, $D^{rock\text{-}melt}$(минерал-флюид, $D^{rock\text{-}fluid}$) Поскольку величины $D^{rock\text{-}melt}$ ($D^{rock\text{-}fluid}$) остаются в значительной степени неизвестными для жидкостей в перидотах мантийного клина, одни и те же элементы могут вести себя противоположным образом (когерентно или некогерентно) в зависимости от состава и температуры расплава.

Вариации величин $D^{rock\text{-}melt}$ ($D^{rock\text{-}fluid}$) могут быть причиной контрастного поведения микроэлементов в опытах. Обогащение дунитовых слоев РЗЭ в продуктах опытов при 750 и 850°С (рис. 4.7-1 и 4.7-2) и их обеднение ими при 900°С (рис. 4.7-3), вероятно, отражает, как уменьшение значений $D^{rock\text{-}melt}$ для РЗЭ при более высокой температуре, так и влияние

флюида с высоким содержанием карбонатов, выносящего LREE из оливина. Величины $D^{rock\text{-}melt/fluid}$ могут различаться на ранних стадиях метасоматоза, когда компоненты исходной фазы (фаз), включая редкие элементы, еще не образовали зародышей новообразующихся минералов, и на более развитых стадиях, когда продукты реакции присутствуют в заметных количествах.

В опыте без расплава при 800ºС (рис. 4.7-4) наблюдается комплементарное обеднение HREE (тяжелыми редкоземельными элементами) метабазитового слоя и обогащение ими лерцолитового слоя, что контрастирует с обратным поведением LREE легких редкоземельных элементов) – обогащением LREE метабазита и обеднением ими лерцолита. Это указывает на то, что LREE и HREE мигрируют через границу раздела в противоположных направлениях, вероятно, отражая рост различных новых фаз на противоположных сторонах исходной границы между слоями – со стороны метабазита формируется зона, обогащенная омфацитом, а вместо лерцолита при разложении клинопироксена образуется ортопироксен-гранат-магнезитовый парагенезис.

Ультравысокобарный ультрамафитовый комплекс Маову в Даби Шань, Китай (Maowu Ultramafic Complex, Dabie Shan, Китай) представляет собой пример образования граната и ортопироксена на границе раздела между плитой и мантией. Гранатовые гарцбургиты претерпели метасоматоз при 4,0 ГПа и 750°С под воздействием высоко-кремнистых и обогащенных несовместимыми редкими элементами водосодержащих расплавов, полученных из ассоциирующихся с ними гнейсов [Malaspina et al., 2006]. В новообразованный ортопироксен входит некоторое количество LREE, в то время как компоненты H_2O и LILE распределяются в остаточный водный расплав с высоким содержанием LREE, с существенным обогащением LILE, высокими содержаниями Cs, Ba, Pb и высоким U/Th отношением. Характер распределения редких элементов в этих включениях аналогичен таковому в островодужных лавах. Наши эксперименты показывают, что при такой же температуре и 2,9 ГПа под воздействием водного флюида в дуните возникает новообразованный ортопироксен без граната. Этот ортопироксен также обогащен LREE по сравнению с исходным дунитом (Рисунок 4.7-1, в).

Результаты проведенных в процессе данной работы экспериментов показывают, что реакционные зоны по-разному влияют на перенос в мантийный клин редких и петрогенных элементов. Реакционные зоны избирательно удаляют основные петрогенные компоненты, такие как: Si, Al, Fe и K или Na из просачивающихся сквозь них жидкостей и эти элементы входят в состав новообразованных минералов. Это согласуется с наблюдениями по природным объектам [Malaspina et al., 2006; Bebout, 2007; Scambelluri et al., 2010] и экспериментальными данными [Sekine и Wyllie, 1982; Rapp et al., 1999; Perchuk and

Yapaskurt, 2013; Zhang et al. al., 2015; Grant et al., 2016]. В минералах реакционных зон содержание редких элементов иногда снижается, как видно по минимумам на графиках, построенных на основании данных ICP-MS (рис. 4.7-1 – 4.7-4). Вероятно, многие из этих элементов мигрируют из слоев метабазита и ультрамафита в направлении реакционной зоны, но затем в самой контактовой реакционной зоне минеральная ассоциация не благоприятствует вхождению этих элементов в новообразованные минералы. В результате флюид, мигрирующий к стенкам ампулы, транспортирует эти элементы вместе с собой, таким образом, играя активную роль в «диффузии» редких элементов. Если подобные процессы действительно происходят, то это дает новый взгляд на процессы межплитного метасоматоза в ультравысокобарных условиях и может способствовать объяснению того, почему, например, некоторые эклогиты слабо обмениваются редкими элементами с окружающими перидотитами (ссылки выше).

6.5. Eu аномалии в перидотитах и эклогитах

Eu аномалии (относительно Sm и Gd), как положительные, так и отрицательные, были отмечены для гранатов из перидотитов и эклогитов, а также клинопироксенов [Griffin and O'Reilly, 2007]. Аномалии явно не являются следствием наличия включений минералов, концентрирующих редкоземельные элементы, и представляют собой важное, но недостаточно понятное явление в мантии.

Явно выраженной и повсеместно наблюдаемой особенностью распределения РЗЭ в продуктах наших экспериментов является тесная связь между [Eu] и Eu / Eu*. [Eu] показывает гораздо больший относительный диапазон вариации содержания вдоль профилей, чем другие РЗЭ, особенно вблизи контактовых зон. По-видимому, он ведет себя более несовместимо, чем другие РЗЭ, в (предполагаемом) присутствии жидкой фазы, что свидетельствует о преимущественном переносе Eu^{2+}. Реакционные зоны часто состоят из ортопироксена и магнезита, что говорит о нахождении fO_2 в пределах буфера EMOD (G). Это согласуется с минимальной оценкой fO_2 (QFM -1,5) при проведении опытов. В этом случае, по крайней мере, часть Eu будет Eu^{2+} [Shearer et al., 2006], что согласуется с почти постоянными значениями Sr/Eu в каждом из слоев во всех исследованных продуктах экспериментов. Подвижность Eu^{2+} может частично отражать уменьшение $D_{Eu}^{cpx/fluid}$, которое сопровождает снижение fO_2 [Shearer et al., 2006].

Развитие отрицательной Eu аномалии (восстановление $Eu^{3+} \rightarrow Eu^{2+}$) в слоях перидотита в продуктах опытов также может быть связано с восстановительными условиями, вызванными потоками C-содержащих флюидов из метабазита в дунит (лерцолит). Потоки C-содержащих флюидов из пород слэба в мантийный клин, по-

видимому, являются широко распространенными явлениями в глубинных частях островных дуг [Gorman et al., 2006; Dasgupta and Hirschman, 2010; Kelemen, Manning, 2015], и, следовательно, CO_2 и карбонаты могут играть важную роль в развитии Eu аномалий в метасоматизированных мантийных породах.

6.6. Поведение карбонатов в зонах субдукции

Благодаря субдукции, в мантию Земли в числе прочих элементов поступает углерод [Jarrard, 2003; Kelemen and Manning, 2015], но глубина, на которую углерод может переноситься из субдуцирующих плит в мантийный клин, остается неясной. Моделирование фазовых равновесий субдуцированных отложений [Kerrick и Connolly, 2001; Gorman et al., 2006] и экспериментальные данные по карбонатизированному эклогиту [см. обзор Hammouda and Keshav, 2015] показывают, что углерод удерживается в породах слэба и транспортируется в глубокие слои мантии (на глубины более 250 км), а не мигрирует из субдуцирующей плиты на небольших уровнях ее погружения.

Между тем, все больше данных предлагает альтернативный реакциям декарбонатизации механизм для выделения огромных количеств CO_2 из субдукционных плит. Обнаружение углерода, полученного из пород слэба, во флюидных включениях в алмазах из ультра-высокобарных пород в Альпах показывает, что углерод может высвобождаться из океанической литосферы на глубинах ниже уровня магматического фронта путем растворения, а не декарбонизации [Frezzotti et al., 2011]. Флюидный процесс транспортировки углерода из субдуцирующей плиты в мантию был смоделирован в сэндвич-экспериментах со слоями голубых сланцев, известняка и оливина [Perchuk and Korepanova, 2011]. Экспериментальные исследования [Poli, 2015] также предсказали образование водных карбонатитовых расплавов, выделяющихся из пород слэба, в качестве источника CO_2 для магматизма в зонах субдукции. [Perchuk et al. 2008] рассмотрели возможность выноса карбоната из пород слэба водными карбонатно-силикатными расплавами в поддуговых (*sub-arc*) *P-T* условиях на основе экспериментов по плавлению карбонатных и силикатных включений в гранате. Растворение карбонатных минералов инфильтрующимися флюидами и, таким образом, их вынос из субдуцирующих пород океанической литосферы, были описаны на преддуговых (*fore-arc*) глубинах в эоценовом Кикладском субдукционном комплексе на островах Сирос и Тинос, Греция (Cycladic subduction complex on Syros and Tinos, Greece) [Ague and Nicolescu, 2014], что предполагает механизм обратной транспортировки углерода из субдуцирующих плит на поверхность при островодужном вулканизме.

Таким образом, карбонаты могут вести себя двояким образом. При условии застойного флюида и, вероятно, высокой фугитивности CO_2, новообразованный карбонат сосуществует с минералами эклогита и плавится в слое метабазита. Однако при наличии флюидного потока карбонат выносится из пород слэба и отлагается в ультрамафитах мантийного клина. В наших экспериментах новообразованный магнезит наряду с ортопироксеном встречается в магматических и метасоматических реакционных зонах и вдоль межзерновых границ в слоях ультрамафитов. Это указывает на то, что перенос CO_2, осуществлялся водными флюидами/растворами/расплавами посредством диффузии, пропитывающего и фокусированного потоков. Растворение карбонатов и их перенос в породы мантийного клина продолжается в погружающейся литосферной мантии до больших глубин, где выделение водного флюида контролируется реакциями разложения водосодержащих минералов (серпентин, фаза А, фаза 10Å и т. д.).

В результате проведенных нами экспериментов было обнаружено, что поведение карбонатов зависит также от состава ультрамафитового слоя. В случае, если мантийные слои в ампуле представлены дунитом, лерцолитом и гарцбургитом, происходит растворение исходного кальцита в восходящем потоке водного флюида и образование магнезита в реакционных зонах и в перидотитовом слое. Однако, в случае, если модельным аналогом пород мантии является вебстерит, то миграции карбонатов в вышележащие слои не происходит. В этом случае CO_2 не принимает видимого участия в восходящем потоке водного флюида, переотлагаясь в пределах слоя исходного корового субстрата.

6.7. Гранатизация мантийных перидотитов

Экспериментально установленный факт роста граната и ортопироксена вследствие мантийного метасоматоза перидотитового субстрата при давлении, соответствующем глубине около 100 км, показывает, что гранатовые перидотиты складчатых областей могут быть сложены минералами разного генезиса. В подобных случаях оценка степени плавления мантийных перидотитов на основе содержаний главных породообразующих элементов и элементов-примесей [например, Bodinier, Godard, 2004] будет приводить к искаженным результатам.

Процессы гранатизации перидотитов описывались в природных объектах, но большинство из них связано с коллизионным процессом. Например, в Fe-Ti перидотитах из района Свартбергет (Svartberget) была обнаружена сетка алмазсодержащих жил, выполненных гранатовым вебстеритом и гранатитом [Vrijmoed et al., 2009]. Образование жильных пород авторы связывают с проникновением флюидов (расплавов), источником которых являются вмещающие гнейсы. По мнению авторов, частичное плавление гнейсов,

в обстановке коллизии создавало локальное сверхдавление в перидотитах, вследствие чего в последних происходил рост алмаза.

В районах Бардэйн (Bardane) Западного гнейсового района Норвегии и зоны Ултен (Ulten) в Западных Альпах [Scambelluri et al., 2010] описано преобразование пород мантии, вследствие фокусированного потока флюидов из погружающейся коры. В ультравысокобарных вебстеритах Бардэйна (давление 6.5 - 7.0 ГПа) продукты переработки перидотита представлены жилами, выполненными ультравысокобарным мэйджоритсодержащим гранатом, клинопироксеном и магнезитом. В перидотите Ултена, где давление было менее 3.0 ГПа, жильная ассоциация представлена гранатом, амфиболом и доломитом. Таким образом, в преобразованиях рассмотренных перидотитов значительную роль играл водно-углекислый флюид.

Описанные в настоящей работе преобразования перидотитового субстрата проявлены в ксенолите гранатсодержащего гарцбургита из кимберлитовой трубки Бултфонтейн (Bultfontein), Кимберли, Ю. Африка [Bell et al., 2005]. Ксенолит представляет собой фрагмент сублитосферной архейской мантий, подвергавшейся метасоматозу под воздействием силикатного флюида, богатого летучими компонентами. В процессе метасоматоза в нем увеличивается содержание ортопироксена (на ~40 %, жильный и матричный), граната (~3%) и флогопита (~7%). Также отмечается привнос Si и Al, в меньшей степени K, Na, H, C и S. Содержание элементов-примесей в гранате и флогопите указывает на обогащение крупно-ионными литофильными элементами (LILE) и на обеднение высокозарядными элементами (HFSE). Такие характеристики соответствуют флюидам и расплавам, выделяющимся в зонах субдукции. Полагая, что метасоматоз имел место в архее, авторы [Bell et al., 2005] рассматривают его, как свидетельство существования субдукции в архейское время.

Таким образом, гранатизация (и ортопироксенизация) надсубдукционной мантии может рассматриваться как широко распространенные явление, происходящее в широком диапазоне *P-T* условий в течение фанерозоя и значительной части докембрия.

6.8. Эклогитизация глаукофановых сланцев

Превращение глаукофанового сланца в эклогит можно наблюдать в высокобарных комплексах не столь часто, как, например, эклогитизацию амфиболитов или габброидов. Изохимическое превращение глаукофанового сланца в эклогит часто описывается реакцией между глаукофаном и клиноцоизитом:

$$Czo + Gln \rightarrow Omp + Grt + Qz + Par + H_2O, \qquad (6.8)$$

установленной при изучении высокобарных пород на острове Сирос, Греция [Ridley, 1984]. Продуктом данной реакции является парагонит – белая слюда, которая далеко не всегда присутствует в эклогитах, образованных по глаукофановым сланцам в субдукционных комплексах, т.е. эклогитизация глаукофанового сланца может протекать по другому сценарию, в том числе неизохимическому. Яркий пример такого замещения описан в высокобарном поясе Тянь-Шаня [John et al., 2008], где эклогитовая ассоциация (*Omp+Grt+Phn*) развивается по системе жил в глаукофановом сланце, состоящем более чем на 50% из глаукофана. Наши эксперименты также являются примером неизохимического процесса замещения.

Для выяснения возможных минеральных парагенезисов и оценки вероятности частичного плавления исходного глаукофанового сланца при *P-T* параметрах эксперимента в закрытой системе, мы использовали программный комплекс PerpleX [версия 6.7.7, Connolly, 2005], позволяющий моделировать фазовые диаграммы для заданного валового химического состава системы на основе термодинамической базы данных для минералов и флюидов. Химический состав глаукофанового сланца для расчетов был взят по данным его рентгено-флуоресцентного анализа (Таблица 2.1-1). Расчеты выполнялись для двух систем - с водным и водно-углекислым флюидами. В расчетах вводились некоторые упрощения, которые не оказывают принципиального влияния на окончательный результат. В частности, все железо в системе считалось находящимся в закисной форме. Оксиды титана, хрома и марганца не учитывали в расчетах ввиду их малых содержаний в породе и/или отсутствия надежных термодинамических данных для соответствующих твердых растворов в минералах. Количество воды при расчетах было взято в соответствии с отклонением суммы оксидов в сланце от 100 мас. % (Таблица 2.1-1) при нахождении железа в закисной форме, то есть 3 мас.%. При моделировании системы с водно-углекислым флюидом, массовые содержания H_2O и CO_2 считались равными (по 1.5 мас.%). При моделировании были использованы модели твердых растворов для граната (обозначение в программе – Gt(HP); [Holland, Powell, 1998], клинопироксена и ортопироксена (Cpx(HP), Opx(HP); [Holland,

Powell, 1996], амфибола (GlTrTsPg; модифицированная модель [Powell, Holland, 1999], слюд (Mica(W), Bi(W); [White et al., 2014]) и расплава (melt(W); [White et al., 2014]).

Термодинамическое моделирование показало (рис.6.8), что, если в породе исходно содержалось 3 мас.% H_2O, то при *P-T* условиях эксперимента по глаукофановому сланцу должен образовываться парагенезис ортопироксена с омфацитом, фенгитом и коэситом (*Opx + Omp + Phn + Coe)*, сосуществующий с водным флюидом. При равных массовых количествах воды и углекислоты (по 1.5 мас.%) при тех же *P-T* условиях к этому парагенезису добавляется магнезит (*Opx + Omp + Phn + Coe + Mgs* + H_2O). Модельные результаты отчетливо согласуются с присутствием в продуктах эксперимента омфацита и SiO_2. Кроме того, точка экспериментальных условий на диаграммах (рис. 6.8) находится в непосредственной близости от области появления граната, водного солидуса и фазового перехода кварц–коэсит, что, с учетом неопределенностей термодинамического моделирования, не противоречит наличию в новообразованных парагенезисах граната, кварца и отсутствию видимых количеств расплава. Главное же отличие состоит в том, что моделирование предсказывает парагенезисы, более чем на одну третью часть состоящие из ортопироксена, что совершенно не согласуется экспериментом. Даже в опытах, в которых наблюдается рост ортопироксена, его количество в сланцевом слое не превышает 5 %, а основное количество присутствия этого минерала приходится на верхнюю часть слоя в связи с привносом–выносом компонентов.

По всей видимости, расхождения между результатами моделирования и экспериментов обусловлены разными причинами. Во-первых, в продуктах опытов почти не сохраняются первичные винчит, эпидот и сфен – источники Ca и Fe для эклогитовой ассоциации. Следовательно, можно ожидать, что парагенезис и состав минералов при более длительном эксперименте будет смещаться в той или иной степени в сторону модельных результатов. Во-вторых, нельзя не учитывать особенности минералообразования при метасоматозе, когда состав протолита меняется за счет привноса–выноса компонентов и их активности.

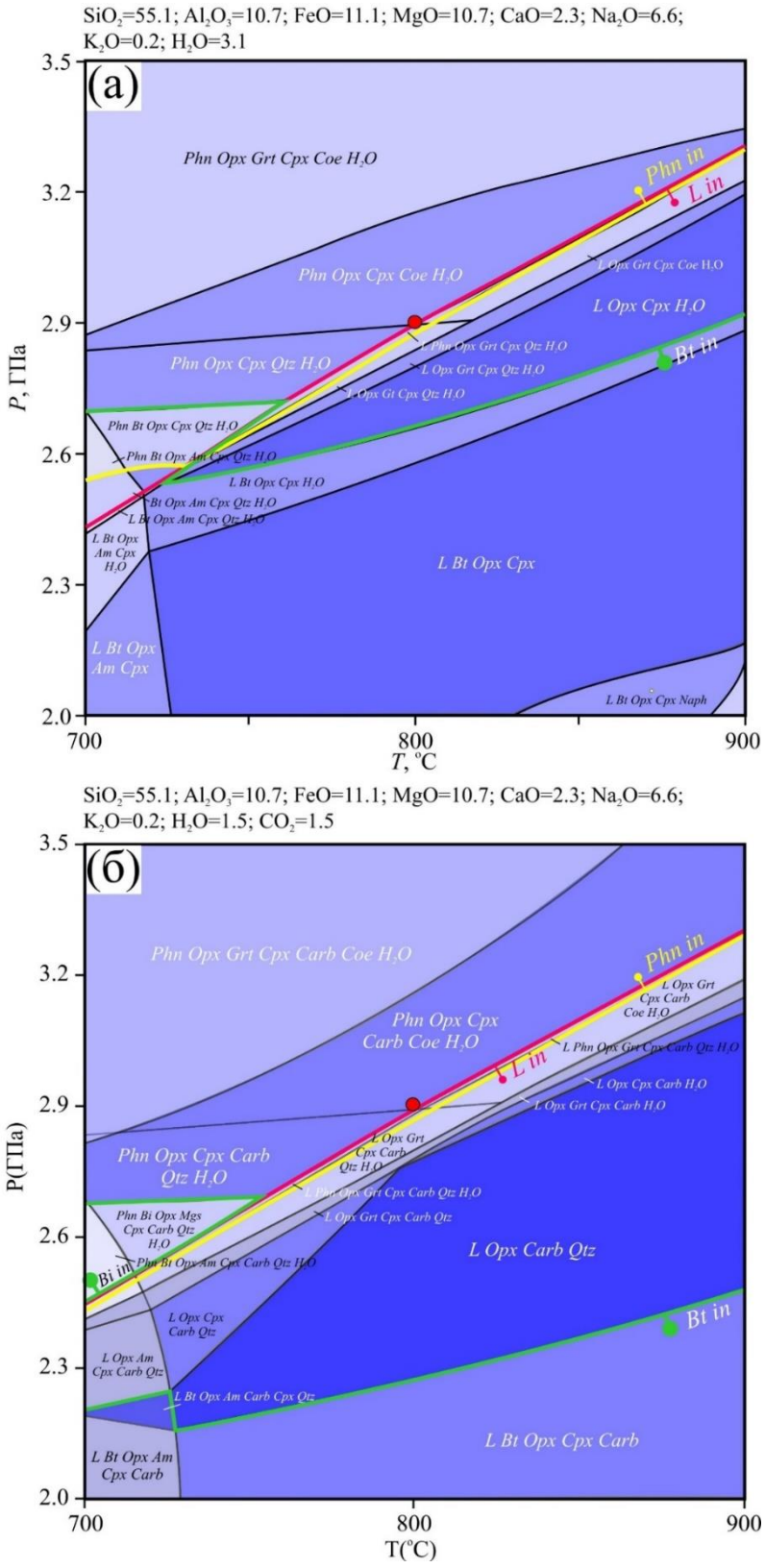

Рис. 6.8. Фазовые диаграммы для валового химического состава глаукофанового сланца, использовавшегося в опытах, рассчитанные с помощью программного комплекса PerpleX [Connolly, 2005]: (а) – H_2O = 3 мас.%, (б) – H_2O = 1.5 мас.%, CO_2 = 1.5 мас.%. Символы минералов по [Kretz, 1983], L- расплав. Детали в тексте.

6.9. О вполне подвижном поведении компонентов

Согласно [Д.С. Коржинскому, 1957, стр. 178]: "В метаморфических горных породах содержание инертных компонентов более или менее соответствует их содержанию в исходной породе, тогда как содержание вполне подвижных компонентов такой преемственности не обнаруживает, а зависит от внешних условий и от состава в отношении инертных компонентов." В результате экспериментов было выявлено, что некоторые петрогенные элементы проявляют признаки вполне подвижного поведения во всех произведенных нами опытах вне зависимости от состава модельных аналогов коры и мантии и температуры эксперимента (Si, Al), некоторые (K, Na, Ca) – в зависимости от состава слоев, и ряд элементов (Mg, Fe) имеют преимущественно признаки инертного поведения. Так, в опытах с коровым слоем, представленным глаукофановым сланцем, можно говорить о том, что, по крайней мере, в реакционных зонах, такие компоненты, как Si, Al, K (в зоне по гарцбургиту) и Si, Al, Na (в зоне по вебстериту), обнаруживали признаки вполне подвижного поведения, в то время как Mg, Fe и Ca – инертного. При этом движущей силой переноса компонентов, определяющей развитие метасоматического фронта, являлся для большинства компонентов градиент химического потенциала, приводящий к разнонаправленной миграции компонентов через границу между сланцевым и ультрамафитовым слоями (рис. 5.6). При этом наличие градиента не всегда являлось необходимым условием для миграции K, Na и CO_2, компоненты в таких случаях переотлагались в новообразованных минералах "собственного" слоя.

6.10. О флюидной фазе

Давление в опытах было существенно ниже, чем вторая критическая точка в системе базальт + H_2O [например, Hermann, et al., 2006]. Следовательно, метасоматические преобразования в ампулах не могли контролироваться надкритическим флюидом, и мобильная фаза была представлена водно-углекислым флюидом и силикатным расплавом, содержащим эти летучие компоненты. В опытах, произведенных при температуре 850ºС и выше, присутствуют явные сегрегации водосодержащего кислого расплава, так что его наличие не требует обсуждения. В экспериментах при температуре 800ºС и ниже явного присутствия расплава не наблюдается.

С одной стороны, на возможность частичного плавления метабазитового слоя указывают экспериментальные данные по плавлению эклогита [Lambert, Wyllie, 1972] и базальта [Mibe et al., 2011] при избытке H_2O: температура наших опытов превышала водный солидус обеих пород на несколько десятков градусов. С другой стороны, химический состав исходного карбонатсодержащего глаукофанового сланца и карбонатсодержащего

гранатового амфиболита заметно отличается от приведенных в статьях пород, поэтому, прямое применение их водных солидусов в данном случае не вполне корректно. Кроме того, результаты моделирования фазовых равновесий для глаукофановых сланцев исключают сколько-нибудь значимое плавление при *P-T* параметрах экспериментов (рис. 6.8). То есть, для экспериментов с глаукофановым сланцем H_2O-CO_2 флюид с растворенными в нем компонентами, а не расплав, по всей видимости, являлся главным метасоматическим агентом. Для опытов с нижним слоем, представленным карбонатсодержащим гранатовым амфиболитом, присутствие тонких пленок расплава более вероятно. По экспериментальным данным по дегидратационному плавлению амфиболита [Wolf, Wyllie, 1994], можно предположить, что степень его плавления в наших экспериментах могла быть невысокой (менее ~10%), а образованные при этом расплавы имели кислый состав. При крайне высокой степени растворения воды в расплаве (30 мас.. % H_2O, [Mibe et al., 2011]) общий вынос воды может составить 3 мас.%, т.е. емкости расплава могло быть достаточно для аккомодации всей воды, находящейся в породе (~2 мас.% H_2O, [Перчук и др., 2011]. Но этот вопрос остается открытым и требует дальнейшего изучения.

При этом частичное плавление использованных мантийных субстратов при *P-T* условиях экспериментов исключено по причине более высокотемпературного положения водного солидуса для этих пород [Kushiro, 1969; Parman, Grove, 2004; Сафонов, Бутвина, 2013].

6.11. Роль хлорита в надсубдукционной мантии

В экспериментальных работах [Mysen, Boettcher., 1975; Grove et al., 2006; Till et al., 2012] было установлено, что водный солидус перидотита при давлении около 3 ГПа опускается до 810ºС и поддерживается на этой температурной отметке до 6ГПа (известно немало работ, в которых солидус перидотита превышает эти значения на 150-500ºС, см. обзор [Grove et al., 2012]). При относительно низкотемпературном солидусе области частичного плавления перидотита и стабильности хлорита (клинохлора) перекрываются на *P-T* диаграмме в диапазоне давлений 2-3.7 ГПа [Till et al., 2012]. По мнению Тилла и др., это оказывает существенное влияние на процесс миграции флюида и магмообразование в зонах субдукции. Так, водный флюид, выделившийся при разложении серпентина на границе субдукционного канала [Gerya et al., 2002], не будет подниматься в мантийный клин, вызывая его гидратацию и частичное плавление. Вместо этого вода будет связываться в структуре хлорита и уноситься мантийным конвективным течением вниз до тех пор, пока не будет достигнут предел *P-T* стабильности хлорита. Дегидратационное разложение

хлорита вносит, по мнению Тилла с соавторами [Till et al., 2012], значительный вклад в плавление клина.

Образование хлорита в продуктах экспериментов наблюдалось в крайне незначительных количествах в опытах, произведенных при температурах 750ºС и 800ºС в тех случаях, когда ультрамафит был представлен дунитом или гарцбургитом. Хлорит в ампулах располагается несколько выше реакционной зоны, свидетельствуя о проникновении через нее алюминия (рис. 4.2-1). Объемы образованного таким образом хлорита (менее 1%) представляются недостаточными для существенного влияния на процессы транспорта H_2O и плавления в мантии.

6.12. Природные аналоги

В экспериментальных установках невозможно воспроизвести пространственно-временные условия и многообразие магматических и тектоно-метаморфических процессов, протекающих в глубинных участках зон субдукции. Вместе с тем эти процессы не поддаются прямому наблюдению, и потому экспериментальные исследования, наряду с изучением пород (ультра) высокобарных метаморфических комплексов [Guillot et al., 2009] и численным геодинамическим моделированием [Gerya, 2011], играют важную роль в изучении особенностей корово-мантийного взаимодействия и переноса компонентов во многом контролируемого глубинными жидкостями, выделяющимися из субдуцирующей плиты [Rapp et al., 1999; Pirard, Hermann, 2015a; Zheng et al., 2011; Spandler, Pirard, 2013; Schmidt, Poli, 2014; Woodland et al., 2018].

Важным критерием корректности выбранных экспериментальных процедур и значимости экспериментальных результатов является их верификация на природных объектах. Ниже приведены примеры согласования полученных в данной работе экспериментальных результатов с природными наблюдениями.

Флогопит в мантийных перидотитах и пироксенитах обычно рассматривается как один из важнейших индикаторов глубинного модального метасоматоза [O'Reilly, Griffin, 2013]. В зависимости от *P-T* условий в качестве метасоматических агентов могут выступать флюид, расплав или надкритический флюид. Однако эти фазы в мантийных породах практически не сохраняются, поэтому об агенте можно судить лишь косвенно – по продуктам метасоматических изменений (например, геохимии новообразованных минералов). Флогопит в породах субкратонной мантии, как правило, растет вместе с клинопироксеном в ходе фертилизации пород под воздействием щелочных расплавов [O'Reilly, Griffin, 2013 и ссылки в ней]. Образование метасоматического ортопироксена (± *Grt*, ± *Mgs*) по оливину более характерно для супрасубдукционной мантии (например,

[Malaspina, et al., 2006] – такие парагенезисы наблюдались в продуктах описанных в работе экспериментов взаимодействия карбонатсодержащего гранатового амфиболита с дунитом и лерцолитом. Рост метасоматических ортопироксена и флогопита был зафиксирован в мантийных ксенолитах в вулканитах с юга Каскадных гор, США [Ertan, Leeman 1996]. По мнению авторов цитируемой работы, метасоматоз был многостадийным и контролировался высококалиевыми силикатными расплавами и CO_2 флюидом. Таким образом, описанные в работе эксперименты воспроизводят природный метасоматический процесс в мантийном клине в зоне субдукции под Каскадными горами, которая рассматривается, как классический пример горячей зоны субдукции [Syracuse, et al., 2010]. Калиевый метасоматоз и карбонатизация в данном случае во многом контролируются перидотитовым мантийным субстратом.

Процесс метасоматического преобразования мантийных вебстеритов в силу ограниченной распространенности пород имеет существенно более локальный характер, чем метасоматоз доминирующих в мантии перидотитов. Следовательно, вероятность находок метасоматизированных вебстеритов не очень высока. Некоторая аналогия с полученными экспериментальными данными прослеживается в 3-сантиметровом ксенолите кварцевого вебстерита в щелочном базальте Западной Венгрии [Bali, et al., 2008]. Пироксены из этих пород содержат кислые расплавные включения и обладают характерными для компонентов слэба геохимическими характеристиками (повышенные содержания LILE и LREE, отрицательные аномалии Nb, Ta и Sr), и потому интерпретируются авторами, как результат метасоматического преобразования перидотита в надсубдукционной мантии. Учитывая экзотичность кварцсодержащих вебстеритов в ксенолитах, можно предположить, что протолитом в данном случае могли служить породы не перидотитового, а пироксенитового парагенезиса.

Особого внимания заслуживают биминеральные омфацит-ортопироксеновые и омфацит-кварцевые включения в алмазах из мантийных ксенолитов в кимберлитах [Sobolev, et al., 1999]. Их происхождение можно рассматривать не только в связи с эклогитовым парагенезисом, но и с метасоматически измененными вебстеритами.

Ниже более подробно рассмотрены возможные параллели между омфацитами, находящимися во включениях в перидотитовых алмазах, и кристаллизовавшимися из водосодержащих кислых расплавов в наших экспериментах.

6.13. Сравнение составов синтетических и некоторых природных омфацитов

Присутствие в перидотитах мантии щелочного клинопироксена – омфацита, свойственного для эклогитовых парагенезисов, в общем случае является неожиданным. Однако, существуют данные о находках омфацита во включениях в перидотитовых алмазах из ксенолитов в кимберлитах [Соболев и др., 2009], а также о включениях омфацита, ассоциирующего с оливином, в алмазах из кимберлитов [Гаранин и др., 1991; Wang, 1998], что может рассматриваться, как косвенное свидетельство в пользу существования этой парадоксальной минеральной ассоциации. Экспериментальные данные по плавлению пород слэба и сведения о термальной и петрологической структурах зон субдукции указывают на возможность генерации в слэбах кислых расплавов до глубин 150 км, отвечающих *P-T* условиям стабильности алмаза. В виду отсутствия экспериментальных данных в широком диапазоне *P-T* условий, нельзя утверждать, что при миграции этих расплавов в мантии будет непременно образовываться реакционно-магматический омфацит, но поле его термодинамической стабильности и химический состав системы явных противопоказаний этому явлению не дают.

Представленные в работе реакционно-магматические омфациты, образованные на границе кислого расплава с дунитом при 2.9 ГПа, конечно не могут в точности воспроизвести составы омфацитов, захваченных растущими перидотитовыми алмазами. Связано это как с разными *P-T* условиями образования (при алмазообразовании в мантии давление более 4 ГПа, а температура более 900ºС), так и с возможными вариациями химического состава расплавов и вмещающих перидотитов. Примечательно, однако, что по таким параметрам состава как Na_2O, Al_2O_3 и Cr_2O_3 поля синтетических и природных омфацитов из включений в перидотитовых алмазах перекрываются (рис. 6.13).

Перекрытие составов менее всего проявлено на диаграммах Na_2O–MgO и Al_2O_3–MgO (рис. 6.13 в, г), где синтетические и природные омфациты образуют параллельные тренды с отрицательным наклоном; при этом синтетические омфациты оказываются в целом более магнезиальными, чем омфациты природные. Следует, однако, отметить, что в природных условиях омфацит может (и должен) изменять свой состав после кристаллизации на стенках микроканалов, по которым мигрирует кислый расплав. Связано это с тем, что омфацит, возникший по рассматриваемому реакционно-магматическому механизму, первое время может не находиться в термодинамическом равновесии с оливином и/или ортопироксеном.

Омфациты из включений в алмазах, относящихся к перидотитовому парагенезису, являются, как правило, более хромистыми, чем синтетические (рис. 6.13, а). Однако, и здесь

нет серьезного противоречия с экспериментом, по скольку, во-первых, перекрытие полей составов все-таки наблюдается. Во-вторых, несмотря на предельно низкое содержание хрома в исходных оливине (Cr_2O_3=35 ppm, по данным ICP-MS анализа) и амфиболите (Cr_2O_3<10 ppm, по данным РФА анализа), некоторые реакционно-магматические омфациты из опытов содержат значительно большие количества этого компонента (~500 ppm), чем исходные вещества. Так как обогащение хромом связано, прежде всего, с перидотитовым субстратом, можно предположить, что при наличии в нем богатых хромом минералов (хромдиопсида, хромшпинелидов), концентрация хрома в омфаците может быть существенно увеличена по сравнению с наблюдаемой в настоящих экспериментах. По литературным данным, далеко не все включения омфацитов в алмазах содержат примесь хрома в значительных количествах [например, Stachel, Harris, 2008].

Еще одним оксидом, по которому составы омфацитов перекрываются незначительно является K_2O. В омфацитах из включений его содержание варьирует от 0.02 до 0.94 мас.%, в экспериментальных образцах этот диапазон существенно уже – 0.00–0.19 мас.%. Подобное различие вполне закономерно, т.к. растворимость в твёрдом растворе клинопироксена калиевого минала ($KAlSi_2O_6$) увеличивается с ростом давления [Shimizu, 1971; Соболев и др., 1972; Perchuk et al., 2002; Сафонов и др., 2005]. При этом в кислых расплавах, образованных при частичном плавлении метабазита, содержатся достаточные для образования калийсодержащего пироксена количества K_2O и Al_2O_3 – более 3.5 и 12 мас.%, соответственно [Сафонов и др., 2004].

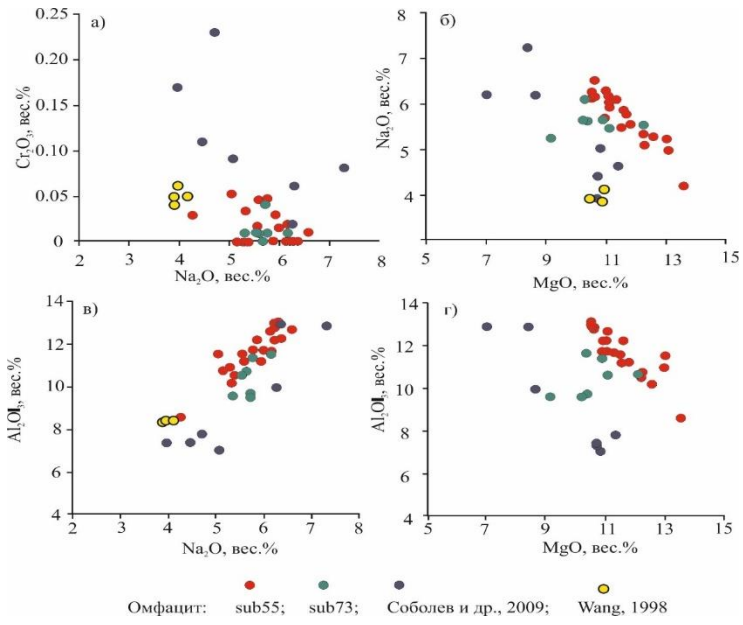

Рис. 6.13. Параметры состава магматических омфацитов из опытов Sub55 и Sub73 в сравнении с омфацитами из включений в перидотитовых алмазах по данным [Соболев и др., 2009; Wang, 1998].

6.14. О сегрегации кислых расплавов в мантии

Полученные в процессе работы экспериментальные данные показывают, что образование омфацита из водосодержащих кислых расплавов происходит локально на границах их обособленных областей (природными аналогами могут быть прожилки, микро- и макроочаги) с оливинсодержащим субстратом. О возможности сегрегации кислых расплавов в мантии можно косвенно судить, например, по адакитам. Как известно, адакитовые расплавы генерируются при частичном плавлении базальтовой (а иногда и осадочной) части разреза океанической коры в зонах субдукции на глубинах более 90 км [Martin, et al., 2005; Castillo, 2006; Peacock, Wang, 1999]. Из экспериментов по плавлению амфиболитов и базальтов в присутствии воды [например, Rapp et al., 1999; Kessel et al., 2005], а также по расплавным включениям в перидотитах [например, Schiano, 2003; Наумов и др., 2010] следует, что эти расплавы часто имеют кислый состав. В действительности же, наряду с кремнекислыми адакитами в природе наблюдаются и разновидности, обедненные кремнеземом [см. обзорную работу Martin et al., 2005]. Снижение кремнекислотности последних, сопровождаемое повышением содержания в них магния и других компонентов, связано с частичной ассимиляцией перидотитового субстрата поднимающейся кислой магмой. Эксперименты, выполненные со смесью порошков перидотита и тоналита при 1.5 ГПа, показывают [Carroll, Wyllie, 1989], что при 5–10 % ассимиляции перидотита тоналитовым расплавом ликвидусной фазой является ортопироксен, но по мере его кристаллизации, начинают выделяться также гранат и клинопироксен, содержащий, как подчеркивают авторы, в твердом растворе до 10–20% жадеита и Са молекулы Чермака.

Изменение первичного состава расплава зависит от скорости подъема магмы: чем она выше, тем меньше изменяется состав расплава за счет ассимиляции вмещающих пород. Медленный подъем расплавов в мантии может осуществляться за счет пластического течения пород [например, Riley et al., 1990; Kohlstedt, Holtzman, 2009] или механизма растворения-переотложения породы в расплаве [например, Гегузин, Кружанов, 1979; Watson, 1982; Riley, Kohlstedt, 1991; Hammouda, Laporte, 2000; Перчук и др., 2009; Shatskiy et al., 2013]. В первом случае скорость процесса лимитируется твердофазовой диффузией, а во втором – более быстрой диффузией в расплаве. Наличие в мантийном клине конвекции [Davies, Stevenson, 1992; Gerya et al., 2002] и метасоматических явлений [Maury et al., 1992; Arai et al., 2003] указывает на то, что медленный подъем расплавов может осуществляться под влиянием обоих механизмов. Если подъем осуществляется по границам зерен, то рост омфацита, как показывают эксперименты, маловероятен. При медленном подъеме обособленных порций расплава вероятность образования омфацита возрастает.

Сегрегация расплава в мантии может происходить при его быстром подъеме в фокусированном потоке [Ortoleva et al., 1987; Aharonov et al., 1995; Spiegelman et al, 2001]. Модели такой миграции широко обсуждаются в научной литературе в связи подъемом относительно маловязких базальтовых, кимберлитовых и карбонатитовых магм [например, Spence et al., 1987; Kelemen et al., 1995; Katz et al., 2006; Connolly et al., 2009; Батанова, Савельева, 2009]. Фокусирование потока может происходить при возникновении реакционной инфильтрационной нестабильности, при которой расплавы устремляются в пальце- и жилообразные области породы с повышенной пористостью. Пористость создается при растворении в магме локальных участков породы, по которым происходит саморазвитие транспортного процесса [Ortoleva et al., 1987; Connolly et al., 2009]. Взаимосвязь пористости и количества поступающего расплава способствует увеличению мощности каналов и даже созданию ветвящейся транспортной сети. С реакционной нестабильностью и локальными стрессовыми напряжениями часто связывают жилы дунитов и пироксенитов, наблюдаемые в гарцбургитах из офиолитовых комплексов [Kelemen et al., 1995; Савельева и др., 2008]. Эти жилы обычно рассматриваются как продукты изменения вмещающих пород под воздействием мигрировавших через них и впоследствии покинувших их магм. Фокусированные потоки в ультрамафитах можно наблюдать как в экспериментах [Daines, Kohlstedt, 1994], так и в природе – по микрожилам дацитового состава в ксенолитах лерцолитов и клинопироксенитов из базальтовых лав С. Камчатки [Kepezhinskas et al., 1995, 1996]. П. Кепежинскас с сотр. рассматривают клинопироксениты как результат взаимодействия адакитов с ультраосновными породами мантии. Предполагаемая авторами температура этого взаимодействия в точности соответствует экспериментам данной работы (850–900 ºС) при существенно более низком давлении (1.5 против 2.9 ГПа). Отсутствие омфацита в ксенолитах, вероятно, связано с недостаточным давлением для вхождения в структуру пироксена высокобарного жадеитового минала.

В некоторых глубинных ксенолитах вебстеритов из кимберлитовой трубки Обнаженная в Якутии, образованных при давлении 2.1–3.8 ГПа и температуре 711–923 ºС, присутствует породообразующий омфацит [Taylor et al., 2003, Table 2]. Примечательно, что в парагенезисе с омфацитом здесь находятся гранат и ортопироксен. Учитывая количественно минеральные соотношения, приведенные в статье, гранатовые вебстериты с омфацитом из ксенолитов можно назвать ортопироксеновыми эклогитами. Ортопироксен в них, согласно петрографическому описанию, размещается между кристаллами граната. Именно такие соотношения между минералами мы наблюдаем в опыте SUB73 при 900 ºС и 2.9 ГПа (рис. 4.2-6).

6.15. О природе омфацита в перидотитовых алмазах

Предложенный В. Вэнгом [Wang, 1998] многостадийный механизм образования включений омфацита в перидотитовых алмазах предполагает, что начальный рост алмаза происходил в эклогите, затем, попав под воздействие горячего мантийного плюма, алмаз переместился из эклогита в перидотит за "счет селективного плавления эклогита и высокой плотности алмаза" и продолжил свой рост в новой среде. Более правдоподобной представляется гипотеза, предложенная О.Г. Сафоновым и др. [Safonov et al., 2009], согласно которой по эклогиту под воздействием глубинных жидкостей может развиваться перидотитовая ассоциация. Однако для этого превращения необходимо выполнение двух условий – присутствие щелочного хлоридно-карбонатного расплава и водно-хлоридного флюида. В первом случае (воздействие расплава) эклогитовый гранат замещается оливином, а омфацит останется неизменным. Во втором случае (воздействие флюида), ничего не происходит с гранатом, но омфацит лишается жадеитовой составляющей; в равновесии с таким клинопироксеном растут высококремнистая слюда и калиевый полевой шпат [Nazzareni et al., 2008, Сафонов, неопубликованные данные]. Если такое комплексное флюидно-магматическое воздействие действительно имело место в природе, то в ядрах алмаза из апоэклогитового перидотита будут содержаться микровключения эклогитового, а в каймах – перидотитового парагенезиса [например, Гаранин и др., 1991; Wang, 1998].

Нам представляется, что при отсутствии хлоридно-карбонатных расплавов и водно-хлоридных флюидов, образование включений смешенного парагенезиса в алмазах из перидотитового субстрата может происходить по следующему сценарию. Рассматриваемый в настоящей работе механизм образования омфацитсодержащих ассоциаций в эклогитах, пироксенитах и перидотитах на глубине около 90 км, не исключает возможности их дальнейшего погружения в толще перидотитов до глубин стабильности алмаза за счет пластичного течения, вызванного сцеплением пород мантийного клина с субдуцирующей плитой. Там породы могут попасть под воздействие алмазообразующих (например, карбонатно-силикатных или карбонатно-водно-хлоридных) жидкостей, что приведет к образованию в них алмаза. Источник таких жидкостей находится в погружающихся или стагнирующих слэбах [например, Литасов, 2011; Palyanov et al., 2013]. Пространственная близость омфацита с минералами перидотита может обеспечить захват растущими кристаллами алмаза фрагментов любого из соседних минералов. Отсутствие омфацита среди породообразующих минералов в перидотитовых ксенолитах может быть связано с его преобразованием под воздействием водно-хлоридных флюидов, либо с ограниченностью его распространения в породах мантии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе представлены результаты экспериментального моделирования взаимодействия разных пород погружающейся плиты (карбонатсодержащих амфиболита и глаукофанового сланца) и вышележащей мантии (дунита, гарцбургита, лерцолита и вебстерита). Выполнено несколько серий экспериментов при *P-T* условиях горячей зоны субдукции, в результате которых выявлены следующие закономерности:

1. Перенос компонентов из слэба в породы мантийного клина происходит при одновременном действии фокусированных, пропитывающих и диффузионных потоков. Пропитывающий поток проявляется в росте новообразованных минералов по границам зерен в ультрамафитах, но остается невидимым в слоях метабазита. Фокусированный поток приводит к образованию вдоль стенок ампул узких зон другого минерального парагенезиса, чем остальная часть метабазитового слоя, и скоплений расплава, отделенных от перидотита реакционными зонами, содержащими омфацит. Фокусированный поток проявлен в жильных сериях перидотитов мантийного клина и в эклогитовых комплексах складчатых областей. Диффузионный поток формирует реакционные зоны на границе метабазит-ультрамафит и частично расплав-перидотит. Масштаб диффузионного потока намного меньше, чем фокусированного и пропитывающего. Диффузионный поток является вероятным механизмом образования богатых ортопироксеном пород, описанных в различных орогенных поясах.

2. Выделяющиеся из метабазита кислые расплавы и водно-углекислые флюиды могут приводить к образованию гарцбургитов путем фертилизации дунита либо истощения лерцолита. Последний процесс сопровождается выносом Ca из лерцолита в слой метабазита, т.е. против направления переноса большинства элементов и градиента концентрации Ca. В новообразованных гранатовых гарцбургитах оливин имеет отличный от новообразованных минералов генезис, что соответствует понятию невидимый (*steals,* O'Reilly & Griffin, 2013) метасоматоз, поскольку признаки метасоматических преобразований при этом могут быть незаметны.

3. Протолит в надсубдукционной мантии может определять характер метасоматических процессов и перенос компонентов на границе коры и мантии. Так, в продуктах опытов натрий при эклогитизации переносился водным флюидом только в вебстеритовый протолит, а калий – только в гарцбургитовый. Применительно к зонам субдукции это может означать, что перидотитовый состав надсубдукционной мантии способствует экстракции калия из метабазита, препятствуя образованию в эклогитах фенгита – важнейшего

концентратора воды на этих глубинах (van Keken et al., 2011). Вебстеритовый слой в мантии, наоборот, создает благоприятные условиях для сохранения калиевой слюды в эклогите, обеспечивая резервуар водного флюида и потенциал частичного плавления до больших глубин, чем в метабазитовом слое под гарцбургитовой мантией. Разнонаправленная миграция щелочей указывает также на то, что вынос крупноионных литофильных элементов (LILE) и легких редкоземельных элементов (LREE) из слэба может отличаться для разных мантийных субстратов, что будет отражаться на содержаниях этих компонентов в островодужных вулканитах.

4. Перенос углерода из карбонатсодержащих метабазитов в вышележащие мантийные породы контролируется не термодинамической стабильность карбонатов, а их растворением в восходящем водосодержащем флюиде. Вынос карбонатов из пород субдуцирующей плиты установлен в высокобарных комплексах (Frezzotti et al., 2011; Ague, Nicolescu, 2014). Вместе с тем, вебстериты препятствуют этому процессу, и карбонат остается в пределах метабазита.

5. Эклогиты группы А могут образовываться в том числе при реакционном взаимодействии кислого расплава с перидотитом. Важным условием роста магматического омфацита, ассоциирующего с гранатом и ортопироксеном, является сегрегация кислого расплава в оливинсодержащем субстрате.

Несмотря на систематичность проведенного исследования, многие важные аспекты взаимодействия субдуцирующей плиты и вышележащей мантии остались неизученными. Так, существенную роль в формировании специфических характеристик островодужного магматизма играют флюиды и расплавы, выделяющиеся из субдукционного осадка (Plank, Langmuir, 1998; Kerrik, Connolli, 2001; Schmidt, Poli, 2014), поэтому следующим этапом исследований являются эксперименты с его участием. Важной составляющей этих исследований является большее привлечение термодинамического моделирования при помощи программного комплекса PerpleX (Connolly, 2005), позволяющего моделировать фазовые диаграммы для заданного валового химического состава системы.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

1. Батанова В.Г., Савельева Г.Н. Миграция расплавов в мантии под зонами спрединга и образование дунитов замещения: обзор проблемы. // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 9, с. 992–1012.
2. Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма. // Петрология. 2010. Т. 18. № 1. С. 88-110.
3. Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии. // Геология и геофизика. 2017. Т. 58. № 5. С. 701-722.
4. Добрецов Н.Л., Соболев Н.В., Шацкий В.С. Эклогиты и глаукофановые сланцы в складчатых областях. // Новосибирск. Наука. 1989. 326 с.
5. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Марфунин А.С., Михайличенко О.А. Включения в алмазе и алмазоносные породы. // М.: МГУ. 1991. 240 с.
6. Гегузин Я.Е., Кружанов В.С. Движение жидкого включения в монокристалле в поле градиента напряжений // Кристаллография, 1979, т. 24, № 4, с. 866–867.
7. Коржинский Д.С. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. // М.: Изд. АН СССР, 1957. 182 с.
8. Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. 2-е изд. // М.: Наука, 1982. 104 с.
9. Литасов К.Д. Физико–химические условия плавления мантии Земли в присутствии C–O–H–флюида по экспериментальным данным. // Геология и геофизика. 2011. т. 52. № 5. с. 613-635.
10. Наумов В. Б., Коваленко В. И., Дорофеева В. А., Гирнис А. В., Ярмолюк В. В. Средний состав магматических расплавов главных геодинамических обстановок по данным изучения расплавных включений в минералах и закалочных стекол пород // Геохимия, 2010, № 12, с. 1266–1288.
11. Перчук А.Л., Давыдова В.В., Бурхард М., Мареш В.В., Шертл Х.П., Япаскурт В.О., Сафонов О.Г. Эффекты преобразования минеральных включений в гранате при высоком давлении: эксперимент и его приложение к карбонатно-силикатным породам Кокчетавского массива // Геология и геофизика, 2009, т. 50, № 12, с. 1487–1505.
12. Перчук А.Л., Дубинина Е.О., Япаскурт В.О., Шур М.Ю. (2013). Флюидно-магматическое преобразование мантии в зонах субдукции. Материалы Международной научно-практической конференции "Континентальный неовулканизм Альпийской складчатой зоны Восточной Европы". 2013. С. 15-16

13. Перчук А.Л., Корепанова О.С. К проблеме рециклинга CO2 в зонах субдукции // Вестник МГУ. Серия Геология. 2011. № 4. С. 30–38.
14. Перчук А.Л., Шур М.Ю., Япаскурт В.О., Подгорнова С.Т. (2013). Образование гранатового гарцбургита по дуниту в процессе мантийного метасоматоза: эксперимент при *P-T* условиях зоны субдукции. // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2013), тезисы докладов, с.102
15. Перчук А.Л., Шур М.Ю., Япаскурт В.О., Подгорнова С.Т. Экспериментальное моделирование мантийного метасоматоза сопряженного с эклогитизацией корового вещества в зоне субдукции // Петрология. 2013. т. 21. № 6. с.632–653.
16. Перчук А.Л., Япаскурт В.О. Экспериментальное моделирование ортопироксенизации и карбонатизации надсубукционной мантии под воздействием H_2O, CO_2 и SiO_2 // Геохимия. 2013. № 4. С. 291–302.
17. Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Гриффин В., Шур М.Ю., Гейн С., Зиновьева Н.Г. (2018). Экспериментальное моделирование метасоматоза в супрасубдукционной мантии: роль субстрата и режима миграции компонентов. // Тезисы докладов Международной конференции, посвященной 110-летию со дня рождения академика В.С. Соболева, с. 51
18. Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Зиновьева Н.Г., Шур М.Ю. Экспериментальные свидетельства разнонаправленной миграции натрия, калия и CO_2 при взаимодействии глаукофанового сланца с гарцбургитом и вебстеритом в зонах субдукции. // Петрология, 2018. Том. 26. № 6, с. 612-632
19. Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Шур М.Ю. Мантийный метасоматоз в зонах субдукции по данным экспериментального моделирования. // Материалы XII Всероссийского Петрографического совещания с участием зарубежных ученых. 2015. С. 216-217.
20. Перчук А.Л., Япаскурт В.О., Шур М.Ю. Различные типы гарцбургитов в надсубдукционной мантии. Тезисы докладов X Международной научной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука (I.S.E.S.). 2015. Миасс, Россия с. 35-36
21. Рагозин А.Л., Шацкий В.С., Зедгенизов Д.А., Митюхин С.И. Свидетельства эволюции среды кристаллизации алмазов в ксенолите эклогита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия) // Доклады РАН. 2006. т. 407. №5. с. 660-663.
22. Ревердатто В.В., Селятицкий А.Ю., Карсвелл Д.А. Геохимические различия «мантийных» и «коровых» перидотитов/пироксенитов в метаморфических комплексах высоких-сверхвысоких давлений // Геология и геофизика. 2008. Т. 49. № 2. С. 99–199.
23. Савельева Г.Н. Габбро-ультрабазитовые комплексы офиолитов Урала и их аналоги в современной океанической коре / Труды ГИН АН СССР. 1987. вып. 404. М.: Наука. 246с.

24. Сафонов О.Г., Литвин Ю.А., Перчук Л.Л. Синтез омфацитов и особенности изоморфизма в клинопироксенах системы $CaMgSi_2O_6$–$NaAlSi_2O_6$–$KAlSi_2O_6$ // Петрология, 2004, т. 12, № 1, с. 84–97.
25. Сафонов О.Г., Перчук Л.Л., Литвин Ю.А. Равновесие калийсодержащего клинопироксена с расплавом как модель для барометрии глубинных ассоциаций // Геология и геофизика, 2005, т. 46, № 12, с. 1318—1334.
26. Сафонов О.Г., Бутвина В.Г. Взаимодействие модельного перидотита с флюидом H_2O-KCl: эксперимент при давлении 1.9 ГПа и его приложение к процессам верхнемантийного метасоматоза // Петрология. 2013. Т. 21. С. 599–615.
27. Соболев В.С., Соболев Н.В., Лаврентьев Ю.Г. Включения в алмазе из алмазоносного эклогита // Доклады АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 164-167.
28. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии // Новосибирск: Наука. 1974. 264 с.
29. Соболев Н.В., Логвинова А.М., Ефимова Э.С. Сингенетические включения флогопита в алмазах кимберлитов: свидетельство роли летучих в образовании алмазов // Геология и геофизика. 2009. т. 50. с. 1588-1606.
30. Соболев Н.В., Соболев А.В., Томиленко А.А., Ковязин А.А., Батанова А.А., Кузьмин Д.В. Парагенезис и сложная зональность вкрапленников оливина из неизмененного кимберлита трубки Удачная-Восточная (Якутия): связь с условиями образования и эволюцией кимберлита // Геология и геофизика. 2015. т. 56. с. 337-360.
31. Ходоревская Л.И., Жариков В.А. Экспериментальное изучение взаимодействия амфиболитов и ультраосновных пород в зонах субдукции // Петрология. 1997. Т. 5. С. 4-9.
32. Шур М.Ю., Перчук А.Л. Омфацитовый парадокс в перидотитах мантии. // Геология и геофизика. 2015. том 56, № 11, с. 1987-1999
33. Шур М.Ю., Перчук А.Л., Япаскурт В.О. (2014). Кислые расплавы в надсубдукционной мантии при 850ºС и 2.9ГПа (по экспериментальным данным). // Всероссийский ежегодный семинар по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2013), тезисы докладов, с.134
34. Шур М.Ю., Перчук А.Л., Япаскурт В.О. (2013). Контрастный характер преобразования вебстерита при фокусированном и пропитывающем флюидных потоках: эксперимент при *P-T* условиях зоны субдукции. // Тезисы докладов IX Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л.Перчука, с.206-209
35. Шур М.Ю., Перчук А.Л., Япаскурт В.О. (2013). Мантийный метасоматоз вебстерита: эксперимент при *P-T* условиях зоны субдукции. // Материалы Четырнадцатой

международной конференции «Физико-химические и петрофизические исследования в науках о Земле», с. 296-298

36. Шур М.Ю., Япаскурт В.О., Перчук А.Л. (2013). Экспериментальное моделирование флюидно-магматического взаимодействия дунита с метабазитами при *P-T* условиях зоны субдукции. // Тезисы докладов IX Международной школы по наукам о Земле имени профессора Л.Л. Перчука, с.142-145
37. Ague J.J., Nicolescu S. Carbon dioxide released from subduction zones by fluidmediated reactions // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 355–360.
38. Aharonov E., Whitehead J. A., Kelemen P. B., Spiegelman M. Channeling instability of upwelling melt in the mantle // Journal of Geophysical. Research. 1995. V. 100. P. 20433-20450.
39. Angiboust S., Wolf S., Burov E., Agard P., Yamato P. Effect of fluid circulation on subduction interface tectonic processes: Insights from thermo-mechanical numerical modelling. // Earth and Planetary Science Letters. 2012. V. 357 P. 238–248
40. Arai S., Ishimaru S., Okrugin V. M. Metasomatized harzburgite xenoliths from Avacha volcano as fragments of mantle wedge of the Kamchatka arc: Implication for the metasomatic agent // Island Arc. 2003. V. 12, P. 233–246.
41. Arai S., Ishimaru S. Insights into petrological characteristics of the lithosphere of mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: a review // Journal of Petrology. 2008. V. 49. p. 665-695.
42. Aranovich L.Y., Newton R.C. H_2O activity in concentrated NaCl solutions at high pressures and temperatures measured by the brucite-periclase equilibrium. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 125. P. 200-212.
43. Arcay D, Tric E, Doin M P., Numerical simulations of subduction zones: Effect of slab dehydration on the mantle wedge dynamics. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 149, P. 133–153.
44. Bach W. and Klein F. The petrology of seafloor rodingites: Insights from geochemical reaction path modeling. // Lithos. 2009. V. 112. P. 103–117.
45. Bali E., Zajacz Z., Kovács I. et al. A quartz-bearing orthopyroxene-rich websterite xenolith from the Pannonian Basin, Western Hungary: Evidence for release of quartz-saturated melt from a subducted slab // Journal of Petrology. 2008. V. 49. P. 421–439.
46. Beane, R.J., Liou, J.G. Metasomatism in serpentinite mélange rocks from the high-pressure Maksyutov Complex, Southern Ural mountains, Russia. // International Geology. Review. 2005.V. 47. P. 24–40.

47. Bebout G.E., Barton M.D. Tectonic and metasomatic mixing in a high-T, subduction zone mélange. Insights into the geochemical evolution of the slab-mantle interface // Chemical Geology 2002. V. 187. P. 79–106.
48. Bebout, G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones. // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 260. P. 373–393.
49. Behn, M.D., Kelemen, P.B., Hirth, G., Hacker, B.R., Massonne, H.-J. Diapirs as the source of the sediment signature in arc lavas. // Nature Geosciences. 2011. V. 4. P. 641–646.
50. Bell, D.R., Grégoire, M., Grove, T.L., Chatterjee, N., Carlson, R.W., Buseck, P.R. Silica and volatile-element metasomatism of Archean mantle: a xenolith-scale example from the Kaapvaal Craton. // Contributions to Mineralogy and Petrology 2005. V. 150, 251–267.
51. Bénard A., Ionov D.A. Melt- and fluid-rock interaction in supra-subduction lithospheric mantle: evidence from andesite-hosted veined peridotite xenoliths // Journal of Petrology. 2013. V. 54. P. 2339–2378
52. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, ophiolitic and abyssal peridotites // Treatise on geochemistry. 2003. V. 2. p. 103–170.
53. Bodinier J.-L., Godard M. Orogenic, ophiolitic, and abyssal ɜeridotites, in the mantle and core // R. W. Carlson (Ed.). Treatise on Geochemistry. Oxford: Elsevier-Pergamon, 2004. V. 2. ISBN 0-08-043751-6.
54. Bodinier J. L., Godard M. Orogenic, ophiolitic, and abyssal peridotites. // In: Treatise on Geochemistry, 2nd edn. Elsevier. 2013. pp. 103–151.
55. Breeding C.M., Ague J.J., Bröcker M. Fluid–metasedimentary rock interactions in subduction-zone mélange: Implications for the chemical composition of arc magmas. // Geology. 2004. V. 32(12). P. 1041-1044.
56. Brueckner H., Medaris G. A general model for the intrusion and evolution of ‘mantle’ garnet peridotites in high-pressure and ultra-high-pressure metamorphic terrains // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. № 2. P. 123–133.
57. Bulatov V.K., Brey G.P., Girnis A.V., Gerdes A., Höfer H.E. Carbonated sediment–peridotite interaction and melting at 7.5–12 GPa // Lithos. 2014. V. 200–201. p. 368–385.
58. Cagnioncle A-M, Parmentier E.M, Elkins-Tanton L.T. Effect of solid flow above a subducting slab on water distribution and melting at convergent plate boundaries. // Journal of Geophysical Research. 2007. V. 112. P. B09402.
59. Carroll M. R., Wyllie P. J. Experimental phase relations in the system tonalite peridotite H2O at 15 kb; Implications for assimilation and differentiation processes near the crust mantle boundary // Journal of Petrology, 1989, V. 30, P. 1351–1382.

60. Carswell D.A. Eclogites and eclogite facies: definitions and classification // In: Eclogite facies rocks (ed. D.A.Carswell). 1990. Blackie, Glasgow London, p. 1–13.
61. Castillo P.R. An overview of adakite petrogenesis // Chinese Science Bulletin. 2006. V. 51. P. 257–268.
62. Chen R-X, Zheng Y-F, Hu Z. Episodic fluid action during exhumation of deeply subducted continental crust: Geochemical constraints from zoisite-quartz vein and host metabasite in the Dabie orogen. // Lithos. 2012. V. 155 P. 146–166
63. Cloos M. Flow melanges: Numerical modeling and geologic constraints on their origin in the Franciscan subduction complex, California // Geological Society of America Bulletin. 1982. V. 93. P. 330–345.
64. Coleman R.G., Lee D.E., Brannock W.W. Eclogites and eclogites, their difference and similarities // Bulletin Geological Society America. 1965. V. 76. P. 483-508.
65. Comodi P., Nazzareni S., Fumagalli P., Capitani G.C. The peculiar crystal-chemistry of phlogopite from metasomatized peridotites: evidence from laboratory and nature // Periodico di Mineralogia. 2011. V. 80. P. 181–197.
66. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524–541.
67. Connolly J.A.D., Schmidt M.W., Solferino G., Bagdassarov N. Permeability of asthenospheric mantle and melt extraction rates at mid-ocean ridges // Nature. 2009. V. 462, P. 209–212.
68. Daines M. J., Kohlstedt D. L. The transition from porous to channelized flow due to melt/rock reaction during melt migration // Geophysical Research Letters. 1994. V. 21, P. 145–148.
69. Dasgupta, R., Hirschmann, M.M. The deep carbon cycle and melting in Earth's interior. // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 298. P. 1–13.
70. Davies H. J., Stevenson D. J. Physical model of source region of subduction zone volcanics // Journal of Geophysical Research. 1992. V. 97. P. 2037–2070.
71. Downes, H., MacDonald, R., Upton, B.G.J., Cox, K.G., Bodinier, J., Mason, P.R.D., James, D., Hill, P.G., Hearn, B.C., 2004. Ultramafic xenoliths from the Bearpaw Mountains, Montana, USA: Evidence for multiple metasomatic events in the lithospheric mantle beneath the Wyoming craton. // Journal of Petrology. 2004. V. 45 (8). P. 1631–1662
72. Ertan I.E., Leeman W.P. Metasomatism of Cascades subarc mantle: evidence from a rare phlogopite orthopyroxenite xenolith // Geology. 1996. V. 24. P.451–454.
73. Foley S.F. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time. // Journal of Petrology. 2011. V. 52. P. 1363–1391

74. Fountain D. M., Christensen N. I. Composition of the continental crust and upper mantle // A review: Geological Society of America Memoir. 1989. p. 172.
75. Frezzotti M.L., Selverstone J., Sharp Z.D., Compagnoni R. Carbonate dissolution during subduction revealed by diamond-bearing rocks from the Alps. // Nature Geoscience. 2011. V. 4. P. 703–706.
76. Fumagalli P., Poli S. Experimentally determined phase relations in hydrous peridotites to 6.5 GPa and their consequences on the dynamics of subduction zones. // Journal of Petrology. 2005. V. 46. p. 555–578.
77. Fumagalli, P., Zanchetta, S., Poli, S. Alkali in phlogopite and amphibole and their effects on phase relations in metasomatized peridotites: A high-pressure study. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2009. V. 158. P. 723
78. Furukawa Y. Depth of the decoupling plate interface and thermal structure under arcs. // Journal of Geophysical Research. 1993. V. 98. P. 20005–20013
79. Gervasoni F., Klemme S., Rohrbach A et al. Experimental constraints on mantle metasomatism caused by silicate and carbonate melts. // Lithos. 2017. V. 282–283. P. 173–186.
80. *Gerya* T. V., Stöckhert B., *Perchuk* A. L. Exhumation of high-pressure metamorphic rocks in subduction channel: a numerical simulation. // *Tectonics*. 2002. V. 21. № 6. P. 1–19.
81. Gerya T.V., Yuen D.A. Rayleigh-Taylor instabilities from hydration and melting propel ‘cold plumes’ at subduction zones. // Earth and Planetary Science Letters. 2003. V. 212. P. 47–62
82. Gerya T. Future directions in subduction modeling. // Journal of Geodynamics, 2011, V. 52, P. 344–378.
83. Girnis A. V., Bulatov V. K., Brey G. P. Höfer H. E. Experiments on hydrous carbonated sediment interaction with peridotite under supersolidus conditions at 6-10 GPa. // Eur. Mineral. Conference. 2012. V. 1. EMC2012-730.
84. Gorman P. J., Kerrick D. M., Connolly J. A. D. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs // Geochemistry Geophysics Geosystems. 2006. V. 7. P. Q04007.
85. Grant T., Harlov D.E., Rhede D. Experimental formation of pyroxenite veins by reactions between olivine and Si, Al, Ca, Na, and Cl-rich fluids at 800°C and 800 MPa: implications for fluid metasomatism in the mantle wedge // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 808–818.
86. Griffin, W.L., Shee, S.R., Ryan, C.G., Win, T.T., Wyatt, B.A. Harzburgite to lherzolite and back again: metasomatic processes in ultramafic xenoliths from the Wesselton kimberlite, Kimberley, South Africa. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1999. V. 134. P. 232–250.

87. Griffin, W. L., O'Reilly, S. Y. Cratonic lithospheric mantle: Is anything subducted? // Episodes. 2007. V. 30(1). P. 43–53.
88. Grove T.L., Chatterjee N., Parman S.W., Medard E. The influence of H_2O on mantle wedge melting // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249. № 1–2. P. 74–89.
89. Grove T.L., Till C.B., Krawczynski M.J. The Role of H_2O in subduction zone magmatism // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2012. V. 40. P. 413–439.
90. Guillot S., Hattori K., Agard P. et al. Exhumation processes in oceanic and continental subduction contexts: a review // Subduction Zone Geodynamics. Eds. Lallemand S., Funiciello F., 2009. P. 175–204.
91. Hack A.C. and Thompson A.B. Density and viscosity of hydrous magmas and related fluids and their role in subduction zone processes. // Journal of Petrology. 2011. V. 52. P. 1333–1362.
92. Hacker B. R., Abers G. A., Peacock S. M. Subduction factory: 1. Theoretical mineralogy, density, seismic wave speeds, and H_2O content // Journal of Geophysical Research. 2003. V. 108. P. 2029.
93. Hammouda T., Laporte D. Ultrafast mantle impregnation by carbonatite melts // Geology, 2000, V. 28, P. 283– 285.
94. Hammouda, T., Keshav, S. Melting in the mantle in the presence of carbon: review of experiments and discussion on the origin of carbonatites. // Chemical Geology. 2015. V. 418. P. 171–188
95. Hebert L.B., Antoshechkina P., Asimow P., Gurnis M. Emergence of a low-viscosity channel in subduction zones through the coupling of mantle flow and thermodynamics. // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 278. P. 243–256
96. Hermann J., Spandler C., Hack A., Korsakov A. V. Aqueous fluids and hydrous melts in high-pressure and ultra-high pressure rocks: Implications for element transfer in subduction zones. // Lithos. 2006. V. 92. P. 399–417.
97. Hermann J., Spandler C.J. Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study. // Journal of Petrology. 2008. V. 49. P. 717–740.
98. Hermann J., Rubatto D. Accessory phase control on the trace element signature of sediments melts in subduction zones. // Chemical Geology. 2009. V. 265. P. 512–526.
99. Holland T. J. B., The reaction albite=jadeite+quartz determined experimentally in the range 600-1200 ºC. // American Mineralogist. 1980. V. 65. P. 129-134.
100. Holland T., Powell R. Thermodynamics of order-disorder in minerals. 2. Symmetric formalism applied to solid solutions. // American Mineralogist. 1996. V. 81. P. 1425–37.
101. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest. // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309–343.

102. Ishimaru S., Arai S., Ishida Y., Shirasaka M., Okrugin V. M. Melting and Multi-stage Metasomatism in the Mantle Wedge beneath a Frontal Arc Inferred from Highly Depleted Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Southern Kamchatka. // Journal of Petrology 2007. V. 48. I. 2. P. 395–433.

103. Iwamori H. Transportation of H2O and melting in subduction zones. // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 160 P. 65–80.

104. Iwamori H., Nakakuki T. Fluid processes in subduction zones and water transport to the deep mantle. // Physics and Chemistry of the Deep Earth. Wiley. 2013. P. 372–391.

105. Jacob D.E. Nature and origin of eclogite xenoliths from kimberlites. // Lithos. 2004. V. 77. P. 295–316.

106. Jagoutz O.E. Construction of the granitoid crust of an island arc. Part II: a quantitative petrogenetic model. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2010. V. 160. Is. 3. P. 359–381.

107. Jarrard, R.D. Subduction Fluxes of Water, Carbon Dioxide, Chlorine, and Potassium. Geochemistry. // Geophysics Geosystems. 2003. V. 4(5). P. 8905.

108. John T., Klemd R., Gao J., Garbe-Schonberg C.D. Trace-element mobilization in slabs due to non steady-state fluid–rock interaction: constraints from an eclogite-facies trans-port vein in blueschist (Tianshan, China). // Lithos. 2008. V. 103. P. 1–24.

109. John, T., Gussone, N., Podladchikov, Y.Y., Bebout, G.E., Dohmen, R., Halama, R., Klemd, R., Magna, T., Seitz, H.-M. Volcanic arcs fed by rapid pulsed fluid flow through subducting slabs. // Nature Geoscience. 2012. V. 5. P. 489–492.

110. Karandasheva V.K., Turanovn N., Orlova A., Lezhnevs E., Nosenkon V., Zolotareva I., Moskvitina R. Use of the inductively coupled plasma mass spectrometry for element analysis of environmental objects. // Inorganic Materials. 2008. V. 44. Is. 14. P. 1491–1500.

111. Katz R.F., Spiegelman M., Holtzman B. The dynamics of melt and shear localization in partially molten aggregates. // Nature. 2006, V. 442, P. 676–679.

112. Kelemen, P.B., Dick, H.J.B., Quick, J.E., 1992. Formation of harzburgite by pervasive melt/rock reaction in the upper mantle. // Nature. 1992. V. 358. P. 635–41

113. Kelemen P.B., Whitehead J.A., Aharonov E., Jordahl K.A. Experiments on flow focusing in soluble porous-media, with applications to melt extraction from the mantle. // Journal of Geophysical Research. 1995. V. 100. P. 475–496.

114. Kelemen, P.B., Manning, C.E. Reevaluating carbon fluxes in subduction zones, what goes down, mostly comes up. // Proceedings of the National Academy of Sciences. 2015. V. 112. P. 5915–5920.

115. Kepezhinskas P.K., Defant M.J., Drummond M.S. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt–peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the North Kamchatka arc. // Journal of Petrology. 1995. V. 36. P. 1505–1527.

116. Kepezhinskas, P.K., Defant M.J., Drummond M.S. Progressive enrichment of island arc mantle by melt peridotite interaction inferred from Kamchatka xenoliths. // Geochemica et Cosmochimica Acta. 1996. V. 60, P. 1217–1229.

117. Kerrick D.M., Connolly J.A.D. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic metabasalts: implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling // Earth and Planetary Science Letters. 2001. V. 189. P. 19–29.

118. Kessel R., Ulmer P., Pettke T., Schmidt M.W., Thompson A.B. The water-basalt system at 4 to 6 GPa: phase relations and second critical endpoint in a K-free eclogite at 700 to 1400° C // Earth and Planetary Science Letters. 2005 V. 237. P. 873–892.

119. Kohlstedt D.L., Holtzman B.K. Shearing Melt Out of the Earth: An Experimentalist's Perspective on the Influence of Deformation on Melt Extraction. // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2009. V. 37. P. 561–593.

120. Konrad-Schmolke M, O'Brien PJ, and Zack T. Fluid migration above a subducted slab – constraints on amount, pathways and major element mobility from partially overprinted eclogite-facies rocks (Sesia Zone, Western Alps). // Journal of Petrology. 2011. V. 52: P. 457–486.

121. Kretz R. Symbols for rock-forming mineral. // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 277–279.

122. Krogh E.J., Carswell D.A. HP and UHP Eclogites and Garnet Peridotites in the Scandinavian Caledonides. Ultrahigh Pressure Metamorphism, eds. Coleman R.G. and Wang, X., Cambridge: Cambridge Univ. Press, 1995, p. 244–298.

123. Krogh Ravna E. The garnet–clinopyroxene Fe2+–Mg geothermometer: an updated calibration. // Journal of Metamorphic Geology. 2000. V. 18. P. 211-219.

124. Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. // American Journal of Science. 1969. V. 267A. P. 269–294.

125. Lambert I.B., Wyllie P.J. Melting of gabbro (quartz eclogite) with excess water to 35 kilobars, with geological applications // Journal of Geology. 1972. V. 80. P. 693–708.

126. Leake B. E., Arps C. E.S., Birch W.D., Gilbert M. C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E. H., Rock N. M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E. J.W., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: report of the subcommittee on amphiboles of

the international mineralogical association, commission on new minerals and mineral names // Canadian mineralogist. 1997. V. 35. P. 219–246.

127. Malaspina N., Hermann J., Scambelluri M., Compagnoni R. Polyphase inclusions in garnet–orthopyroxenites (Debie Shan, China) as monitors for metasomatism and fluid-related trace element transfer in subduction zone peridotite. // Earth and Planetary Science Letters. 2006. V. 249. P. 173–187.

128. Mallik A., Dasgupta R., Tsuno K., Nelson J. Effects of water, depth and temperature on partial melting of mantle-wedge fluxed by hydrous sediment-melt in subduction zones. // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2016. V. 195. P. 226-243

129. Manning C.E. The chemistry of subduction-zone fluids // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 223. P. 1–16.

130. Marocchi M., Hermann J., Tropper P., Bargossi G.M. Mair, V. Amphibole and phlogopite in “hybrid” metasomatic bands monitor trace element transfer at the slab–mantle interface (eastern Alps, Italy). // Lithos. 2010. V.117. P. 135–148.

131. Martin H., Smithies R.H., Rapp R., Moyen J.-F., Champion D. An overview of adakite, tonalite–trondhjemite–granodiorite (TTG), and sanukitoid: relationships and some implications for crustal evolution // Lithos, 2005. V. 79. P. 1–24.

132. Maury R. C., Defant M. J., Joron J. L. Metasomatism of the sub-arc mantle inferred from trace elements in Philippine xenoliths // Nature. 1992. V. 360, P. 661–663.

133. Mibe K., Kawamoto T., Matsukage K.N. et al. Slab melting versus slab dehydration in subduction-zone magmatism // Proceedings of the National Academy of Sciences USA. 2011. V. 108. № 20. P. 8177–8182.

134. Moyen J.-F., Martin H. Forty years of TTG research. // Lithos. 2012. V. 148. P. 312–336.

135. Mysen B.O., Boettcher A.L. Melting of a hydrous mantle. Phase relations of natural peridotite at high-pressures and temperatures with controlled activities of water, carbon-dioxide, and hydrogen // Journal of *Petrology.* 1975. V. 16. № 3. P.520–548.

136. Navon, O., Stolper, E. Geochemical consequences of melt percolation – the upper mantel as a chromatographic column. // Journal of Geology. 1987. V. 95. P. 285–307.

137. Nazzareni S., Comodi P., Bindi L., Safonov O.G., Litvin Yu. A., Perchuk L.L. Synthetic hypersilicic Cl-bearing mica in the phlogopite-celadonite join: a multimethodical characterization of the missing link between di- and tri-octahedral micas at high pressures // American Mineralogist. 2008. V. 93. P. 1429–1436.

138. Nicolas A., Christensen N. I. Formation of anisotropy in upper mantle peridotites: a review // Composition, Structure, and Dynamics of Lithosphere-Asthenosphere System, Geodyn. Ser., 1987, V. 16, ed. Fuchs K. and Froidevaux C., AGU, Washington, D. C., P. 111–123.

139. Ohtani E. Water in the mantle // Elements. 2005. V. 1. p. 25–30.

140. Ortoleva P., Chadam J., Merino E., Sen A. Geochemical self-organization; II. The reactive-infiltration instability // American Journal of Science. 1987. V. 287. P. 1008–1040.

141. O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Mantle Metasomatism // Eds. Harlov D.E., Austrheim H. Metasomatism and the Chemical Transformation of Rock, Lecture Notes in Earth System Sciences. Berlin Heidelberg: Springer-Verlag, 2013. P. 471–533.

142. Padrón-Navarta J. A., Tommasi A., Garrido C. et all. Fluid transfer into the wedge controlled by high-pressure hydrofracturing in the cold top-slab mantle // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 297. № 1-2. P. 271-286.

143. Palyanov Yu.N., Bataleva Yu.V., Sokol A. G., Borzdov Yu. M., Kupriyanov I. N., Reutsky V. N., Sobolev N. V. Mantle–slab interaction and redox mechanism of diamond formation // Proceedings of the National Academy of Sciences, 2013, V. 110, P. 20408–20413.

144. Parman S.W., Grove T.L. Harzburgite melting with and without H_2O:Experimental data and predictive modeling. // Journal of Geophysical Research. 2004. V. 109. P. B02201.

145. Patiño Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis. // Journal of Petrology. 1998. V. 39. P. 689–710.

146. Peacock S.M. Fluid processes in subduction zones // Science. 1990. V. 248. P. 329–337.

147. Peacock S. M. Thermal and petrological structure of subduction zones (overview), in Subduction, Top to Bottom // Geophysical Monograph Series. G. E. Bebout et al.(Eds.) Washington, D. C.: AGU. 1996. V. 96. P. 119–134.

148. Peacock S. M., Wang K. Seismic consequences of warm versus cool subduction zone metamorphism: examples from northeast and southwest Japan // Science. 1999. V. 286. P. 937–941.

149. Peacock S.M., van Keken P.E., Holloway S.D., Hacker B.R., Abers G.A., Fergason R.L. Thermal structure of the Costa Rica – Nicaragua subduction zone // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2005. V. 149. P. 187–200.

150. Peacock C., Pirard C. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review // Lithos. 2013. V. 170–171. P. 208–223.

151. Pearson D. G., Canil D., Shirey S. B. Mantle samples included in volcanic rocks: xenoliths and diamonds // Treatise on Geochemistry, Elsevier Ltd. 2003.V. 2. P. 172-270.

152. Perchuk A.L., Safonov O.G., Yapaskurt V.O., Barton J.M. Jr. Crystal-melt equilibria involving potassium-bearing clinopyroxene as indicator of mantle-derived ultrahigh-potassic liquids: an analytical review // Lithos, 2002, V. 60, P. 89–111.

153. Perchuk, A.L., Burchard, M., Maresch, W.V., Schertl, H-P. Melting of hydrous and carbonate mineral inclusions in garnet host in ultrahigh pressure experiments. // Lithos. 2008. V. 103. P. 24-45.

154. Perchuk A. L., Korepanova O. S. The problem of CO_2 recycling in subduction zones. // Moscow University Geology Bulletin. 2011. V. 66. P. 250-260.

155. Perchuk A., Shur M., Yupaskurt V. (2014). Fluid-melt-rock interaction at slab/mantle interface in subduction zone: results of experimental modeling under UHP conditions. IMA-2014 Abstracts, p. 222

156. Perchuk, A.L., Yapaskurt V.O. Experimental simulation of srthopyroxene enrichment and carbonation in the suprasubduction mantle under the influence of H_2O, CO_2, and SiO_2. // Geochemistry International. 2013. V.51. P. 257-268.

157. Perchuk A.L., Yapaskurt V.O., Griffin W.G. et al. Three types of element fluxes from metabasite into peridotite in analogue experiments: in sights into subduction-zone processes // Lithos. 2018. V. 302–303. P. 203–223.

158. Perchuk A.L., Yupaskurt V.O., Griffin W.L., Shur M.Yu, Gain S.E.M. Major and trace element fluxes at carbonated metabasite-peridotite interface: insight from experimental modeling. 12th International Eclogite Conference High- and ultrahigh-pressure rocks - keys to lithosphere dynamics through geologic time, Abstract book and mid-conference excursion field guide. 2017. pp. 103-103

159. Pirard C., Hermann J. Focused fluid transfer through the mantle above subduction zones // Geology. 2015a. V. 43. P. 915–918.

160. Pirard C., Hermann J. Experimentally determined stability of alkali amphibole in metasomatised dunite at sub-arc pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2015b. V. 169. № 1. P. 1–26.

161. Poli S., Schmidt M. Petrology of subducted slabs // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 2002. V. 30. P. 207–235.

162. Poli, S., Franzolin, E., Fumagalli, P., Crottini, A. The transport of carbon and hydrogen in subducted oceanic crust: An experimental study to 5 GPa. // Earth and Planetary Science Letters. 2009. V. 278, P. 350-360.

163. Poli S. Carbon mobilized at shallow depths in subduction zones by carbonatitic liquids. // Nature Geosciences. 2015. V. 8. P. 633–636.

164. Portnyagin M., Hoernle K., Plechov P., Mironov N., Khubunaya S. Constraints on mantle melting and composition and nature of slab components in volcanic arcs from volatiles (H_2O, S, Cl, F) and trace elements in melt inclusions from the Kamchatka Arc // Earth and Planetary Science Letters. 2007. V. 255. P. 53–69.

165. Powell R., Holland T. J. B. An internally consistent dataset with uncertainties and correlations: 3. Applications to geobarometry, worked examples and a computer program // Journal of Metamorphic Geology. 1988. V. 6. P. 173–204.

166. Powell R., Holland T. Relating formulations of the thermodynamics of mineral solid solutions: Activity modeling of pyroxenes, amphiboles, and micas // American Mineralogist. 1999. V. 84. P. 1–14.

167. Rapp R.P., Shimizu N., Norman M.D., Applegate G.S. Reaction between slab-derived melts and peridotite in the mantle wedge: experimental constraints at 3.8 GPa // Chemical Geology. 1999. V. 160. P. 335–356.

168. Ridley J. Evidence of a temperature-dependent 'blueschist' to 'eclogite' transformation in high-pressure metamorphism of metabasic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 852–870.

169. Riley G.N., Kohlstedt D.L. Kinetics of melt migration in upper mantle-type rocks // Earth and Planetary Science Letters, 1991, V. 105, P. 500–521.

170. Riley R., Kohlstedt D. L., Richter F. M. Melt migration in a silicate liquid-olivine system: An experimental test of compaction theory // Geophys. Res. Lett., 1990. V. 17, P. 2101–2104.

171. Rüpke L.H., Morgan J.P., Hort M., Connolly J.A.D. Serpentine and the subduction zone water cycle. // Earth and Planetary Science Letters. 2004. V. 223. P. 17–34.

172. Safonov N. G., Chertkova N. V., Perchuk L. L., Litvin Yu. A. Experimental model for alkalic chloride-rich liquids in the upper mantle // Lithos. 2009. V. 112. P. 260–273.

173. Scambelluri M., Philippot P. Deep fluids in subduction zones // Lithos. 2001. V. 55. P. 213–227.

174. Scambelluri M., Hermann J., Morten L., Rampone E. Melt- versus fluid- induced metasomatism in spinel to garnet wedge peridotites (Ulten Zone, Eastern Italian Alps): clues from trace element and Li abundances // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. V. 151. P. 372–394.

175. Scambelluri M., Van Roermund H.L.M., Pettke T. Mantle wedge peridotites: fossil reservoirs of deep subduction zone processes inferences from high and ultrahigh-pressure rocks from Bardane (Western Norway) and Ulten (Italian Alps) // Lithos. 2010. V. 120. P. 186– 201.

176. Schiano P., Clocchiatti R., Shimizu N. et. al. Hydrous, silica-rich melts in the sub-arc mantle and their relationship with erupted arc lavas // Nature. 1995. V. 377. I. 6550. P. 595–600.

177. Schiano P., Bourdon B., Clocchiatti R., Massare D., Varela M. E. and Bottinga Y., Low-degree partial melting trends recorded in upper mantle minerals. // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 160, P. 537-550

178. Schiano P. Primitive mantle magmas recorded as silicate melt inclusions in igneous minerals // Earth Science Reviews. 2003. V. 63. P. 121–144.

179. Schilling F., Wuender B. Temperature Distribution in Piston Cylinder Assemblies: Numerical Simulations and Laboratory Experiments. // European Journal of Mineralogy. 2004. V. 16. P. 7–14.

180. Schmidt M.W., Poli S. Experimentally based water budgets for dehydrating slabs and consequences for arc magma generation // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 163. P. 361–379.

181. Schmidt, M.W., Poli, S. Devolatilization during subduction. // In H.D. Holland and K.K. Turekian, Eds. Treatise on Geochemistry. 2014. p. 669-701.

182. Schmidt M.W., Jagoutz O. The global systematics of primitive arc melts. // Geochem Geophys Geosys. 2017. V. 18. P. 38

183. Sekine, T., Wyllie, P.J. The system granite–peridotite–H2O at 30 kbar, with applications to hybridization in subduction zone magmatism. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1982. V. 81. P. 190–202.

184. Shatsky V., Ragozin A., Zedgenizov D., Mityukhin S. Evidence for multistage evolution in a xenolith of diamond-bearing eclogite from the Udachnaya kimberlite pipe // Lithos. 2008. V. 105. P. 289–300.

185. Shatskiy A., Litasov K. D., Borzdov Y. M., Katsura T., Yamazaki D., Ohtani E. Silicate diffusion in alkali-carbonatite and hydrous melts at 16.5 and 24 GPa: implication for the melt transport by dissolution-precipitation in the transition zone and uppermost lower mantle // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2013. V. 225. P. 1–11.

186. Shearer, C.K., Papike, J.J., Karner, J.M. Pyroxene europium valence oxybarometer: Effects of pyroxene composition, melt composition, and crystallization kinetics. // American Mineralogist. 2006. V. 91. P. 1565–1573.

187. Shimizu N. Potassium contents of synthetic clinopyroxenes at high pressures and temperatures // Earth and Planetary Science Letters. 1971. V. 11. P. 374–380.

188. Shirey S.B., Cartigny P., Frost D.J., Keshav S., Nestola F., Nimis P., Pearson D.G., Sobolev N.V., Walter M.J. Diamonds and the Geology of Mantle Carbon // Reviews in Mineralogy and Geochemistry, Carbon in Earth. 2013. V. 75. P. 355-421.

189. Smyth J.R. Hydrogen in High Pressure Silicate and Oxide Mineral Structures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2006. V. 62. P. 85–115.

190. Sobolev N.V., Sobolev V.N., Snyder G.A., Yefimova E.S., Taylor L.A. Significance of eclogitic and related parageneses of natural diamonds // International Geology Review. 1999. V. 41. № 2. P. 129-140.

191. Soustelle, V., A. Tommasi, S. Demouchy, and D. A. Ionov. Deformation and fluid-rock interaction in the supra-subduction mantle: Microstructures and water contents in peridotite xenoliths from the Avacha Volcano, Kamchatka. // Journal of Petrology. 2010. V. 51. P. 363–394

192. Spandler, C.J., Hermann, J., Arculus, R.J., Mavrogenes, J.A. Redistribution of trace elements during prograde metamorphism from lawsonite blueschist to eclogite facies; implications for deep subduction-zone processes. // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 146. P. 205–222.

193. Spandler C., Hermann J., Faure K. et al. The importance of talc and chlorite 'hybrid' rocks for volatile recycling through subduction zones; evidence from the high-pressure subduction mélange of New Caledonia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2008. V. 155. P. 181–198.

194. Spandler C., Pirard C. Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review. // Lithos. 2013. V. 170–171. P. 208–223.

195. Spence D. A., Sharp P. W., Turcotte D. L. Buoyancy-driven crack propagation: a mechanism for magma migration // Journal of Fluid Mechanics. 1987. V. 174, P. 135–153.

196. Spiegelman M., Kelemen P.B., Aharonov E. Causes and consequences of flow organization during melt transport: the reaction infiltration instability in compactable media // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2001. V. 106. P. 2061–2077.

197. Stachel T., Harris J.W. The origin of cratonic diamonds: constraints from mineral inclusions // Ore Geology Reviews. 2008. V. 34. P. 5–32.

198. Syracuse E. M., van Keken P. E., Abers G. A. The global range of subduction zone thermal models // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2010. V. 183. I. 1-2. P. 73–90.

199. Tatsumi Y., Sakuyama M., Fukuyama H., Kushiro I. Generation of arc basalt magmas and thermal structure of the mantle wedge in subduction zones (Japan arc). // Journal of Geophysical Research. 1983. V. 88. P. 5815–5825

200. Tatsumi Y., Eggins Y. Subduction Zone Magmatism. Blackwell, Oxford. 1995. PP. 211.

201. Tatsumi Y. Slab melting: Its role in continental crust formation and mantle evolution // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 3941–3944.

202. Taylor L.A., Snyder G.A., Keller R., Remley D.A., Anand M., Wiesli R., Valley J., Sobolev N.V. Petrogenesis of group A eclogites and websterites: evidence from the Obnazhennaya kimberlite, Yakutia // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2003. V. 145. P. 424–443.

203. Till C.B., Grove T.L., Withers A.C. The beginnings of hydrous mantle wedge melting // Contrib. Mineral. Petrol. 2012. V.163. P. 669–688.

204. Ulmer P. Partial melting in the mantle wedge – the role of H2O in the genesis of mantle-derived ‘arc-related’ magmas. // Physics of the Earth and Planetary Interiors. 2001. V. 127. 2001. P. 215-232

205. van Keken P. E., Hacker B. R., Syracuse E. M., Abers G. A. Subduction factory 4: depth-dependent flux of H_2O from slabs worldwide. // Journal of Geophysical Research. 2011. V. 116. P. B01401.

206. Valizer, P.M., Rusin, A.I., Krasnobaev, A.A., Likhanov, I.I. Garnet-pyroxene and lawsonite-bearing rocks of the Maksyutov Complex (Southern Urals). // Russian Geology and Geophysics. 2015. V. 54(11). P. 1754–1772.

207. Van Roermund H. L. M., Drury M. R., Barnhoorn A., de Ronde A. A. Super-silicic garnet microstructures from an orogenic garnet peridotite, evidence for an ultra-deep (>6 GPa) origin // Journal of Metamorphic Geology. 2002. V. 18. I. 2. P. 135–147.

208. Viljoen K. S., Schulze D. J., Quadling D. J. Contrasting Group I and Group II Eclogite Xenolith Petrogenesis: Petrological, Trace Element and Isotopic Evidence from Eclogite, Garnet-Websterite and Alkremite Xenoliths in the Kaalvallei Kimberlite, South Africa // Journal of Petrology. 2005. V. 46. P. 2059–2090.

209. Vrijmoed, Austrheim, John, Hin, Corfu, Davies Metasomatism in the Ultrahigh-pressure Svartberget Garnet-peridotite (Western Gneiss Region, Norway): Implications for the Transport of Crust-derived Fluids within the Mantle. Journal of Petrology, 2013. V. 54, P.1815–1848

210. Vrijmoed J.C., Podladchikov Y.Y., Andersen T.B., Hartz E.H. An alternative model for ultra-high pressure in the Svartberget Fe-Ti garnet-peridotite, Western Gneiss Region, Norway // European Journal of Mineralogy. 2009. V. 21. № 6. P. 1119–1133.

211. Wang W. Formation of diamond with mineral inclusions of "mixed" eclogite and peridotite paragenesis // Earth and Planetary Science Letters. 1998. V. 160. P. 831-843.

212. Watson E.B. Melt infiltration and magma evolution // Geology, 1982, V. 10, P. 236-240.

213. White R.W., Powell R., Holland T.J.B. et al. New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems // Journal of Metamorphic Geology. 2014. V. 32. P. 261–286.

214. Winter J. D. Principles of Igneous and Metamorphic Petrology. // 2-nd edition. Pearson Prentice Hall. 2010. 702 p.

215. Wolf M. B., Wyllie P. J. Dehydration-=melting of amphibolite at 10 kbar*:* effects of temperature and time // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. *V. 115.* P. *369–383.*

216. Woodland A.B., Bulatov V.K., Brey G.P. et al. Subduction factory in an ampoule: Experiments on sediment–peridotite interaction under temperature gradient conditions // Geochimica et Cosmochimica Acta. 2018. V. 223. P. 319–349.

217. Wunder B., Melzer S. Experimental evidence on phlogopitic mantle metasomatism induced by phengite dehydration. // European Journal of Mineralogy. 2003. V. 15(4). P. 641-647.

218. Yupaskurt V.O., Perchuk A.L., Shur M.Y. (2016). Experimental modeling of slab-mantle interaction under UHP conditions. Goldschmidt Yokohama 2016 Conference Abstracts, p. 3584

219. Zack, T., John, T. An evaluation of reactive fluid flow and trace-element mobility in subducting slabs. // Chemical Geology. 2007. V. 239. P. 199–216.

220. Zhang, J.F., Wang, C.G., Xu, H.J., Wang, C., Xu, W.L. Partial melting and crust-mantle interaction in subduction channels: Constraints from experimental petrology. // Science China: Earth Sciences. 2015. V. 58. P. 1700–1712.

221. Zheng Y.F., Xia Q.X., Chen R.X., Gao X.Y. Partial melting, fluid supercriticality and element mobility in ultrahigh-pressure metamorphic rocks during continental collision // Earth-Science Reviews. 2011. V. 107. P. 342–374.

222. Zheng, Y.F., Chen, R.X., Xu, Z., Zhang, S.B. The transport of water in subduction zones. Science China Earth Sciences. 2016. V. 59. P. 651–682.

Символы минералов:

Aug – авгит;
Aeg – эгирин;
Carb - карбонат;
Chl – хлорит;
Cpx – клинопироксен;
Gln – глаукофан;
Grt – гранат;
Jd – жадеит;
Mgs, Mst – магнезит;
Ol – оливин;
Omp – омфацит;
Qz – кварц;
Opx – ортопироксен;
Ph – фенгит;
Phl – флогопит;
Rut – рутил;