

ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ им. В.С. СОБОЛЕВА
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК

На правах рукописи



КУЗНЕЦОВ Григорий Владимирович

**ДИНАМИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД
ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД ВУЛКАНАМИ
АВАЧИНСКО-КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ (КАМЧАТКА)**

Специальность
25.00.04 – петрология, вулканология

ДИССЕРТАЦИЯ
на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

Научный руководитель:
др. геол.- минер. наук, проф. Шарапов В.Н.

Новосибирск – 2018

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
Актуальность работы	3
История изучения метасоматических процессов в ксенолитах из лав вулканов Камчатки ..	4
Цели и задачи исследования.....	7
Научная новизна	7
Защищаемые положения.....	8
Теоретическая и практическая значимость.....	9
Фактический материал.....	9
Личный вклад.....	10
Апробация работы и публикации	10
Структура и объём работы	11
Благодарности	11
1. МЕТОДИКИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА	12
1.1 Методика изучения конвективного преобразования пород под вулканами Авачинско-Корякской группы	13
1.2 Степень достоверности полученных результатов	13
1.3 Методика эксперимента нагревания ультрабазитов потоком восстановленных газов 14	
1.4 Методика эксперимента сублимирования электронным пучком	15
2. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РАЙОНА ВУЛКАНОВ АВАЧИНСКО-КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)	19
2.1 Получение и использование тектонофизической информации для структурного анализа вулканизма Камчатки. Данные о работах предшественников.....	19
2.2 Тектонофизические характеристики вулканизма Камчатского региона и положение Авачинско-Корякской группы вулканов в зоне перехода океан-континент ..	22
2.3 Тектонофизическая обстановка развития флюидных и магматических систем в литосфере под вулканами Авачинско-Корякской группы	26
2.4 Основные черты геологии и история вулканических процессов Авачинского вулкана.....	32
2.5 Следствия, полученные при дешифрировании снимков и обработке геофизической информации	35
3. УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ: КОНТАКТ С ВМЕЩАЮЩЕЙ ПОРОДОЙ, СТРУКТУРА, СТЕПЕНЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЕННОСТИ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ	36
3.1 Петрографическая характеристика вулканических пород Авачинского вулкана вмещающих ультрабазитовые ксенолиты.....	36
3.2 Ультрабазитовые ксенолиты Авачинского вулкана: общие сведения и распространение	38
3.3 Взаимоотношения вулканических пород с ультрабазитовыми ксенолитами: границы и новообразования	40
3.4 Гарцбургиты и пироксениты: разновидности перидотитовых ксенолитов	44
3.5 Первичные и метасоматически изменённые ксенолиты: особенности структуры и минералогии.....	48
3.6 Химический состав, типы проявления и другие свойства минералов первичных и метасоматизированных гарцбургитов	51
3.7 Основные различия в химическом составе ксенолитов первичных и метасоматизированных гарцбургитов	60

4. ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИНТЕРСТИЦИОННЫХ СТЁКОЛ В МИНЕРАЛАХ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ	63
4.1 Виды включений в минералах ультрабазитовых ксенолитов	64
4.2 Интерстиционные стёкла в метасоматизированных гарцбургитах и пироксенитах	65
4.3 Состав расплавных включений и интерстиционного стекла.....	66
4.4 Состав газовой фазы во флюидных включениях минералов.....	68
4.5 Оценки температур солидуса для метасоматически преобразованных ксенолитов	71
4.6 Обсуждение результатов, полученных при исследовании расплавных и флюидных включений.....	72
5. МОДЕЛЬ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА АВАЧИНСКИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ПОТОКАМИ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ГАЗОВ.....	73
5.1 Проблемы, возникающие при численном моделировании метасоматического преобразования пород литосферной мантии над источниками флюидов	73
5.2 Постановка задачи и граничные условия метасоматоза в литосферной мантии ...	74
5.3 Минералогическая зональность в колоннах метасоматизированных пород литосферной мантии в зависимости от различного состава флюидов.....	79
5.4 Результаты численного моделирования инфильтрационного метасоматоза	84
6. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОСТАВОВ ЧАСТИЧНЫХ ВЫПЛАВОК ИЗ ПОРОД УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ПОТОКОМ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ГАЗОВ И МЕТОДОМ «ЭЛЕКТРОННОЙ СВАРКИ»	87
6.1 Математическая модель процесса сублимирования	87
6.2 История и постановка задачи моделирования частичных выплавок потоком восстановленных газов.....	89
6.3 Элементы массопереноса в перидотитовых ксенолитах при их частичном плавлении потоками горячих восстановленных газов.....	89
6.4 Свойства стекловатых выплавок и конденсатов из газовой фазы на поверхности кубиков перидотитов, использованных в экспериментах	93
6.5 Состав закалочных минералов и стёкол, обсуждение результатов при прогреве образцов потоком газов	96
6.6 Эксперимент сублимирования трещиноватых пород методом «лазерной сварки» ...	99
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	103
СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ	106

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность работы

Вулканические дуги западной окраины Тихого океана (в данном случае полуостров Камчатка) характеризуются проявлением специфического «Si-Ca-Mg» метасоматоза ультрабазитовых пород литосферной мантии под вулканами фронтальной зоны (Arai et al., 2003), наиболее полно изученного в ксенолитах Авачинского вулкана, вблизи города Петропавловск-Камчатский (Ishimaru et al., 2011). Специфика метасоматоза заключается в привносе Si и Ca флюидами из глубинных источников с образованием орто- и клинопироксена. При этом ксенолиты ультрабазитовых пород Авачинского вулкана, привлекают большое внимание, поскольку считаются продуктами преобразования полного разреза пород мантийной литосферы флюидами, отделяющимися от нагреваемых пород субдуцируемой океанической литосферной плиты (van Keken, 2003) или в результате теплового воздействия мантийного диапира (Мороз, Гонтовая, 2001; Антонов, 2006).

Существуют различные точки зрения как на происхождение данных пород, так и природу фиксируемых в них изменений:

- 1) обломки плутонических пород из области перехода «кора-мантия» (Колосков и др., 2001),
- 2) продукты инфильтрационного метасоматического изменения гарцбургитовых пород мантийного клина при воздействии потоков водных флюидов из субдуцируемой плиты (Arai et al., 2003; Ishimaru et al., 2007),
- 3) продукты инфильтрационного магматического метасоматоза гарцбургитовых пород мантийного клина при воздействии магматических расплавов из различных очагов (Ionov et al., 2010-2013),
- 4) обломки пород кумулусных зон глубинных расслоенных базитовых интрузивов (Добрецов и др., 2017).

Актуальность защищаемой диссертации определяется решением указанных дискуссий, относительно генезиса и особенностей метасоматоза ультрабазитов Авачи. В представленной работе также исследовано не описанное ранее явление сублимирования минералов ксенолитов на заключительной стадии метасоматоза.

История изучения метасоматических процессов в ксенолитах из лав вулканов Камчатки

Вопрос о механизмах метасоматического воздействия флюидов на породы земной коры под вулканами впервые был поставлен в результате использования электронной микроскопии, когда были детально изучены образцы ксенолитов преимущественно коровых пород в лавах вулканов Камчатки (Кутыев, Шарапов, 1979; Стенина и др., 1982). Было обнаружено проявление двух сопряженных или последовательно проходивших процессов с участием газовой фазы:

1) развитие локального плавления и сублимирование (растворение) минералов базитовых пород,

2) последующий рост из флюидной среды по схеме «пар-жидкость-кристалл» крупно и/или гигантозернистых высокопористых анортит-клинопироксен-форстеритовых пород (алливалиты) с переменным соотношением указанных минералов.

При последующем воздействии на данные образования потоками более окисленных флюидов (вероятно привносивших Mn, Ti, Fe, Cl, S и H₂O) происходило локальное травление поверхности кристаллов с отложением индивидов магнетита (рис. 1, 2) и «подплавление» зёрен по трещинам с образованием характерных «пустых» или заполненных «вспененным» расплавом (стеклом) округлых отверстий в кристаллах роговой обманки (рис. 3, 4). В таких образованиях при помощи электронного микроскопа обнаружено превращение микровключений клинопироксена в амфибол, формирование жидких вспененных плёнок расплава, в которых присутствуют микрокристаллы клинопироксена и амфибола, а также участки ликвации (Стенина и др., 1982).

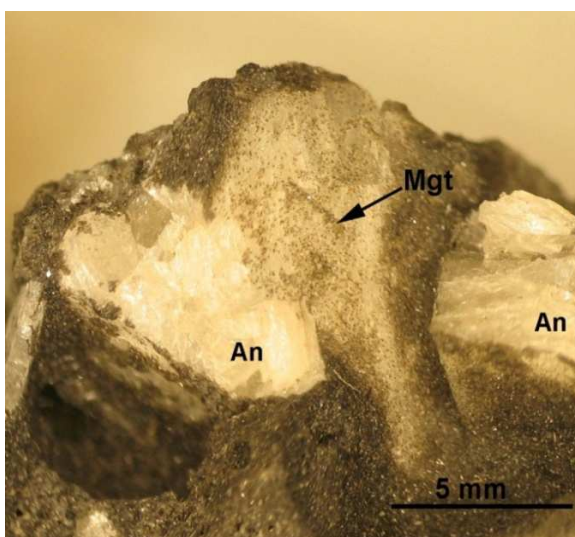


Рис. 1 «Присыпки» индивидов магнетита (Mgt) на поверхности анортита (An) в базитовых породах вулкана Ксудач.

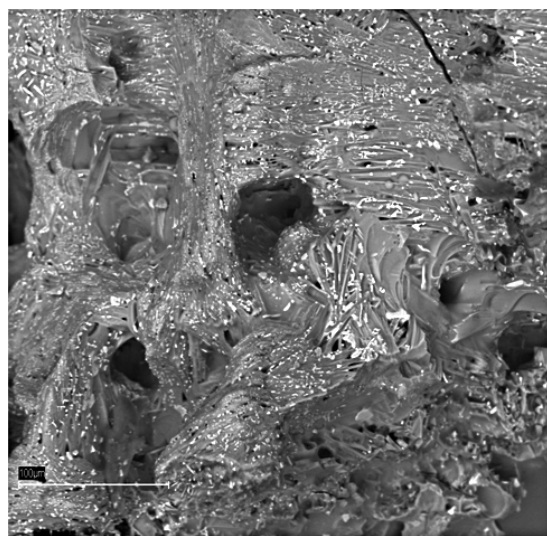


Рис. 2 Индивиды магнетита (светлое) на поверхности анортита. Увеличенный рис. 1.

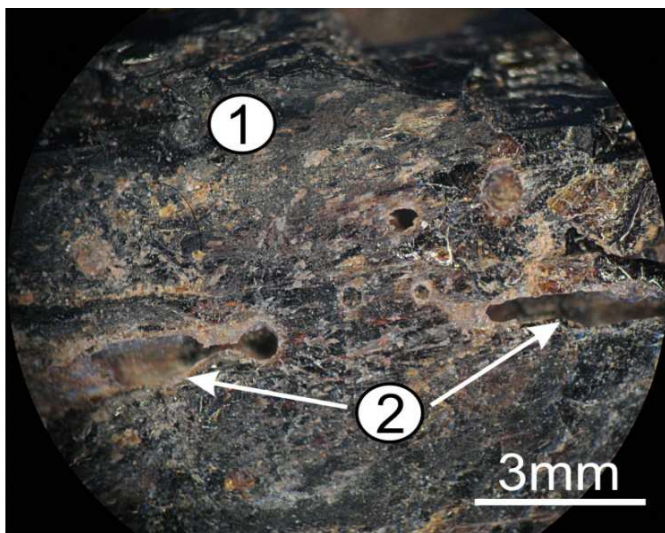


Рис. 3 Роговая обманка (1) с каналами газового травления (2), кристалл из лав вулкана Харчинский. По краям каналов наблюдается зона стеклования.

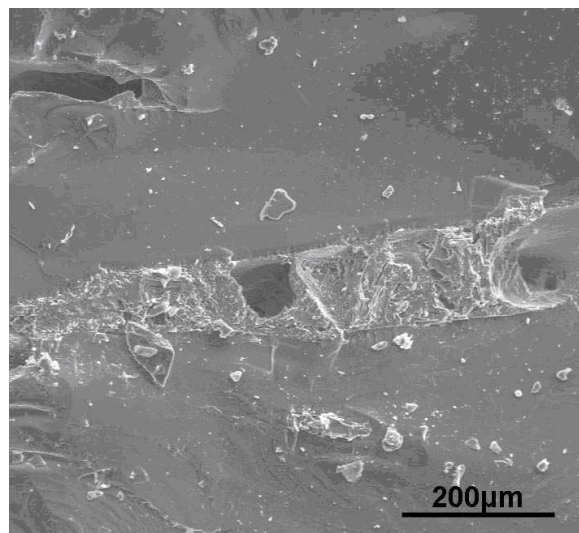


Рис. 4 Канал газового травления, заполненный стекловатой пузыристой массой (рис 3 при увеличении).

Изложенные выше примеры метасоматического преобразования базитовых пород, а также «подплавления», сублимирования, роста новых фаз были обнаружены и в ультрабазитовых ксенолитах, вынесенные лавами Авачинского вулкана.

Далее следует кратко указать основные моменты в различных взглядах на природу формирования ультрабазитовых ксенолитов. В работах (Колосков, 1999; Колосков и др., 2001) исследуемые ксенолиты Авачинского вулкана отнесены к плутоническим аналогам вынесших их вулканитов из области существования первичных очагов, питающих вулканы. Следовательно, это продукты магматических процессов в очагах, где расплавы обогащены флюидами (наличие амфибол - плагиоклазовых ассоциаций, а также кислых пузыристых стёкол). При этом не обсуждается, в каких термодинамических условиях на глубинах 20-40 км от уровня извержений лав могут протекать предполагаемые процессы плавления пород литосферы.

Изучение изменений в структуре и минералах исходной дунит-гарцбургитовой матрицы в мантийных ксенолитах из лав Камчатских вулканов (Ishimaru et al., 2003-2010) выявило более сложный, чем у А.В. Колоскова комплекс преобразований базитовых пород. В частности, японские исследователи полагают, что Авачинские гарцбургиты подверглись глубокой метасоматической переработке обогащенными кремнекислотой флюидами с превращением первичного высокомагнезиального оливина во вторичный ортопироксен. Вторичные ортопироксены представлены двумя морфологическими типами: радиально-лучистые (Орх II-1) и плотнозернистые (Орх II-2). Данные

образования ассоциируют с интерстициальным стеклом и новообразованными минералами (амфиболом, плагиоклазом, клинопироксеном).

Кроме «азиатской» концепции инфильтрационного метасоматоза мантийных ксенолитов существует также «европейская» концепция преобразования пород литосферы под вулканами Авачинско-Корякской группы (Юпов, 1994, 2010). Смысл этой концепции заключается в предположении о появлении (в трещиноватых ультрабазитах) «филтрации» расплавов, производящих изменение начального состава вмещающих пород. При этом предполагается, что инфильтрируемые магматические жидкости поступали из более глубоких надсубдукционных магматических очагов.

Необходимо отметить, что задолго до публикации цитированных выше работ, при объяснении процессов изменения состава и структуры габброидных пород земной коры под вулканами Камчатки и Курильских островов была предложена модель конвективного нагрева, сублимирования и плавления (Кутыев, Шарапов, 1979), где использована модель «магматического замещения» Д.С. Коржинского (Golubev et al., 1978). Данная модель предполагает как обязательное условие указанного процесса - наличие перегрева в исходных магматических жидкостях.

Указанные противоречия различных точек зрения между перечисленными генетическими построениями относительно природы и характера проявления процессов, породивших как минеральные ассоциации гипербазитовых пород, так и вторичных изменений в них, могут быть в определённой мере решены на основании комплексного исследования коллекции ультрабазитовых ксенолитов. Имеющиеся разночтения, а также различные качественные теории требуют уточнения и «подведения под одну черту», в связи с чем, проблема метасоматического преобразования ксенолитов Авачинского вулкана выделена автором как перспективное направление исследований.

Критерии, которыми руководствовался автор для выделения разновременных минералогических ассоциаций:

1) на дневную поверхность вынесены ксенолиты пород, слагающие стенки каналов над кровлей магматического очага, по которым перемещалась магма на пути к вулканическим жерлам,

2) петрография и минералогия ксенолитов являются источниками информации, отражающей разномасштабные по длительности (по времени) и интенсивности проработки флюидами явления,

3) длительность процесса метасоматоза по времени может быть оценена только теоретически.

Перечисленные факторы важны при расшифровке динамики деформирования, метасоматического преобразования и плавления пород литосферной мантии под вулканическими дугами Камчатки.

Цели и задачи исследования

Цель работы - объяснить вещественные и структурные особенности ультрабазитовых ксенолитов, оценить физико-химические условия проявления флюидного инфильтрационного метасоматоза и численно исследовать модель развития метасоматоза ультраосновных пород литосферной мантии под Авачинским вулканом при воздействии на них разноглубинных флюидных потоков постоянного и переменного состава на уровне шпинелевой фации глубинности в интервале $T = 600^{\circ}\text{C} - 1200^{\circ}\text{C}$.

Для этого решались следующие **задачи**:

- оценка геологических и геофизических условий развития метасоматоза и частичного плавления нижнекорового - верхнемантийного протолита под Авачинским вулканом,
- доказательство наличия зоны проницаемости и зоны растяжения, благоприятствующих просачиванию флюидов из глубинных магматических источников,
- исследование текстур и структур ксенолитов, определение химического состава первичных и вторичных минералов, расплавных включений и интерстиционных стекол,
- оценка составов и P-T характеристик флюидов на основе изучения включений в минералах всех установленных процессов преобразования исходных гарцбургитовых пород,
- численное моделирование процессов минералообразования для предполагаемого диапазона $T = 1000-1300^{\circ}\text{C}$ и глубин 50-120 км, при котором протекал инфильтрационный метасоматоз в литосферной мантии над возможными магматическими источниками флюидов,
- проверка результатов численного моделирования на основе постановки физических экспериментов, имитирующих воздействие восстановленных потоков горячих газов на реальные ультрабазиты. Также отделение летучих компонентов из расплава, образующихся при полном плавлении исследованных пород в вакуумной камере с использованием в качестве нагревателя пучка электронов высокой плотности.

Научная новизна

Впервые в рамках модели неизотермического инфильтрационного метасоматоза исследована динамика развития метасоматических колонок для полного спектра

разноглубинных магматогенных и метаморфогенных источников флюидов в литосферной мантии под активными вулканами сейсмофокальной зоны Камчатки. Экспериментально проверены модели флюидного преобразования ультрабазитовых пород как при конвективном тепло-массопереносе внешним потоком восстановленных газов, так и сублимирование минералов и переотложение петрогенных компонентов в локальных сейсмогенных флюидных системах.

Защищаемые положения

I Метасоматизированные ультрабазитовые ксенолиты из эксплозивных извержений Авачинского вулкана по минералого-петрографическим особенностям относятся к мантийным породам из деплетированной литосферной мантии в области шпинелевой фации глубинности.

II Ксенолиты содержат структурно-минералогическую информацию о протекании в тектонизированной литосфере многостадийных процессов жильно-трещинного инфильтрационного метасоматоза и слабо проявленного плавления. Метасоматическое преобразование тектонизированной гарцбургитовой матрицы сопряжено с воздействием в интервале температур от 330° до 960°C потоков газовой-жидких флюидов, приносящих из глубинных магматических очагов петрогенные компоненты: Si и Ca и в меньших количествах Al, Na, K при активном участии галогенидов (хлора). Кислородный потенциал флюидов менялся от восстановленных в начале, до окисленных в конце процесса метасоматоза.

В целом процесс инфильтрационного метасоматоза и локального плавления мантийных гарцбургитов происходит по схеме:

$Ol\ I + Orx\ I + \text{водно-солевые растворы} \longrightarrow \text{образование } Orx\ II \longrightarrow$
локальное плавление вторичного ортопироксена и кристаллизация жил состава $Srx +$
интерстиционное стекло $\longrightarrow$ рост в трещинах огранённых кристаллов $Amph +$ стекло
по схеме «газовая фаза – жидкая плёнка – кристалл» $\longrightarrow$ эксплозивный вынос обломков
андезибазальтовым расплавом с образованием вспененных плёнок кислого стекла.

III Теоретические и экспериментальные данные позволяют предполагать, что под вулканами в литосферных ультрабазитах в интервале глубин 30 – 70 км и температурах выше 600°C протекают процессы их метасоматического преобразования и частичного плавления, а также в зонах развития кратковременных сейсмогенных флюидных систем по возникающим трещинам реализуется локальное сублимирование минералов и переотложение петрогенных компонентов.

Теоретическая и практическая значимость

Теоретическая значимость. Впервые количественно исследованы физико-химические условия развития минералогических фаций в зональных метасоматических колонках, образующихся над магматическими камерами и метаморфогенными источниками флюидов в деплетированных ультрабазитовых породах под вулканами сейсмофокальной зоны. Оценена возможность реализации ранее не описанного процесса сублимирования в области развития локальных сейсмогенных флюидных систем под Авачинским вулканом.

Практическая значимость. Изучение начальных стадий формирования флюидо-магматических систем позволяет развивать количественные модели, где в результате отделения и сегрегации расплавов образуются магмы, формирующие малоглубинные интрузии, генерирующие месторождения порфировой формации.

Фактический материал

Работа выполнена на базе детального комплексного изучения коллекции ультрабазитовых ксенолитов, состоящей из 48 образцов, которую в 2005 году любезно предоставил сотрудник ДВО РАН Р.Л. Дунин-Барковский. При препарировании образцов из этой коллекции было установлено что, она включает практически все описанные в монографии (Колосков, 1999) петрографические разновидности ультрабазитовых пород. Начиная с 2008 года, оригинальная коллекция ксенолитов Авачинского вулкана систематически и целенаправленно пополнялась сотрудниками ИГМ СО РАН (А.Я. Шевко, М.П. Гора, С.В. Ковязин, Т.Ю. Тимина, В.П. Чупин, С.З. Смирнов), и в настоящее время превышает 600 образцов. Указанная коллекция включает все описанные в опубликованной литературе разновидности ксенолитов ультрабазитов, что достаточно для проведения комплексного исследования рассматриваемого в работе явления метасоматического преобразования ультрабазитов литосферной мантии глубинными флюидами. При написании текста кроме исходной коллекции Р.Л. Дунина-Барковского, использовано более 100 образцов, в которых отражены текстурно - структурные типы пород и минералого - геохимические особенности их составов. Автор имел возможность сопоставить составы включений в шпинелях из коллекции А.В. Колоскова, описанных в работе (Колосков и др., 2001).

Личный вклад

В 2008 автор участвовал в полевых работах при изучении Кошелевского термального поля (начальник отряда Рычагов С.Н., ИВиС ДВО РАН), также собирал образцы ксенолитов и изверженных пород Авачинского вулкана. Автором изучено порядка 150 образцов, среди которых были выбраны экземпляры, использованные для аналитических исследований: полированные шлифы (более 20), пластинки толщиной до 1 мм (более 20), выведенные включения на поверхность (более 30), отбор монофракций минералов для хроматографического, РФА и ICP-MS анализов (около 150). Составы минералов, стёкол, включений определялись лично при помощи электронного микроскопа и микрозонда (около 2000 анализов). Автором обработана большая часть оригинальных и опубликованных численных данных в ПК Статистика, совместно с научным руководителем В.Н. Шараповым проводилось численное моделирование процессов динамики неизотермического метасоматоза с использованием проточной модификации ПК Селектор (около 100 расчётов). Автор участвовал в экспериментах по нагреванию и частичному плавлению ксенолитов на установке ИТФ СО РАН (15 образцов) и при моделировании процессов плавления на установке электронной сварки ИЯФ СО РАН (10 образцов). Автором выполнен большой объём работы по сбору необходимой геолого-геофизической информации и сейсмических профилей по Камчатке, различными методами интерпретированы сейсмические разрезы и дешифрованы космоснимки, наиболее новая информация получена при использовании системы GIS-EMDDB (Михеева, 2016).

Апробация работы и публикации

По теме диссертации опубликовано 4 научных статьи в журналах, входящих в список ВАК. Результаты работы докладывались на шести совещаниях: IV Всероссийский симпозиум по вулканологии и палеовулканологии, Петропавловск-Камчатский; ACROFI III & TBG XIV, Novosibirsk; XVI Российское совещание по экспериментальной минералогии, Черноголовка; XVI Международный научный симпозиум «Проблемы геологии и освоения недр», Томск; «Современные проблемы геохимии» Иркутск; VII Международная научная конференция «Вулканизм, биосфера и экологические проблемы» Туапсе 2013г.

Структура и объём работы

Работа состоит из Введения, шести глав и Заключения общим объёмом 117 страниц, включает в себя 103 рисунка и 13 таблиц. Диссертация содержит 14 Приложений объёмом 45 страниц. Список литературы содержит 135 наименований.

Благодарности

Автор выражает благодарность научному руководителю профессору НГУ В.Н. Шарапову за совместную работу, а также за оказанную помощь и консультации, без которых было невозможно написание данной диссертации; сотрудникам лаборатории № 213 ИГМ СО РАН Ю.В. Перепечко, К.Э.Сорокину за плодотворную совместную работу при создании математической модели.

Автор выражает благодарность сотруднику ДВО РАН С.Н. Рычагову за геологические экскурсии на Авачинский вулкан. Сотруднику ДВО РАН Р.Л. Дунину-Барковскому за предоставленную коллекцию ультрабазитов, с использованием которой была написана, в том числе, и данная работа. А.Я. Шевко, М.П. Гора за предоставление коллекций ксенолитов ультрабазитов, собранных во время полевых работ на Камчатке. А.А. Томиленко, С.В. Ковязину и Т.Ю. Тиминой за освоение созданного в лаборатории № 436 комплекса методик термобарометрии и совместные исследования включений в минералах. А.Т. Титову и М.В. Хлестову, с которым изучены составы и структурные проявления частичных выплавов из ультрабазитов на сканирующем микроскопе. Ю.П. Колмогорову, обеспечившему определение микропримесей в минералах методом РФА-СИ. Создателю программного комплекса СЕЛЕКТОР К.В. Чудненко. Сотруднику ИТФ СО РАН В.А. Фалееву автор признателен за содействие и помощь при постановке и проведении экспериментов, а также за обсуждение результатов, полученных при нагревании образцов ксенолитов потоками горячих газов. Автор выражает благодарность сотруднику лаборатории электронной сварки ИЯФ СО РАН Ю.И. Семенову и лично директору института П.В. Логачеву за возможность проведения экспериментов на уникальном оборудовании. А.В. Михеевой за предоставление ПК GIS – ENDDb. Э.В. Сокол за критические замечания по оформлению диссертации. Особую признательность автор выражает А.В. Колоскову, который поддержал идею выполнения реализованного в диссертации проекта при постановке исследований.

1. МЕТОДИКИ ИНСТРУМЕНТАЛЬНОГО И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОГО ИЗУЧЕНИЯ КАМЕННОГО МАТЕРИАЛА

При выполнении данной работы все образцы ксенолитов ультрабазитовых пород обрабатывались автором как по классической методике, так и с использованием высокоточных аналитических методов:

- макроскопическое описание, фотодокументация, обмер и распиливание образцов,
- изготовление полированных пластинок (толщина $\approx 0,03$ мм) и полированных шашек, содержащих минералы с выведенными на поверхность расплавленными включениями и интерстиционным стеклом,
- изготовление петрографических шлифов, описание и фотодокументация особенностей структуры и новообразований в ультрабазитовых ксенолитах;
- отбор монофракций минералов (оливин, клино- и ортопироксен, шпинель, амфибол, плагиоклаз) под биноклем для каждого петрографического типа пород,
- определение содержания микропримесей во всех видах минералов в ИГМ СО РАН: ICP-MS (аналитик С.В. Палесский) и РФА-СИ (аналитик Ю.П. Колмогоров),
- изучение особенностей микроструктуры пород, состава и зональности минералов с использованием микрозонда и электронного микроскопа,
- анализ минералов, расплавленных включений и интерстиционных стекол осуществлялся методом сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов),
- определение температуры гомогенизации расплавленных включений в оливине, пироксенах и шпинели с визуальным контролем (аналитик Т.Ю. Тимина) с использованием высокотемпературной микротермокамеры с инертной средой (конструкция Н.Ю. Осоргина, А.А. Томиленко). Погрешность измерения термокамеры составляет 10°C . Эксперименты проводились с визуальным контролем,
- валовый состав флюидов в минералах изучен хроматографически с использованием методики декриптации (Осоргин, 1990). Определения проведены при температурах 200° , 400° , 600° , 800° , 1000°C для отдельных минеральных фракций (Кузнецов, 2013). Валовый состав флюидов оценивался также по составу стекловатой фазы, образующейся на поверхности кубиков пород, которые прогревались потоком горячих восстановленных газов в проточном реакторе (Кузнецов и др., 2010),
- экспериментальное изучение выплавов из крупных ксенолитов ультрабазитов путем нагревания кубиков породы потоком восстановленных газов на установке ИТФ СО РАН и потоком электронов высокой плотности на установке ИЯФ СО РАН.

1.1 Методика изучения конвективного преобразования пород под вулканами Авачинско-Корякской группы

В проведённой мной работе используется методология количественного описания эндогенных процессов в земной коре, развитая сотрудниками ряда институтов СО РАН (Шарапов и др., 2000). Она представлена в виде динамических моделей мантийно-коровых внутриплитных магматических и рудно-магматических систем (Модельный анализ..., 2009). Эти модели были модифицированы для описания флюидных систем под вулканами переходной зоны океан - континент (Бессонова и др., 2010) и процессов метасоматоза в литосферной мантии (Шарапов и др., 2015). Полученные в работах выше результаты, использованные в данной диссертации для численного моделирования мантийного метасоматоза, имеют в тексте соответствующие указания на авторов конкретных программ и на адреса первичного использования разработок.

Степень разработанности физико-химических моделей инфильтрационного метасоматоза литосферной мантии определяется корректностью гидродинамической схемы тепло-массообмена в приближении уравнения Дарси (Spera, 1981). Такое же приближение предполагает применяемый в численном моделировании гетерофазных взаимодействий «флюид-порода» принцип локального равновесия Д.С. Коржинского (Коржинский, 1968). В модели проточного реактора численное моделирование определяется добротностью термодинамических баз данных, включенных в пакет ПК Селектор (Чудненко, 2010). Достоверность их использования проверена экспериментально в проточном реакторе замкнутого цикла для интервала температур 200-600°C и давлениях в потоке синтез-газа до 200 атм. (Кузнецов и др., 2010). Пока это наиболее «продвинутая» модель процесса многокомпонентного фронтального фильтрационного метасоматоза.

В диссертации использована модель сублимирования минералов Авачинских ультрабазитовых ксенолитов в приближении простого плоского канала. Полное описание математической модели и численного метода её реализации освещены в работе (Черепанова и др., 2015). Полученные оценки, позволяют показать верхнюю границу скоростей сублимирования в трещиноватых породах верхней мантии. Экспериментально проведена качественная верификация этой модели, полученные результаты позволили сформулировать третье защищаемое положение.

1.2 Степень достоверности полученных результатов

Степень достоверности полученных результатов экспериментов и физико-химического моделирования определяется «стандартной добротностью» использованных

инструментальных методов: определения температур гомогенизации включений, содержания газов во включениях, определения петрогенных и примесных компонентов в минералах и стекловатых средах и т.д. Затем корректностью использованных математических моделей и состоятельностью применявшихся алгоритмов.

При числовой обработке информации использован ПК Statistica 6.0, числовые массивы обрабатывались стандартно: кластирование, получение базовых статистик для кластеров, получение корреляционных матриц для всего массива и кластеров, построение вариационных диаграмм и гистограмм.

1.3 Методика эксперимента нагревания ультрабазитов потоком восстановленных газов

Совместно с сотрудниками Института теплофизики СО РАН (Фалеев В.А.) автором проведены эксперименты по плавлению ксенолитов Авачинского вулкана потоком восстановленных газов в интервале температур 800-1200°C. Реализовались условия предыдущих экспериментов в реакторе с синтез-газом (Шарапов и др., 2007), а также процесс перемещения возникающих в образце газовых флюидов и расплава по схеме (Brey et al., 2008).

Поток восстановленных газов, возникающий при горении струи пропана, проходил вдоль стенки проточного реактора, где располагались термопары, на фарфоровые обкладки которых надевались кубики ксенолитов размером $2 \times 2 \times 2$ см. Центр образца № 1 находился на расстоянии 160 мм от границы горелки, центры образца № 2 – 510 мм, № 3 – 850 мм. Пробоотборники газа располагались параллельно термопарам, состав газов определялся с помощью газоанализатора ТЭСТ-1. Температура в потоке газа в последовательности трех Pt-PtRh термопар уменьшалась от 1200°C до 800°C, давление ~ 1 атм (рис. 1.1).

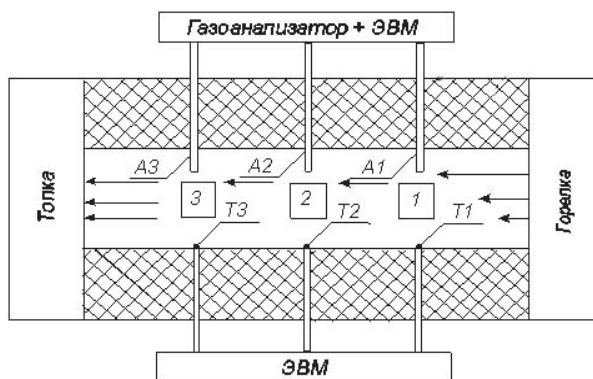


Рис. 1.1 Схема части агрегата, использованного для экспериментов с обдуванием образцов мантийных пород потоками горячих восстановленных газов. А-входы пробоотборников для анализа газов; Т–положение вводов термопар (стрелками показано направление потоков газовой смеси); 1-3 – положение кубиков образцов.

Состав газовой смеси был представлен следующими соединениями: $H_2 \approx 8 - 13\%$, $CO \approx 9-11\%$, $CO_2 \approx 17- 18\%$, $N_2 \approx 58 - 66\%$. Используемая установка обладает тем недостатком, что существует сложность выдерживания стационарного режима горения и «плотности» горящего факела и, следовательно, происходит изменение температуры поверхности образцов.

Процесс воздействия потока газов на образцы состоял из трёх последовательных стадий:

- 1) начальный разогрев до $T > 700^\circ C$ (около 3 минут);
- 2) выход «на режим» (порядка 5-6 минут);
- 3) режим максимального нагрева при колебании температуры в интервале $5-10^\circ C$, соответственно по образцам, - $1100-1200^\circ C$, $1000-1100^\circ C$, $800-900^\circ C$ (15-17 минут).

Далее следовало отключение редуктора, выемка и охлаждение образцов на воздухе при комнатной температуре. Отбор и анализ газов проходил на всех стадиях эксперимента.

Изучение особенностей морфологии, а также фазового и химического состава проводилось в образцах и полированных пластинках с использованием оптических микроскопов и сканирующего микроскопа LEO1430VP. Были определены составы интерстиционных стёкол образцов, не подверженных нагреванию и плавлению во время опыта, для их последующего сравнения с полученными составами новообразованных закалочных стёкол.

1.4 Методика эксперимента сублимирования электронным пучком

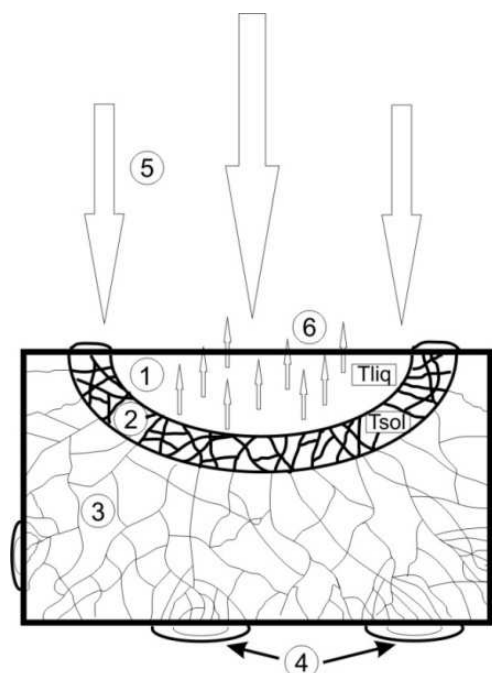
Совместно с сотрудниками ИЯФ СО РАН (руководитель член корр. П.В. Логачёв) проведены эксперименты по сублимации и плавлению образцов ксенолитов Авачинского вулкана. Нас интересовал процесс отделения (на границе или внутри гетерофазной зоны плавления) в Авачинских ксенолитах потока флюидов, извлекаемых из газовой-жидких включений, сопровождающийся перемещением жидкой (расплав) и газовой фаз по реальным трещинам к поверхности образца с протеканием сублимирования минералов и конденсации на его поверхности продуктов выноса (Шарапов и др, 2017). Фотография установки с техническими параметрами приведена на рис. 1.2, схема проведения экспериментов показана на рис. 1.3. Параметрические характеристики установки электронной сварки приведены в Таблице 1.1.



Рис. 1.2. Используемая установка электронной сварки ИЯФ СО РАН.

Таблица 1.1 Параметрические характеристики установки электронной сварки

Параметр	Ед.	Величина
Ускоряющее напряжение	<i>кВ</i>	60 ± 2
Максимальный ток пучка ($I_{\max}$)	<i>мА</i>	1000 (*)
Режим импульсной модуляции тока (*)		имеется
Глубина модуляции тока	-	$(0.1 - 0.8) I_{\max}$
Максимальная частота модуляции до	<i>Гц</i>	50
Минимальная длительность импульса тока	<i>мсек</i>	10
Режим тестового луча с током пучка величиной	<i>мА</i>	$0.5 \leq I \leq 2.0$
Телесный угол отклонения электронного луча в автоматическом и ручном режимах	<i>град.</i>	$\pm 7^\circ$
Развертка (осциллирование) электронного луча по X и Y координатам в диапазоне частот до	<i>Гц</i>	2 000
Параллельный перенос статического и осциллирующего электронного луча в пределах до	<i>Мм</i>	± 15
Питание	<i>В</i>	380/220
Потребляемая мощность при токе пучка 1000мА, не более	<i>кВт</i>	70
Изолирующая охлаждающая жидкость		софэксил ТСЖ
Охлаждение		вода/воздух/ софэксил ТСЖ



Рису. 1.3 Схема проведения экспериментов в установке электронной сварки и продукты воздействия электронных пучков на образце метасоматизированного гарцбургита. Положение образца при облучении потоком электронов в вакуумной камере и гетерофазные области, которые возникают в нем:

- 1 – область кипящего расплава,
- 2 – гетерофазная зона между границами солидуса и ликвидуса,
- 3 – трещиноватый гарцбургит, в котором проходят процессы сублимирования,
- 4 – области отложения конденсатов из трещин,
- 5 – поток электронов заданной плотности,
- 6 – поверхность испарения кипящей жидкости и разлета капель.

Возможность получения температуры под электронным пучком для петрогенетических задач такова, что петрологу гарантирован нагрев поверхности образца в диапазоне от нескольких сот градусов до 2×10^4 °С. В последнем случае скорость полного проплавления указанного выше размера кубика гарцбургита составляет около 3 секунд (рис. 1.4).

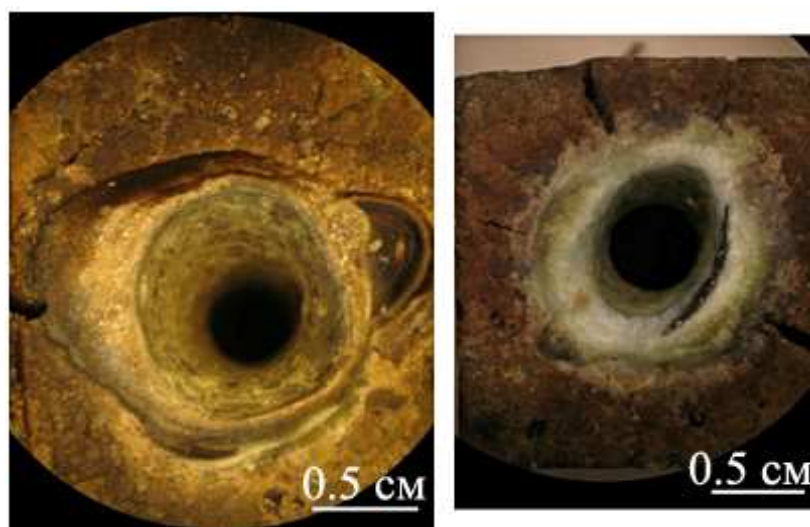


Рис. 1.4 Характер воздействия мощного пучка электронов на образцы метасоматизированного гарцбургита толщиной 3см, где за 3 секунды возникают сквозные полости с цилиндрической зоной плавления стенок. Видны трещины контракции, по которым зафиксировано отложение конденсатов из газовой фазы.

В проводимых экспериментах плотность пучка электронов подбиралась визуально по признакам начала плавления поверхности породы. По оценке показателя плотности потока электронов оценивалась температура на поверхности жидкого пятна. Учитывая температуру плавления форстерита порядка 1400°C в экспериментах длительность нагревания была от нескольких секунд при получении капель расплава до 40 минут для массивных образцов, когда рассматривался процесс сублимирования (рис. 1.5).

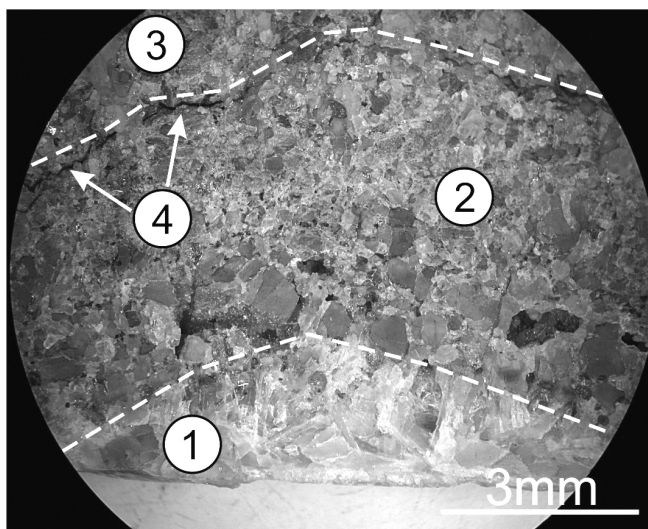


Рис. 1.5 Образец прогретого гарцбургита (прототип схемы на рис. 1.3), в котором воспроизведены все структурно-вещественные зоны:

зона кипящего расплава во время эксперимента (1 – смесь кристаллов оливина и ортопироксена, полученных в результате мгновенной кристаллизации расплава после отключения установки);

зона полнокристаллической породы (3, исходная, неизменённая гарцбургитовая матрица);

частично расплавленная зона (2, здесь происходило частичное плавление минералов).

В области 4 (трещина черного цвета) происходит отделение газовой фазы, поток которой производит полное сублимирование вещества на поверхности трещин и отложение конденсатов на внешней части образца.

Температура на поверхности жидкой лунки кипящего расплава составляла около 1800 – 2000°C (ясно, что это весьма далеко от задач, поставленных для реальных условий плавления ксенолитов, однако таковы характеристики электронного пучка). В таком образце летучие по трещинам и порам фильтровались к его поверхности, на которой формировался налет конденсатов. Закалка в вакууме проводилась около 10 минут, после образцы охлаждались на воздухе.

Вывод: приведенные выше методики и эксперименты позволили получить данные, на основе которых в дальнейшем проводилась геологическая интерпретация, примененная к случаю метасоматического преобразования ультрабазитовых ксенолитов под Авачинским вулканом. Результатом проведенной работы явилась данная диссертация и серия статей.

2. ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА И СТРУКТУРНЫЙ АНАЛИЗ РАЙОНА ВУЛКАНОВ АВАЧИНСКО–КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ (ВОСТОЧНАЯ КАМЧАТКА)

При численном моделировании мантийно-коровой флюидной системы в литосфере под вулканами Авачинско-Корякской группы в качестве граничных условий необходимо задать:

- источники флюидов,
- морфологию и размеры проницаемой зоны,
- условия развития процесса тепло-массообмена в системе.

Такие данные могут быть получены при анализе известной геологической и геофизической информации, а так же комплексного изучения коллекции ксенолитов, а именно состава минералов, флюидных и расплавных включений в них. При этом Авачинскому вулкану присущи специфические извержения – необычно широкие масштабы выноса глубинных пород.

Следует сразу сказать, что по геофизическим данным Авачинский вулкан расположен над тремя крупными и сильно вытянутыми в горизонтальном направлении магматическими резервуарами. Расположены они на глубинах 25-40 км (нижняя кора), ~100 км и 160-175 км и приурочены не к сейсмофокальной зоне, а к западу от нее. При этом большая часть ближайшего наименее глубинного очага и почти весь наиболее глубинный магматический очаги расположены в стороне от вертикальной проекции сейсмофокальной зоны. Данная ситуация прямо указывает на возможность участия в формировании Авачинских магматических продуктов нескольких магматических источников, в том числе и разноглубинных. Максимальное участие в этом процессе, судя по геофизической схеме (рис. 2.6), должны принимать прежде всего наименее глубинный нижнекоровый, а также один из наиболее глубинных источников магм (глубиной ~100 км).

2.1 Получение и использование тектонофизической информации для структурного анализа вулканизма Камчатки. Данные о работах предшественников

В последние двадцать лет магматизм постмиоценовых вулканов Камчатки в большинстве литературных источников рассматривается в рамках структурных схем тектоники плит, в которой выделяется особая фронтальная геодинамическая область перед глубоководными желобами (Volcanism and Subduction, 2009). На активных северо-западных окраинах Тихого океана Курило–Камчатский желоб по одним оценкам (Сергеев,

1976) появился в миоцене, по другим (Ломтев, 2016) – в плиоцене. Последовательность и продолжительность магматических событий для рассматриваемой части Камчатки описана в работах (Колосков, Коваленко, 2009; Леонов и др., 2008; Bindeman et al., 2010), а возможные комбинации геодинамических режимов, породивших выплавки мантийных и коровых расплавов, рассмотрена в работе (Перепелов, 2014).

В данной диссертации обсуждаются магматические события не более 50 000 лет, с которыми, возможно сопряжены и предполагаемые процессы флюидного воздействия на ультрабазитовые породы литосферной мантии в области верхней границы сейсмофокальной зоны. Связи современного вулканизма с сейсмофокальной зоной необходимо рассматривать с заложения и развития вулканизма Южной Камчатки и Авачинско-Корякской группы вулканов. Современная тектонофизическая обстановка рассмотрена для последних 1,5 – 2 млн. лет по следующим соображениям:

- в работе (Эрлих, 1973) показана постмиоценовая структурная унаследованность областей развития вулканизма Камчатского полуострова,
- на постплиоценовом отрезке геологической истории не происходило существенной перестройки региональных зон разломов (Леонов, 1989),
- на всём отрезке инструментального наблюдения землетрясений, фиксируется пространственная устойчивость сейсмических событий (Левина и др., 2011).

Дополнительно можно учитывать численно оцененные время существования возникших в литосфере зон плавления и коровых магматических камер, которые для крупных коровых гранитоидных интрузий составляют порядка 0,5 – 1,5 млн. лет (Шарапов, Сотников, 1997). Времена развития областей конвективного плавления в литосфере порядка 1 – 2 млн. лет, времена отмирания таких магматических очагов на глубинах 20 – 30 км порядка 1 - 10 млн. лет (Кутыев, Шарапов, 1979; Шарапов, Черепанов, 1986). Соотнесение оценок времени существования структурно-динамических зон мантийно-коровых магматических систем (в том числе Авачинского вулкана) удовлетворительно совпадает с продолжительностью постплиоценовых циклов кислого вулканизма при извержениях из малоглубинных магматических камер (Bindeman et al., 2010). Цикличность магматических событий в литосферной мантии и земной коре со времени формирования Камчатского глубоководного желоба соотносится с текущим эпизодом магматизма Авачинского вулкана. Существующие в литосфере магматические очаги под Авачинским вулканом учитываются в данной работе на основе топографической региональной схемы, приведенной в (Колосков и др., 2014) (рис. 2.1).

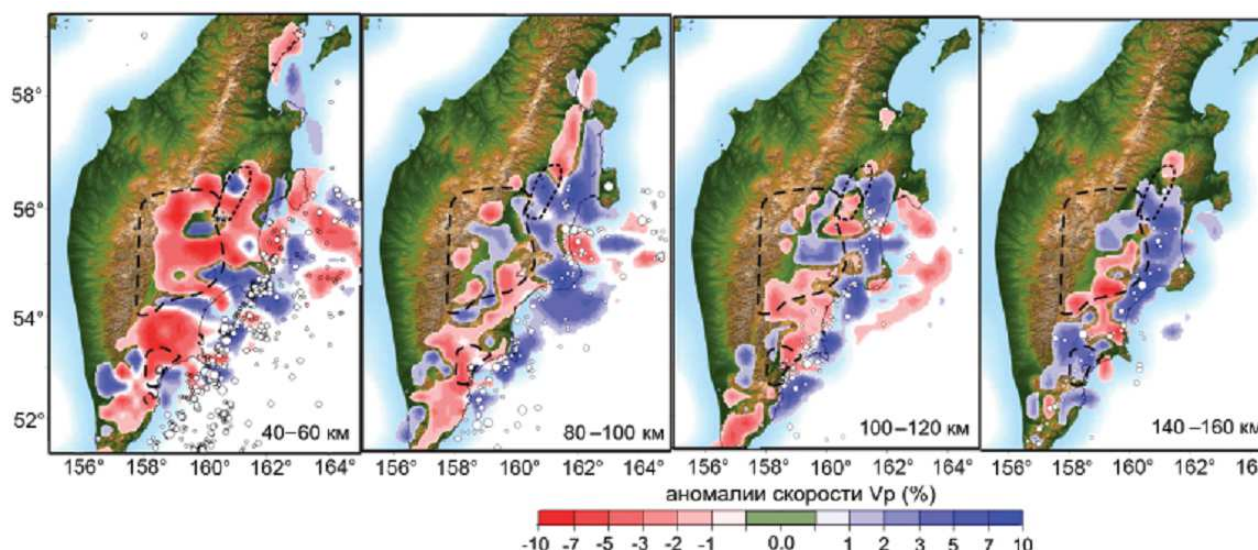


Рис. 2.1 Региональные томографические горизонтальные сечения скоростных моделей в аномалиях скорости V_p для Камчатского региона (Колосков и др., 2014). Нижним пунктиром выделена область Авачинско-Корякской группы вулканов, отрицательные значения скоростей продольных волн характеризуют условия растяжения/разуплотнения до глубин 100 км.

Необходимо отметить, что все рассуждения о «геодинамических режимах» генерировавших (показанные на приведенном рисунке) магматические очаги в литосферной мантии строятся на основе схем, в которых петрогенетические интерпретации основаны на содержаниях в лавах элементов-примесей их изотопов (Скляр и др., 2001; Hofmann, 2003). Для выполнения заявленных в диссертации задач необходимо иметь информацию о начальном составе расплава и P-T характеристиках флюидов, отделяющихся от магматических очагов под вулканами. Так же необходимо учесть тектонофизические характеристики разреза литосферы под вулканами. Для Авачинского вулкана - это уровень шпинелевой фации глубинности, на котором располагаются магматические очаги, питающие извержения Авачинско-Корякской группы вулканов (Колосков, 1999; Перепелов, 2014).

Для Авачинско-Корякской группы вулканов геофизическая информация содержится в работах (Абкадыров и др., 2014; Гонтовая и др., 2008; 2010; Мороз и Гонтовая, 2003; Koulakov et al., 2014). Дополнительные сведения о тектонике извлечены из более ранних публикаций (Леонов, 1989; Магматизм..., 1979; Симбирева и др., 1976; Шарапов и др., 1982; 1984; 1992). Данные 20-ти и 30-ти летней давности были мною скорректированы с учётом современной геофизической информации.

Во время работы на шельфах морей автор освоил методику, в которой используются карты плотности и намагниченности пород, показывающие распределение магматических тел. Эта методика использована при анализе тектонофизических

характеристик развития вулканизма Камчатки и сопредельных вулканических дуг. Далее рассмотрены только фактические данные о действующих магматических системах, которые получены с помощью современных программных комплексов и методов обработки геофизических и данных. Эти данные необходимо оценить и затем использовать при моделировании в качестве граничных условий при решении задач динамики метасоматоза ультрабазитовых пород под Авачинским вулканом.

На данный момент с развитием томографических методов в работах по тектонофизике сейсмофокальной зоны основной подход заключается в графическом представлении обработанной сейсмологической информации. Происходит рисование границ распределения относительных значений скоростей продольных и поперечных волн, которым сопоставляются изменения плотности однородных или гетерофазных сред (Гонтовая и др., 2008; Кулаков и др. 2012, Gorbatov et al., 1999; Zhao et al., 2009). Такие схемы иногда дополняются рисовкой стрелок, показывающих предполагаемые направления движения расплавов, флюидов или фазовых границ (Добрецов и др., 2012).

Появление новых методов существенно и разносторонне обогатило тектонофизическую информацию о строении литосферы под вулканическими дугами (полученную за последние 30 лет). Для понимания тектонофизической обстановки Камчатки и в частности Авачинского вулкана, в диссертации используются современные технологии оцифровки (Corel DRAW Graphic Suite X3) изображений поверхности Земли (Google Earth) и программного комплекса GIS-ENDDb (Михеева, 2016), приложения которого любезно предоставлены разработчиком.

2.2 Тектонофизические характеристики вулканизма Камчатского региона и положение Авачинско-Корякской группы вулканов в зоне перехода океан-континент

Наиболее полная тектоническая и магматическая схема наземного вулканизма Камчатки с учетом сейсмических данных была предложена в работе (Эрлих, 1973). Известные в литературе более поздние структурные построения для отдельных районов Камчатки, в частности Южной Камчатки, детализируют локальные элементы коровых структур указанной схемы (Апрелков и др., 2005; Перепелов, 2014).

Автором диссертации под руководством В.Н. Шарапова было совместно проведено дешифрирование космоснимков, что явилось продолжением работы (Шарапов и др., 1982). Было проведено дешифрирование изображений поверхности Земли, взятых из Google Earth, с использованием ПК Corel DRAW (см. рис. 2.2 б - ориентация карты на север находится справа, это сделано для более удобного чтения структур и линеаментов).

На рис. 2.2 а приведено обработанное изображение поверхности Камчатского полуострова и окружающей акватории. В существующей системе элементов глобальной, региональной и локальной тектоники нас будет интересовать относительно небольшой участок суши около Авачинской бухты и акватория Авачинского залива, а также вулканический Авачинско-Корякский хребет, являющийся тектоническим элементом этого крупного грабена.

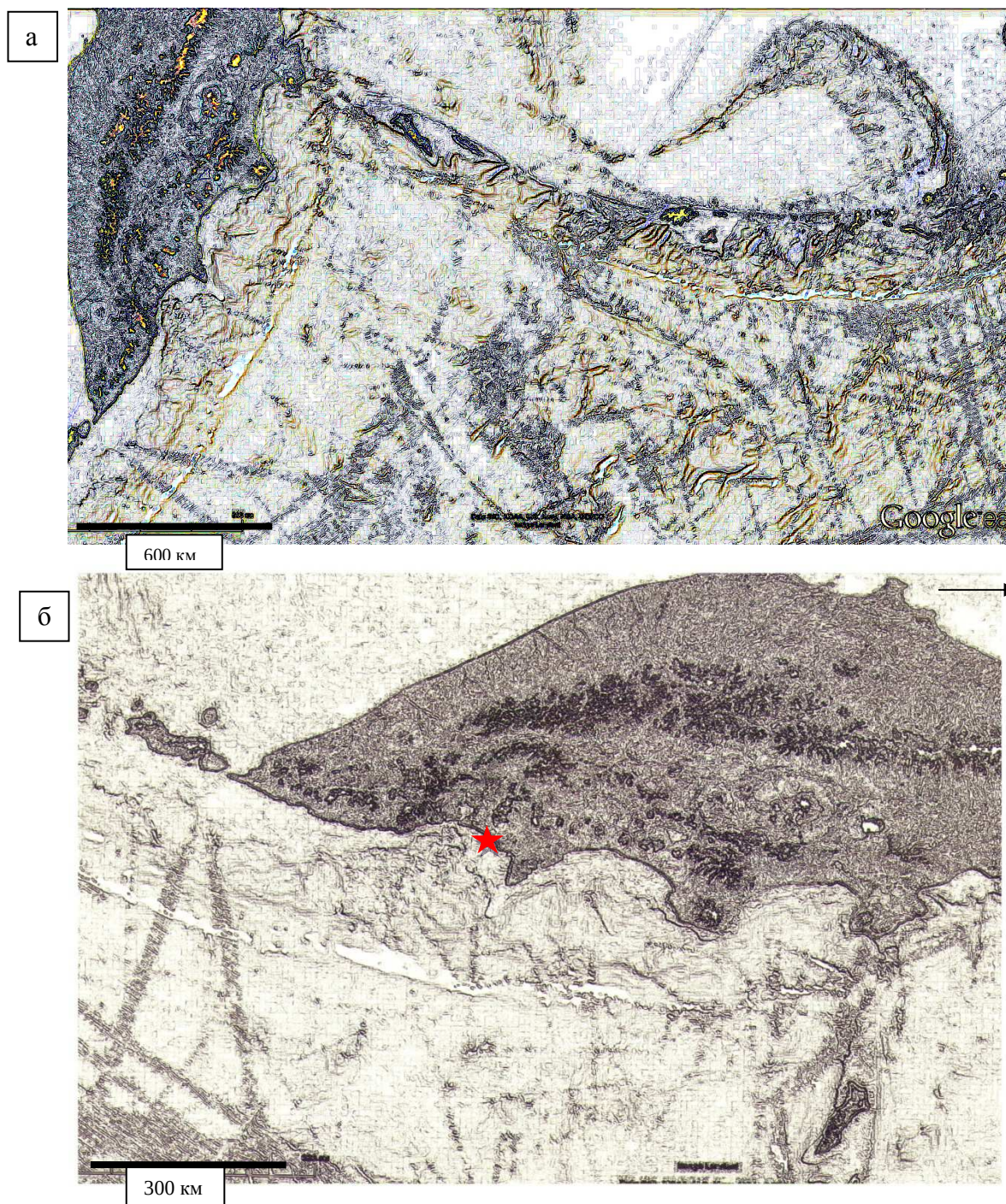


Рис. 2.2 Морфологические структуры области перехода океан-континент Камчатского региона и Алеутской дуги, жёлтым цветом выделены предположительно подводные хребты и разломы, на суше – массивные не выветрелые образования (рис. 2.2 А). Отчетливо видны вулканические конуса, маркирующие разломы, которые проходят сквозь глубоководный желоб. Звездой отмечен Авачинский вулкан (рис. 2.2 Б).

Анализ полученных после дешифрирования наземных и субмаринных морфологических структур (рис. 2.2) позволяет утверждать, что наземные вулканические группы Южной Камчатки, Авачинско-Корякского вулканического хребта и Восточной вулканической зоны имеют сопряжения с субмаринными линейными вулканическими хребтами, которые пересекают глубоководный желоб и сопрягаются с вулканическими хребтами, проходящими параллельно оси желоба. Если это так, то на картах аномалий силы тяжести и намагниченности эти морфологические структуры должны иметь аналогичные наземным вулканам характеристики и формами аномалий. Такие данные приведены на рис. 2.3.

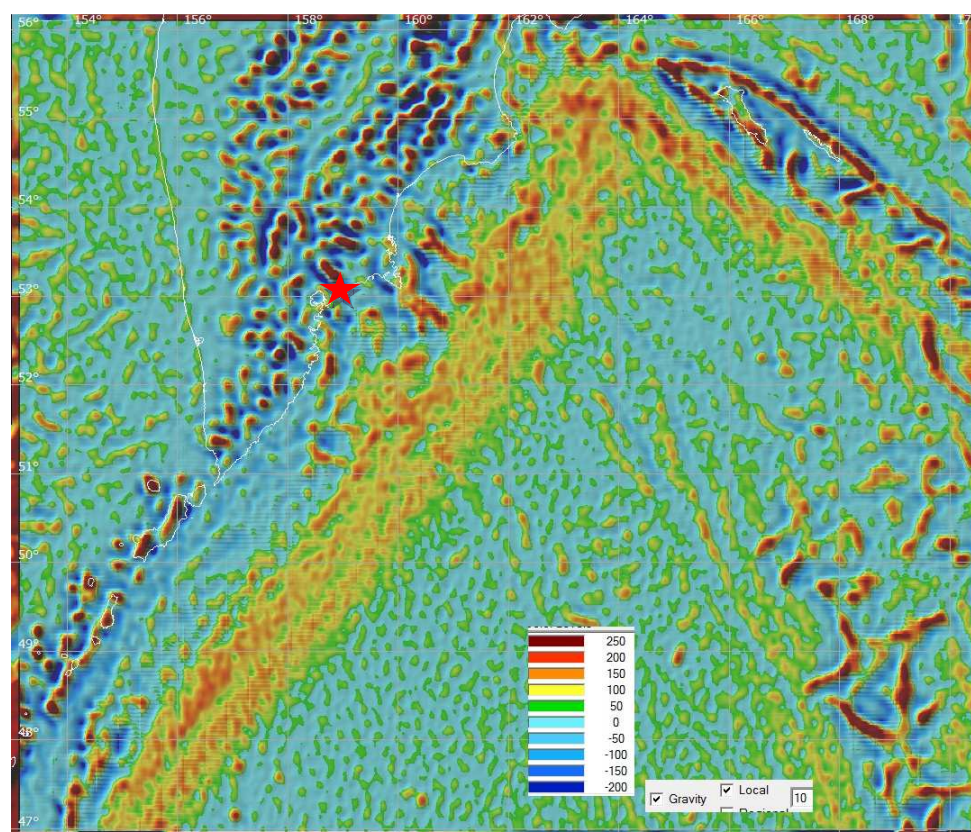


Рис. 2.3 Карта локальных неоднородностей поля тяжести Камчатского региона и сопряженных с ним вулканических дуг (в метрах). Построена с использованием GIS-ENDDB (Михеева, 2016). Звездой отмечен Авачинский вулкан.

Сопоставление рис. 2.2 с рис. 2.3 позволяет полагать, что области деформаций в современной сейсмофокальной зоне лишь частично соотносятся с морфологическими структурами вулканических хребтов, но весьма близки границам тектонических «уступов» и грабенов в восточных заливах, а также некоторым структурным элементам, которые можно усмотреть на карте намагниченности пород земной коры данного масштаба.

Как следует из структурного анализа карты намагниченности, Авачинско-Корякская группа вулканов возникла в области широтной тектонической границы на стыке между тремя литосферными блоками и имеет продолжение в Авачинском заливе. Очевидна высокая «тектонизированность» пород как земной коры, так и литосферной мантии, последние представляют собой своеобразное «крошево» и зоны высокой трещиноватости в пределах Авачинского грабена. Более подробные элементы структуры можно установить из опубликованных данных геофизических наблюдений и обработки сейсмологической информации (Ломтев, 2014; 2016), которые будут рассмотрены далее.

Обратимся к структурному анализу карты магнитных аномалий для рассматриваемой части поверхности Земли (рис. 2.4).

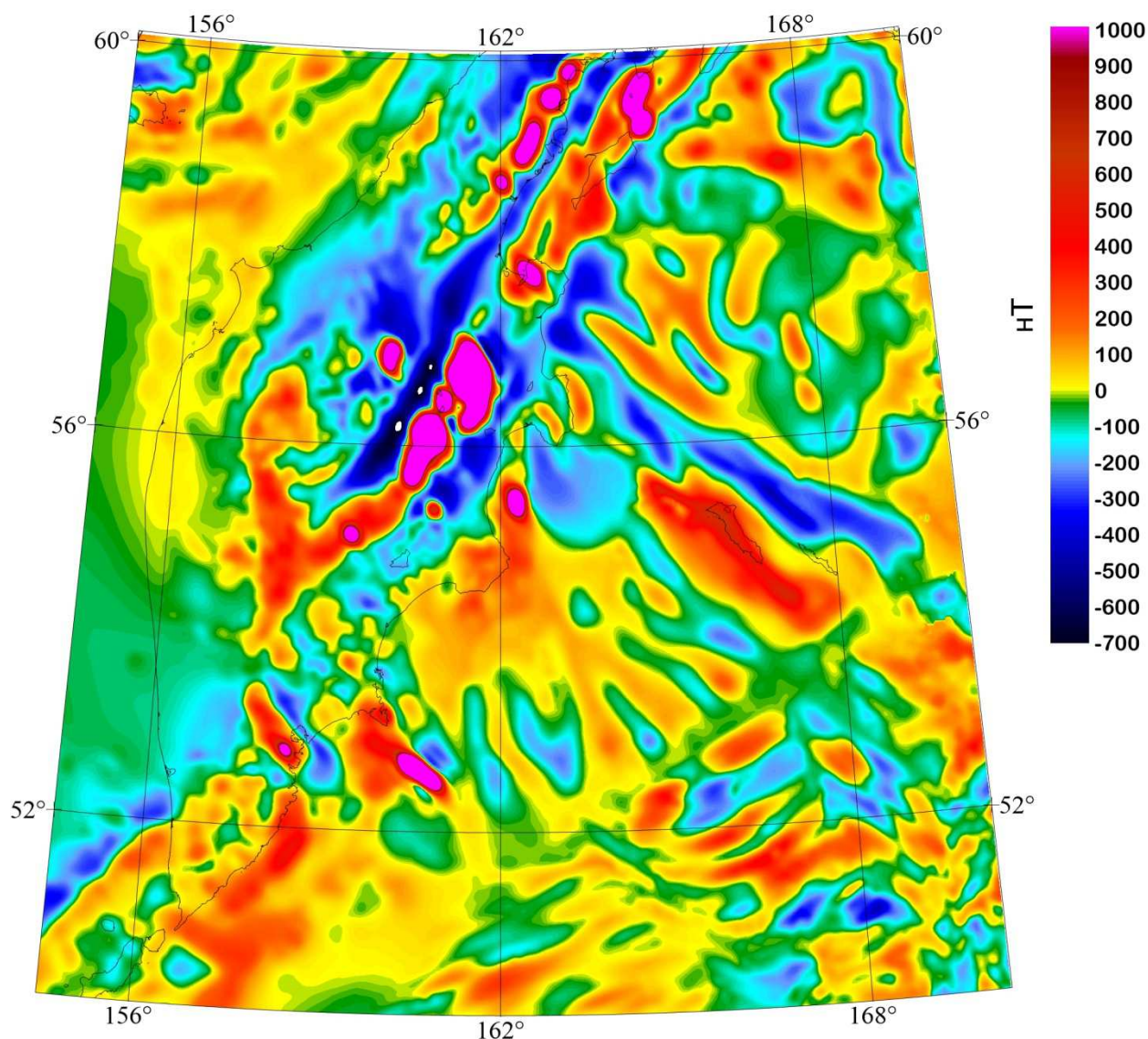


Рис. 2.4 Карта магнитного поля Камчатского региона и Алеутской дуги (Василевский, 2016). Легенда – шкала интенсивности магнитных аномалий (нТл).

Сопоставление карты магнитных и гравитационных аномалий обнаруживают высокую степень согласованности по локальным объектам. Поэтому томографическая схема рис. 2.1 может быть основанием для создания исходной модели распределения магматических очагов под вулканами переходной области, а обработка текущей сейсмологической информации позволит оценить структуру проницаемых зон в литосфере под вулканами.

2.3 Тектонофизическая обстановка развития флюидных и магматических систем в литосфере под вулканами Авачинско-Корякской группы

Для решения задачи динамики тепло-массообмена в проницаемых зонах в мантии и земной коре существенны оценки изменения характеристик поля напряжений, геометрии и размеров проницаемых зон над магматическими очагами, питающими извержения вулканов. Будем отталкиваться в анализе этих параметров от схемы поля напряжений, приведенной в работе (Шарапов и др., 1992). Каталог землетрясений 1964 – 1983 гг.

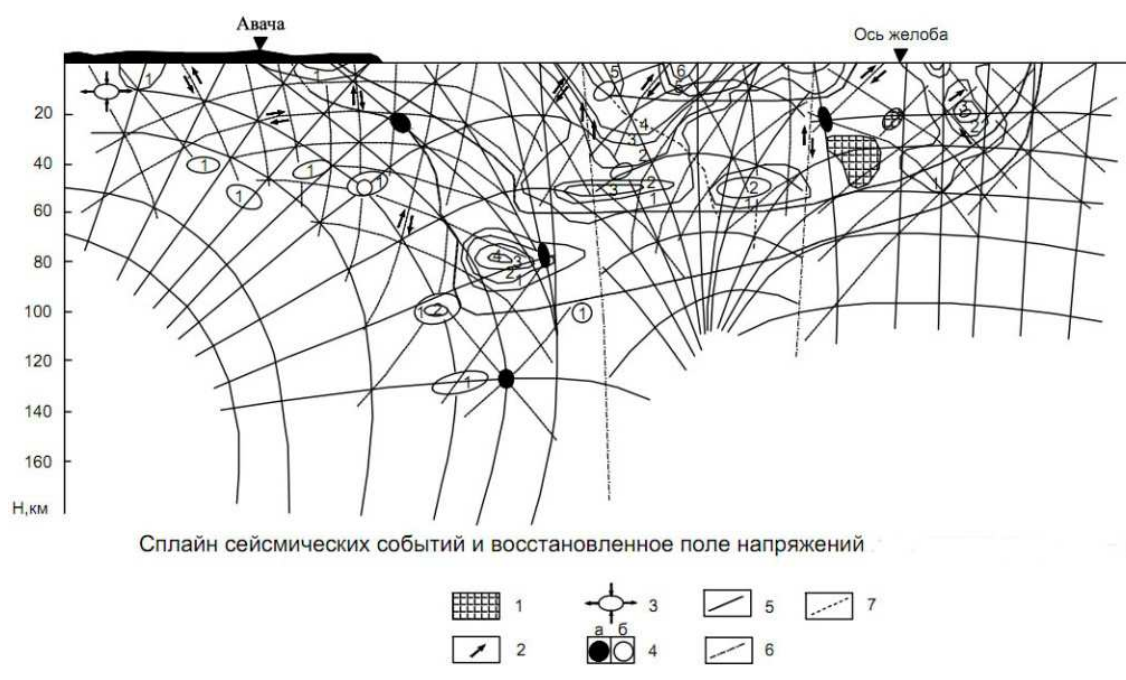


Рис. 2.5 Разрез сейсмофокальной зоны через Авачинский залив по (Шарапов и др., 1992):

- 1 – асейсмичные области,
- 2 – направления возможного смещения блоков коры по сейсмическим разрывам,
- 3 – области растяжения,
- 4 – области однородного сжатия (залитые кружки) и растяжения (открытые кружки),
- 5 – тектонические зоны (разломы),
- 6 – главные направления траекторий деформаций,
- 7 – изолинии частот.

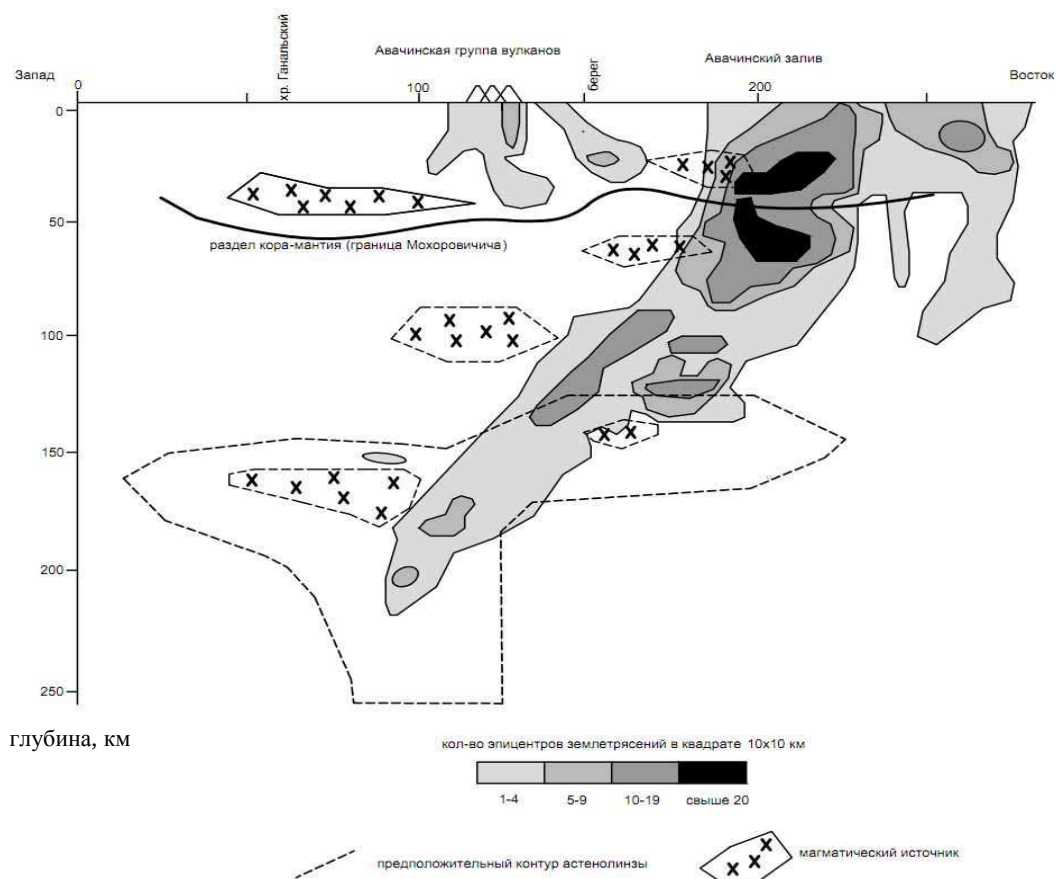


Рис. 2.6 Совмещенные сплайны частот гипоцентров землетрясений и предполагаемых контуров магматических очагов, по (Гонтовая и др., 2008).

На рис. 2.5 приведены совмещенные сплайны частот гипоцентров землетрясений и предполагаемых контуров магматических очагов, по (Гонтовая и др., 2008). На рис. 2.6 совмещены сплайны частот гипоцентров землетрясений и предполагаемых контуров магматических очагов. Приведенное поле напряжений рис. 2.6 является констатацией наличия напряжений, вызвавших сейсмические события, отраженные в каталоге землетрясений. С использованием ПК GIS-ENDDb (Михеева, 2016) были проанализированы данные о механизмах землетрясений за период 1974-2012 гг.

Для горизонтальных сечений в настоящее время имеется достаточно обширная база данных, обработка которой приведена на рис. 2.7. Как следует из данных рис. 2.7, под вулканами Авачинско-Корякской группы в земной коре преобладают условия растяжения, подтверждаются данные об Авачинском грабене (Горбатов и др., 2004). Следовательно, при решении задачи гидродинамики фильтрации флюидов в отношении задания эффективной проницаемости пород желательно учитывать эти обстоятельства.

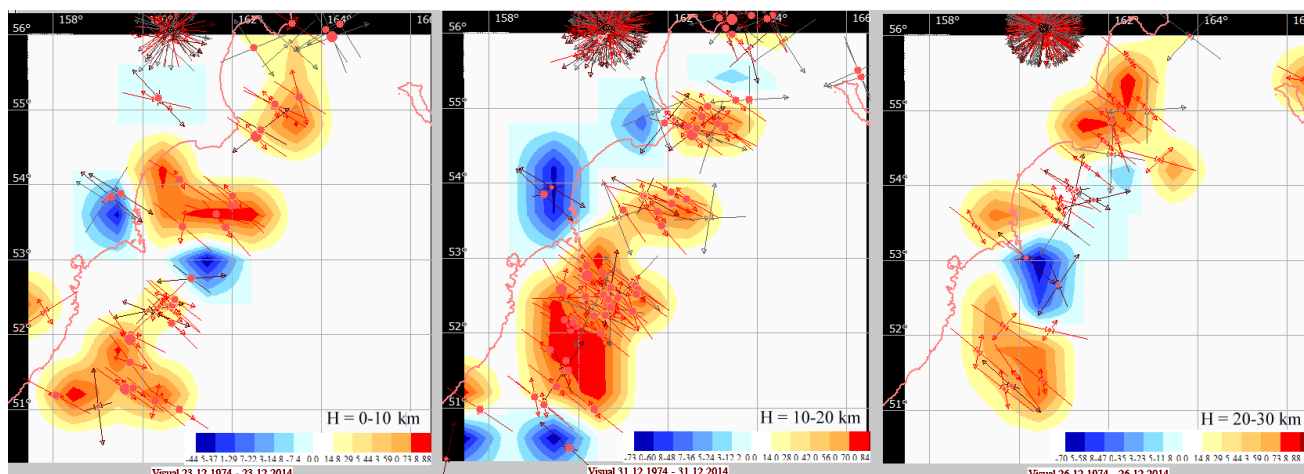


Рис. 2.7 Распределение областей сжатия (красное) и растяжения (синее) в земной коре (глубина 0-30 км) сейсмофокальной зоны Камчатки. На картах приведено положение швов разрывов и векторы осей тензора напряжений по (Михеева, 2016).

Геофизические данные позволили составить структурную схему возможной картины развития мантийно-коровых магматогенных флюидных систем, элементы которой могут моделироваться численно в отношении динамики развития процессов инфильтрационного метасоматоза мантийных пород над разноглубинными магматическими очагами (рис 2.8).

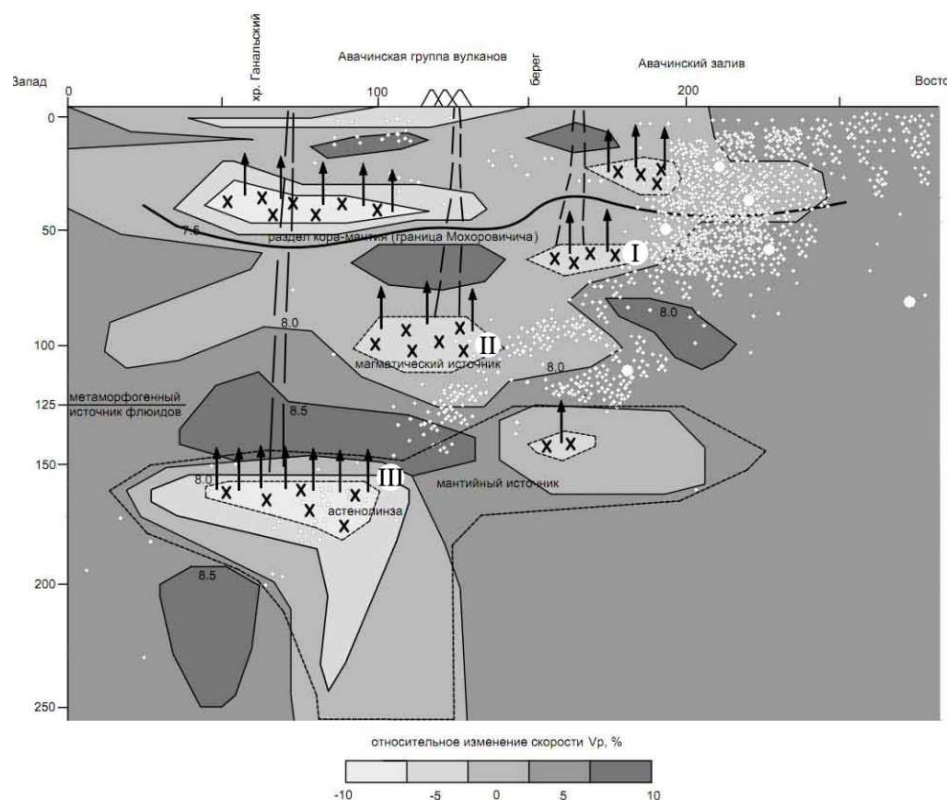


Рис. 2.8 Геофизическая схема литосферы под вулканами Авачинско-Корякской группы (томография из работы Гонтова и др., 2010) с положениями гипоцентров землетрясений (светлые кружки), косыми крестиками обозначены области магматических очагов, стрелками показаны возможные области фронтальной фильтрации магматических флюидов. Пронумерованы варианты разноглубинных источников флюидов, для которых далее строятся собственные модели динамики.

Приведенные данные позволяют предполагать, что процессы тепло-массообмена в проницаемых зонах проходили и происходят сейчас в высоко трещиноватых породах и сопровождаются интенсивной сейсмической активностью. Рассмотрим их структурные характеристики в пределах Авачинского вулканического хребта, полученные при его геофизическом изучении.

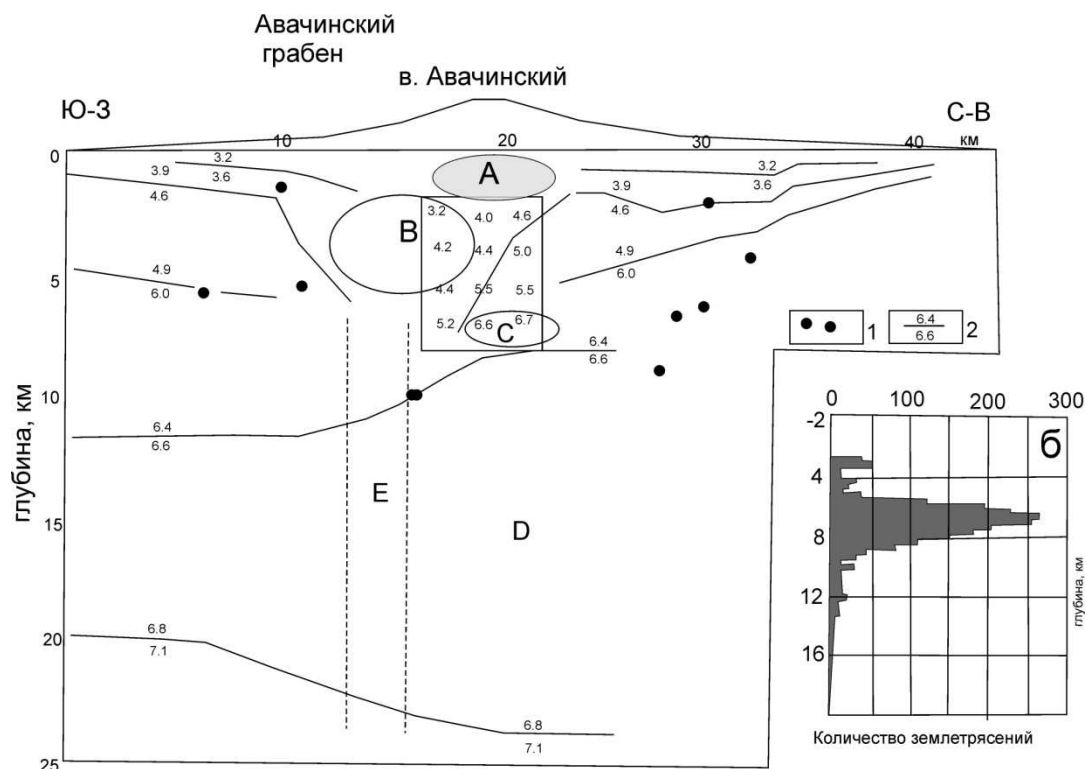


Рис. 2.9 Сейсмический разрез вдоль Авачинского вулкана по (Мороз, Гонтовая, 2007):

А – зона аномального поглощения высокочастотных составляющих Р-волн (периферический магматический очаг);

В – сейсмический волновод, зона аномальной проводимости (Авачинский грабен);

С – зона повышенных значений скорости Р - волн (предполагаемая интрузия);

D – зона пониженных значений градиента скорости Р-волн (возможно, флюидонасыщенная зона);

Е – зона аномальной проводимости и высоких скоростных градиентов (глубинный разлом).

1 – точки дифракции; 2 – скоростные границы.

На врезке под конусом вулкана приведены значения скорости V_p (км/сек) по данным сейсмотомографии.

Врезка слева б – график изменения количества землетрясений с глубиной за период 1966–2009 г.

Наиболее важная информация для построения модели проницаемости содержится на рис. 2.10. Не сложно видеть, что структура южной и северной части под вулканическим хребтом существенно различается. Так, в фундаменте северной части структуры преобладают вертикальные зоны разломов шириной порядка 1-2 км. В южной части структуры преобладают существенно более сложные области проницаемости (в англоязычной литературе называются «грибницей» (mushroom)), которые широким шлейфом низкоплотных пород заполняют грабен. Данная модель принята в численной

схеме за характеристику таких зон флюидопроводимости над магматическими камерами под Авачинским вулканом.

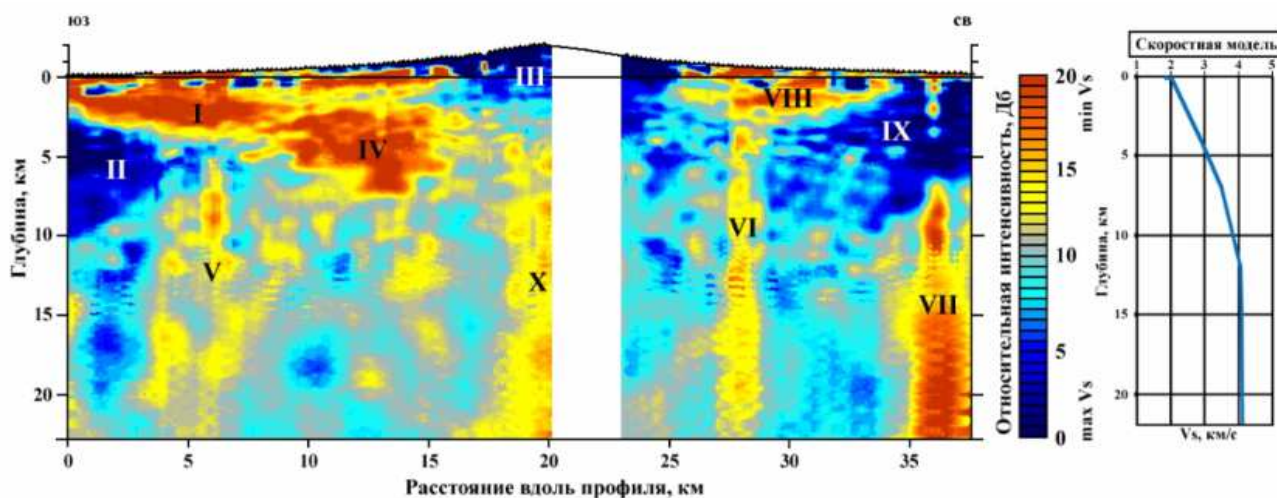


Рис. 2.10 Сейсмический разрез земной коры под Авачинским вулканом до глубины 20 км с положением и размерами зон трещиноватости (Абкадыров и др., 2014).

Детальная картина структуры постройки и фундамента приведена в работе (Koulakov et al., 2014) (рис. 2.11). На разрезе четко просматривается положение разломов, рассекающих как вулканическую постройку, так и ее фундамент. Наиболее четко ширина области растяжения в фундаменте видна на рис. 2.11 С, тогда как структура постройки более полно отражена на рис. 2.11 В.

Как показано в работе (Болдырев, 2002) сейсмофокальная зона под действующими вулканами Камчатки имеет глубину порядка 70 км. Поэтому картина структуры вулканической постройки (рис. 2.9) и земной коры под ней (рис. 2.9 - 2.11) может быть принята за модель в отношении высоко проницаемых зон над магматическими очагами.

Очевидно, что главной проблемой при построении схемы рассматриваемой флюидной мантийно-коровой системы является оценка глубин захвата расплавами ксенолитов. По определению предмета исследования (ксенолиты) ясно, что обломки литосферных пород в вулканогенных породах не могут располагаться в разрезе литосферной коры глубже кровли очагов магм, питающих вулканические извержения. Из рис. 2.9 следует, что это может быть любой из показанных магматических очагов. По петрогенетическим оценкам (Колосков, 1999) этот интервал глубин присутствия «коромантийной смеси» порядка **30÷60 км** от поверхности вулканических построек. Из тектонофизической схемы следует, что область интенсивной сейсмичности не опускается в разрезе мантийной литосферы глубже 70 км. Следовательно, таковой может быть магматическая область на границе мантии и земной коры.

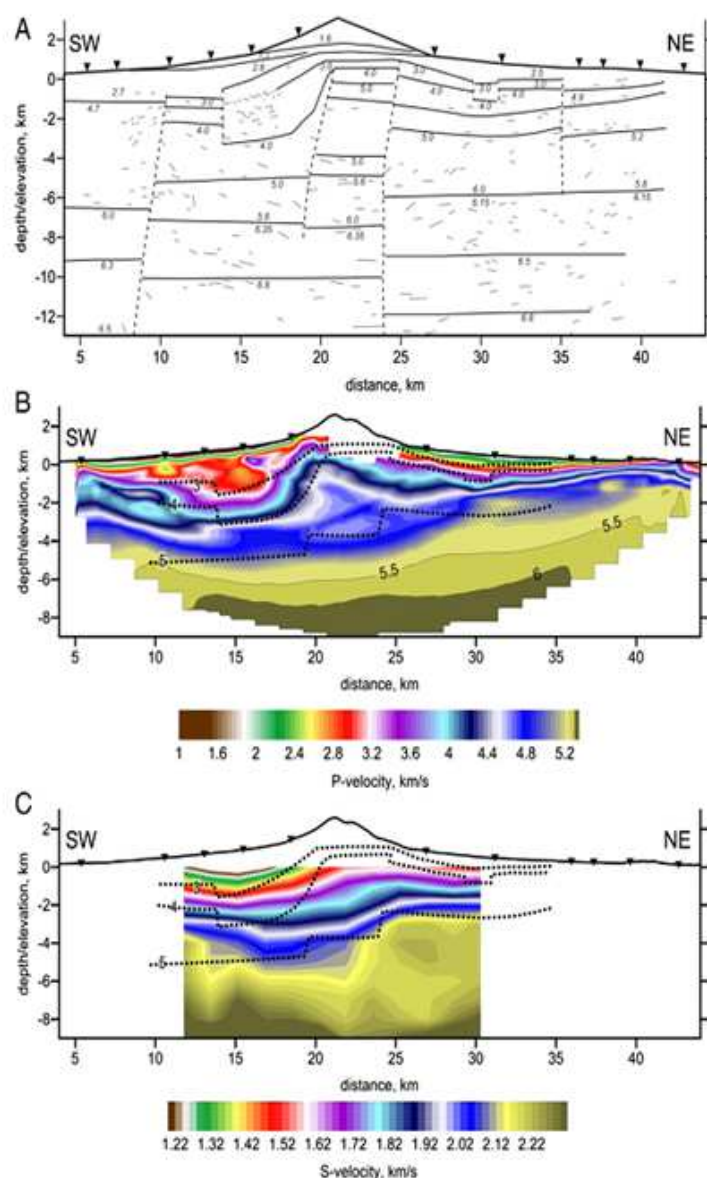


Рис. 2.11 Структурная интерпретация (А) волновой картины Р и S волн в вулканической постройке и фундаменте (Koulakov et al., 2014). Четко фиксируется (С) квазисимметричный грабен в фундаменте шириной порядка 10 км, который компенсирован только в верхней части постройки стратовулкана. В диссертации нет собственной интерпретации волновых картинок (А).

«Месторождения» ксенолитов ультрабазитовых пород Авачинского вулкана связаны с эксплозивными извержениями андезитов западнее и восточнее молодого конуса вулкана (Базанова и др., 2003). Структуры и текстуры крупных обломков мантийных пород в ксенолитах ультрабазитов указывают на широкое разнообразие трещиноватости субстрата над магматическими очагами. В них фиксируются открытые полости, трещинные плоскости с углами пересечения в интервала 23°-45°, беспорядочная трещиноватость и другие неоднородности, связанные с разрушением пород в зонах активной сейсмичности. При этом угловатые обломки ультрабазитов размерами от

нескольких сантиметров до 30 см в поперечнике не имеют признаков механической обработки при течении гетерофазной массы в проводниках магмы. Характерно присутствие на поверхности ксенолитов ультрабазитов вспененных кислых стекловатых «примазок» и интерстициальных стекловатых пузыристых обособлений. Можно полагать, что это и есть область максимальной трещиноватости «коромантийной смеси» по (Колосков, 1999) при продолжении в верхнюю мантию зон разломов, показанных на разрезе земной коры под Авачинским вулканом (продолжение Авачинского грабена).

2.4 Основные черты геологии и история вулканических процессов Авачинского вулкана

Действующий Авачинский вулкан (или Авача, 53°15' N, 158°51' E) абсолютная высота 2751 м согласно общей классификации (Действующие..., 1991) относится к ряду среднеплейстоцен - голоценовых вулканов, образующих цепь северо-западного простирания и включается в восточный вулканический пояс на юго-востоке Камчатки. Авача – это закономерный элемент «дуговой» вулканической системы, который является характерным типом вулканизма всей зоны перехода «океан – континент» Камчатского сегмента вулканических дуг.

Авачинский вулкан (рис.2.12), как и весь вулканический хребет относится к южной части полукольцевой структуры в тектоническом блоке земной коры, выделенной в работе (Эрлих, 1973). Вулкан принадлежит к закономерной части горста Шипунского полуострова, отделяющего Авачинский грабен от грабена Кроноцкого залива.



Рис. 2.12 Авачинский вулкан, вид с юга, август 2008.

Активность Авачинского вулкана началась в плейстоцене (800 тысяч лет назад) и продолжается до сих пор. На основании возраста извержений и доминирующего химического состава лав вулканическая активность Авачи в недавнем геологическом прошлом подразделяется на два периода:

- 1) I период - от андезибазальтов к андезитам 7500-3700 лет назад;
- 2) II период - от базальтов к риолитам 3500 лет назад и до настоящего времени (Braitseva, 1998).

Эксплозивные извержения, вынесшие основную массу ксенолитов ультрабазитов, связаны с разрушением верхней части Авачинского вулкана (Базанова и др., 2003). Основной овал этих отложений располагается вдоль диагональной зоны разломов, разделяющих Авачинский и Корякский вулканы. Распределение в этой зоне даек, шлаковых конусов и экструзий указывает на существование в юго-западной части области растяжения, «рыхлости» и дробления земной коры, значительно более интенсивной, чем в противоположном секторе дуги.

Породы фундамента Авачи мел-палеогенового возраста и представлены песчаниками, алевролитами, филлитовыми сланцами, туфами, туфопесчаниками, туфобрекчиями и кремнистыми сланцами общей мощностью до 5000 м. Нижняя часть стратовулкана сложена двумя лаво-пирокластическими комплексами: древний базальтовый и более молодой андезитовый/андезибазальтовый (Действующие..., 1991). Нижняя базальтовая / андезибазальтовая часть Авачинского стратовулкана сформирована в начале позднплейстоценового оледенения. Образование верхней андезитовой и андезибазальтовой части произошло в конце покровного оледенения. Древняя постройка Авачинского вулкана была частично разрушена в конце позднего плейстоцена. До начала голоцена изливались пирокластические потоки (андезибазальты, андезиты, в меньшей степени дациты) и образовались экструзивные тела. Общий возраст Авачинского стратовулкана вулкана порядка 30 тыс. лет, интенсивный вынос рассматриваемых в диссертации ультрабазитовых ксенолитов оценивается отрезком времени порядка 7 – 3,5 тысяч лет (Базанова и др., 2003).

При детальном исследовании распределения вулканитов различного состава по территориям всех мировых островных дуг, наблюдается четкая геохимическая зональность в смене низкощелочных вулканитов фронтальной зоны дуги на все более щелочные вплоть до субщелочных высоко- и весьма высококалийных пород в её тыловой зоне. При этом именно в тыловых островодужных базальтоидах проявляются ксенолиты наиболее типичных глубинных гипербазитов, лерцолитов, гарцбургитов и т.д. (Авдейко, 1992). Это связано с различными уровнями формирования магм. Само присутствие

ультрабазитовых ксенолитов в вулканитах фронтальной зоны островной дуги (куда относится Авачинский вулкан) выглядит не очень корректно и понятно. Ведь известно, что данный тип ксенолитов наиболее характерен не для фронтальной зоны островной дуги, а именно для базальтоидов тыловой зоны островной дуги, где проявляются обычно наиболее щелочные разности вулканитов.

Данная последовательность нарушается только в крупных разломных зонах (например, почти перпендикулярно пересекающих простирание островной дуги в проливе Буссоль в центре Курильской островной дуги). По вышеупомянутой аналогии возможно связать с глубинным Авачинским грабеном появление ксенолитов ультрабазитов в Авачинских вулканитах, именно с лавами повышенной щелочности, предположительно сформированных на более глубоком уровне, нежели низкощелочные лавы того же вулкана.

Подтверждением маловероятной связи деятельности вулкана Авача именно с фронтальными зонами магматизма островных дуг является и состав пород этого вулкана, варьирующий от низкощелочного и низкокалиевого до субщелочного высококалиевого (совмещение в себе пород всех островодужных зон сразу), а также и набор ксенолитов в этих лавах, вмещающих в себя как большое количество габброидов (характерных для именно низкощелочных фронтальных вулканитов), так и ультраосновных пород, обычно характерных прежде всего для тыловых зон магматизма островных дуг. Это так же подтверждает участие не одного, а нескольких разноглубинных источников магм для Авачинского вулкана.

Необходимо объяснить как происходит формирование двух типов магм разного состава одного и того же вулкана. Маловероятным выглядит механизм, по которому по одним и тем же трещинам происходит подъем и излияние различных по составу магм из разноглубинных источников (особенно если учитывать весьма большую разницу в глубинах расположения имеющихся верхнего и какого-либо нижнего очага). Более логично полагать, что основная магма, заполняющая верхний коровый очаг и сформированная именно на границе коры и мантии, изначально имела именно повышенно щелочной состав. Появление же среди продуктов этого очага магм пониженной щелочности обусловило в различной степени взаимодействие этих магм с веществом первично ниже- и средне корового низкощелочного фундамента, причем почти на тех же или слабо различающихся глубинах. Данная ситуация объяснима с позиции участия в этих процессах поднявшихся на ту или иную глубину глубинных термохимических плюмов (Антонов, 2008).

2.5 Следствия, полученные при дешифрировании снимков и обработке геофизической информации

Сумма изложенной выше информации обобщена в виде графической модели магматических систем под вулканами Авачинско-Корякской группы (рис. 2.8), которая используется при численном моделировании процессов флюидного преобразования (Глава 5). Эти структурные схемы должны быть дополнены сведениями о возможном диапазоне температуры флюидов, отделяющихся от показанных на рис.2.8 магматических очагов. Следовательно, ниже будут обсуждаться динамические схемы тепломассопереноса в системах «генерирующий флюиды очаг – плоская флюид проводящая зона» вертикальной протяженностью 120 км, 100 км, 70 км, 50 км и шириной 4 км, что соответствует оценке ширины Авачинского грабена.

Приведенные данные о тектонофизическом контроле магматизма под вулканами Авачинско-Корякской группы позволяют предположить, что процессы тепло-массообмена в проницаемых зонах проходили и реализуются теперь в высоко трещиноватых породах и сопровождаются интенсивной сейсмической активностью. В следующей Главе 3 рассмотрим структурно – минералогические характеристики ультрабазитовых ксенолитов Авачинского вулкана.

3. УЛЬТРАБАЗИТОВЫЕ КСЕНОЛИТЫ: КОНТАКТ С ВМЕЩАЮЩЕЙ ПОРОДОЙ, СТРУКТУРА, СТЕПЕНЬ МЕТАСОМАТИЧЕСКОЙ ИЗМЕНЕННОСТИ И СОСТАВ МИНЕРАЛОВ

3.1 Петрографическая характеристика вулканических пород Авачинского вулкана вмещающих ультрабазитовые ксенолиты

Большинство из найденных и описанных в литературе перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана окружены андезибазальтовой или андезитовой «рубашкой» (мощность от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров). Образцы андезитов и андезибазальтов представляют собой серые, тёмно-серые или почти чёрные плотные или пористые породы, в которых невооруженным взглядом различимы порфиновые выделения белого плагиоклаза и темно-зеленого пироксена, достигающих 0.5-3 мм в поперечнике (рис. 3.1).

Андезибазальтовым лавам Авачинского вулкана свойственны следующие петрографические особенности:

- разнообразие по минералов, прежде всего по наличию или отсутствию в породах разной кремнезёмистости амфибола (хим. анализы приведены в работе Колосков, 1999). В исследованных нами образцах амфиболы присутствовали повсеместно;
- серийно-порфировая структура с пилотакситовой основной массой. Наличие полного перехода от фенокристаллов к микролитам основной массы;
- присутствие на контакте с ксенолитами кислого нераскристаллизованного стекла, благодаря чему возникают своеобразные типы «вспененных» структур;
- порфиновые выделения, составляют 30-50% объема породы, образованны основным плагиоклазом (лабрадором), роговой обманкой, диопсид-авгитом, гиперстеном, титаномagnetитом и рудным минералом (рис. 3.2);
- основная масса андезитов и андезибазальтов, как правило, состоит из вулканического стекла, в котором наблюдаются микролиты плагиоклаза, клино- и ортопироксена, а также мелкие зерна рудного минерала (сульфиды) и магнетит (титаномagnetит).

Следует отметить, фиксация повсеместно проявленного в андезибазальтах амфибола прямо указывает именно на их повышенную общую щелочность

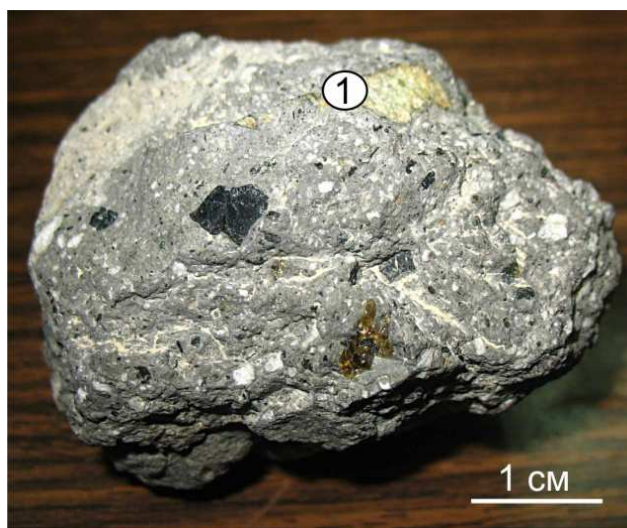


Рис. 3.1 Образец андезибазальта с характерным включением ультрабазитового ксенолита (1).

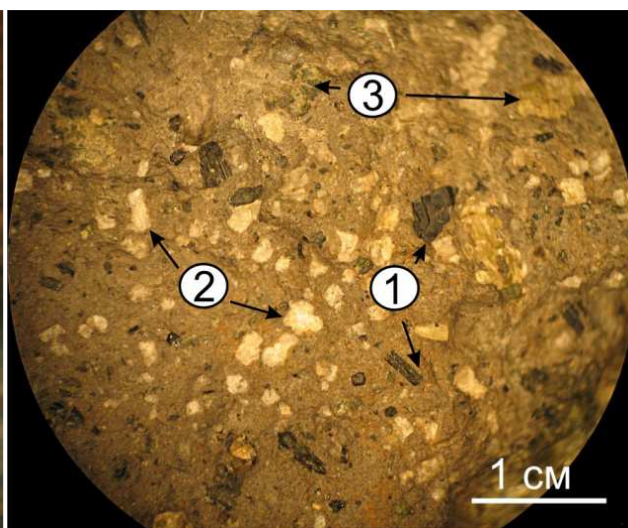


Рис. 3.2 Порфировые включения андезибазальта: (1) роговая обманка, (2) плагиоклаз, пироксен (3).

Главной составной частью андезибазальта является плагиоклаз (до 50-70% объема). Он образует как включения, так и микролиты основной массы совместно со стеклом, пироксеном, амфиболом и магнетитом. Включения плагиоклаза зональные, содержат большое количество вторичных газовой-жидких включений, а также рудного минерала и стекла, которые расположены в определенных зонах либо переполняют центральные части крупных кристаллов.

Роговая обманка андезибазальта грубозернистая, часто представлена в виде обломков (обломки скорее всего ксеногенны), имеет бурую окраску с сильным плеохроизмом. Наблюдаются нормальные кристаллы разного размера, кристаллизовавшиеся именно из расплава, в котором они являются стабильной фазой. Также роговая обманка распространена в виде оторочек на контакте ксенолита и вмещающей породы. Шпинель и магнетит (титаномагнетит) представлены в виде изометричных кристаллов до 0.5 мм, часто содержат капли сульфидной жидкости.

Более подробное петрографическое описание изверженных пород Авачинского вулкана, а также геохимия примесных элементов (в том числе редкоземельных и группы La-Lu) полно освещены в работах (Колосков, 1999; Перепелов, 2014 и др.). В рамках диссертации вышеупомянутые данные играют сопутствующую роль в отношении оценки температуры магматогенных флюидов, отделяющихся от кристаллизующейся магмы.

3.2 Ультрабазитовые ксенолиты Авачинского вулкана: общие сведения и распространение

Ультрабазитовые ксенолиты Авачинского вулкана давно известны и петрографически хорошо изучены (Заварицкий, 1940; Масуренков, 1969; Щека, 1970). Наиболее полная сводка данных об их распределении принадлежит сотруднику ИВиС ДВО РАН А.В. Колоскову. По его данным (Колосков, 1999) среди ксенолитов Авачинского вулкана преобладают разнообразные габброиды, амфиболиты, амфиболовые сланцы, зеленокаменно измененные орто- и парапороды мелового фундамента. Доля пород ультраосновного состава и пироксенитов составляет не более 10-15%. Преобладают ксенолиты дунитов, гарцбургитов, лерцолитов (90-95%), реже встречаются верлиты, клинопироксениты, вебстериты, как правило, с амфиболом, образующие все переходы к кортландитам и горнблендитам.

На рис. 3.3 представлена наиболее полная карта с отмеченными находками ультрабазитовых ксенолитов рассматриваемых в данной работе ассоциаций. Практически все выделенные А.В. Колосковым типы ультрабазитовых включений (кроме дунит-верлит-пироксенитового типа, выявленного только во фронтальной островодужной зоне в центральных и северных вулканах Камчатки) проявлены и в южных, и в центральных, и в северных районах Камчатки. При этом дунит-гарцбургитовый тип включений выявлен только во фронтальной зоне островной дуги, а верлит-пироксенитовый тип включений – преимущественно в тыловых зонах островных дуг, за исключением одного фронтального вулкана на Корякском перешейке.

Ксенолиты обнаруживают среди пирокластического материала в бортах Сухой Елизовской речки (рис. 3.4), а также на перевале между Корякским и Авачинским вулканом. Наибольшее количество ксенолитов в 2008-2013 гг. собрано сотрудниками ИГМ СО РАН вблизи экструзии Верблюдов (рис. 3.5), во время полевых работ 2014 года партия под руководством А.Я. Шевко обогнула Авачинский вулкан с севера и собрала коллекцию ксенолитов у северо-восточного подножия вулкана. В меньшем количестве ультраосновные ксенолиты встречаются и в потоках пирокластических продуктов самого Авачинского вулкана, а также в базальтах отдельных конусов (в потоках и пирокластическом материале), в андезитах экструзивных куполов (в краевых зонах) и в базальтовых пирокластических образованиях краевых фаций некоторых экструзий (Колосков, 1999).



Рис. 3.3 Плиоцен-четвертичные вулканы Камчатки и представленные в них ультраосновные ксенолиты по (Колосков, 2009 с добавлениями):

1 – выступы метаморфизованных пород фундамента,

2 – проявления четвертичного вулканизма,

Вулканы с ксенолитами:

3 – **дунит-гарцбургитовой ассоциации** (вулканы: 1 – Авачинский, 2 – Корякский, 3 – Жупановский, 4 – Кроноцкий, 5 – Начикинский),

4 – **дунит-верлит-пироксенитовой ассоциации** (вулканы: 6 – Николка, 7 – группа конусов Большого трещинного Толбачинского извержения, 8 – Зиминая, 9 – Безымянный, 10 – Ключевской, 11 – Заречный, 12 – Харчинский, 13 – Шивелуч),

5 – **верлит-пироксенитовой ассоциации** (14 – плато-базальты Бакенинг, 15 – дайки и силы базальтов на р. Степанова, 16 – Ичинский вулкан, 17 – ареальные и покровные проявления Дола Геологов, 18 – вулкан Кетепана, 19 – р. Валовая).

6 – направления движения блоков,

7 – зоны растяжения, 8 – тектонические нарушения, 9 – области активной сейсмичности.



Рис. 3.4 Русло Сухой Елизовской реки – место обнаружения ксенолитов в базальтоидах Авачинского вулкана.

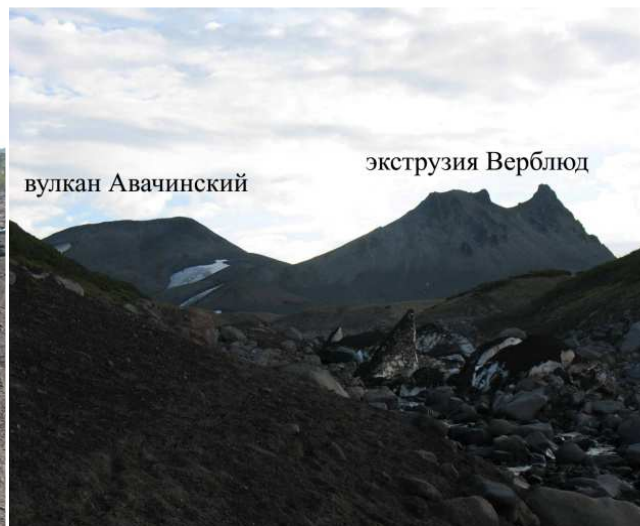


Рис. 3.5 Экструзия Верблюд (между Авачинским и Корякским вулканом) – основное место находок ультрабазитовых ксенолитов в лавах.

3.3 Взаимоотношения вулканических пород с ультрабазитовыми ксенолитами: границы и новообразования

Контакты ксенолитов с вмещающей породой делятся на два вида: реже - чёткие, резкие, без видимых преобразований или новообразований (рис. 3.17 и рис. 3.18). В некоторых шлифах зёрна оливина погружены в базальтовый расплав, однако никаких видимых изменений на границе зерна и расплава нет, как не обнаружено и затеканий базальтового расплава в ксенолиты.

Гораздо чаще - на контакте ксенолита и вмещающей породы наблюдается чёрная зональная амфиболовая / амфибол-плагиоклазовая оторочка шириной 1-5 мм (рис. 3.6 и рис. 3.7; рис. 3.15 и рис. 3.16), которая также содержит «пузыристое» стекло или без такового (рис. 3.11 и 3.12). Вспенивание и образование пузыристой структуры стёкол происходит в результате резкого изменения Р-Т условий (землетрясения) при открытии трещин, где ранее находился расплав.

Помимо матричного (образующих ксенолиты) прозрачного или светло-зелёного форстерита, более железистые «медово-желтые» оливины обнаружены только на контакте андезибазальта и непосредственно перидотитового в виде каёмки (рис. 3.13 и рис. 3.14). Данный оливин образует крупные кристаллы, химически однороден и не имеет зональности, в ряду твердых растворов «форстерит-фаялит» относится к хризолиту $Fo \sim 80$ $Fa \sim 20$.

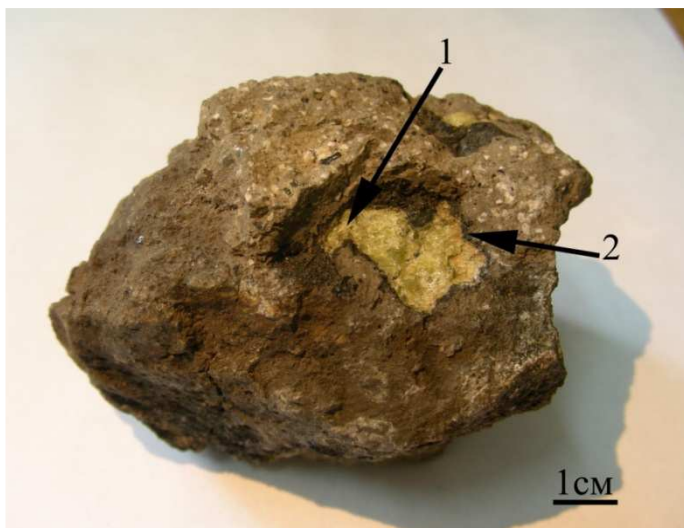


Рис. 3.6 Образец андезибазальта с включением гарцбургита (1). На контакте развивается амфиболовая оторочка (2).

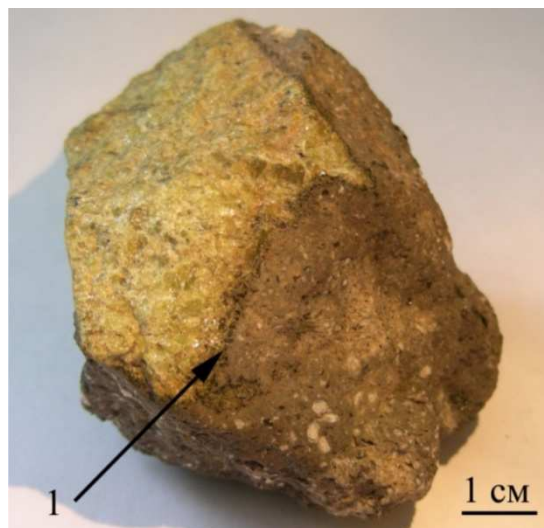


Рис. 3.7 Образец андезибазальта с включением гарцбургита и оторочкой вторичного «медово-желтого оливина» (1).

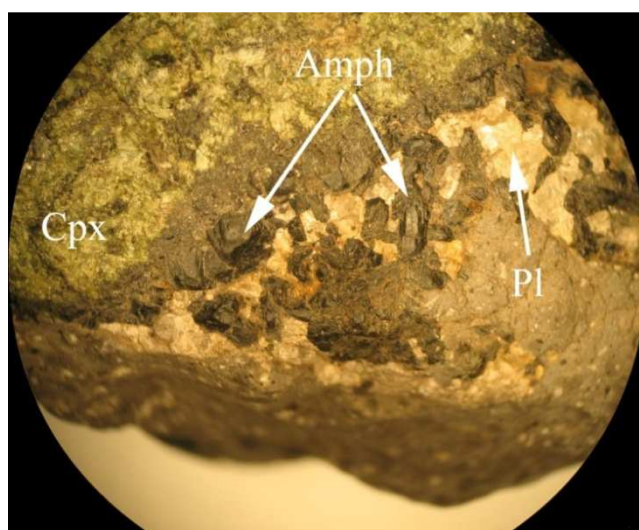


Рис. 3.8 Амфибол - плагиоклазовая оторочка в ксенолите пироксенита (увеличение в 2.5раза).

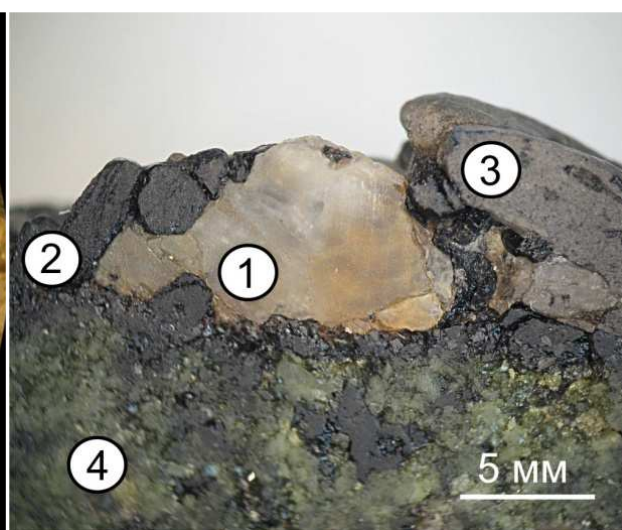


Рис. 3.9 Поперечный срез амфибол - плагиоклазовой оторочки на контакте андезибазальта и ксенолита пироксенита. (1) – плагиоклаз, (2) – амфибол, (3) – андезибазальт, (4) – пироксенит - матрица.

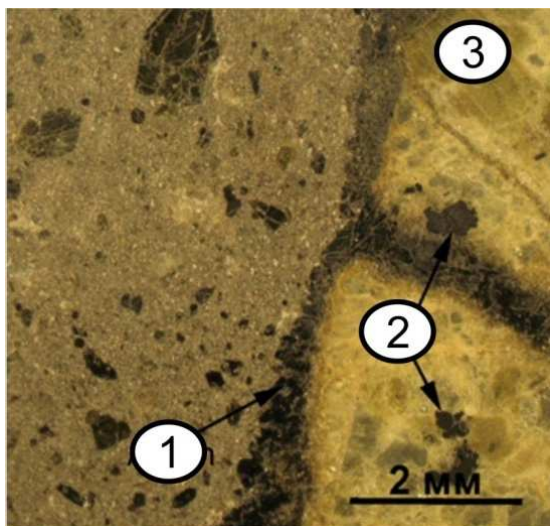


Рис. 3.10 Порфировые включения в андезибазальте и развитие тонкой амфиболовой оторочки на контакте с перidotитовым ксенолитом. (1) – амфибол, (2) – шпинель, (3) – ортопироксен.



Рис. 3.11 «Пузыристые» стекла в амфибол-плагиоклазовых оторочках на контакте перidotитовых ксенолитов и вмещающих андезибазальтов.

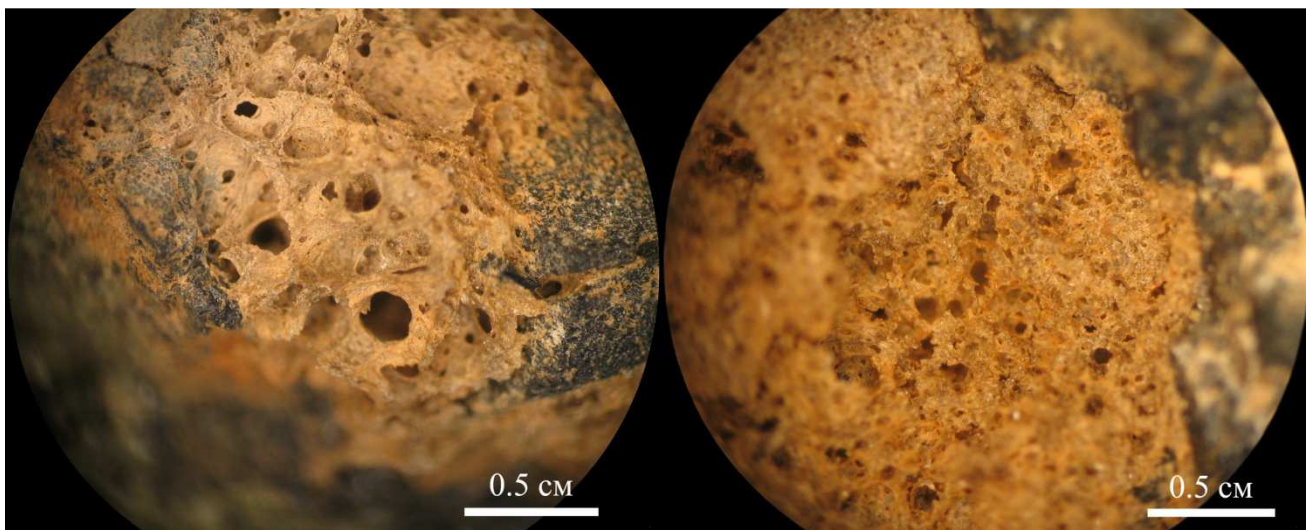


Рис. 3.12 Примеры вспененных стекол на контакте пироксенита и андезибазальта.



Рис. 3.13 «Медово-желтый» оливин (левая часть образца) на контакте андезибазальта и перидотитового ксенолита.



Рис. 3.14 Оторочка «медово-желтого оливина» на контакте ксенолита гарцбургита и вмещающего андезибазальта.

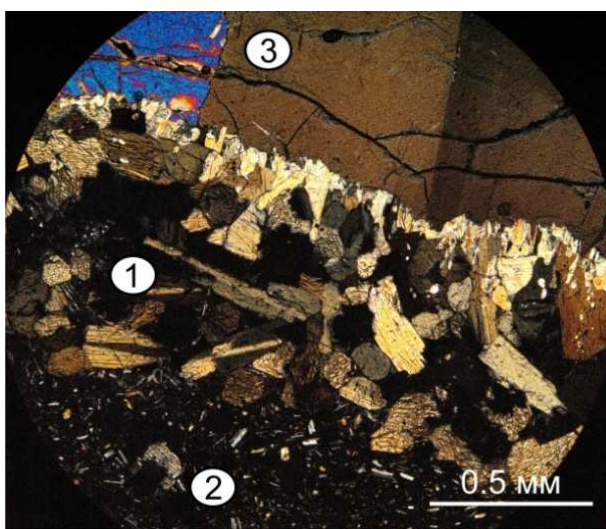


Рис. 3.15 Амфиболовая оторочка (1) ($\text{Amph} \pm \text{Ol} \pm \text{Gl}$) на контакте андезибазальта (2) и ультрабазитового ксенолита (3), николи (+).

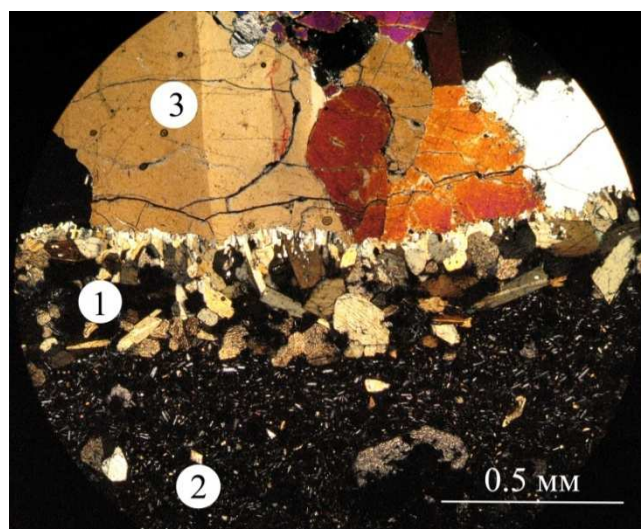


Рис. 3.16 Амфиболовая оторочка (1) ($\text{Amph} \pm \text{Ol} \pm \text{Gl}$) на контакте андезибазальта (2) и ультрабазитового ксенолита (3), николи (+).

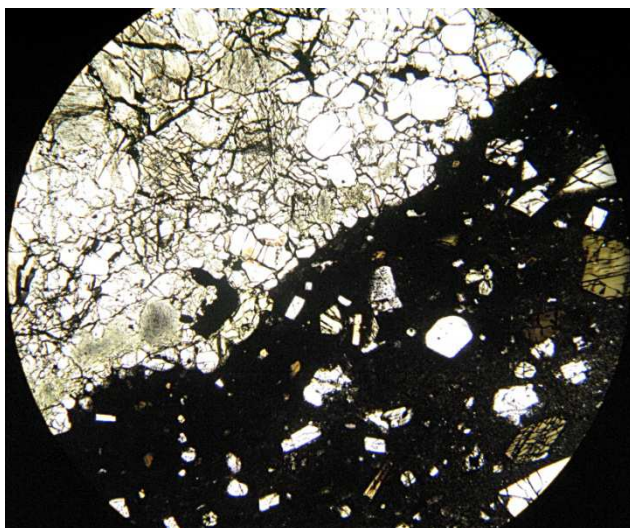


Рис. 3.17 Резкий контакт андезибазальта и ультрабазитового ксенолита без новообразований (ув. 2х0.06).

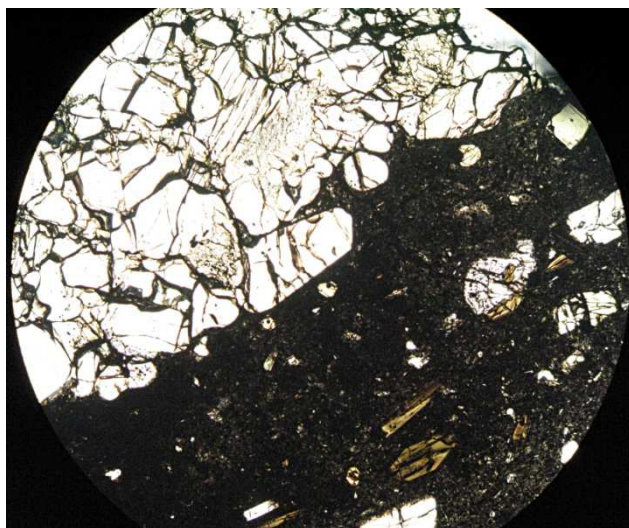


Рис. 3.18 Резкий контакт андезибазальта с ультрабазитом, отдельные зёрна оливина погружены в расплав без видимых изменений (ув. 5х0.15).

3.4 Гарцбургиты и пироксениты: разновидности перидотитовых ксенолитов

После обсуждения вмещающих андезитобазальтов и характера их контакта с ультрабазитовыми ксенолитами перейдём к рассмотрению непосредственно предмета исследования – образцов гарцбургитов и пироксенитов. Размеры Авачинских ультрабазитовых ксенолитов в основном варьируют от 3 до 10 см (иногда до 30 см), крупные обломки представляют собой сильно трещиноватые средне- крупнозернистые *гарцбургиты*, часто с текстурой «хлебной корки» (рис. 3.19 и рис. 3.20), а также ортопироксеновыми (рис. 3.21) и амфиболовыми жилами (рис. 3.22 и рис. 3.23). Мелкие ксенолиты представляют собой обломки крупных (до 5 см) пироксеновых жил или вмещающих «матричных» ультрабазитов, с мелкими прожилками орто- и клинопироксена, редко встречаются фрагменты контактовых амфиболовых оторочек. Далее приведём примеры образцов наиболее характерных ультрабазитовых ксенолитов, собранных сотрудниками ИГМ СО РАН у подножья Авачинского вулкана.



Рис. 3.19 Крупный образец гарцбургита с характерной текстурой «хлебной корки».



Рис. 3.20 Образец гарцбургитового ксенолита с обильной трещиноватостью.

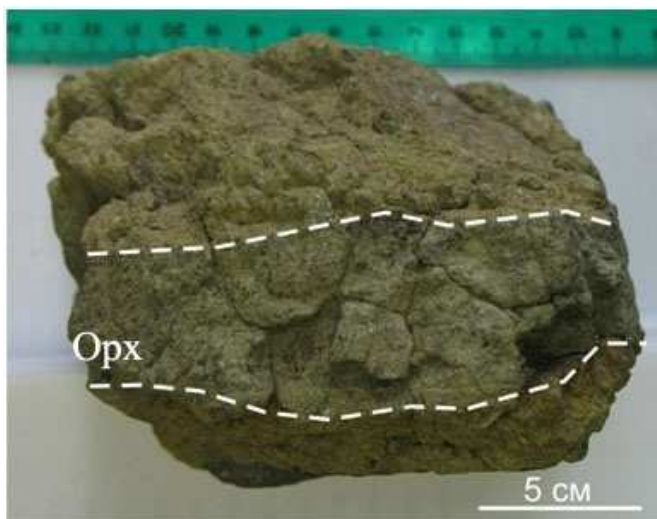


Рис. 3.21 Жила ортопироксена в образце гарцбургита.



Рис. 3.22 Образец гарцбургита с тонким амфиболовым прожилком.



Рис. 3.23 Образец гарцбургита с тонкими амфиболовыми прожилками, развивающимися по трещинам.



Рис. 3.24 Образец гарцбургита с амфиболовой оторочкой.

Подробнее остановимся на классификации каждой из разновидностей ультрабазитовых ксенолитов Авачинского вулкана. *Гарцбургиты* представляют собой светло-зеленые породы с массивной текстурой и панидиоморфнозернистой структурой (рис. 3.25 и рис. 3.26). Оливин составляет 70-80% массы породы, ромбический пироксен 10—25%, шпинель до 5%, часто встречаются изумрудно-зеленые кристаллы хромистого диопсида. Оливин относится к форстеритовому (Fo 88-91) ряду, размер зерен 0.5-5 мм, содержит единичные флюидные включения. Большинство зерен оливина сильно катаклазированы и имеют блочное строение (рис. 3.27). Ромбические пироксены светло-зеленого цвета (En 70-90), размер зерен 4-10 мм, имеют хорошую призматическую спайность по (110) вдоль которой обильно распространены газово-жидкие включения (рис. 3.24), иногда занимающие до 25-30% объема минерала. Шпинель обычно ксеноморфна по отношению к оливину, но часто встречаются и хорошо ограненные октаэдры. В проходящем свете имеет тёмно-бурую окраску из-за большого количества примесей хрома. В виде включений встречаются мелкие октаэдры и ламели шпинели в оливиновых зернах. Подробное описание шпинели в Главе 4.

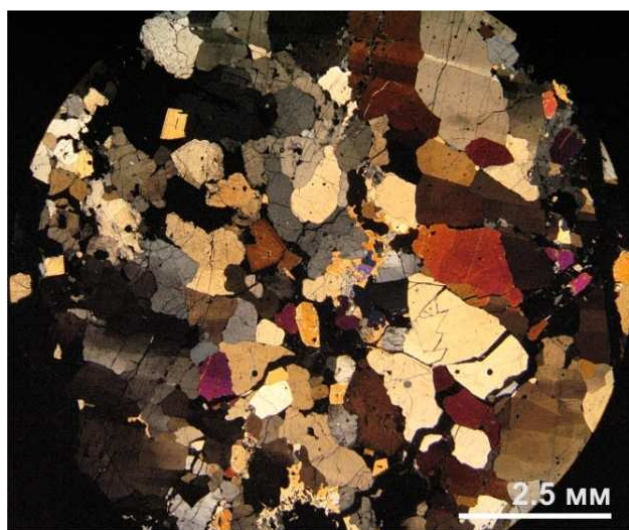


Рис. 3.25 Характерная панидиоморфнозернистая структура гарцбургитового ксенолита.

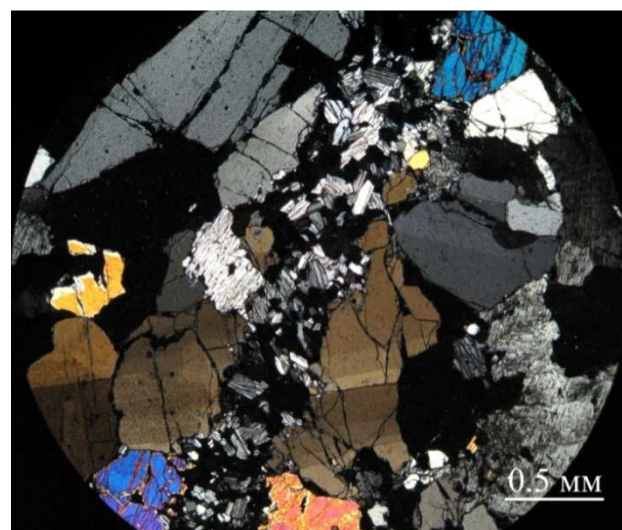


Рис. 3.26 Жила ортопироксена в гарцбургите, блочное строение оливина.

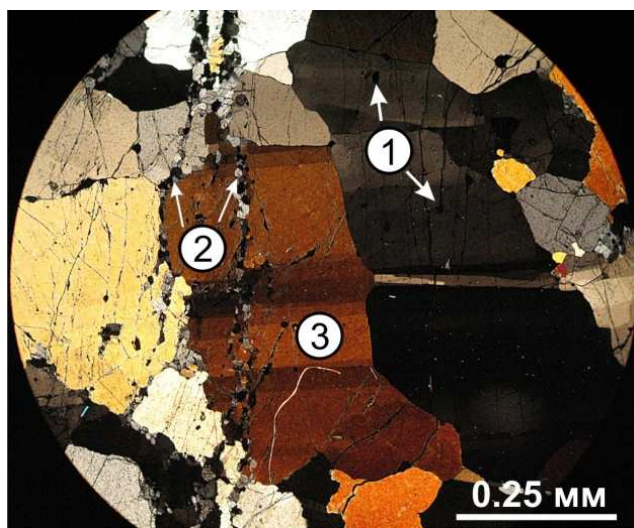


Рис. 3.27 Катаклазированные кристаллы оливина гарцбургитового ксенолита. (1) – флюидные включения; (2) – прожилки ортопироксена; (3) – блочное строение зерен оливина.

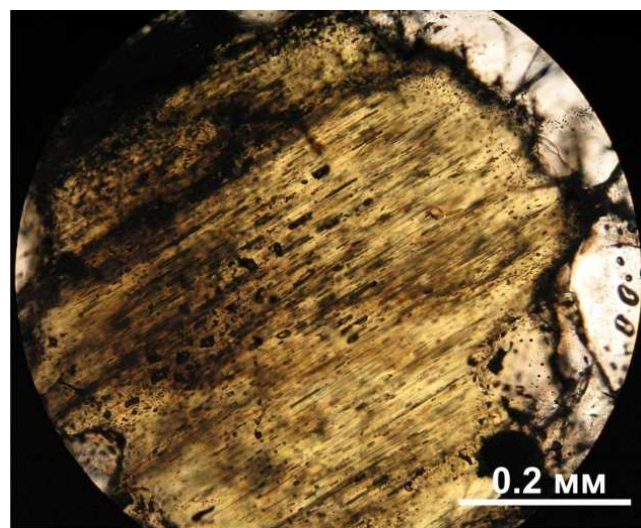


Рис. 3.28 Обильное распространение (до 25% объема минерала) газовой-жидких включений в центральной части кристалла ортопироксена.

Гораздо реже встречаются *пироксениты* (клинопироксениты) с прожилками клинопироксен–амфиболового или амфиболового состава (рис. 3.29), а также пузыристым стеклом на контакте с вмещающей породой (рис. 3.30). Примеров выполнения трещин в образцах андезибазальтовым расплавом не обнаружено.

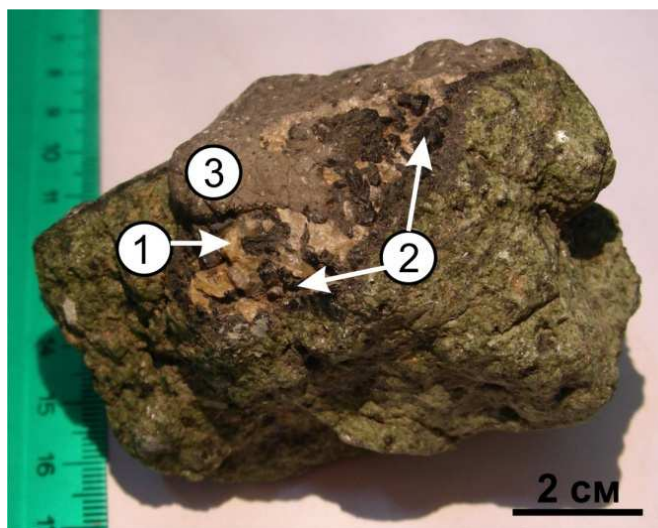


Рис. 3.29 Образец пироксенита с прожилками амфибол-плагиоклазового состава. (1) – плагиоклаз; (2) – амфибол; (3) – вмещающий андезибазальт.



Рис. 3.30 Образец пироксенита с пузыристым стеклом, образованным на контакте с вмещающей породой.

Клинопироксениты представляют собой тёмно-зелёные плотные неравнозернистые породы. Структура породы аллотриоморфнозернистая или панидиоморфнозернистая (рис. 3.31 и рис. 3.32). Породы существенно

клинопироксенового состава, среди зерен клинопироксена (хромистого диопсида) встречается амфибол и единичные (до 2-3%) зерна буроватого, железистого оливина (Fo 75-80). Плагиоклаз (An 72-73,5) встречается в виде мелких зёрен в промежутках между кристаллами клинопироксена и амфибола, а так же среди андезибазальтовой оторочки (Колосков, 1999). Клинопироксен характеризуется большим количеством расплавных и газово-жидких включений, особенно в центральной части, где последние составляют до четверти объёма минерала.

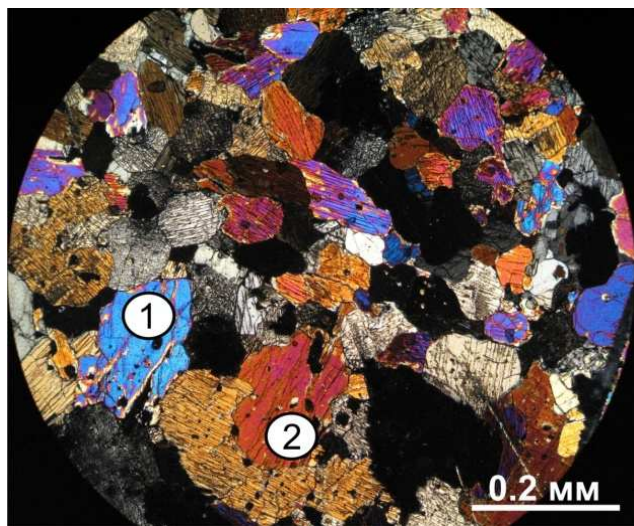


Рис. 3.31 Клинопироксенит. Панидиоморфная структура, единичные ксеноморфные зерна оливина (1) находятся между зернами клинопироксена (2), николи (+).

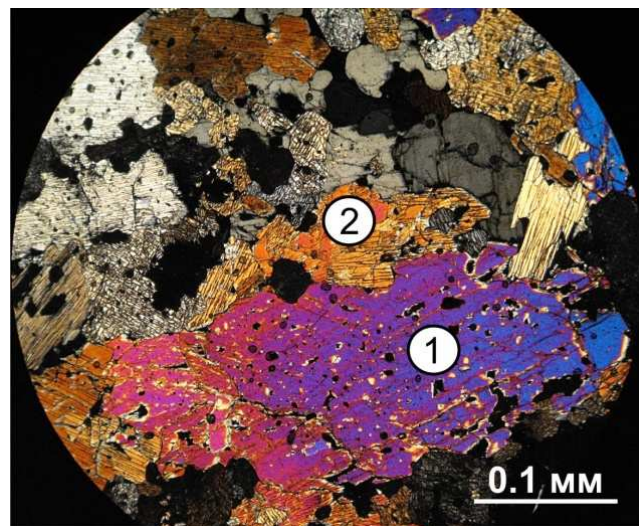


Рис. 3.32 Клинопироксенит. Панидиоморфная структура, единичные ксеноморфные зерна амфибола (1) среди зерен клинопироксена (2), николи (+).

3.5 Первичные и метасоматически изменённые ксенолиты: особенности структуры и минералогии

Впервые в работах А.В. Колоскова (Колосков, 1999), позднее в серии работ японских ученых Satoko Ishimaru и Shoi Arai (Ishimaru et al, 2007) обращено внимание на различную степень метасоматической проработки перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана.

Первичные Авачинские ультрабазиты - наименее измененные гарцбургиты, сложены оливином, первичным ортопироксеном и аксессуарной шпинелью. Содержат небольшое количество клинопироксена (~2%). Породы имеют панидиоморфозернистую структуру, размер зёрен оливина и ортопироксена от 2-3 мм до 5-6 мм. Характерные образцы первичных гарцбургитов приведены выше на рис. 3.19 и рис. 3.21. Матричный оливин (Ol I) не содержит флюидных или расплавных включений, однако содержит мелкие кристаллики шпинели. Вторичный «медово-желтый» оливин, образованный на контакте

твёрдого ксенолита и жидких вмещающих андезибазальтов, содержит расплавные включения. Ортопироксен (Орх I, Еп 70-90) представлен в виде призматических кристаллитов, не содержит флюидных или расплавных включений. Порфировая шпинель (Sp-I) представлена октаэдрическими кристалликами размером 5-20 мм, не содержит кристаллических, флюидных или расплавных включений. Следов плавления в виде интерстиционных стёкол, а так же следов сублимации в виде растворения минералов не обнаружено.

Метасоматически изменённые (метасоматизированные и подверженные частичному плавлению) ультрабазиты представляют собой мелкозернистый гарцбургит с пятнистой текстурой. Наблюдаются полосы или жилы размером от первых миллиметров до нескольких сантиметров (рис. 3.36а-б). Породы имеют характерный вид: отдельные крупные идиоморфные кристаллы (размер 2-5 мм) оливина (Ol II) и ортопироксена (Орх II), а так же шпинели (Sp-II) погружены в мелкозернистый оливиновый агрегат светло-зелёного цвета, в котором размер зёрен оливина до 1 мм. При этом структура и состав минералов в неизмененных участках породы аналогичен «первичным» гарцбургитам.

Минералы метасоматизированных гарцбургитов в изобилии содержат только флюидные включения. Метасоматическая проработка выражается в образовании радиально-лучистого ортопироксена (рис. 3.33а-б), замещающего оливин, и перекристаллизации с образованием характерной мелкозернистой структуры. В локальных участках, на границе зёрен ортопироксена и оливина появляются различные по составу интерстиционные силикатные стёкла (SiO_2 49-63; TiO_2 0.0-1.0; Al_2O_3 18.0-20.0; FeO 2.5-7.0; MgO 1.5-3.0; CaO 4.0-12.0; Na_2O 3.0-4.5; K_2O 0.5-1.5 в мас. %), объёмная доля стёкол не превышает 1-2 %.

Крайней степенью метасоматического преобразования гарцбургита являются «сахаровидные» оливиниты (содержание оливина в породе свыше 90%) с полосчатой текстурой (рис. 3.34 - рис. 3.36а-б). Полосчатость обусловлена чередованием слоёв различной мощности (от нескольких мм до нескольких см), состоящих из чередования мелкозернистого и более крупнозернистого оливина. Между зёрнами оливина обильно распространены интерстиционные стёкла, зёрна оливина в изобилии содержат флюидные включения. Отсутствие расплавных включений в оливине подтверждает теорию метасоматического, а не магматического образования данных «сахаровидных» пород.

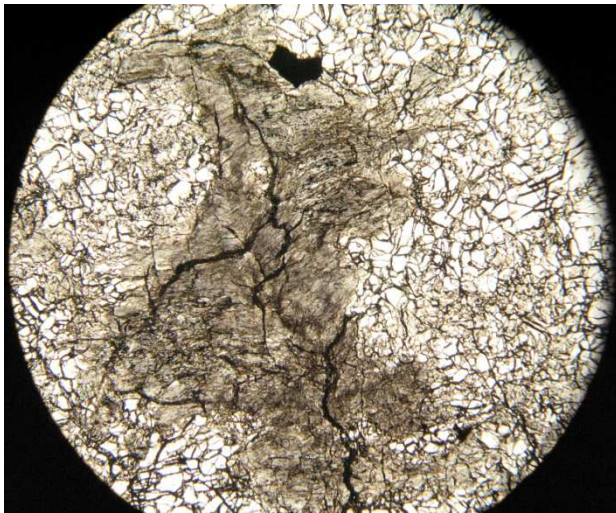


Рис. 3.33а – Радиально-лучистый ортопироксен, образующийся на месте первичного оливина. Ув. 5х0.15, николи (-)

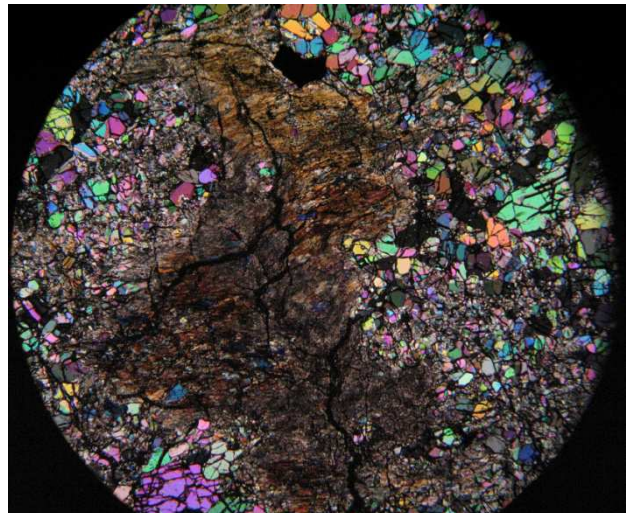


Рис. 3.33б – Радиально-лучистый ортопироксен, образующийся на месте первичного оливина. Ув. 5х0.15, николи (+)



Рис. 3.34 Образец ксенолита оливинита состоящего из мелкозернистого «сахаровидного» оливина.

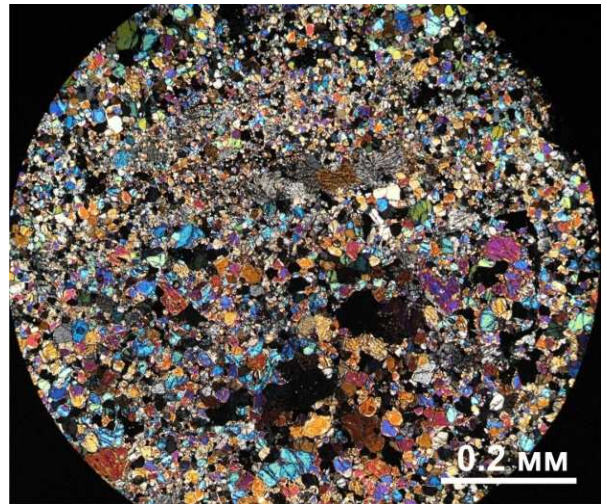


Рис. 3.35 Мелкий «сахаровидный» оливин различного размера, за счёт чего создаётся полосчатая текстура. Николи (+).

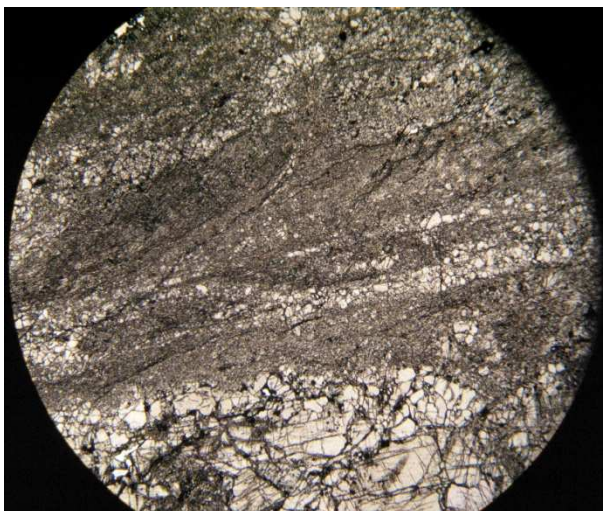


Рис. 3.36а Жилка мелкозернистого «сахаровидного» оливина секущая образец гарцбургита. Ув. 2х0.06, николи (-).

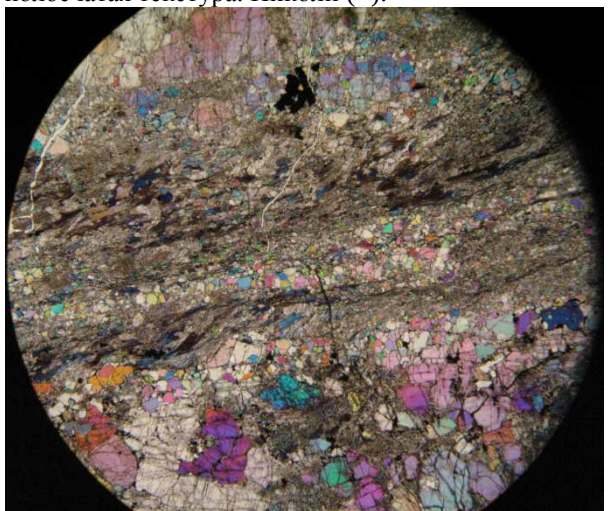


Рис. 3.36б Жилка мелкозернистого «сахаровидного» оливина секущая образец гарцбургита. Ув. 2х0.06, николи (+).

В отдельных случаях в ксенолитах «сахаровидных» оливинитов отмечены полосы и прожилки, выполненные крупнозернистым хромистым диопсидом и/или энстатитом, а также тонкими вискерами, растущими из газовой фазы (рис. 3.37 и рис. 3.38). Такие образования дополнительно свидетельствуют о сильной метасоматической проработке ультрабазитов. Кроме того, наличие вискероидов и друз хорошо огранённых кристаллов энстатита (растущие в «газовых пустотах») говорит о перераспределении Mg и отложении его в виде новообразованного мелкозернистого оливина.



Рис. 3.37 Друзовые кристаллы клинопироксена, в изобилии содержащие флюидные включения, растущие из газовой фазы в пустой трещине.

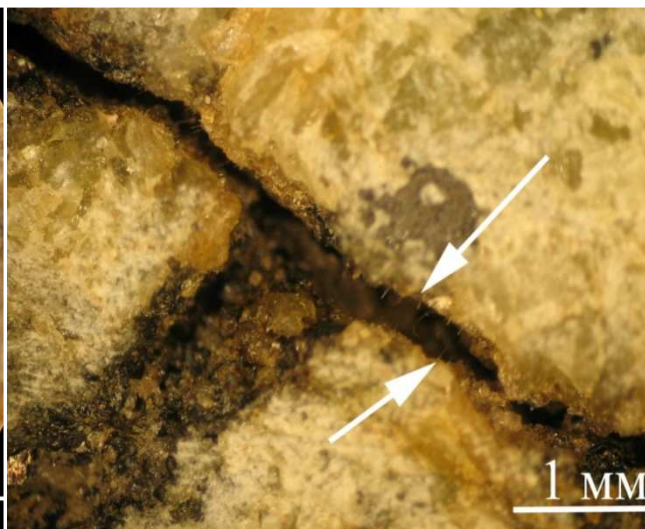


Рис. 3.38 Нитевидный кристалл - вискер в трещине – характерный продукт роста из газовой фазы.

Метасоматизированные гарцбургиты, подвергшиеся процессам локального плавления в наибольшей степени, обогащены SiO_2 (48-55 мас. %), Al_2O_3 (0.5-1.5 мас. %), CaO (до 11 мас. %), Na_2O – 0.1-0.3 мас. %) и вместе с тем имеют существенно более низкое содержание NiO (~0.1 мас. %) по сравнению с первичными неизменёнными гарцбургитами.

3.6 Химический состав, типы проявления и другие свойства минералов первичных и метасоматизированных гарцбургитов

Данные о химическом составе минералов первичных, метасоматически не изменённых ксенолитов Авачинского вулкана содержатся в работах (Ishimaru, 2007; Колосков 1999; Ionov 1994; Plechov 2011). В первую очередь для овладения методиками и техникой определения химического состава минералов, а также для решения поставленной задачи метасоматического преобразования ксенолитов (в том числе привносе Si, Ca и перераспределения Mg), мной были выполнены определения химического состава породообразующих минералов первичных и метасоматизированных

гарцбургитах, а также расплавных включений и интерстиционных стёкол. Далее будут представлены оригинальные данные о составе минералов гарцбургитовых ксенолитов, а также изображения с электронного микроскопа, показывающие морфологические разновидности минералов, выводы о различном содержании петрогенных компонентов в первичных и метасоматизированных ксенолитах приведены после описания всех минералов. Содержания микроэлементов, определённые методом ICP-MS приведены в **Приложении 7**, методом РФА-СИ в **Приложении 8**. Данные о химическом составе стёкол и расплавных включений приведены в Главе 4. Таблицы определений химического состава минералов и стёкол приведены в **Приложении 10**.

Оливин в первичных и метасоматизированных гарцбургитах

Наиболее распространенный минерал как первичных, так и метасоматизированных гарцбургитовых ксенолитов – матричный светло-зелёный форстерит (среднее значение Fo 89-91). Минералу характерна неправильная трещиноватость и нередко хорошая спайность по (010). В большинстве случаев катаклазирован, содержит многочисленные газовой-жидкие включения, а также тонкие плёнки стекла между зернами и по плоскостям спайности. Расплавных включений не обнаружено. Как было сказано выше, на контакте ксенолита и андезибазальта в некоторых образцах наблюдаются оторочки вторичного «медово-желтого», более железистого оливина (Fo 75-80), содержащего расплавные включения. В пироксенитах встречаются единичные зерна (до 3-5%) буроватого хризолита (среднее значение Fo 84). Представительные анализы минералов приведены в **Приложении 3**. Средние значения составов оливина первичных и метасоматизированных гарцбургитах приведены в Таблице 3.1.

Таблица 3.1 Химический состав оливина первичных гарцбургитовых ксенолитов, кол-во анализов n=150, содержание в мас. %.

	Средние	Минимум	Максимум
SiO₂	39,6	38,2	41,0
FeOt	9,7	8,5	12,5
MgO	48,5	41,0	50,59
Сумма	98,2		

Таблица 3.2 Химический состав оливина метасоматически изменённых гарцбургитовых ксенолитов, кол-во анализов n=120, содержание в мас. %.

	Средние	Минимум	Максимум
SiO₂	39,5	38,7	40,0
FeOt	15,1	11,6	17,6
MgO	43,9	43,5	44,2
Сумма	98,5		

Ортопироксен в метасоматизированных гарцбургитах

Энстатит - второй по распространенности (после оливина) минерал гарцбургитовых ксенолитов. Кристаллы характерной призматической формы, окраска в зеленовато-светлых тонах, ярко выражена отдельность по (100). Представительные анализы энстатита приведены в **Приложении 2**, содержание условных компонентов, выражающих химический состав ромбических пироксенов метасоматизированных гарцбургитов, приведен на рис. 3.39 и в Таблице 3.3.

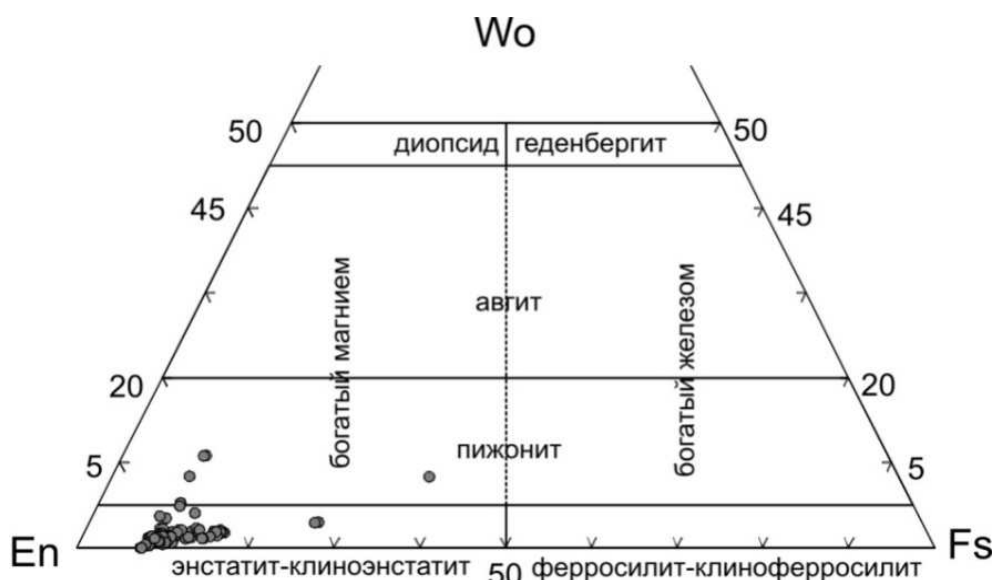


Рис. 3.39 Области составов Ca-Mg-Fe ромбических пироксенов метасоматизированных гарцбургитов и их названия.

Таблица 3.3 Статистическая характеристика миналов ромбических пироксенов метасоматизированных гарцбургитов (Wo-En-Fs), кол-во анализов n=114.

	Средние	Минимум	Максимум
Wo	2,1	0,0	47,7
En	87,2	41,3	92,6
Fs	10,7	7,4	36,9

Кристаллы ортопироксена в изобилии содержат газо-жидкие включения, располагающиеся вдоль трещин спайности, расплавные включения обнаружены только во вторичных ортопироксенах метасоматизированных гарцбургитов.

При детальном исследовании на сканирующем электронном микроскопе в первичных и метасоматизированных гарцбургитах, а также пироксенитах Авачинского вулкана были выделены следующие проявления и другие свойства ортопироксенов:

1) матричный (породообразующий) энстатит (Orx) с «вростками» диопсида (Cpx), амфибола (Amph) и шпинели, содержащий большое количество каверн (газо-жидкие включения) метасоматизированного гарцбургита (рис. 3.40a);

2) включение энстатита (Orx) в матричном оливине первичного гарцбургита (Ol) (рис. 3.40b);

3) включение энстатита (Orx) в матричном диопсиде (Cpx) пироксенитового ксенолита (рис. 3.40c);

4) включение энстатита (Orx) в матричном амфиболе (Amph) пироксенитового ксенолита (рис. 3.40d);

5) включение энстатита (Orx) во вростке диопсида (Cpx) первичного гарцбургитового ксенолита (рис. 3.40e).

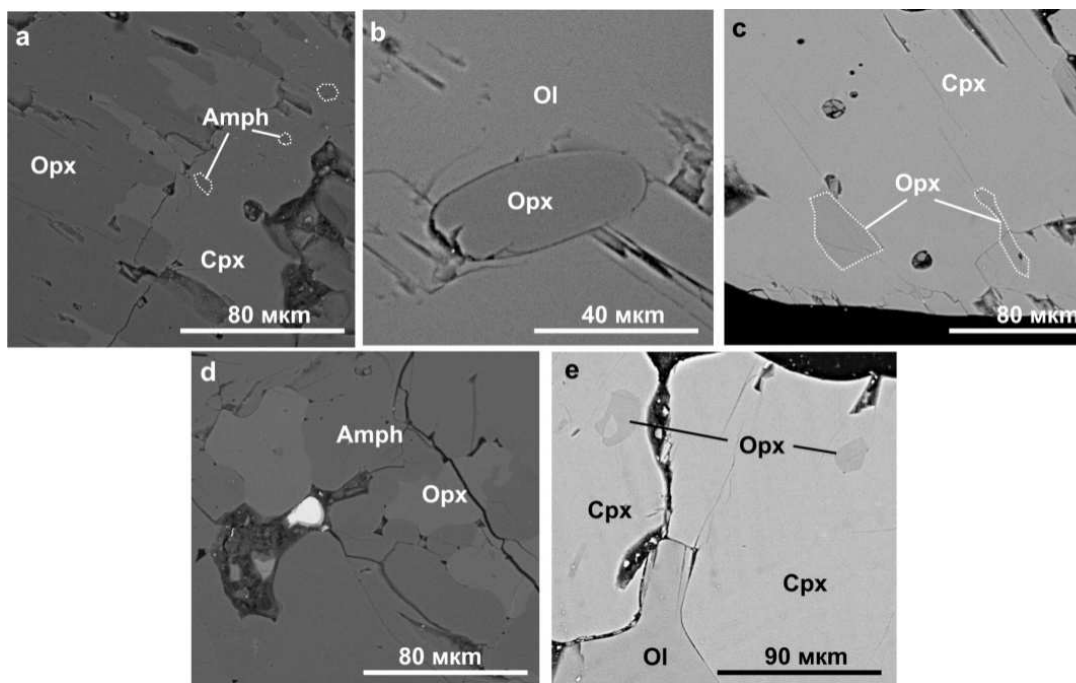


Рис. 3.40 (а-е) Морфологические разновидности ортопироксена в пироксенитовых и гарцбургитовых ксенолитах.

Клинопироксен в метасоматизированных гарцбургитах и пироксенитах

Данные исследований под эл. микроскопом, а также литературные сведения (Колосков 1999; Ishimaru 2003) идентифицируют только хромистый диопсид (диопсид-авгит) в первичных и вторичных гарцбургитах, а также пироксенитах. Наиболее представительные анализы клинопироксена в метасоматизированных гарцбургитах приведены в **Приложении 1**, содержания условных компонентов, выражающих химический состав приведены на рис. 3.41 и в Таблице 3.4.

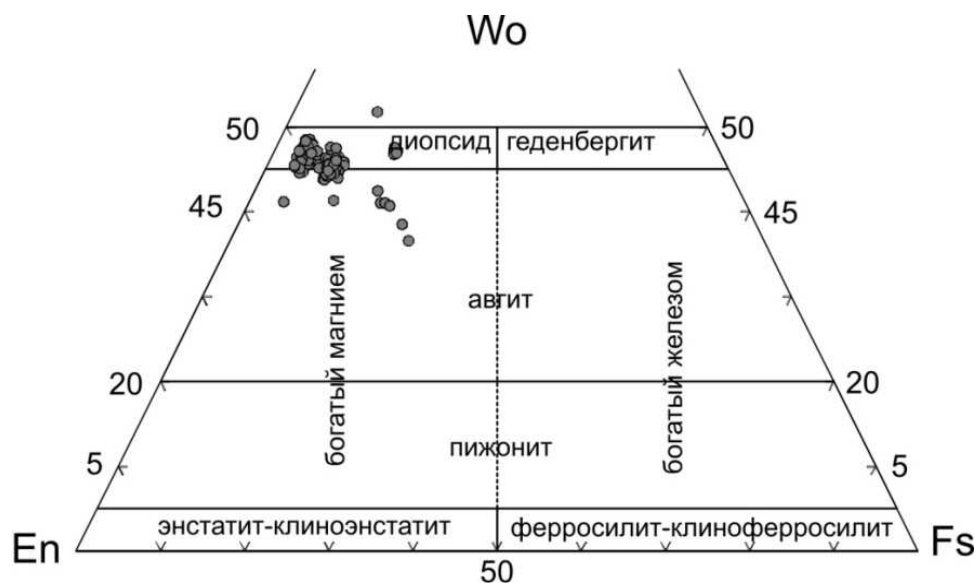


Рис. 3.41 Области составов Ca-Mg-Fe моноклиновых пироксенов в метасоматизированных гарцбургитах и их названия.

Таблица 3.4 Статистическая характеристика миналов клинопироксена метасоматизированных гарцбургитов (Wo-En-Fs), кол-во анализов n=43.

	Средние	Минимум	Максимум
Wo	45,7	36,6	51,8
En	47,6	38,4	54,8
Fs	6,7	2,8	21,1

Клинопироксен содержит наибольшее количество первичных и вторичных газовых, газовой-жидких и расплавных включений. В сечении (100) и сечениях, проходящих через ось Nm, наблюдается прямое погасание. В шлифах клинопироксен представлен ограниченными удлиненно-призматическими и таблитчатыми зернами. В проходящем цвете клинопироксен бесцветен, плеохроизма нет.

При детальном исследовании на сканирующем электронном микроскопе в метасоматизированных гарцбургитах были выделены следующие типы проявления и некоторые другие свойства клинопироксена:

- 1) матричный (породообразующий) диопсид (Cpx) с ламелями энстатита (Orx) в пироксенитовом ксенолите (рис. 3.42a);
- 2) матричный диопсид (Cpx) с включениями амфибола (Amph) в пироксенитовом ксенолите (рис. 3.42b);
- 3) диопсид-включение (Cpx) в кристалле амфибола (Amph) в пироксенитовом ксенолите (рис. 3.42c);
- 4) «вросток» диопсида (Cpx) в матричном энстатите (Orx) в метасоматизированном гарцбургитовом ксенолите (рис. 3.42d);
- 5) «вросток» диопсида (Cpx) в матричном оливине (Ol) в метасоматизированном гарцбургитовом ксенолите (рис. 3.42e).

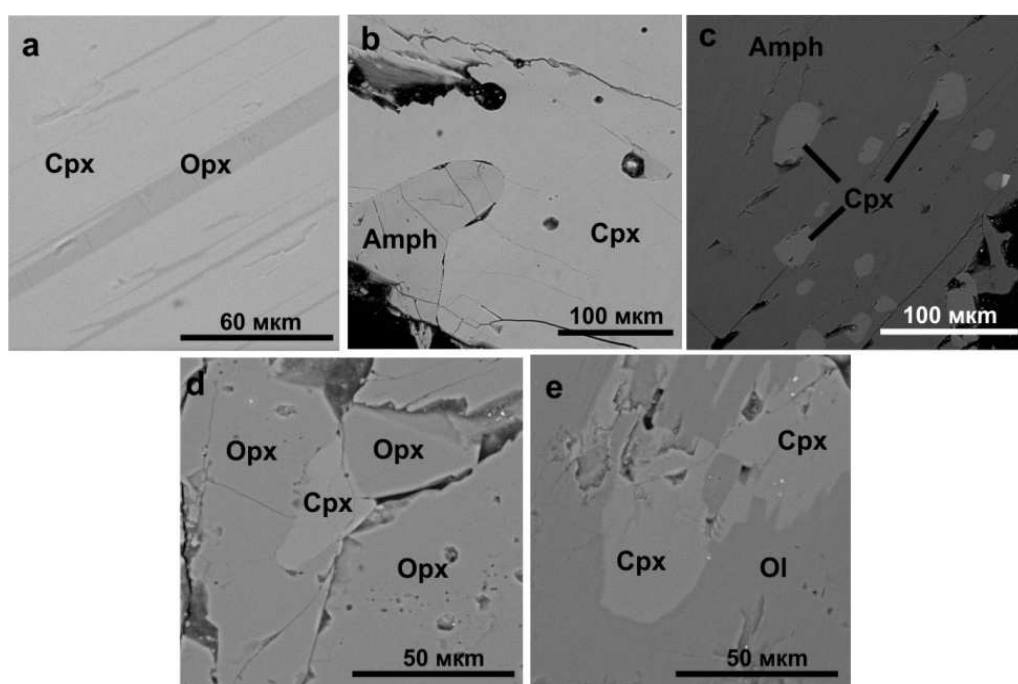


Рис. 3.42 (а-е) Морфологические разновидности клинопироксена в пироксенитовых и гарцбургитовых ксенолитах Авачинского вулкана.

Амфибол: контактовые оторочки гарцбургитов и породообразующий минерал пироксенитов

Метасоматизированные гарцбургитовые и пироксенитовые ксенолиты Авачинского вулкана содержат щелочные амфиболы, в частности тремолит, развитые в зонах, подверженных наибольшей степени метасоматической проработке. Тремолит встречается в виде оторочек на контакте гарцбургитовых ксенолитов с андезибазальтовой вмещающей породой, а также в качестве породообразующего минерала в клинопироксенитах. В некоторых случаях у амфиболов видна правильная кристаллографическая огранка. Так же кристаллики амфибола встречаются в первичных включениях в виде дочерних или

захваченных фаз в оливине и клинопироксене. Амфибол имеет совершенную спайность по (110) и бурые цвета плеохроизма.

По данным (Колосков, 1999) железистые амфиболы в породах пироксенит-верлит-кортландитовой ассоциации относятся к титанистым роговым обманкам. В гарцбургитовых ксенолитах амфибол представлен тремолитом, который встречается в виде редких включений в ортопироксене, в то время как в пироксенитовых ксенолитах он проявлен в виде высокомагнезиальных разностей (отношение $Mg/(Mg+Fe)=0.94-0.98$) и является породообразующим минералом. Статистические характеристики химического состава амфибола пироксенитовых ксенолитов приведены в Таблице 3.5. Наиболее представительные анализы амфибола приведены в **Приложении 4**.

Таблица 3.5 Химический состав амфибола пироксенитовых ксенолитов, кол-во анализов $n=192$, содержания в мас. %.

	Средние	Минимум	Максимум
SiO₂	44,8	35,5	56,1
TiO₂	0,9	0,0	2,7
Al₂O₃	10,6	1,5	15,1
Cr₂O₃	0,6	0,1	2,3
FeO	7,3	2,4	17,1
MgO	16,9	6,7	20,7
CaO	11,6	4,5	21,6
Na₂O	2,0	0,2	4,9
K₂O	0,2	0,1	1,1
Сумма	95,4		

При детальном исследовании с использованием сканирующего электронного микроскопа в гарцбургитах и пироксенитах были выделены следующие формы проявления и другие особенности амфиболов:

- 1) матричный (породообразующий) амфибол пироксенитового ксенолита содержащий большое количество расплавных включений (рис. 3.43а);
- 2) включение амфибола в матричном энстатите метасоматизированного гарцбургитового ксенолита (рис. 3.43b);
- 3) включения амфибола внутри кристаллов диопсида, которые находятся в энстатитовой матрице метасоматизированного гарцбургитового ксенолита (рис. 3.43с).

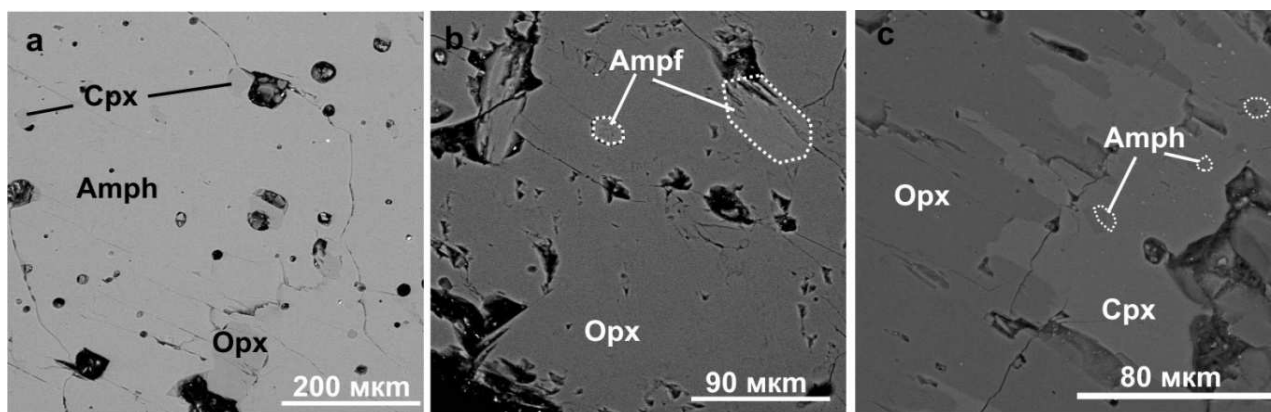


Рис. 3.43 (а-с) Морфологические разновидности амфибола в пироксенитовых и гарцбургитовых ксенолитах Авачинского вулкана.

Шпинель первичных и метасоматизированных гарцбургитов

А.В. Колосков (Колосков, 1999) по размерности шпинели выделяет три генерации:

- 1) порфировидная (порфиробластовая?) шпинель гарцбургитовых ксенолитов. Размер зерен до 1-4 мм, хорошо огранённые октаэдры резко выделяются на фоне средне - или мелкозернистого оливин-ортопироксенового агрегата (рис. 3.44а);
- 2) «акцессорная» шпинель. Зерна размером от долей мм до 1-1.5 мм, заполняет промежутки между образованиями других минералов (рис. 3.44b);
- 3) реликтовая шпинель. Заключенная в зернах других минералов (оливин, клинопироксен) или шпинелей более поздних генераций, размером от 15-30 мк до 100-150 мк (рис. 3.44с).

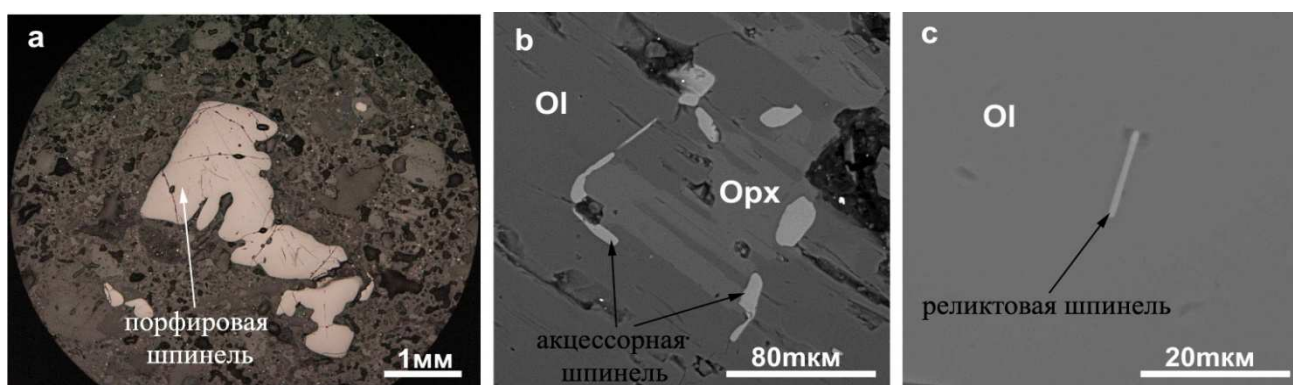


Рис. 3.44 (а-с) Три генерации шпинели в гарцбургитовых ксенолитах Авачинского вулкана.

В гарцбургитовых ксенолитах распространены хромоалюминиевые или хромистые шпинели, в пироксенитах - титаномagnetиты, ильмениты и магнетиты. С зёрнами ильменита соседствует пирротин, зачастую замещённый гидроокислами железа. В шпинелях гарцбургитов данные рентгенофлуоресцентного анализа показывают

высокое содержание ванадия (800-1400 ppm). Наиболее представительные анализы шпинелей приведены в **Приложении 5**. Пример шпинели, содержащей включения стекла и орто- клинопироксена в **Приложении 6**.

Таблица 3.6 Химический состав порфиroidной шпинели первичных гарцбургитов, кол-во анализов n=46, содержание в мас. %.

	Средние	Минимум	Максимум
MgO	13,0	2,6	22,8
Al₂O₃	18,1	5,7	31,2
Cr₂O₃	46,8	29,3	53,7
FeO	20,4	10,8	80,0
Сумма	98,4		

Рудные минералы

Рудные акцессорные минералы гарцбургитов и пироксенитов представлены каплями сульфидов, размеры капелек обычно не больше 0.05 мм (рис. 3.45). Форма капель округлая, редко вытянутая, границы капель как ровные, так и «зазубренные», состав рудных капель пирротин–халькопиритовый (рис. 3.46). В протолочках обнаружены карбиды Fe, Ti, Ni, а также сульфиды обогащенные Ni, ассоциирующие с высокохромистой шпинелью, что согласуется с данными (Ishimaru, 2009). Химический состав сульфидов приведён в Таблице 3.7.

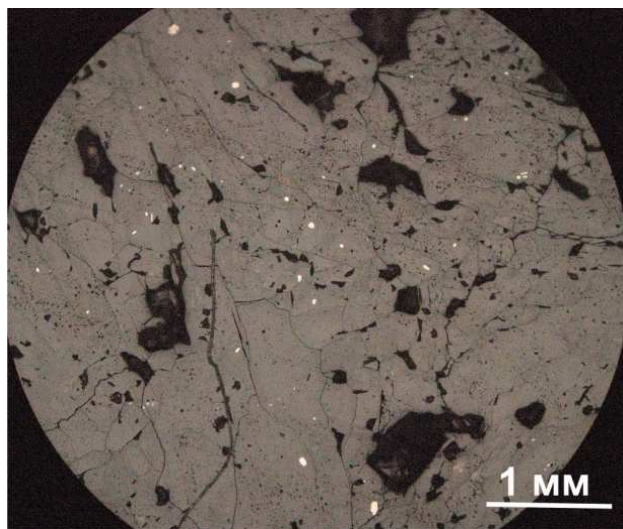


Рис. 3.45 Рассеянная сульфидная вкрапленность в гарцбургитовом ксенолите (пирротин и халькопирит).

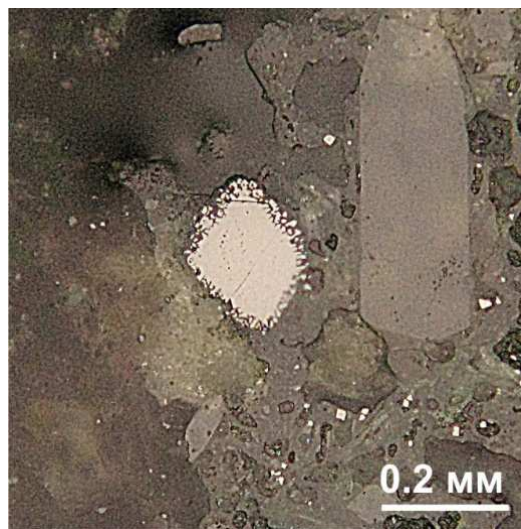


Рис. 3.46 Неровные, «зазубренные» границы сульфидных капель (пирротин) в гарцбургитовом ксенолите.

Таблица 3.7 Химический состав сульфидов (пирротин и халькопирит) метасоматизированных гарцбургитов.

Fe	6,5	21,5	12,5	6,5	8,3	1,6	3	0,5
Ni	56	41,3	52	57	55,4	-	-	-
Cu	-	-	-	-	-	57,6	59,5	56,8
S	36	35,5	36	34,5	35,2	38,5	39,2	40,6
Сумма	98,5	98,3	100,5	98	98,9	97,7	101,7	97,9

3.7 Основные различия в химическом составе ксенолитов первичных и метасоматизированных гарцбургитов

В ходе петрографического, минералогического и геохимического исследования крупной коллекции ксенолитов ультраосновных пород в продуктах эксплозивных извержений вулкана Авача удалось провести их детальную вещественную типизацию. Среди ксенолитов были выявлены и описаны главные типы ультраосновных пород, а именно дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и гораздо реже верлиты, клинопироксениты, вебстериты, как правило, с амфиболом, образующие все переходы к кортландитам и горнблендитам.

При этом крупные обломки представляют собой в основном средне-крупнозернистые гарцбургиты, иногда с ортопироксеновыми и амфиболовыми жилами. Гораздо реже встречаются пироксениты с прожилками клинопироксен–амфиболового или амфиболового состава. Примеров выполнения трещин в образцах андезибазальтовым расплавом не обнаружено. Мелкие ксенолиты представляют собой обломки крупных пироксеновых жил или вмещающих «матричных» ультрабазитов с мелкими прожилками орто- и клинопироксена. Все обломки пироксенитов и оливинитов диагностированы как фрагменты жиловидных образований.

Кроме того, было выявлено:

Практически все изученные ультрабазитовые ксенолиты оказались не продуктами эндоконтактной кристаллизации вмещающих их магматических расплавов, а (судя по наличию в них контактовой оторочки, которая обычно появляется на границе значительно различающихся по температуре жидких и твёрдых образований), обломками глубинного субстрата района исследования. Изученные обломки изначально удалены от магматического очага, где их температура приближалась бы к последнему.

Попадание обломков смежных пород близкого ультрабазитового состава в магмы основного верхнего очага вулкана Авача по мере их подъёма даже в самом низу нижней коры вряд ли могли приводить в них к формам резкого контактового взаимодействия с

образованием чётких контактовых оторочек. Таким образом, эти выявленные факты с максимальной вероятностью указывают на то, что практически все обломки гипербазитовых пород в лавах вулкана Авача характеризуют фундамент этой территории и относятся к верхнемантийным - нижнекоровым уровням, которые расположены именно над верхним коровым магматическим очагом.

Учитывая, что обломки гипербазитов характеризуют собой вещество именно над коровым магматическим источником (причем даже не самых низких их уровней) основные источники флюидного воздействия на них, скорее всего, связаны именно с ним. При этом данное воздействие на ранних стадиях, скорее всего, происходило за счет флюидов, отделяющихся от магматического очага, а затем и за счёт взаимодействия обломков этих пород с той магмой, в которой они оказались в виде ксенолитов.

Имеющаяся вариация составов вулканитов, а так же весь набор изученных ксенолитов гипербазитов вулкана Авачи (сформированные в шпинелевой фации глубинности), включая и все основные их продукты, были подвергнуты соответствующим типам наложенных метасоматизирующих процессов. Эти заключения находятся в полном соответствии с моделью их формирования, предложенной в (Шарков, 2015).

Метасоматически изменённые гарцбургиты, содержащие новообразованные оливины и орто- клинопироксены отличаются от минералов первичных, не изменённых гарцбургитов. В результате частичного плавления и метасоматоза вторичные гарцбургиты характеризуются привнесом кремния и кальция с образованием вторичного энстатита, а также перераспределением магния, т.е. происходит «окремнение» пород. Валовый состав петрогенных элементов, определенных методом РФА-СИ, первичных и метасоматически изменённых ксенолитов гарцбургитов приведён Таблице 3.8, видно увеличение содержания кремния, кальция и алюминия. Это прямо согласуется с теорией японских учёных высказанной в (Ishimaru, 2007) о метасоматическом преобразовании и «окремнении» исходной породной ультрабазитовой матрицы потоками флюидов. Детально процесс метасоматического преобразования пород приведён в Главе 5.

Таблица 3.8 Состав первичных и подверженных метасоматозу гарцбургитовых ксенолитов, в мас. %.

Первичные перидотиты					
SiO₂	42,9	41,9	43,5	41,5	42,4
Al₂O₃	0,3	0,5	0,5	0,6	0,5
FeO*	8,3	8,2	8,2	8,4	8,2
MgO	42,9	46,8	46,2	44,9	44,3
CaO	0,7	0,6	0,6	0,5	0,5
FeO*/MgO	0,193	0,175	0,177	0,187	0,185
Метасоматически измененные перидотиты					
SiO₂	43,2	43,5	43,6	42,8	43,6
Al₂O₃	0,7	0,6	1	0,9	1,2
FeO*	8,1	8,3	7,6	8,2	7,9
MgO	43,2	44,3	46,3	46,7	42,4
CaO	0,9	1,1	0,9	0,6	1,2
FeO*/MgO	0,188	0,187	0,164	0,176	0,186

В редких образцах гарцбургитов наблюдается отличающиеся по структурно-текстурным особенностям и минеральному составу участки, что отражает различные стадии их метасоматического преобразования. В одном и том же образце рядом с зоной интенсивного преобразования сохраняются участки неизменённых «первичных» гарцбургитов. Некоторые суждения на этот счёт будут сформулированы ниже в Главе 6 после проведения численных экспериментов, характеризующих возможную зональность фронтальных метасоматических колонок над магматическими источниками флюидов.

4. ХАРАКТЕРИСТИКА И СОСТАВ РАСПЛАВНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ И ИНТЕРСТИЦИОННЫХ СТЕКОЛ В МИНЕРАЛАХ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ

Одним из способов разрешения существующей дискуссии о генезисе перидотитовых ксенолитов является изучение в них расплавных и флюидных включений, а также интерстициальных стёкол. Начиная с 2010 года, опубликована серия работ сотрудников ИГМ СО РАН, где содержится наиболее полное описание включений в минералах ультрабазитов Авачи, а также интерпретация полученных данных (Tomilenko et al, 2010; Тимина и др., 2011; Тимина и др., 2012; Timina et al., 2010; Timina et al., 2013).

В нашем случае мы обратились к А.А. Томиленко для совместного изучения включений в Авачинских ксенолитах с целью получения границ температур гомогенизации расплавных (в образцах пироксенитов) и флюидных (в метасоматически изменённых гарцбургитах) включений. Это необходимо при задании интервалов температур флюида при моделировании метасоматического преобразования ультрабазитов, т.е. при задании граничных условий модели следующей Главы 5.

Микроскопическое изучение минералов метасоматически изменённых гарцбургитов Авачинского вулкана обнаруживает присутствие в них преимущественно жидких и газовой-жидких (здесь и далее, газовой-жидких = флюидных, рис. 4.1), а так же расплавных включений в клинопироксене пироксенитов (рис. 4.2 - рис. 4.4). В данной главе приведены опубликованные результаты совместной работы с сотрудниками лаборатории термобарогеохимии №436 ИГМ СО РАН (Томиленко А.А, Ковязин С.В., Тимина Т.Ю.), где автор диссертации прошёл необходимый методический курс работы с расплавными включениями на примере Авачинских ксенолитов.

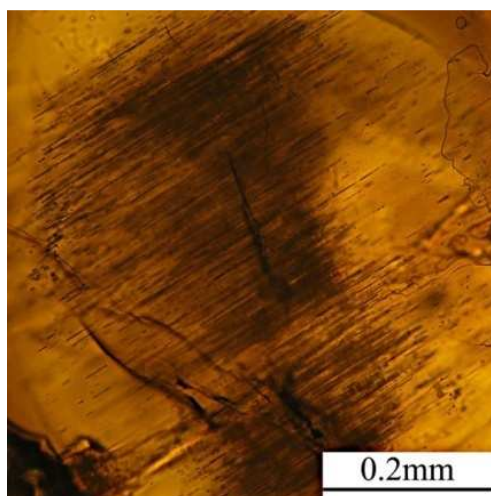


Рис. 4.1 Газово-жидкие (флюидные) включения, расположенные в центральной части кристалла ортопироксена (Орх II) гарцбургитового ксенолита.

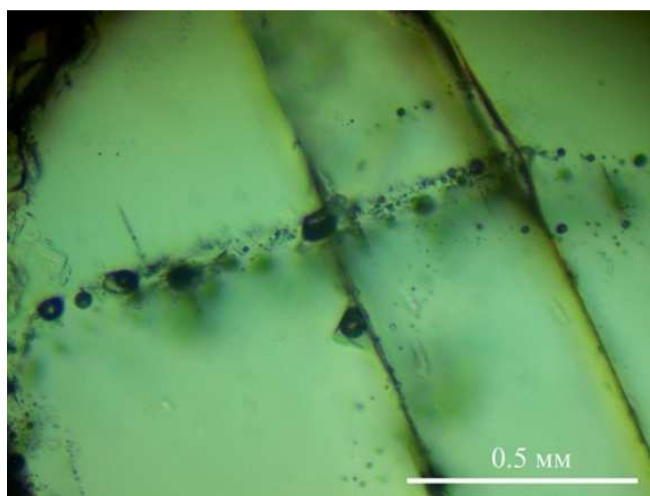


Рис. 4.2 Расплавные включения, расположенные цепочкой вдоль микротрещины в кристалле клинопироксена пироксенитового ксенолита.



Рис. 4.3 Кристалл клинопироксена с первичными расплавленными включениями (газовый пузырь + стекло) в образце пироксенита.

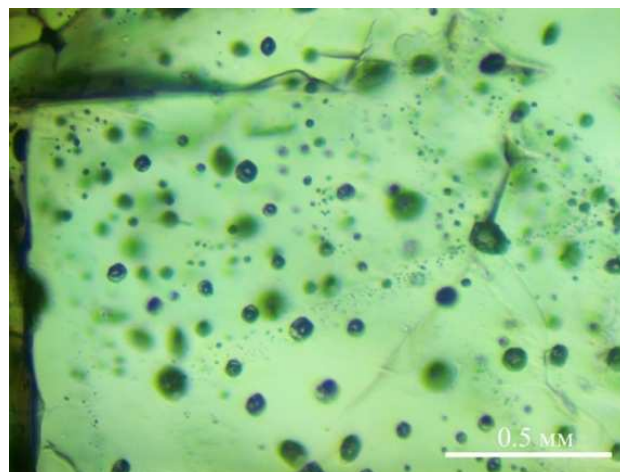


Рис. 4.4 Обилие первичных расплавленных включений в кристалле клинопироксена пироксенитового ксенолита.

4.1 Виды включений в минералах ультрабазитовых ксенолитов

Флюидные включения в оливинах метасоматизированных ультрабазитов

Размер флюидных включений варьирует от 5 до 30 мкм. Включения полифазные: газовый пузырь, водно-хлоридный раствор и дочерние кристаллические фазы. По данным (Tomilenko et al, 2010) частичная гомогенизация данных включений в жидкость происходит при температурах 330-350°C. Полная гомогенизация осуществляется в интервале температур **960-980°C** при растворении последней кристаллической фазы.

Расплавные и флюидные включения клинопироксена в образцах пироксенита

Кристаллы клинопироксена содержат наибольшее количество первичных и вторичных газовых, газовой-жидких и расплавленных включений, как в самих кристаллах, так и по плоскостям их спайности. Состав расплавленных включений клинопироксена представлен стеклом, газовым пузырём и одной или несколькими дочерними кристаллическими фазами (рис. 4.5).

Согласно термометрическим данным (Tomilenko et al, 2010) температуры гомогенизации нормальных расплавленных включений в клинопироксене составляют интервал **1040-1090°C**. По данным анализа эл. микроскопа стекла первичных расплавленных включений в целом имеют состав близкий к андезитовому (SiO_2 – 58-63 мас.%). Температуры гомогенизации расплавленных включений (аналитик Т.Ю. Тимина) в клинопироксенах из ксенолитов пироксенитов приведены в **Приложении 9**.

Включения в ортопироксенах метасоматизированных ультрабазитов

Флюидные включения располагаются вдоль трещин спайности, особенно в центральной части минерала. Расплавные включения содержат стекло, газовый пузырь, дочерние минералы (клинопироксен и амфибол).

Расплавные включения в амфиболе образцов пироксенита

Фазовый состав включений: стекло + газовая фаза ± дочерний клинопироксен. В амфиболе также присутствуют первичные флюидные включения, сингенетичные расплавному.

Расплавные и флюидные включения в шпинели метасоматизированных гарцбургитов

Шпинель представлена крупными ксеноморфными зёрнами с расплавными и флюидными включениями, что, скорее всего, связано с непосредственной кристаллизацией из расплава (рис. 4.6).

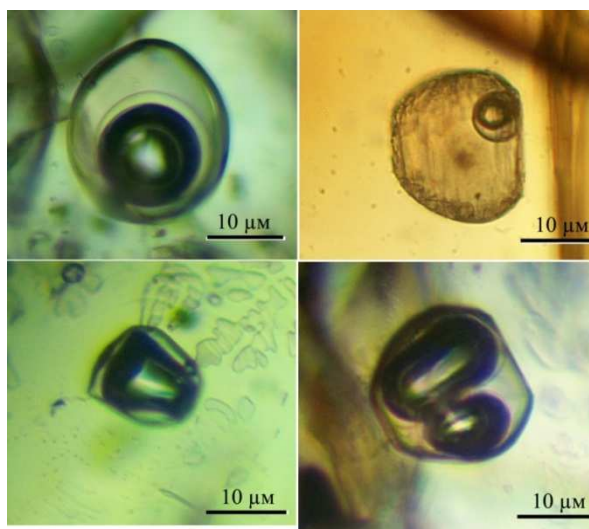


Рис. 4.5 Пример первичных расплавных включений (расплав+стекло+газовый пузырь) в кристаллах клинопироксена в образцах клинопироксенита.

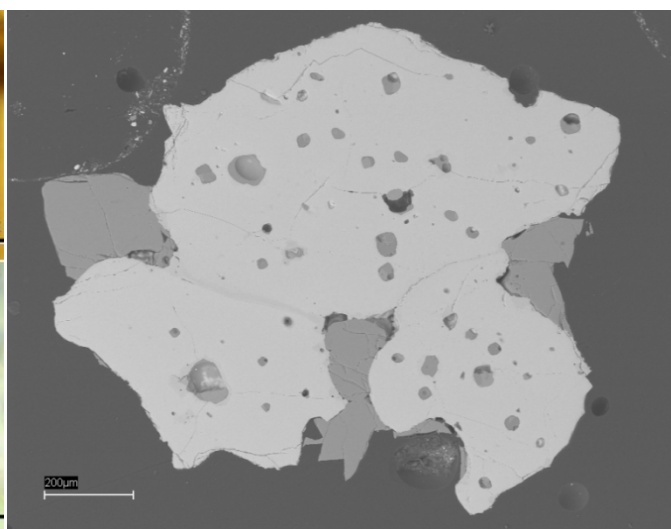


Рис. 4.6 Первичные расплавные и флюидные включения в шпинели Sp-II метасоматизированного гарцбургита.

4.2 Интерстиционные стёкла в метасоматизированных гарцбургитах и пироксенитах

Гарцбургиты и пироксениты Авачинского вулкана содержат высококремнистые интерстиционные стёкла с содержанием SiO_2 до 72 мас.% (Ishimaru, 2008; Tomilenko et al., 2010; Колосков и др., 2001). Фотографии стёкол приведены на рис. 4.7 и рис. 4.8. Кислые интерстиционные стёкла распространены на границах между зёрнами ортопироксена, оливина, клинопироксена и амфибола в перидотитах, подверженных плавлению и перекристаллизации. Методом комбинированного рассеяния (Томиленко и др., 2010)

среди интерстициальных стёкол обнаружено присутствие значительного количества хлора, что указывает на существенную роль хлоридных соединений при привносе (перераспределении) химических компонентов во время метасоматоза.

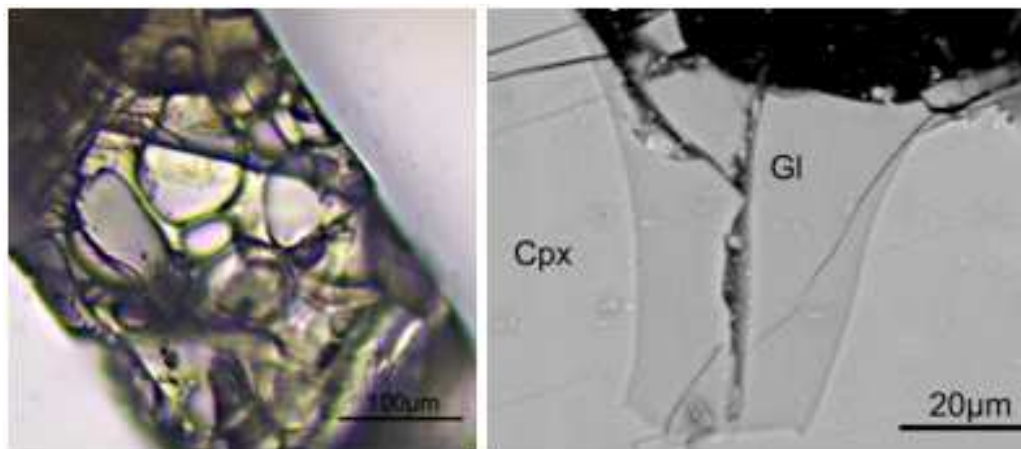


Рис. 4.7 Интерстиционные стёкла в тонкой полированной пластинке образца пироксенита (слева) и под электронным микроскопом (справа)

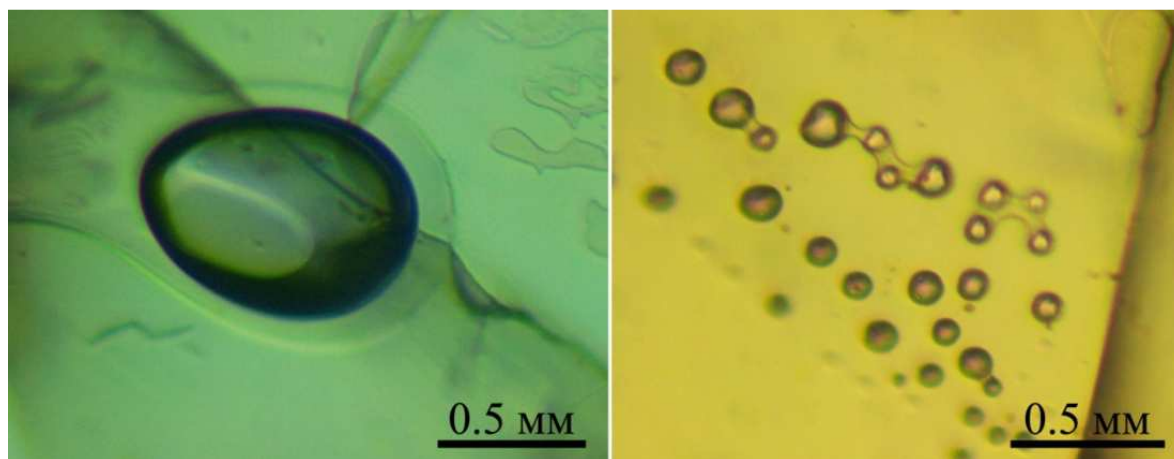


Рис. 4.8 Интерстиционное стекло в трещинах и между гранями кристаллов клинопироксена.

4.3 Состав расплавных включений и интерстиционного стекла

Под руководством сотрудника лаборатории №436 ИГМ СО РАН С.В. Ковязина автором диссертации образцы включений (содержащие расплавные стёкла) были выделены из тонких (0.2 мм) пластинок ксенолитов, вскрыты при полировании и проанализированы на электронном микроскопе LEO1430VP в ИГМ СО РАН. Петрогенные составы представительных анализов интерстиционных стёкол и расплавных включений пироксенитовых ксенолитов приведены в **Приложении 10** и **Приложении 11**. Средние составы приведены в Таблице 4.1, диаграмма $\text{SiO}_2/\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ на рис. 4.9. Составы расплавных включений в клинопироксене образца пироксенита в среднем соответствуют дацитам (SiO_2 65 вес.%), а интерстиционных стёкол – риолитам (SiO_2 75 вес.%). Необходимо отметить, что рис. 4.9 составы расплавных включений варьируют от

49 (лейкобазальты) до 71 вес.% SiO_2 (риодациты), причем дацитовых составов меньше, чем андезитовых. Составы же интерстиционных стекол варьируют от 56 (андезибазальты) до 77 вес.% SiO_2 (риолиты) с примерно равным соотношением андезибазальт-андезитовых и риодацит-риолитовых и, прежде всего, именно риолитовых стекол.

Автор не утверждает, что данные включения и стёкла являются будущими риолитовыми лавами Авачинского вулкана. Вопрос появления дацит-риолитовых выплавов из ультраосновного субстрата на сегодняшний день является дискуссионным, в данной диссертации он не обсуждается. Стоит пояснить, что в первую очередь в гарцбургитах происходит плавление ортопироксена, а в совокупности с привносом кремния из глубинного источника образуются кислые расплавы, которые при изменении Р-Т условий (открытие трещин при землетрясении) и образовании ксенолитов пироксенитов захватываются в виде расплавных включений и интерстиционных стёкол. Составы расплавных стёкол в минералах необходимы для определения состава жидкостей, образованных при плавлении гарцбургитов. Подробные пояснения модели плавления и преобразования исходных гарцбургитов приведены в Главе 5.

Интерстиционные стёкла, оставшиеся после кристаллизации вторичных минералов, имеют немного более высокие содержания SiO_2 , TiO_2 и FeO , а так же Na_2O и K_2O , по сравнению с исходными жидкостями, которые сохранились в виде расплавных включений в клинопироксене. Это подтверждает гипотезу японских учёных (Ishimaru, Arai, 2003-2009) о привносе Si, Ti, Fe и щелочей магматическими флюидами, благодаря чему и происходит частичное плавление перидотитовой матрицы с образованием вторичных «медово-жёлтых» оливинов, клинопироксенов и амфиболовых оторочек.

Таблица 4.1 Средние составы стёкол расплавных включений (Вкл, n=98) и интерстиционных стёкол (Ст, n=40) клинопироксена в образцах пироксенитов.

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	Cr_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
Включения	65,01	0,27	17,26	1,56	0,02	0,68	4,01	2,37	1,12
Стекло	75,29	0,57	12,51	1,89	0	0,24	0,96	3,07	3,27

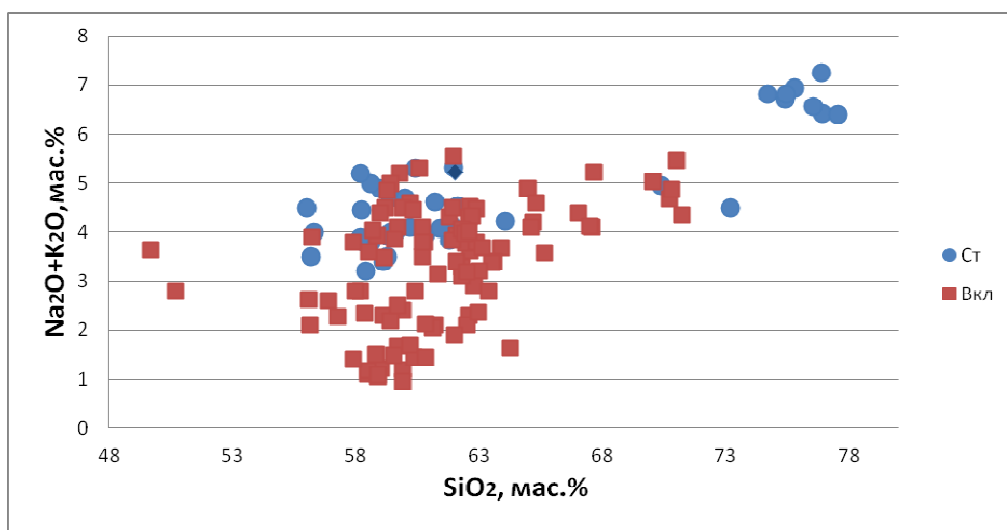


Рис. 4.9 TAS-диаграмма составов расплавных включений (Вкл, красные) и интерстиционных стёкол (Ст, синие) в образце пироксенита.

4.4 Состав газовой фазы во флюидных включениях минералов

Валовый состав флюидов в минералах изучен автором хроматографически (кол-во анализов около сотни) с использованием методики (Осоргин, 1990; наиболее представительные анализы приведены в Таблице 4.2). При проведении аналитических исследований обращено внимание на следующие последовательности: **Ol-I+Orx-I** в первичных перидотитах → **Orx-II+Crpx** → **Ol-II+Amph** в метасоматизированных перидотитах. Полученные данные по валовому составу газов в оливине, ортоклинопироксене и амфиболе прослеживают увеличение «водонасыщенности» метасоматизирующих флюидов (рис. 4.10). Т.е. при метасоматозе увеличивается кол-во воды во вторичных минералах: в Ol II больше воды, чем в Ol I, в Orx II больше воды, чем в Orx I. Заканчивается процесс метасоматоза образованием на контакте ксенолита и расплава водосодержащего амфибола.

Таблица 4.2 Содержание газов в минералах ультрабазитовых ксенолитов Авачинского вулкана.

газ/минерал	H ₂ O	CO ₂	CO	H ₂	N ₂	CH ₄	C ₂ H ₂	C ₂ H _{4,6}	C ₃ H ₈	C ₄ H ₁₀	C ₅ H ₁₂
OI I	100	60	20	3	4	5	0.6	0	0	0	0
	410	70	250	50	20	40	4	0	1	2	2
	210	60	140	20	6	20	3	0	1	2	1
	80	40	40	9	5	7	0.7	0	0	0	0
	170	40	120	20	10	15	2	0	0.6	0.9	сл
	160	40	220	40	10	20	1	0	0.8	1	0
	60	40	130	20	8	20	6	0	2	2	2
	200	50	60	10	6	10	2	0	1	2	сл
	180	40	240	40	10	40	3	0	сл	0	0
	240	80	160	40	10	30	4	сл	2	3	2
	100	30	60	10	6	10	4	0	1	1	0
	110	20	110	20	6	20	2	0	0.7	0.8	0
OI II	220	40	430	80	20	20	6	0	2	3	2
	1700	390	510	120	20	50	3	0	сл	сл	0
	1100	310	280	90	20	40	2	0	0	0	0
	1500	620	3	20	0	0	5	0	2	2	сл
	630	60	60	30	12	6	6	0	2	2	0
Орх I	1700	290	100	60	10	20	0.1	0	0.04	0.04	0.06
	410	70	250	50	20	40	4	0	1	2	2
	260	110	110	30	9	10	2	0	0.6	1	0
	210	60	140	40	6	20	4	0	1	2	1
	360	260	810	100	60	40	0.2	0	0.06	0.08	0
	220	40	580	100	40	40	9	2	4	6	2
Орх II	440	70	230	70	9	40	6	0	2	2	2
	960	90	130	50	10	12	0.2	0	0.09	0.09	0.1
	1600	230	340	80	20	40	0.6	0	0.2	0.2	0.08
	640	60	90	30	8	12	10	2	6	6	2
Срх	2200	540	190	50	15	12	0.1	0	0.07	0.1	0.2
	320	70	130	60	6	20	3	0	1	2	0
	360	70	320	70	20	30	5	сл	2	2	3
Amph	740	60	120	50	10	21	0.3	0	0.08	0.1	0
	3600	190	310	320	20	60	8	0	2	сл	0
	2100	690	40	0	8	20	2	0	2	4	0
	2600	620	610	180	20	40	4	0	2	2	1
	1800	280	510	210	30	60	9	сл	4	4	4
	980	160	110	60	10	14	9	0	0.4	0.4	0.1

Примечания: OI I - оливин неизмененных гарцбургитов; OI II - оливин метасоматизированных гарцбургитов, образованный на контакте с андезибазальтом; Орх I –ортопироксен неизменённых гарцбургитов; Орх II - ортопироксен метасоматизированных гарцбургитов; Срх – клинопироксен в образцах пироксенитов; Amph - амфиболовые оторочки на контакте гарцбургита и андезибазальта. Содержания в мг/кг, температура нагрева 1000°С. Навеска 300 мг; точность метода 2-4% (для воды 10 %); "сл" – следовые количества. Валовый составов газов в минералах исследовался по методике (Осоргин, 1990) в ИГМ СО РАН.

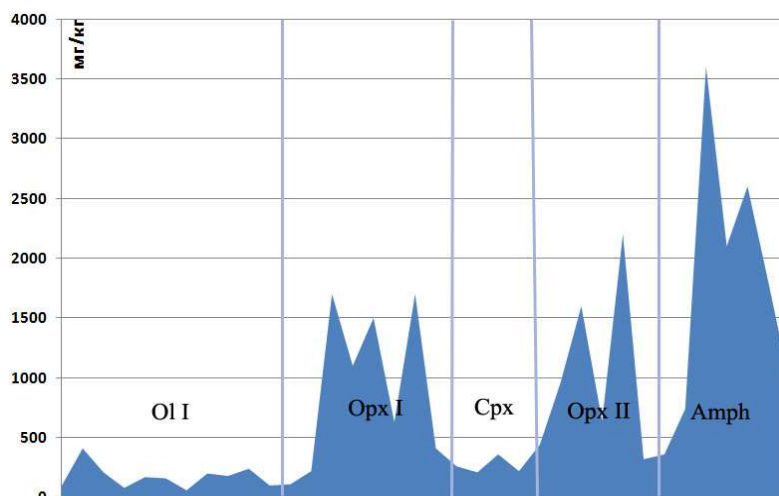


Рис. 4.10 Содержание воды и газов (мг/кг) в минералах первичных (OI-I, Орх-I) и метасоматизированных (OI-II, Орх-II, Срх и Amph) гарцбургитов. По оси x – кол-во анализов в каждом минерале.

Амфибол характеризуется наибольшими содержаниями всех летучих в своём составе, особенно воды и CO_2 . Последнее указывает на повышение окислительного потенциала в системе во время образования амфибол-плагиоклазовых оторочек на границе ксенолита и расплава в завершающей стадии метасоматического преобразования ультрабазитов. Можно предположить, что заключительные стадии минералообразования в ксенолитах происходили при высоком содержании воды в системе, а также интенсивном привносе Si и Fe^{3+} при окислительных условиях.

Во включениях клинопироксена обнаружен твёрдый углерод, карбонаты и гипс, составы газовой фазы, помимо H_2O , CO , CO_2 и N_2 , соответствуют ряду углеводородов CH_4 - C_5H_{12} (Кузнецов, 2013). Такой набор газов и минералов характеризует восстановительные свойства флюида в процессе образования пироксенитов.

В итоге, изученные валовые составы газов в первичных и метасоматических минералах свидетельствуют о следующем:

- среда кристаллизации вторичных метасоматических минералов (Орх-II, Срх, ОI-II, Amph) была газонасыщенной;
- во флюиде присутствовали восстановленные газы (H_2 , CO , CH_4 , $\text{C}_2\text{H}_{4,6}$, C_3H_8 , C_4H_{10} , C_5H_{12});
- основным газом во включениях Орх-II и Срх является CO , что указывает на восстановительную характеристику флюида;
- наличие во включениях углерода, солей и карбонатов также подтверждает восстановительные условия кристаллизации вторичных минералов.

Различные условия преобразования ультрабазитов, зафиксированные по составу флюидов в их минералах позволяют полагать, что исследованные ксенолиты представляют собой продукты многостадийного (многоэтапного) метасоматического преобразования в зоне глубинного разлома пород деплетированной литосферы над исходными магматическими очагами, где происходит ретроградное кипение магмы. Можно предположить последовательное воздействие эволюционирующих по составу потоков магматических флюидов от восстановленных к более окисленным, на заключительной стадии. Порядок этих процессов можно представить следующим образом:

- воздействие восстановленных флюидов, не содержавших достаточные концентрации SiO_2 (перекристаллизация первичного оливина),
- переплавление метасоматизированных гарцбургитов с привносом Al , Ca , Na , Sr и ряда других компонентов, воздействие которых привело к образованию локальных

участков пироксенитов (в частности хромистого диопсида), и далее к формированию метасоматических прожилков и гнёзд вторичного Орх-II с многочисленными флюидными и расплавленными включениями.

4.5 Оценки температур солидуса для метасоматически преобразованных ксенолитов

При определении Р-Т условий образования выплавок и направленности фракционирования их жидкостей из ультрабазитовых ксенолитов необходимо определить температуры солидуса. Для определения температур *солидуса* минералов вторичных ультрабазитов использовался метод полной гомогенизации включений с визуальным контролем, разработанный в лаборатории №436 (аналитик Т.Ю. Тимина). Минерал-хозяин с первичным расплавленным включением помещается в термокамеру, после чего начинается постепенное ступенчатое нагревание и плавление всех минеральных фаз (дочерние Срх, Орх, Амрh во включении) вплоть до полного их исчезновения. Температура исчезновения последней кристаллической фазы во включении соответствует температуре захвата включения минералом, а, следовательно, температуре образования минерала-хозяина.

Как уже было отмечено выше, в метасоматизированных гарцбургитах часто встречаются флюидные включения, в состав которых входит газовый пузырь, карбонатно-водно-солевой (хлоридный) раствор и некоторые дочерние кристаллические фазы. Частичная гомогенизации флюидных включений возникает при **330-350°C**, полная гомогенизация, которая является следствием полного исчезновения кристаллической фазы, наблюдается при **960-980°C** (Тимина и др., 2011).

Минералы ксенолитов, подверженных частичному плавлению и перекристаллизации (амфиболовые оторочки гарцбургитов и клинопироксен пироксенитов), в изобилии содержат расплавленные включения, представленные стеклом, газовым пузырём и одной или несколькими дочерними кристаллическими фазами. Температура гомогенизации расплавленных включений в клинопироксене составляет **1040-1170°C**, некоторые включения гомогенизировались при температурах свыше **1200°C**. Температуру гомогенизации расплавленных включений в новообразованном на контакте андезибазальта и гарцбургита «медово-желтом» оливине определить не удалось, поскольку газовая фаза не исчезала вплоть до **1300°C**. При таких температурах оливин темнел, и дальнейшее наблюдение за включением было невозможно. Кристаллизация «метасоматической» шпинели Sp-II и захват расплавленных включений происходил при температуре порядка **1050°C** (Тимина и др., 2011-2013). Полученные температурные

границы в дальнейшем задавались как граничные условия модели метасоматоза и последующего плавления.

4.6 Обсуждение результатов, полученных при исследовании расплавных и флюидных включений

Практически все ксенолиты гипербазитовых пород вулкана Авача в той или иной степени оказались метасоматизированны за счет процессов разнообразной флюидной деятельности, детальное изучение которых позволило автору на новом уровне приблизиться к пониманию процессов формирования и изменению всех имеющихся типов гипербазитов.

На Авачинские ксенолиты происходило воздействие потоков восстановленных магматических флюидов, которые производили:

1) на первом этапе их интенсивную метасоматическую переработку под воздействием высококонцентрированных карбонатно-водно-хлоридных флюидов в глубинных условиях с привнесением таких петрогенных компонентов как Si, Al, Fe, Ca, Na, K, S, Cl;

2) на втором этапе – локальное плавление метасоматизированного субстрата при температурах выше 1040°C-1050°C с образованием расплавов близких к андезитовым и сублимирование (растворение) породообразующих минералов.

Заключительным этапом метасоматической проработки ультрабазитов было воздействие потоков более окисленных флюидов, привнесивших Mn, Ti, Fe, Cl, S и H₂O, которые обнаружены в амфиболах контактовых оторочек и пироксенитов.

Следует отдельно сказать, что вопросы ретроградного кипения в магматическом очаге, а также петрологические проблемы возникновения расплавов (питающих Авачинских вулкан) находятся за рамками данной работы.

5. МОДЕЛЬ ИНФИЛЬТРАЦИОННОГО МЕТАСОМАТОЗА АВАЧИНСКИХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ПОТОКАМИ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ГАЗОВ

На основании изучения структур и текстур образцов, флюидных и расплавных включений в минералах получена следующая последовательность процессов преобразования пород верхней мантии:

- 1) перекристаллизация исходных гарцбургитов под воздействием флюида с развитием характерных текстур с пятнами, жилевидными выделениями, а также мелко- и крупнозернистых зон «оливинизации»,
- 2) замещение описанных выше перекристаллизованных образований орто- и клинопироксенами,
- 3) проявление частичного плавления с формированием интерстиционных стекловатых образований, а также жилевидных клинопироксен-амфиболовых обособлений, в минералах которых содержатся расплавные включения,
- 4) завершается процесс ростом плагиоклаз-амфиболовых оторочек на контакте ксенолита и вмещающего андезибазальта.

5.1 Проблемы, возникающие при численном моделировании метасоматического преобразования пород литосферной мантии над источниками флюидов

Из калейдоскопа фрагментарных обломков ультрабазитов Авачи затруднительно построить фациальную картину их пространственного и, прежде всего, *вертикального* распределения в виде закономерных зон или временных стадий формирования. Но возможно сконструировать виртуальные метасоматические колонки в динамическом поле изменения температуры и давления над источниками флюидов. Ниже рассматривается такая задача в рамках неизотермического многорезервуарного проточного реактора, в котором проходят равновесные гетерофазные взаимодействия «флюид – порода».

Первая количественная модель динамики метасоматоза ультрабазитов литосферной мантии потоком углекислотных флюидов в приближении уравнения Дарси была предложена в работе (Spera, 1981). В этом же направлении нашей лабораторией решаются задачи метасоматоза с помощью модели проточного реактора программного комплекса Селектор (Чудненко, 2010). Подробное изложение модели динамики метасоматического преобразования континентальной литосферной мантии для источников флюидов постоянного и переменного состава, используемой в диссертации, приведено в работах (Шарапов и др., 2010; 2015).

Большим плюсом используемого ПК Селектор при решении рассматриваемой в диссертации задачи является то, что можно исследовать процессы воздействия «любого» мантийного источника флюидов. Из глубинного резервуара поступает флюид известного состава с заданными значениями T и P , на однородный или слоистый породный субстрат земной коры, где происходит метасоматическое изменение первичных пород.

Необходимо обсудить дискуссионные предпосылки, на которых далее проводилось количественное моделирование конвективного тепло-массообмена. На сегодняшний день существует немало геофизических данных о свойствах земной коры и верхней мантии. В соответствии с (Николаевский, 2006), не только верхняя мантия, но и часть нижней земной коры гораздо менее вязкие (и стало быть гораздо более пластичные) по отношению к классической высоко вязкой и хрупкой верхней частью земной коры. Это отражается на составе и на внутренних свойствах тех образований, которые находятся в верхней мантии. К тому же, это служит препятствием подъема достаточно крупных объемов магм с большой глубины, более 40-50 км и тем более попадания туда достаточно большого количества обломков. В пластической среде не может быть крупных подводящих трещин, метасоматоз под Авачинским вулканом происходит в виде просачивания флюида по межзерновому пространству и микротрещинам (см. описание петрографии ксенолитов Глава 3. Исходя из этого, направление моделирования процессов в «рыхлой» верхней мантии под Авачинским вулканом на основе коровых пород (хрупких пород в классическом понимании) не противоречит современным данным о «пластичной» верхней мантии.

Необходимо упомянуть альтернативный подход к метасоматическому преобразованию ультрабазитов, а именно – диффузионный обмен на границе расплава и ксенолита (Ionov et al., 2011).

5.2 Постановка задачи и граничные условия метасоматоза в литосферной мантии

Как было сказано в Главе 3, под вулканами фронтальной зоны Камчатки описан специфический тип метасоматического преобразования ультрабазитов литосферной мантии, который связывают с несколькими источниками флюидов (Ishimaru, Arai, 2007). Глубины формирования очагов выплавления базитовых магм относятся к гранатовой и шпинелевой фациям, тогда как глубина формирования более кислых расплавов оценивается на уровне 50-70 км от поверхности Земли (Колосков, 1999). Следовательно, практически весь разрез литосферной мантии в проницаемых зонах может подвергаться такого рода метасоматическим преобразованиям (далее – «пироксенизация»).

Исследование включений в минералах метасоматизированных и частично подплавленных ультрабазитов показывает, что их метасоматическая пироксенизация развивалась под воздействием водных флюидов при температуре выше **960°C** (Timina 2010, Tomilenko 2010). По данным изучения гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах, шпинелях, амфиболах и оливинах частичное плавление метасоматизированных ультрабазитов проходило в интервале температур порядка **~ 1100÷1200°C** (Тимина 2011). Приведённые температурные области будут использованы в качестве граничных условий, при которых происходил метасоматоз.

Изложенные в диссертации до сих пор данные позволили **поставить следующую задачу** исследований:

построить модель неизотермического метасоматоза ультрабазитовой литосферной мантии над глубинным магматическим очагом, из которого в проницаемую зону с высокой трещиноватостью на глубинах порядка 50-120 км поступают магматические флюиды.

Такой процесс метасоматической переработки исходных гарцбургитов должен генерировать как восстановительную, так и (в конечном этапе) окислительную обстановку, а также создать наблюдаемую минеральную ассоциацию.

Рассмотрим процесс инфильтрационного фронтального метасоматоза ультрабазитов в проницаемых зонах литосферной мантии потоками флюидов из магматических очагов в диапазоне глубин **~ 50 – 120 км**. На входе в проницаемую зону из источника флюида задаётся начальная температура (T_0) и давление (P_0), а также состав независимых компонентов, из которых состоит надкритический газовый флюид (Шарапов и др., 2009). Параметры начальных условий, физические и другие характеристики рассматриваемой системы приведены в Таблице 5.1.

Схема расчетной области взаимодействия флюид – порода состоит из цепочки равномерно распределенных по разрезу 50-ти реакторов над каждым из разноглубинных источников флюидов. Ширина области инфильтрации принята равной **4 км** (ориентир - зона растяжения Авачинского грабена, см. Глава 2). Рассмотрен временной интервал **50 000 лет** – время, которое соответствует порядку существования Авачинского вулкана (Базанова и др., 2004). Выбор состава и изменения независимых компонентов в источнике со временем базируется на проведенных ранее численных экспериментах (Шарапов и др., 2015), а также хроматографических определениях состава газа в разной степени метасоматизированных гарцбургитах (Кузнецов, 2012, см. Таблица 4.2). По данным изучения состава газовой-жидких включений был принят состав флюида как водно-

углеродно-метановая газовая смесь. На основании изучения температур гомогенизации расплавных включений температура флюида принята **1000 - 1300°C**. Давления **P = 15-30 кбар** на глубинах для каждого резервуара оценены с помощью (Сорохтин, 2002). Схема процесса пироксенизация приведена на рис. 5.1. Теплоемкость флюида в расчетах принималась по справочнику (Варгафтик, 1963), проницаемость (kp) и пористость (m) по разрезу литосферы считалась уменьшающейся с глубиной ступенчато.

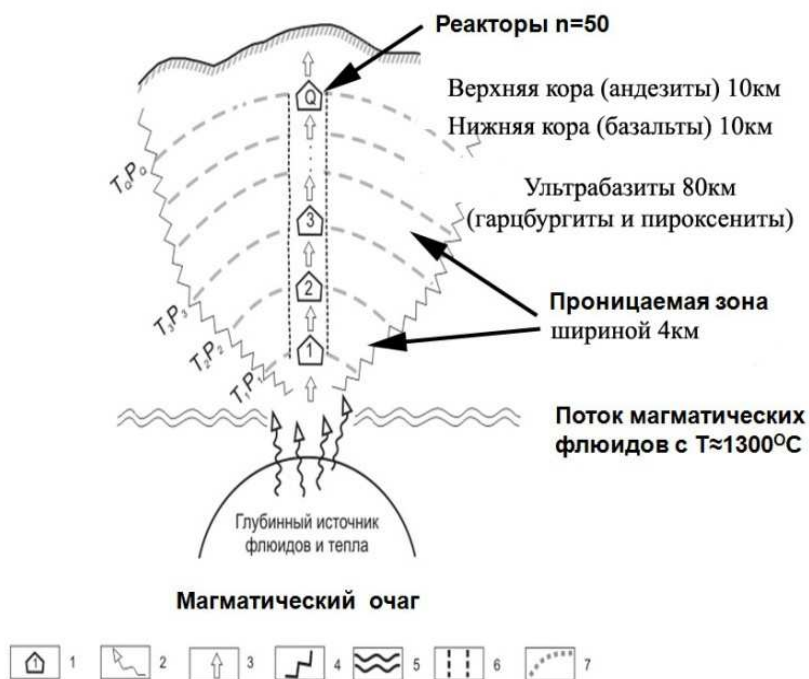


Рис. 5.1 Обобщенная схема много резервуарной термодинамической модели: 1 - резервуары с номерами; 2 - восходящий поток глубинного флюида; 3 – поток флюида между резервуарами; 4 - границы гидротермальной системы; 5 - граница, отделяющая область гидростатического давления от нижней области с преобладанием литостатического давления; 6 – проницаемая зона, по которой происходит транзит восходящих потоков магматических флюидов; 7 - изотермы. По (Шарапов и др., 2015).

Таблица 5.1 Физические и физико-химические параметры сред, используемые при численном моделировании по (Шарапов и др, 2017).

Параметр	Ед.изм.	Обозначение	Численное значение
Флюид: вязкость плотность теплоёмкость теплопроводность	Па·с кг/м ³ Дж/кг·К Вт/м·К	μ_1 ρ_1 c_1 λ_1	$4.5 \cdot 10^{-5}$ 120 3200 0.17
Начальная температура флюида в источнике	°С	T_0	1000÷1200
Давление во флюиде на входе в проницаемую зону	кбар	P_0	14,5÷35
Коэффициент сжимаемости жидкости	м ² /Н	β_2	$8.07 \cdot 10^{-5}$
Плотность пород земной коры	кг/м ³	ρ_r	2600
Плотность пород литосферной мантии	кг/м ³	ρ_r	3000
Теплоёмкость литосферных пород	Дж/кг·К	c_r	1000
Теплопроводность литосферных пород	Вт/м·К	λ_r	2.4
Коэффициент теплоотдачи флюид на боковой поверхности флюидопроводника	Вт/м ² ·К	α_2	0.005-0.05
Протяженность флюидопроводника	L	км	20÷100
Ширина флюидопроводника	L_2	км	4
Эффективная пористость по длине флюидопроводника	%	m	0.01-0.03
Изменение проницаемости по длине флюидопроводника	м ²	Kp	$10^{-16} - 10^{-13}$
Состав и глубина верхней земной коры	H ₁ , км	андезиты	0-10
Состав и глубина нижней земной коры	H ₂ , км	базальты	10-20
Состав пород литосферной мантии	H ₃ , км	гарцбургиты	20-100
Состав независимых компонентов магматогенного флюида в резервуаре (источнике) R ₀	mol	C	0,01-0,5
		H	0,02-2
		O	0,03-2
		N	0,01
		S	0,003-0,01
		Cl	0,01-0,25
		F	0,003-0,05
		Si	0, 125-0,285
		Ca	0,01-0,15
		K	0,001
		Na	0,01
		Al	0,01-0,075
		Fe	0-0,05
		Ti	0-0,01
Среднее содержание газа в резервуаре R ₁	%	gas	0,5 -5
Исходный состав породы в резервуарах R ₁₋₅₀	mol	Si	6,248
		Ca	0,112
		K	0,006
		Na	0,019
		Al	0,082
		Fe	0,583
		Ti	0,006
		Mg	10,705
		Mn	0,023
		Cr	0,034
		P	0,004
		O	25,52

Что касается магматических источников, учитывая изложенное выше, будем полагать:

- пусть источниками флюидов в литосферной мантии являются магматические очаги, обсуждение природы которых лежит за рамками данной работы, а факт и место их положения учитывается из геофизических данных на рис. 2.8. Полагаем также, что источником метасоматизирующих флюидов может быть литосферная плита, верхняя граница источника находится на глубине 120 км (граница верхней мантии или граница подвигаемой под крутым углом океанической плиты в области Авачинского вулкана),

- было рассмотрено 4 варианта расположения магматических очагов в разрезе литосферы под Авачинским вулканом на глубине 120 км, 100 км, 75 км и 50 км (рис. 5.3),

- при численных экспериментах для каждого магматического очага рассматривалась линейка начальных температур:

- магматический очаг на глубине 120 км, $T_0=1300^{\circ}\text{C}$, 1250°C , 1200°C , 1150°C

- магматический очаг на глубине 100 км, T_0 1250°C , 1200°C , 1150°C ; 1000°C

- магматический очаг на глубине 75 км, $T_0=1200^{\circ}\text{C}$, 1150°C ; 1000°C

- магматический очаг на глубине 50 км $T_0= 1150^{\circ}\text{C}$, 1100°C ; 950°C ,

- из магматических очагов в проницаемые горизонтальные однородные зоны шириной 4 км с меняющейся по вертикали проницаемостью и пористостью с постоянным расходом под давлением $P_{\text{лит}}$ поступают магматические флюиды с $T = 1000\div 1300^{\circ}\text{C}$, составы которых по независимым компонентам в R_0 приведены в Таблице 5.1,

- в проницаемой зоне происходит гетерофазное взаимодействие флюидного потока, представленного смесью идеальных газов, отделяющихся от верхнемантийных магматических очагов (или от границы субдуцируемой плиты),

- во всех случаях потоками флюидов формируются тепловые и «физико-химические» волны изменения температуры и составов мантийных пород,

- гидродинамика теплового взаимодействия описывается в приближении Дарси с учетом теплоотдачи в боковые породы (Модельный..., 2009).

Использованная в работе численная схема специально для данной задачи была подготовлена В.К. Черепановой, формальные характеристики которой подробно описаны в работе (Черепанова и др., 2015). Были вычислены распределения температур каждого источника флюидов для интервала времен 50 000 лет, на рис. 5.2 приведён пример для источника на глубине 100 км.

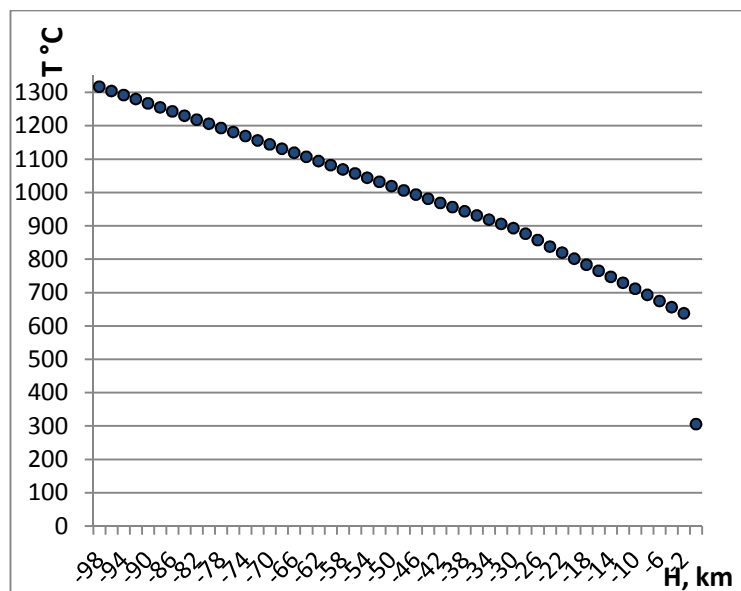


Рис. 5.2 Пример рассчитанного распределения температуры для источника флюидов в течение 50 000 лет. Коэффициент проницаемости в кровле магматического очага $K_p=10^{-16}$. По оси x – глубина источника (100 км).

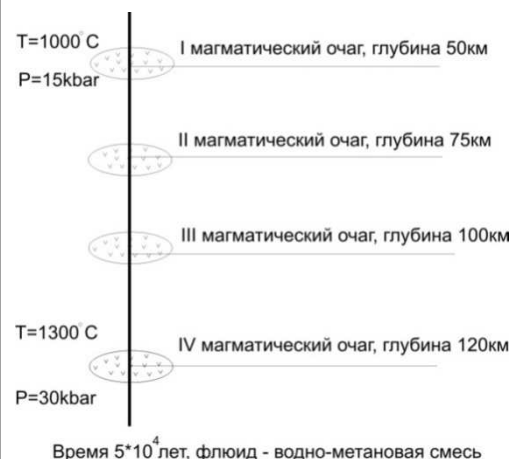


Рис. 5.3 Схема расположения моделируемых магматических источников на глубинах 50-120 км.

Как уже было сказано, численные эксперименты динамики метасоматической переработки исходного состава пород литосферной плиты проводились с использованием программного комплекса Селектор (Чудненко, 2010). Моделирование производилось на основе проточного реактора, состоящего из цепочки 50-ти последовательно сопряженных резервуаров, через которые проходят порции гидротермального раствора или газообразного флюида, изменяя фазовый и минеральный состав систем соответствующих резервуаров. Резервуары могут иметь различные T и P , в зависимости от глубины расположения в земной коре. Массоперенос вещества между резервуарами осуществляется в виде жидкого или газообразного флюида, потоки флюида движутся, переходя от резервуара к резервуару.

Корректное моделирование эволюции составов магматогенных флюидов зависит от полноты и добротности термодинамических баз данных. В модели использованы термодинамические характеристики газов (Рид и др., 1982; Yokokawa, 1988; Зубков, 2005) и минералов (Карпов и др., 1976; Дорогокупец и др., 1988; Helgeson et al., 1978).

5.3 Минералогическая зональность в колоннах метасоматизированных пород литосферной мантии в зависимости от различного состава флюидов

Как следует теории подобия (Гухман, 1974), колонки инфильтрационного метасоматоза для подобных источников флюидов и подобных процессов гетерофазных взаимодействий различаются только пространственными масштабами. Для иллюстрации

этого утверждения на рис. 5.4а-в приведены примеры развития метасоматических колонок при одинаковых Р-Т условиях, но с различным изначальным составом флюидов по данным трёх авторов.

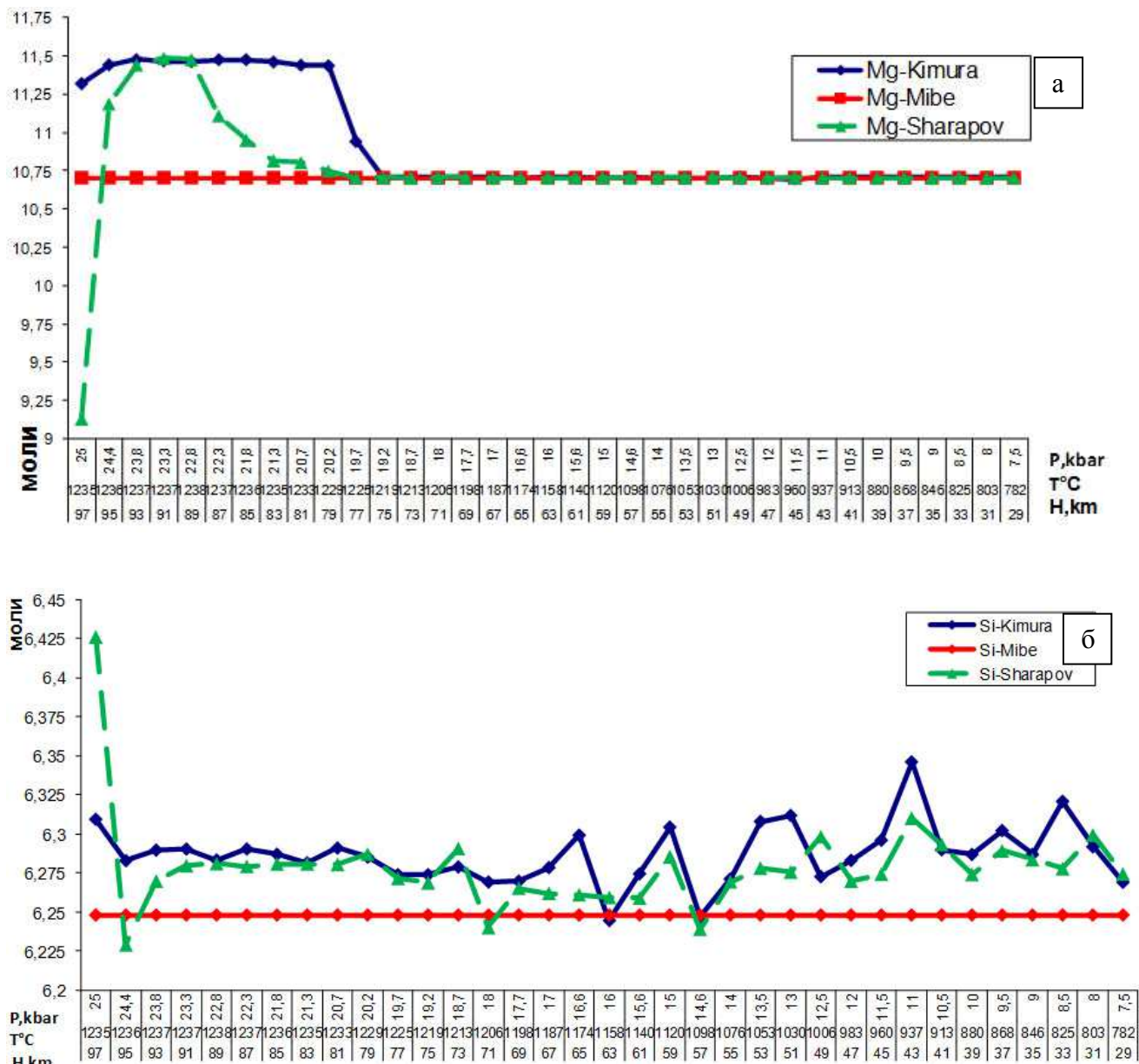


Рис. 5.4 Сравнение характера метасоматических колонок при воздействии разных источников флюидов с начальной температурой в источнике 1200°C и давлением $P = 30$ кбар при метасоматозе гарцбургитов литосферной мантии под Авачинским вулканом:

а. Модель магматического источника (Sharapov) по (Шарапов и др., 2015) с составом флюида в источнике $\text{Si}_{(0,5)}\text{Al}_{(0,1)}\text{Fe}_{(0,1)}\text{Ca}_{(0,1)}\text{Na}_{(0,3)}\text{K}_{(0,02)}\text{Cl}_{(0,5)}\text{F}_{(0,1)}\text{S}_{(0,1)}\text{N}_{(0,01)}\text{C}_{(1)}\text{H}_{(2)}\text{O}_{(3)}$, $t = 0 - 250$ тыс. лет, соотношение содержаний **магния**,

б. Модель метаморфогенного флюида (Mibe) по (Mibe et al., 2002) с составом флюида в источнике $\text{Si}_{(0,5)}\text{Mg}_{(0,5)}\text{Cl}_{(0,5)}\text{F}_{(0,1)}\text{S}_{(0,1)}\text{N}_{(0,01)}\text{C}_{(1)}\text{H}_{(2)}\text{O}_{(3)}$, $t = 0 - 250$ тыс. лет, соотношение содержаний **кремния**,

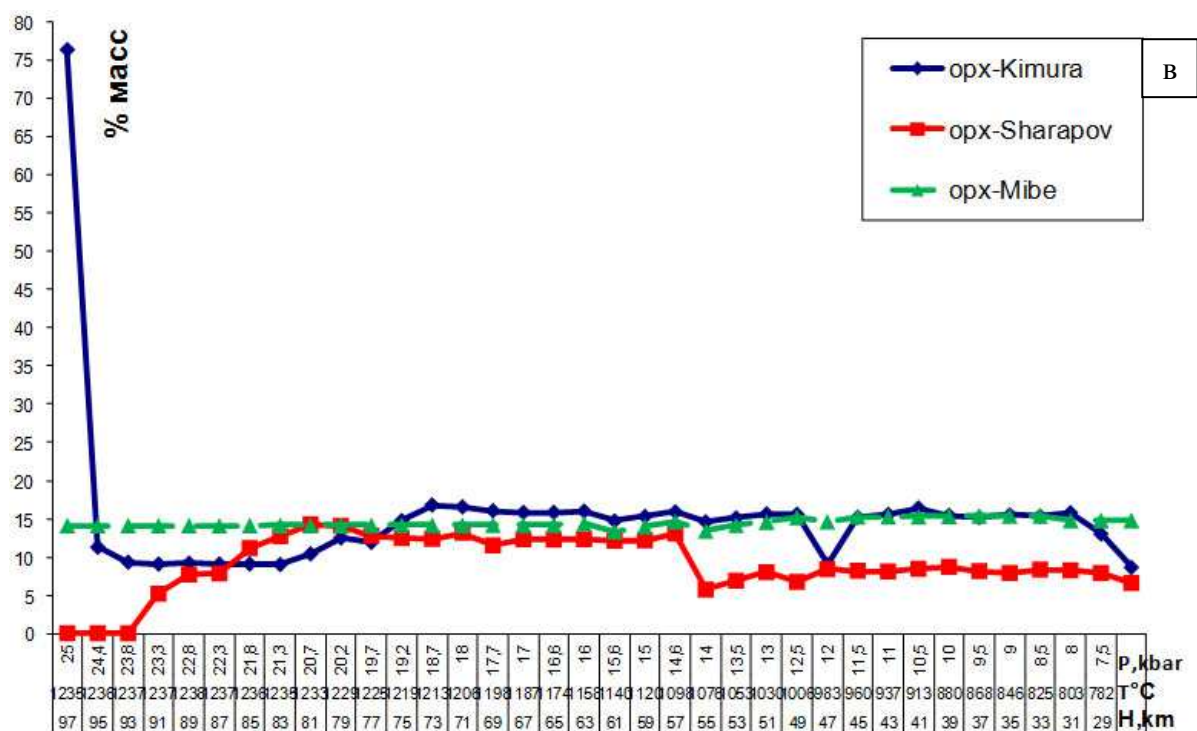


Рис. 5.4 Сравнение характера метасоматических колонок при воздействии разных источников флюидов с начальной температурой в источнике 1200°C и давлением $P = 30$ кбар при метасоматозе гарцбургитов литосферной мантии под Авачинским вулканом:

в. Модель метаморфогенного флюида (Kimura) по (Kimura et al., 2007) с составом флюида в источнике $Cl_{(0,5)}F_{(0,1)}S_{(0,1)}N_{(0,01)}C_{(1)}H_{(2)}O_{(3)}$, $t = 0 - 250$ тыс. лет, соотношение содержаний **ортопироксена** по разрезу метасоматической колонки.

Как видно из приведённых рисунков, можно утверждать, что метасоматические колонки подобны, их минеральные составы и содержания петрогенных элементов отличаются в пределах погрешности. Используемые в диссертации содержания исходных газов при моделировании согласуются с оценками других авторов. Таким образом, в случаях существования в литосферной мантии магматических очагов, генерирующих флюиды в интервале глубин 40 - 60 км и в интервале температур 800 - 1000°C реализуются сходные масштабы и минеральные ассоциации метасоматизированных гарцбургитов.

В Главе 4 на основании изучения валового состава газов в минералах была показана эволюция состава флюидов в системе от восстановленных к окисленным. Ниже проиллюстрирован данный переход, полученный при моделировании, характеризующий изменение потенциала кислорода (рис. 5.5) и появление магнетита в системе (рис. 5.6).

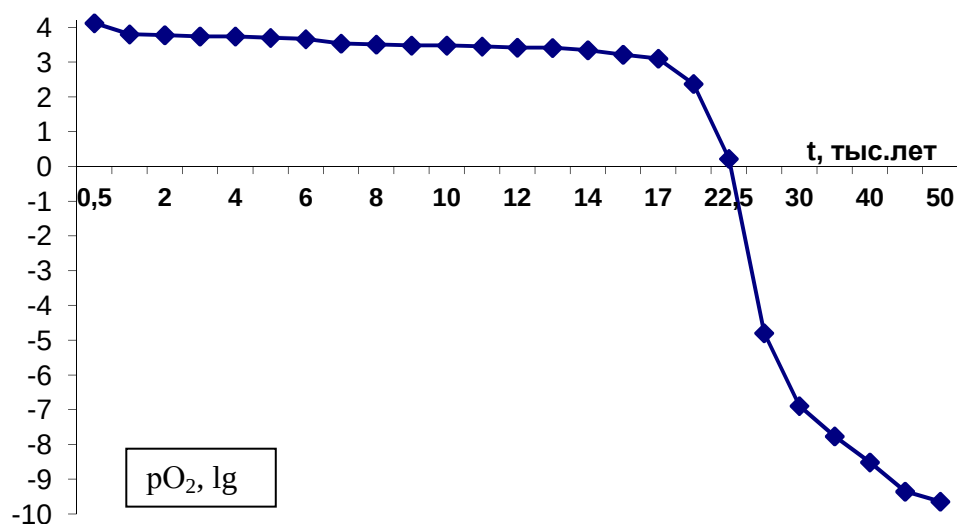


Рис. 5.5 Изменение потенциала кислорода в системе во времени, характеризующее эволюцию флюида от восстановленного к окисленному.

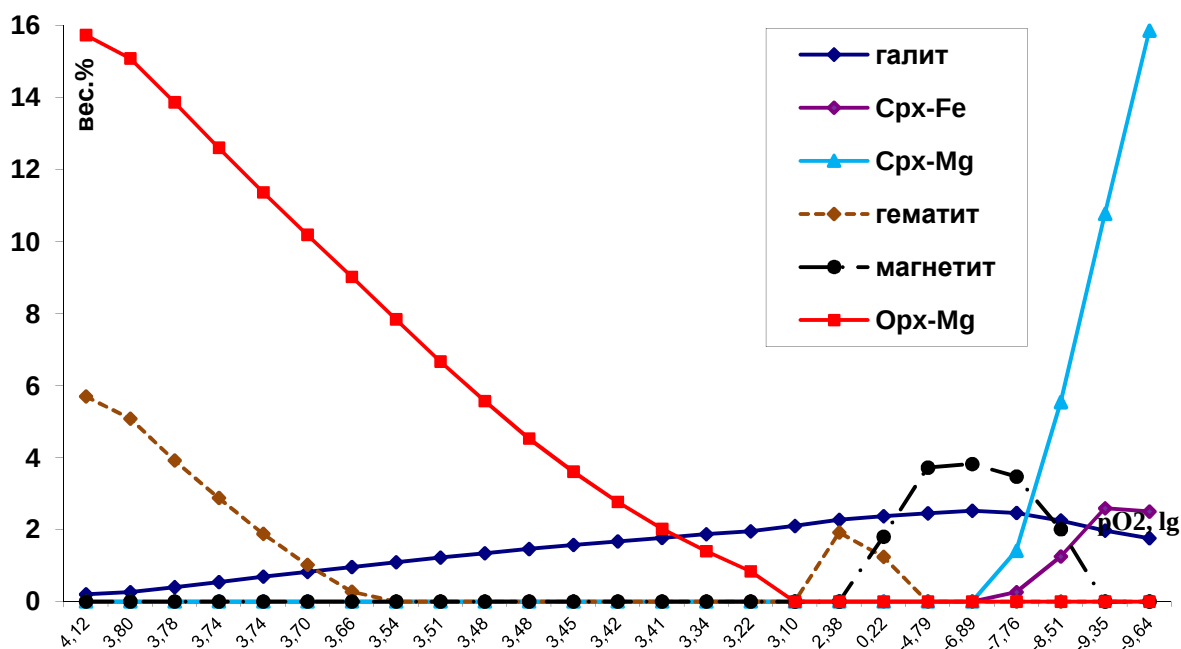


Рис. 5.6 Минералогическая граница перехода от восстановленных флюидов к окисленным на последней стадии процесса метасоматоза. Следует отметить, что образование магнезиального ортопироксена (Орх-Mg) происходило в восстановительных условиях на начальной стадии процесса, образование клинопироксена Срх («пироксенизация») происходит при окисленных условиях на заключительной стадии метасоматоза.

Далее рассмотрим, каким образом на месте первичных гарцбургитов могут образовываться пироксениты. Исследуемый процесс преобразования пород литосферной мантии возможен при участии специфического состава флюидов, вручную задаваемых в ПК Селекор. Оконтуривание физико-химической области имеющих в ксенолитах минеральных ассоциаций (вторичные и первичные оливины и пироксены, шпинель и амфибол) при фиксированных значениях T и P осуществлялась перебором составов

флюидов в разноглубинных источниках. Разновидность метасоматических изменений в разрезе литосферной мантии под Авачинским вулканом приведена на рис. 5.7 - 5.9.

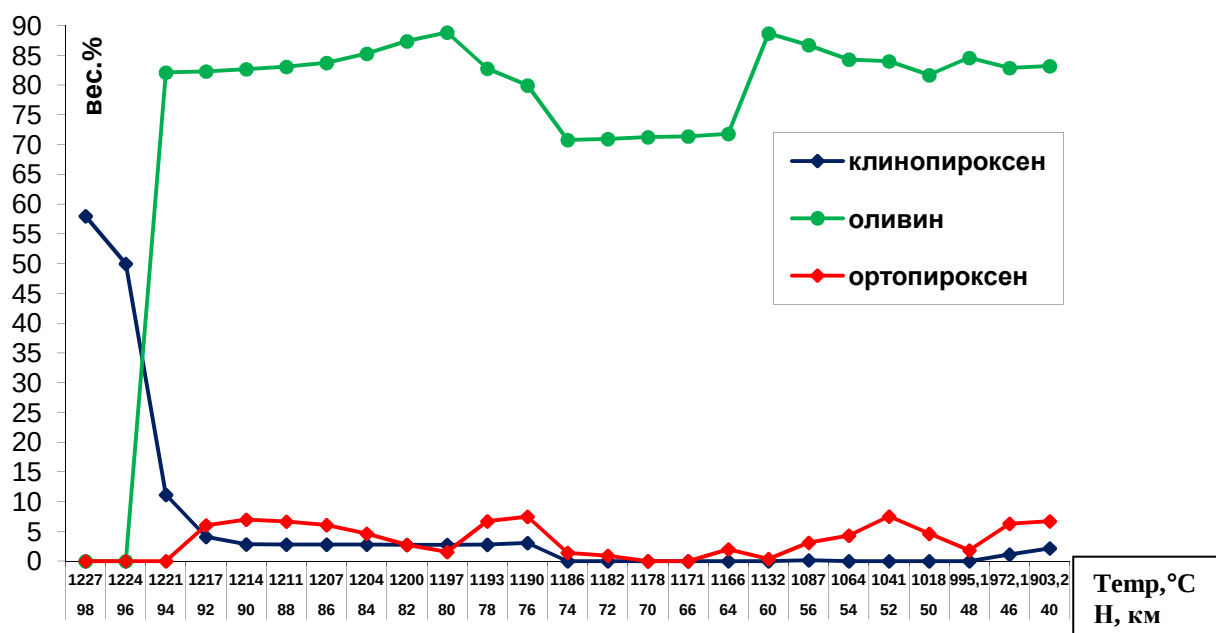


Рис. 5.7 Зональное строение колонны пород метасоматизированной литосферной мантии. Породообразующие минералы. Одним из аспектов работы был поиск составов флюидов, которые на уровне глубин порядка 40-70 км формируют метасоматиты, состав которых близок к составам реальных жил и прожилков в изученных ультрабазитах Авачи. $T_0 = 1227^\circ\text{C}$, $P_0 = 35$ кБар. $T_{\text{конец}} = 682^\circ\text{C}$ и $P_{\text{конец}} = 1.1$ кБар.

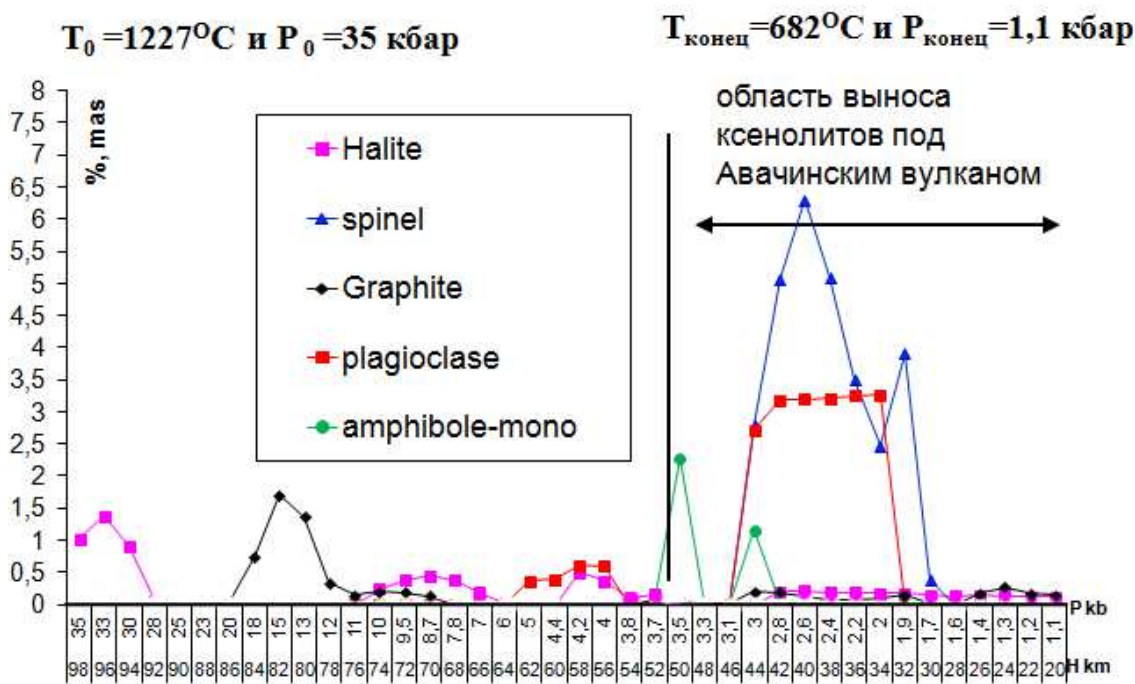


Рис. 5.8 Зональное строение колонны пород метасоматизированной литосферной мантии. Акцессорные минералы.

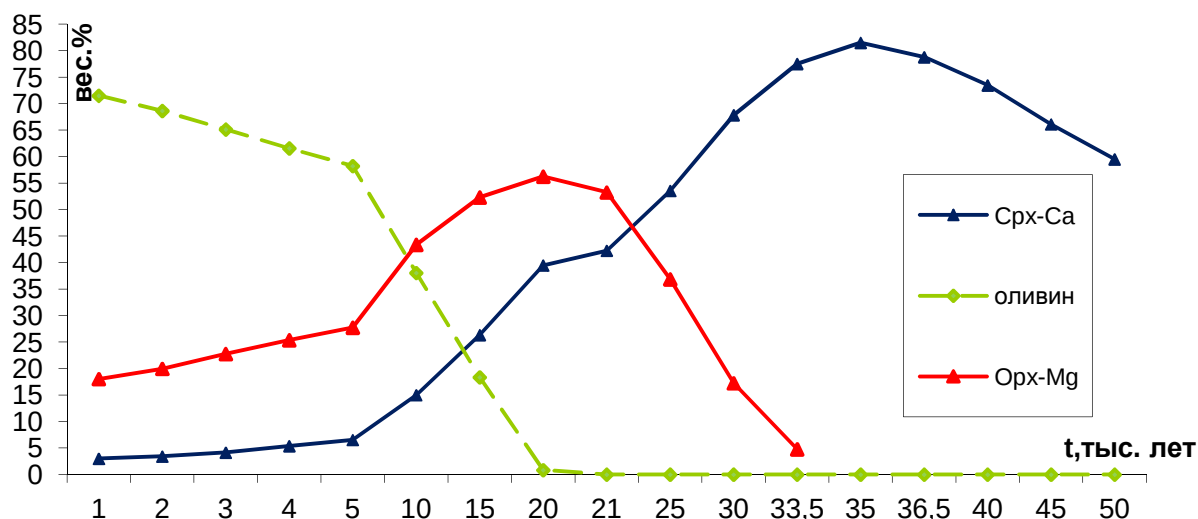


Рис. 5.9 Зональное строение колонны пород метасоматизированной литосферной мантии. Показан процесс пироксенизации, т.е. образование клинопироксена на месте первичных оливина и ортопироксена в поверхностной фации инфильтрационного метасоматоза.

5.4 Результаты численного моделирования инфильтрационного метасоматоза

После проведения и интерпретации нескольких десятков расчётов появились данные, позволяющие говорить о возможности существования двух Р-Т фаций инфильтрационного метасоматоза под Авачинским вулканом:

- **поверхностная фация** - затухающая со временем пироксенизация ультрабазитов т.е. замещение первичного оливина и ортопироксена вторичным клинопироксеном. Процесс зависит от состава флюида в источнике и его начальных T_0 и P_0 . Из теории подобия следует, что верхние части метасоматических колонок (для различных по глубине источников) аналогичны. В пределах поверхностной фации глубинности при $T = 1000 - 1200^\circ\text{C}$ и давлении менее 30 кбар существенных минералогических различий в ксенолитах ультрабазитов Авачи не наблюдается. Неглубокое расположение источника флюидов не даёт эффекта метасоматического преобразования.

- **глубинная фация** («гранатовая», $P > 30$ кбар) пироксенизация при $T = 1200 - 1300^\circ\text{C}$, с максимальным изменением первичных гарцбургитов, образованием жил и пятен орто- и клинопироксенового состава. Конечная стадия данного процесса – ксенолиты пироксенитов.

Подвижность петрогенных компонентов в гетерофазных взаимодействиях «флюид-порода» зависят от общего состава соединений во флюидной фазе. Для температур ниже 1150°C скорость синтеза Сpx при одинаковой интенсивности разложения оливина примерно в два раза больше, чем Орх. Изменение давления в системе отражается на возможных масштабах окремнения и карбонатизации ультрабазитов.

В зависимости от соотношения Si/Ca во флюиде, а также содержаний Fe и Al в источниках флюидов можно построить теоретический ряд предельных метасоматических изменений первичных гарцбургитов (рис. 5.10), которые мы не наблюдаем среди продуктов извержения Авачи. Преобразование оливина заканчивается синтезом граната и клинопироксена, образуются своеобразные глубинные аналоги родингитов (Жариков и др., 2008).

Среди ультрабазитов Авачинского вулкана нет аналогов родингитов, поскольку последовательное метасоматическое преобразование родингитов заканчивается одновременным синтезом граната и клинопироксена. Такой ассоциации в известных ксенолитах Авачи не наблюдается. Можно предположить, что рассматриваемый процесс метасоматического преобразования некоторой части разреза под Авачинским вулканом является или «незавершенной» частью локальной метасоматической колонки, или закономерной частью развивающейся флюидной системы. Виртуально оцененные масштабы развития родингитов увеличиваются с возрастанием давления. Отсутствие такого рода метасоматитов в изученных ксенолитах Авачинского вулкана может указывать на то, что в эксплозивных процессах «опробовались» преимущественно верхние горизонты метасоматических колонн, когда родингиты имеют более глубинное происхождение.

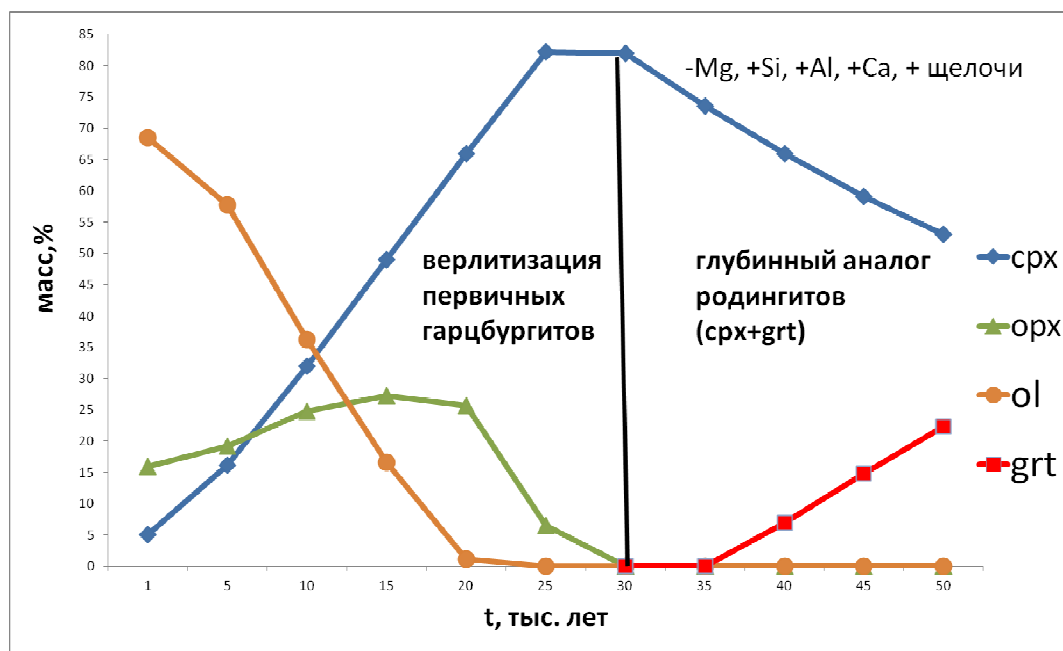


Рис. 5.10 Соотношения содержания минералов со временем при пироксенизации гарцбургитов при температуре флюида 1200°C. Образование гранат-клинопироксеновых пород, аналогов родингитов, которым теоретически должен заканчиваться процесс метасоматоза. Давление в резервуаре R № 1 составляет 30 кбар, время процесса 50 тысяч лет.

Напрашивается вывод о том, что мы имеем дело с относительно кратковременными стадиями отделения флюидов от малоглубинного магматического очага, питающего Авачинский вулкан, вызванное землетрясениями или другими сейсмическими нарушениями. Весь процесс заканчивается выносом обломков при извержениях.

После изучения выброшенных при эксплозивном извержении обломков ультрабазитовых пород с неизвестных по глубине участков разреза над магматическим источником невозможно точно установить последовательность фронтальных зон, а скорее возможно оценить число и последовательность стадий жильно-трещинного метасоматоза при метасоматическом воздействия флюидов:

$(Ol-I \pm Spl-I) \rightarrow (Opx-II \pm Spl-II - \text{метасоматоз}) \rightarrow (Cpx \pm Amph, Spl-II, Gl) \rightarrow (Ol-II \pm Cpx, Gl) \rightarrow (Amph \pm Ol-II, Cpx, Pl, Mgt, Gl - \text{образование оторочек}) \rightarrow \text{эксплозия}$, где I и II – первичные и метасоматически образованные минералы.

6. ФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ СОСТАВОВ ЧАСТИЧНЫХ ВЫПЛАВОК ИЗ ПОРОД УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ КСЕНОЛИТОВ ПОТОКОМ ВОССТАНОВЛЕННЫХ ГАЗОВ И МЕТОДОМ «ЭЛЕКТРОННОЙ СВАРКИ»

Характерными особенностями рассматриваемого метасоматоза ультрабазитов под Авачинским вулканом является:

- 1) преобладание «околотрещинного метасоматоза», многократное пересечение трещин со сходной минерализацией,
- 2) отсутствие ясно проявленной последовательности метасоматических зон в массивных образцах гарцбургитов,
- 3) наличие ясного тренда возрастания температуры флюидных воздействий в крупных образцах, которые заканчиваются образованием друзовых оторочек амфибола с плагиоклазом, клинопироксеном и иногда оливином, а также примазок кислых вспененных стёкол,
- 4) наблюдается сочетание жилоч замещения «первичного» оливина ортопироксеном с наличием «пустых» трещин, которые пересекаются следующими трещинками, заполненными друзовидными кристаллами пироксена и амфибола.

Завершение процесса метасоматоза – частичное плавление и сублимация минералов, физическое моделирование процессов которого описано в данной Главе 6.

В работе (Николаевский, 1996) показано, что при сейсмогенном разрыве пород происходит «локальное гидродинамическое возбуждение» гетерофазной среды с формированием потоков флюидов. Развитие такой локальной гидродинамической системы может из-за изменения температуры и давления приводить к растворению (сублимации) ранее отложенных минералов в существовавших до этого момента трещин или растворению стенок возникших трещин. Поэтому, наряду с задачей метасоматического изменения трещиновато-пористого субстрата литосферы под Авачинским вулканом возникла задача описания динамики сублимирования минералов ультрабазитовых ксенолитов (Шарапов и др, 2016).

6.1 Математическая модель процесса сублимирования

В качестве исходной математической модели в данной диссертации использована система управляющих уравнений и граничных условий, приведенных в (Черепанова и др., 2015; Шарапов и др., 2007). Для установления параметрических соотношений для всех фаций глубинности такого рода систем будем искать на основе критериев подобия

(Кутателадзе, 1970). Верификацию качественной правдоподобности развиваемого подхода проведем с помощью физического эксперимента, в котором реализации источника флюидов, при действии которого воспроизводится полный интервал температур от T солидуса изучаемых образцов ультрабазитов до комнатной температуры. При этом выделение газовой фазы в образце не сопровождается контактом с атмосферными и иными газами.

Далее рассмотрен наиболее простой процесс сублимации плёнок на стенках плоских трещин во вмещающей породе в поток фильтрующегося магматического или иного по генезису флюида. Будем считать, что трещины имеют форму плоских параллельных щелевых каналов, распределенных однородно в породе (рис. 6.1).

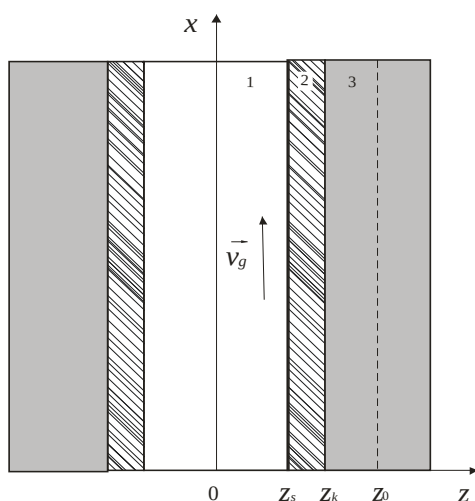


Рис. 6.1 Схема расчетной области: z_s – координата фронта сублимации, z_k – координата контакта пленки и породы, z_0 – координата середины ячейки. 1 – флюид, 2 – пленка, 3 – вмещающая порода. v_f – скорость флюидопотока

Ширина канала много больше толщины пленки, так что ее изменением в процессе испарения (сублимации) летучего соединения можно пренебречь. Поскольку ожидаемое время полного «растворения» пленки мало по сравнению со временем жизни «источника» флюида, можно рассматривать его только в надкритическом состоянии и считать, что движущийся вдоль трещин флюидопоток имеет постоянные, средние по сечению канала значения скорости v_f и температуры T_f . Скорость движения эндогенного флюида v_f в каналах пористой среды в нашем случае может составлять от 10^{-6} м/с до 10^{-4} м/с, что обеспечивает ламинарный режим течения. Кратко представленная модель сублимирования была ориентиром при постановке физических экспериментов.

6.2 История и постановка задачи моделирования частичных выплавок потоком восстановленных газов

Задача количественного анализа составов петрогенных компонентов, выделившихся или выплавившихся при воздействии потоков флюидов на породы деплетированных ультрабазитов литосферной мантии возникает для большого количества магматических и метаморфических процессов. Одной из основных проблем изучения такого рода процессов является оценка количества петрогенных компонентов, которые могут быть извлечены из реальной метасоматически измененной ультрабазитовой породы и с какой скоростью воздействующий флюид может произвести сублимирование хотя бы плёнок и конденсатов из трещин. В данной диссертации решается такая задача.

Первые эксперименты были проведены в установке компании ЦЕОСИТ в институте теплофизики СО РАН с обдуванием стационарным потоком синтез-газа поверхности минералов в интервале температур от 200°C до 600°C и давлениях 10-100 атм. (Шарапов и др., 2007). Следующим шагом было нагревание метасоматизированных ультрабазитов драгированных в Срединно-Атлантическом хребте и ксенолитов реальных мантийных пород из алмазных трубок Якутии в интервале 800-1200°C в прочном реакторе установки ИТФ СО РАН (Шарапов и др., 2011). Анализа временных характеристик процессов сублимирования в этих экспериментах не ставилось. Методика эксперимента нагревания ультрабазитов потоком восстановленных газов приведена в Главе 1.

6.3 Элементы массопереноса в перидотитовых ксенолитах при их частичном плавлении потоками горячих восстановленных газов

Основная задача при постановке экспериментов - необходимо оценить следующее обстоятельство протекания предполагаемых процессов гетерофазного тепло-массообмена:

- 1) достаточно ли флюидов, содержащихся во вторичных и первичных включениях для заполнения трещин и интерстиций между кристаллами в реальных образцах этих пород, вынесенных на поверхность андезитовыми расплавами,
- 2) за какое время может реализоваться такой процесс.

Имитирование такого типа гетерофазного взаимодействия в трещиновато-пористых породах верхней мантии была реализована в проточном реакторе ИТФ СО РАН.

В современных моделях тепло- и массопереноса в мантийной части литосферы решающую роль в формировании магомгенерирующих субстратов, а также выплавлении базитовых расплавов отводят метасоматическому воздействию верхнемантийных

восстановленных флюидов на деплетированные ультрабазитовые породы (Летников и др, 1977; Farmer, 2003; Green, 2006). В данной главе представлены попытки физического моделирования хотя бы качественной стороны таких явлений на образцах реальных ультрабазитовых пород под Авачинским вулканом.

В существующих динамических схемах частичного плавления мантийных субстратов обычно используется схема «мгновенного» удаления из зоны контактного плавления минералов в возникающем расплаве, какой бы малой не была жидкая фракция (Walter, 2003). Остаётся не ясным как гидродинамически может реализоваться такая схема, учитывая реальную структуру плавящейся минеральной матрицы реальных ультрабазитовых пород.

Для решения задачи динамики конвективного плавления необходима информация о структурных формах фазовых переходов в реальных мантийных породах при их конвективном прогреве, с фиксацией реальных структурных преобразований, желательно с оценками скоростей и форм перемещения возникающих флюидных фракций. Популярные ампульные эксперименты не позволяют получить информацию указанного рода. Отсюда возникла схема эксперимента - обдувание потоком горячего восстановленного флюида образцов реальных пород с ненарушенной структурой и минеральным составом.

Опыт экспериментального изучения теплового воздействия базитового расплава на образцы изверженных пород, а так же кинетики кристаллизации базитовых расплавов (Кутыев, Шарапов, 1979) показал, что при объёмном нагреве изверженных пород частичное плавление начинается вокруг включений, вдоль трещин и на контактах кристаллов. Появление в расплаве газовой фазы приводит к конвективному переносу компонентов, локальному изменению состава жидкости с развитием ликвации, а при закалке образуются характерные структуры минералогических оторочек на границе твердой и жидкой фаз. Следовательно, при нагреве метасоматизированных перидотитов Авачинского вулкана потоком горячих газов и последующей закалке образцов следует ожидать похожие явления, а именно:

- плавление стёкловатых плёнок, находящихся на поверхности трещин,
- удаление компонентов из вторичных газовой-жидких включений и дегидратированных минералов,
- перемещение расплавов к поверхности нагрева,
- образование продуктов гетерофазных реакций и плавление минералов на поверхностях, обтекаемых потоками горячих газов.

Ожидаемый эффект перемещения расплава из зоны плавления к внешнему контакту, при однородном обжате ампулы в оливиновом контейнере карбонатизированного перидотита, был экспериментально получен (Brey et al., 2008). В данном случае только наличие градиента температур между центром образца и стенками ампулы вызывало фильтрацию жидкости. В нашем случае кроме градиента температур конвективный массоперенос должен был обеспечиваться появлением газовой фазы при дегидратации, а также возгонке и плавлении водосодержащих минералов, что неизбежно создаёт возрастание давления внутри нагреваемой породы.

Ниже приведены примеры образцов Авачинских ультрабазитов до и после эксперимента при температуре 1200°C. На рис. 6.2 приведён образец клинопироксенита. Одна сторона кубика сложена кристаллами чёрного амфибола (новообразованная амфиболовая оторочка на контакте), другие стороны представлены тёмно-зелёным клинопироксеном (размер кубика 3 см, диаметр поля зрения 38 мм). Заметно плавление клинопироксена и амфибола (приобретают однородную блестящую гладкую поверхность) и появление вспененных буроватых стёкол на поверхности образца. На рис. 6.3 приведен тот же образец под биноклем, где в деталях показан внешний вид пузыристого стекла и оплавленного клинопироксена/амфибола (диаметр поля зрения 9 мм).

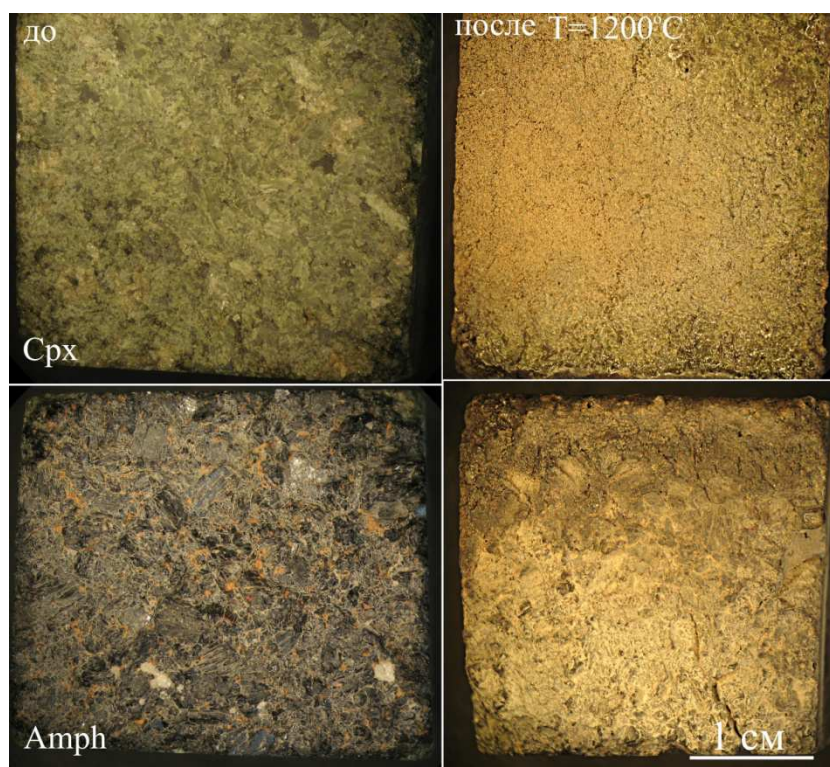


Рис. 6.2 Образец клинопироксенита до и после прогрева при $T=1200^{\circ}\text{C}$.

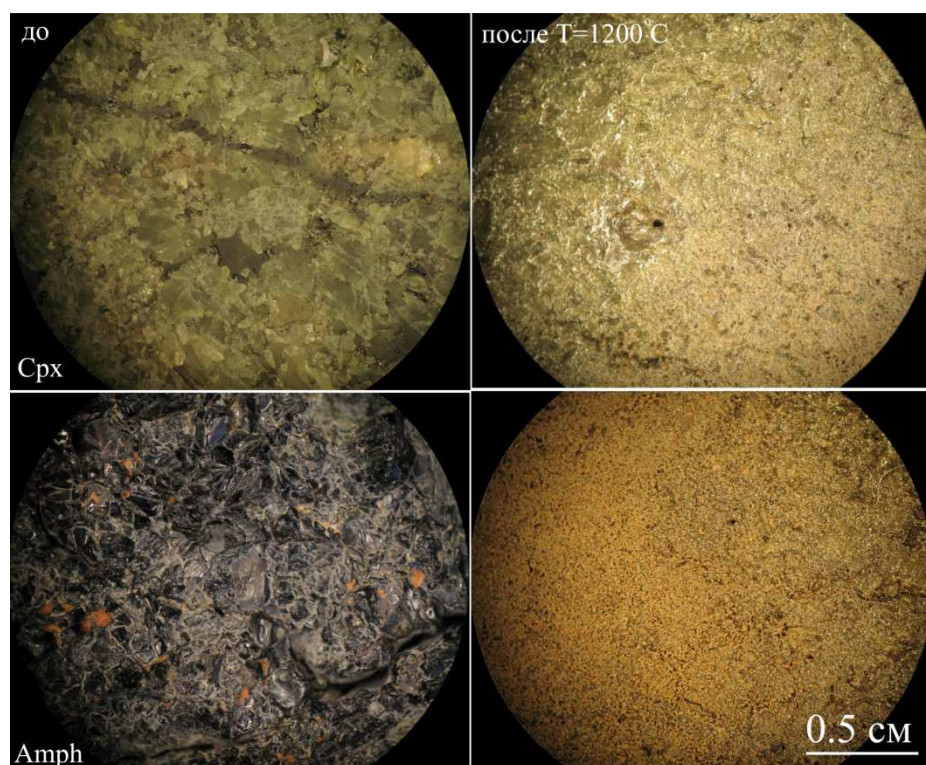


Рис. 6.3 Образец клинопироксенита до и после прогрева при $T=1200^{\circ}\text{C}$. Образование оплавленного клинопироксена и бурого стекла на месте первичной матрицы.

На рис. 6.4 приведён образец метасоматизированного гарцбургита после прогрева при температуре 1200°C . Порода сложена кристаллами оливина, ортопироксена и шпинели (размер кубика 3 см, диаметр поля зрения 38 мм). На рис. 6.5 тот же образец под биноклем, где в деталях показан внешний вид пузыристого стекла и оплавленного оливина (диаметр поля зрения 9 мм).

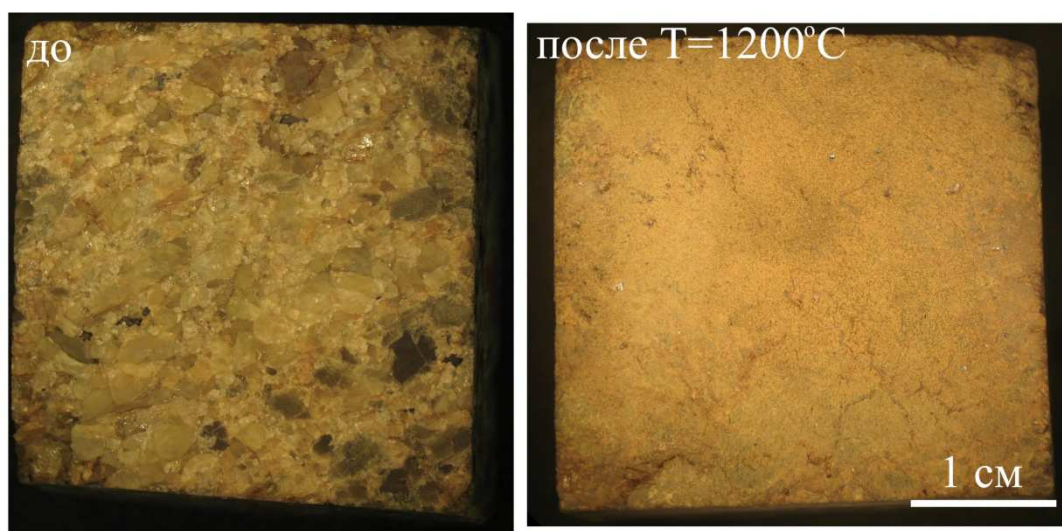


Рис. 6.4 Образец метасоматизированного гарцбургита до и после прогрева при $T=1200^{\circ}\text{C}$.

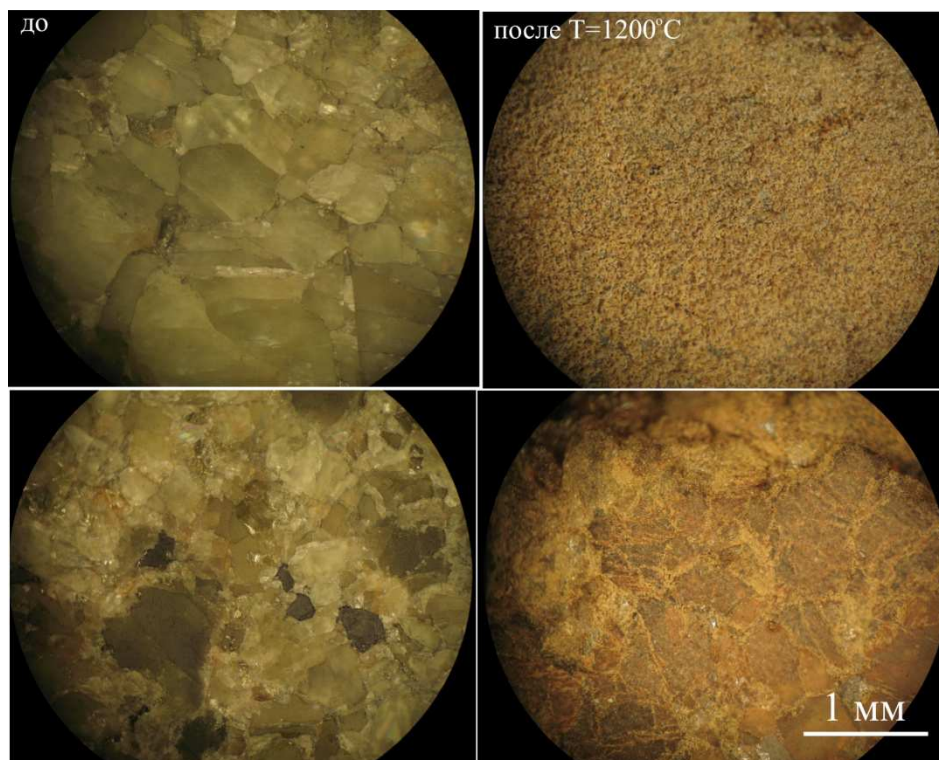


Рис. 6.5 Образец метасоматизированного гарцбургита до и после прогрева при $T=1200^{\circ}\text{C}$. Образование оплавленного оливина и бурого стекла на месте первичной матрицы.

Приведены результаты и фотографии только максимального прогрева ксенолитов при $T=1200^{\circ}\text{C}$ так как они наиболее ярко иллюстрируют изменения первичной породной матрицы, а именно вынос стекла на поверхность. Температура поднимающихся реальных флюидов из базитового источника составляет $800-1100^{\circ}\text{C}$, при подобных экспериментах образцы меняют цвет на бурый, стекла на поверхности практически нет.

6.4 Свойства стекловатых выплавок и конденсатов из газовой фазы на поверхности кубиков перидотитов, использованных в экспериментах

Чтобы не нарушить естественные соотношения структурно-физических форм флюидов в реальных образцах перидотитовых ксенолитов, после выпиливания кубиков не проводилось вакуумной обработки или сушки полученных для опытов заготовок. При нагревании последовательно из образцов выделялись:

- поровая влага ($T < 400^{\circ}\text{C}$),
- газы, возникающие при разложении гидроксилсодержащих минералов ($T < 1100^{\circ}\text{C}$),
- выделение газовой фазы из всех типов декрепитируемых включений,
- солевые расплавы,

- силикатные и алюмосиликатные расплавы, возникающие при контактном плавлении в присутствии солей и воды (Томиленко, 2006).

Жидкости, полученные при частичном плавлении ультрабазитов, после застывания фиксируются на поверхности нагрева в виде вспененных светло-серых, коричневатых или чёрных стекол. На рис. 6.6 и рис. 6.7 изображены полированные пластинки толщиной 2 мм, полученные из прогретых образцов метасоматизированного гарцбургита при температуре 1200°C, на которых отчётливо видны прозрачные кристаллы оливина, зелёные кристаллы ортопироксена и бурое стекло между ними.



Рис. 6.6 Пластинка образца метасоматизированного гарцбургита, прогретая при $T=1200^{\circ}\text{C}$.

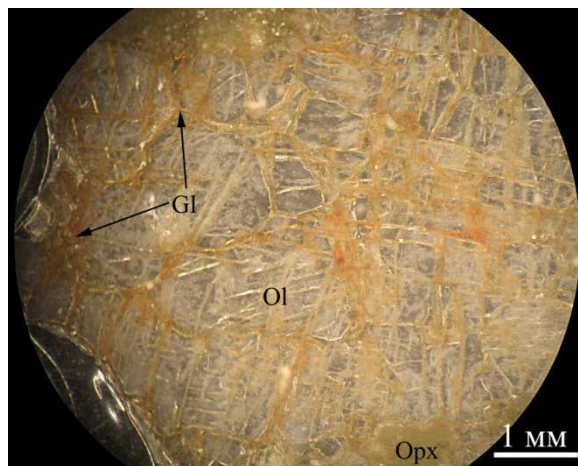


Рис. 6.7 Кристаллы оливина и бурое стекло в интерстициях после прогрева при $T=1200^{\circ}\text{C}$.

На поверхности новообразованных стёкол фиксируются кристаллики, состоящие из конденсатов газовой фазы. Все стекловатые образования пузыристые. По-видимому, это означает, что гетерофазная смесь выталкивалась газовой фазой на поверхность нагрева, где расплав взаимодействовал с набегающим потоком синтез-газа, отделяющегося от газовой горелки. При отсутствии пульсаций в нагревающем потоке синтез-газа в области температур $\sim 1200^{\circ}\text{C}$ кубики пород со всех сторон покрываются пузыристой плёнкой расплава толщиной 0,5-2 мм. При пульсирующем режиме нагрева или недостаточной «плотности» струи газа полное плавление указанного типа имеется только на внешней «лобовой» грани кубиков. На этой грани нагреваемых кубиков максимальная толщина плёнки расплава формируется во всех случаях.

Ниже приведены примеры новообразованных пузыристых стёкол на поверхности образцов, снимки получены при помощи электронного микроскопа LEO1430VP. На рис. 6.7 изображены образцы размером 3-5 мм, покрытые плёнкой пузыристого стекла. На рис. 6.8 те же образцы при увеличении, с акцентом на микроскопический состав стёкол после закаливания и характерными новообразованными структурами.

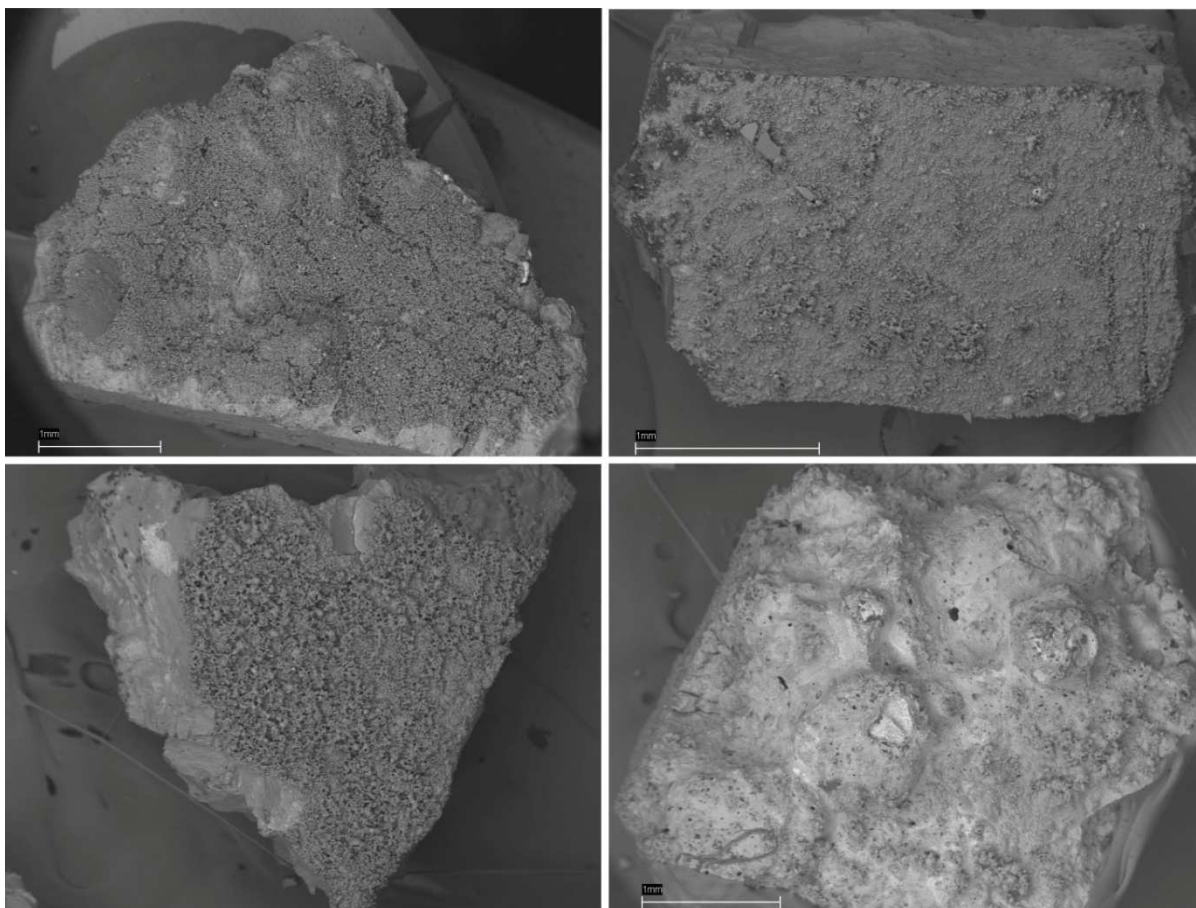


Рис. 6.8 Внешний вид пузыристых стёкол на поверхности метасоматизированного гарцбургита и клинопироксенита (нижний правый), полученные в результате прогрева при температуре 1200°C.

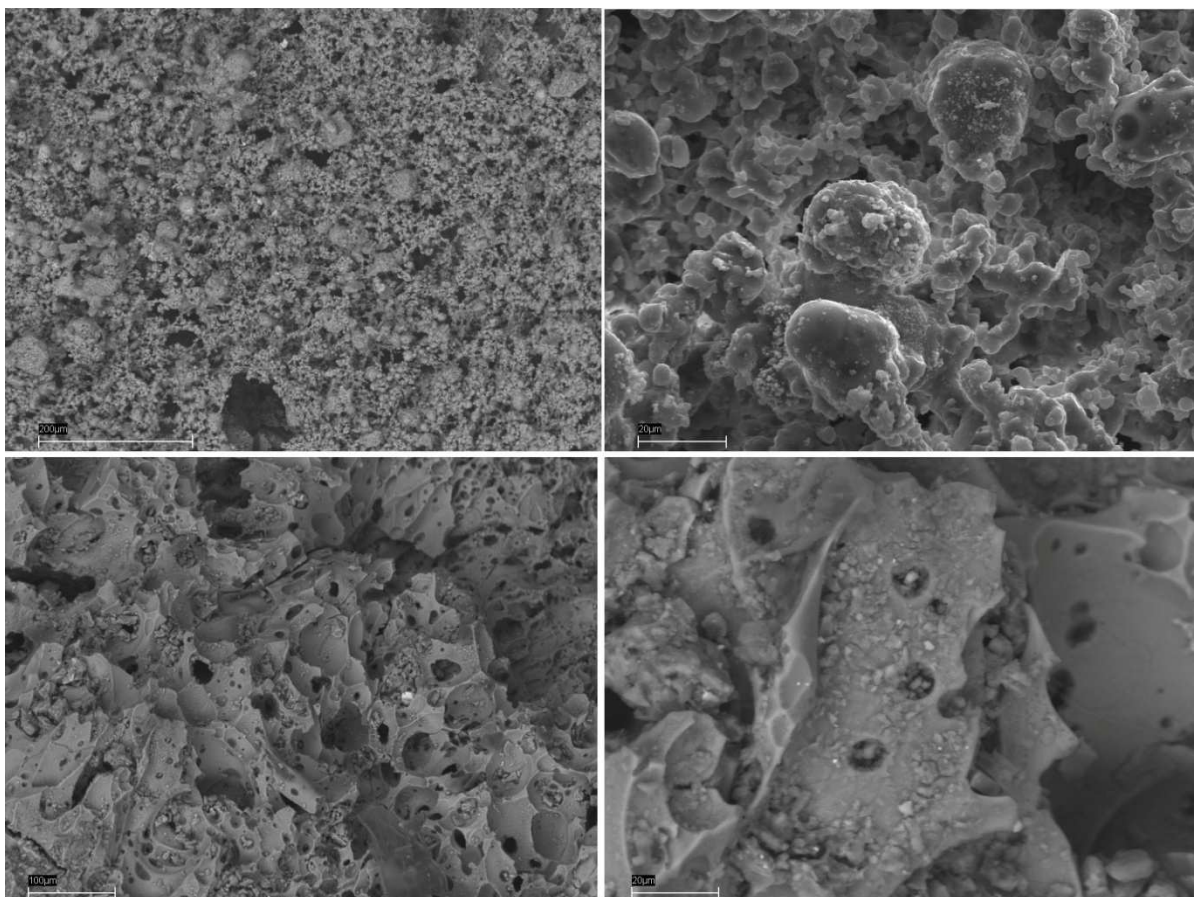


Рис. 6.9 Стекловатые «каплевидные» образования образца метасоматически изменённого гарцбургита (верху) и клинопироксенита (снизу), увеличение рис. 6.8.

6.5 Состав закалочных минералов и стёкол, обсуждение результатов при прогреве образцов потоком газов

Изучение состава выплавок в «каплевидных» пузыристых выделениях на различных поверхностях нагрева и в сплошных стекловатых плёнках выявило ряд особенностей их внутренней структуры и минералогии. «Каплевидные» выделения обладают максимальной неоднородностью состава и структуры - некоторые сплошные плёнки имеют неоднородный состав в верхней вспененной половине и более однородны в своей средней и нижней части, тогда как другие обладают относительно однородной структурой. Для поверхностных пузыристых плёнок характерно пятнистое распределение составов стёкол, что чётко фиксируется по «цветовой» гамме: чем темнее стёкла, тем более высоко кремниевые составы фракции.

Сравнение составов стекловатых образований, полученных после опыта (I), и интерстициальных стёкол в тех же образцах перидотитов, не подверженных нагреванию и плавлению (II), показало некоторое различие в содержании SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и щелочей (Таблица 6.1, Рис. 6.9). Судя по диаграмме $\text{FeO}^*/\text{MgO} - \text{SiO}_2$ прогретые стекла соответствуют известково-щелочной и толеитовой серии базальтов, когда непрогретые

стёкла- к толеитовой. Прогретые стёкла имеют повышенную щелочность относительно непрогретых. Содержание титана в обоих стёклах меньше или равно единицы (хотя есть и исключения) что типично для островодужных образований. В диссертации не стоит задача глубоко петрогенетического анализа, составы прогретых и не прогретых стёкол приведены в **Приложении 12** и **Приложении 13**.

Таблица 6.1 Сравнительные характеристики составов стекловатых образований, полученных в результате опыта (I, n=57), и непрогретых интерстициальных стёкол (II, n=22)

	Среднее		Минимум		Максимум		Дисперсия	
SiO ₂	61,8	54,3	48,5	45,8	73,8	70,7	24,35	26,25
TiO ₂	0,3	0,6	0	0	1,5	1,4	0,20	0,16
Al ₂ O ₃	28,0	34,8	20,5	23,4	41,9	42,0	20,02	17,35
FeO	3,1	3,7	0,3	1,7	10,5	6,6	4,69	1,51
MgO	1,2	1,3	0	0,3	4,9	1,8	0,79	0,15
CaO	2,1	3,3	0	1,2	6,7	4,4	2,18	0,69
Na ₂ O	1,4	1,5	0,5	0,8	4,8	2,1	0,74	0,11
K ₂ O	1,8	0,2	0,7	0	3,6	0,7	0,32	0,02
Кол-во	57	22	57	22	57	22	57	22

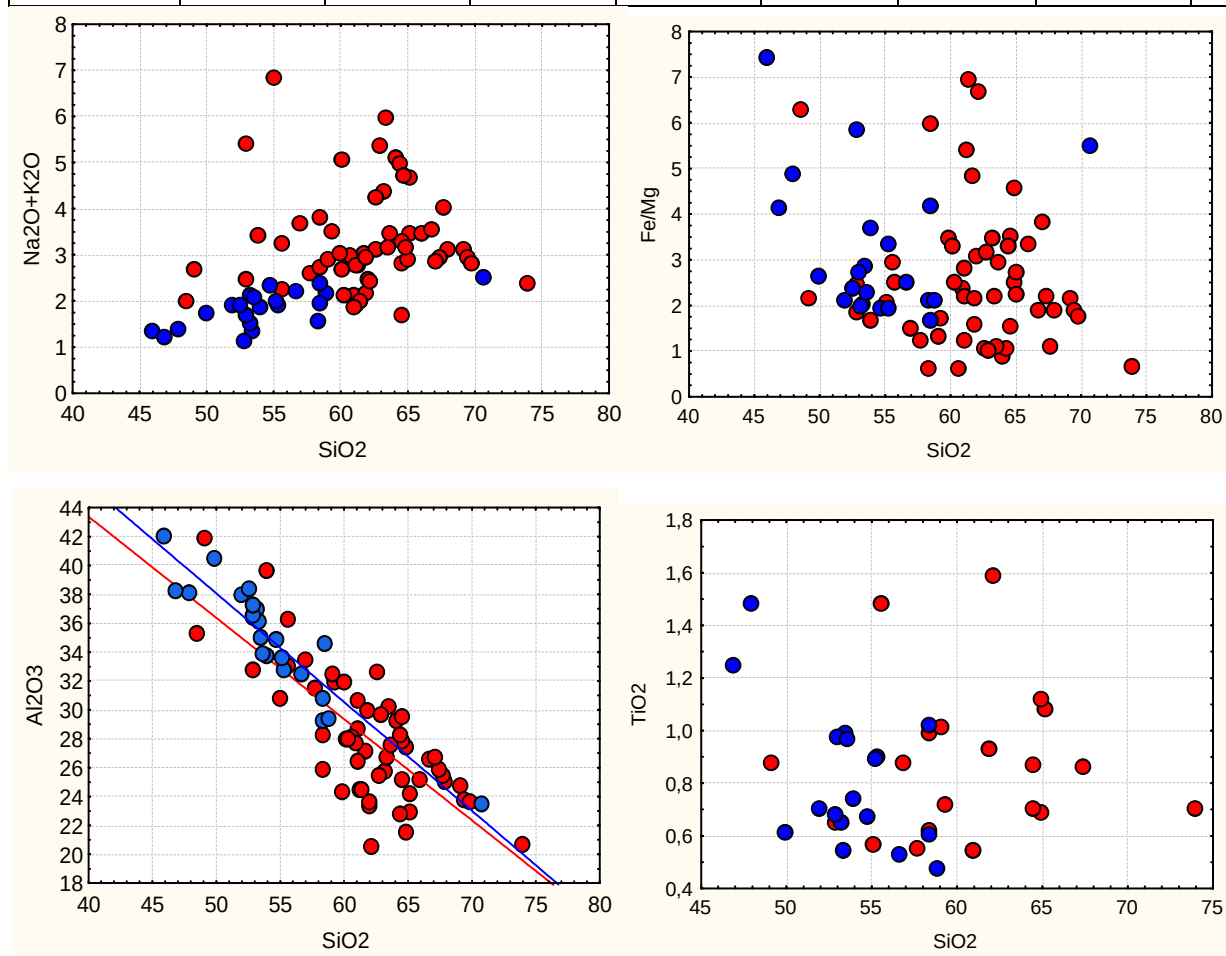


Рис. 6.10 Составы стекловатых образований, полученные в результате опыта (I, красные точки), и непрогретых интерстициальных стёкол (II, синие точки).

Наибольший петрогенетический интерес представляют продукты конденсации газовой фазы на поверхности стекловатых корочек и внутри трещинок, откуда проходило поступление расплава на поверхность нагревания из внутренних частей образцов. В таких случаях зафиксировано присутствие дендритов NaCl с примесью S, «металлическое железо», дендритные кристаллы вюстита (Fe_{1-x}O), пластинки TiO_2 , смеси Sn-Cu/Zn-Cu, а так же кристаллические образования с составом 98-100 вес.% Al_2O_3 (рис. 6.11).

Следует сказать отдельно, что полученные вспененные стёкла гарцбургитовых ксенолитов ни в коем случае не трактуются как стекло, образованное при плавлении оливина. Речь идёт о плавлении и выносе на поверхность образца уже существующих интерстиционных стёкол. Кроме того не исключается бытовое заражение (при распиловке образцов или следы от металлических инструментов во время пробоподготовки) и последующее присутствие «самородных» металлов в образцах, как показано на рис. 6.11.

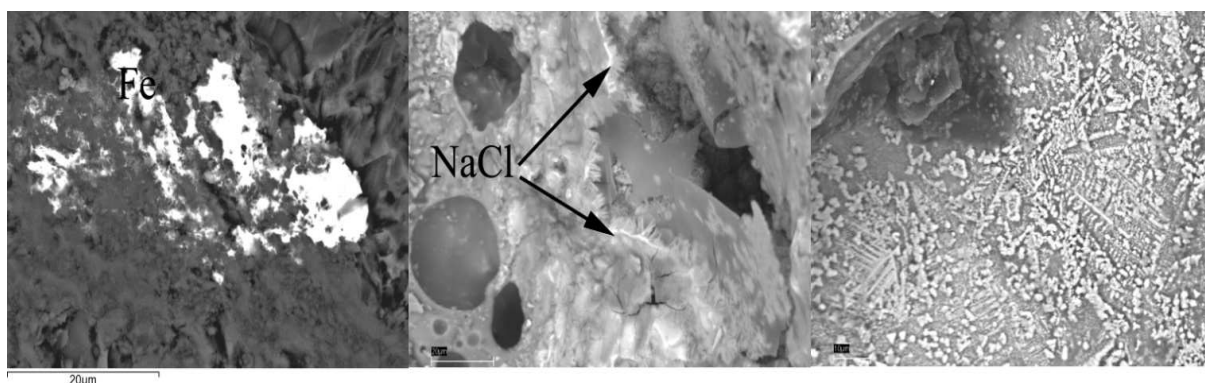


Рис. 6.11 Продукты конденсации из газовой фазы на поверхности прогретых образцов (слева направо):

- «самородное железо» на поверхности кристалла матричного оливина,
- дендриты NaCl и KCl, растущие внутри трещинок, из которых проходило поступление расплава на поверхность. По наличию хлоридов можно предположить участие галогенидов метасоматозе.
- дендритные кристаллы вюстита на поверхности пузыристого стекла.

Начальный состав стекловатых продуктов определяется составом включений в минералах породной матрицы и наиболее легкоплавких минералов в реакционных оторочках и метасоматических жилках. При этом средние составы выплавов сложно сопоставить с реальными составами кислых и базитовых пород. Кислые пузыристые стёкла и соединения с хлором на поверхности образцов свидетельствует о выносе данных компонентов флюидами из газовой-жидких включений.

При тепловом возбуждении образцов ультрабазитов газы, выделяющиеся из вторичных и первичных включений, производят полное сублимирование твердой фазы в полостях и трещинках деформированных пород. Процесс сублимирования из трещиновато-пористой массы породы происходит со скоростью, которая по порядку значений аналогична полученной в численных экспериментах.

6.6 Эксперимент сублимирования трещиноватых пород методом «лазерной сварки»

В ИЯФ СО РАН проведены эксперименты по плавлению гарцбургитов электронным пучком, подробнее о методе в Главе 1. Были изучены образующиеся составы капель расплава и конденсатов газов как на поверхности образцов, так и на стеклянных/металлических экранах, которые устанавливались на расстоянии 5 см от нагреваемого образца (рис. 6.12).

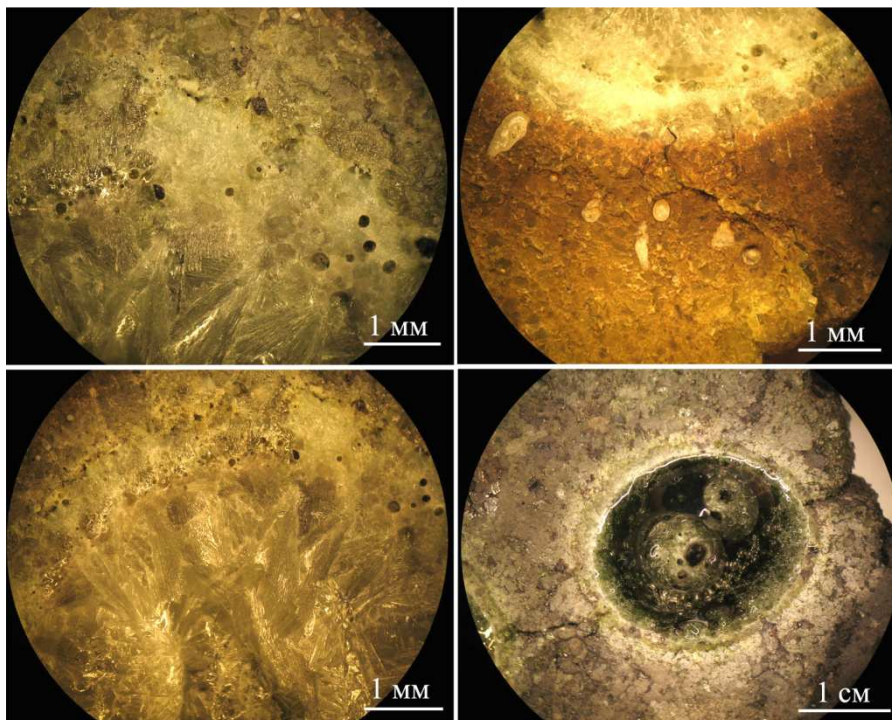


Рис. 6.12 Пример кристаллизации расплава и образования капель на поверхности образцов ксенолитов после плавления оливиновой и клинопироксеновой матрицы методом «газовой сварки» в ИЯФ СО РАН.

На рис. 6.13 показаны морфологические особенности и структура капель, образованных во время заалки расплава при комнатной температуре.

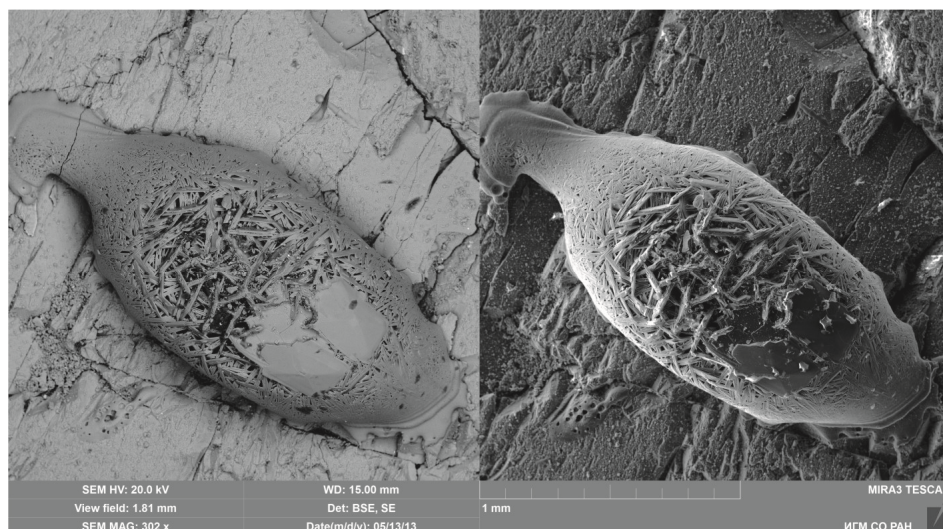


Рис. 6.13 Особенности кристаллизации силикатной капли на поверхности образца (рост дендритных кристаллов оливина), полученной при плавлении метасоматизированного гарцбургита.

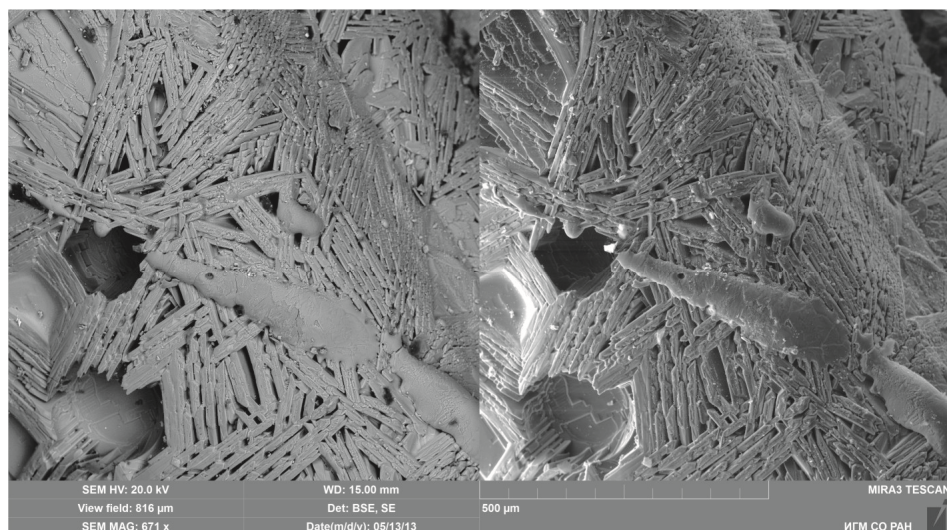


Рис. 6.14 Рост дендритных кристаллов оливина. Увеличенный рис. 6.13.

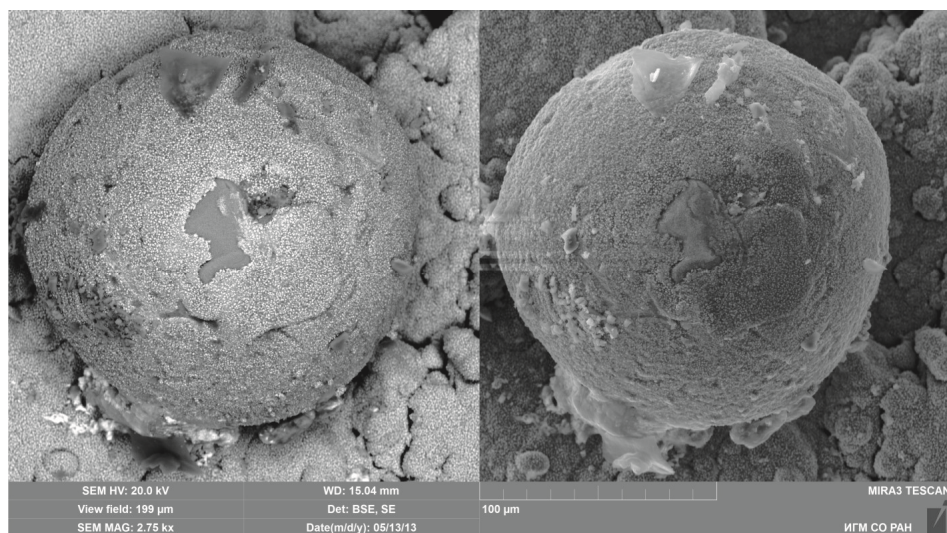


Рис. 6.15 Кристаллизация капли расплава с дендритами вюстита (белое) на кристалле оливина.

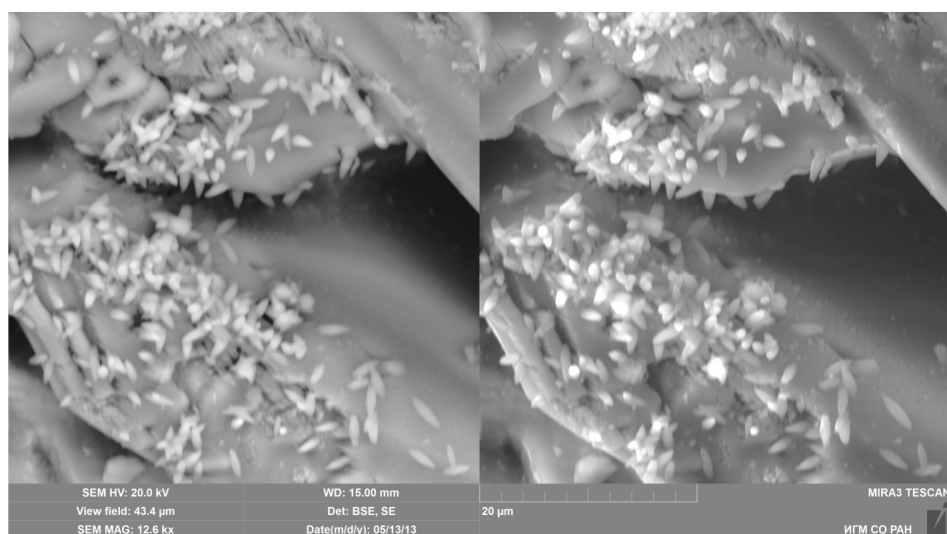


Рис. 6.16 Кристаллы вюстита, образованные при закалке капли расплава (увеличенный рис. 6.15).

На рис. 1.3 (Глава 1) показаны структурно-вещественные зоны в образце метасоматизированного гарцбургита, которые образовались после полного охлаждения в вакууме. Из зафиксированных в нем явлений гетерофазных изменений существенны результаты воздействия потока выделяющихся из включений газов на плёнки и кристаллы в трещинах и порах. Изучение с помощью электронного микроскопа поверхности трещин и кристаллов около них показало полное извлечение интерстиционных стёкол и перемещение расплава на поверхность образца. Однако не удалось обнаружить признаков ни травления граней, ни образования сквозных трубчатых пор, которые наблюдаются в реальных образцах базитовых ксенолитов описанных во Введении (Кутыев и Шарапов, 1979; Стенина и др., 1980, 1982), подвергавшихся под вулканами фронтальной зоны похожему воздействию потоков при сходных температурах. В экспериментах воспроизведены явления конденсации из газовой фазы, описанные на высокотемпературных фумаролах вулканов Камчатки и Курильских островов (Зеленский, 2003).

Объяснить наблюдаемые локальные гетерофазные изменения в многостадийно деформированных ультрабазитах под вулканами фронтальной вулканической зоны Камчатки на глубинах $\approx 25-60$ км возможно только связав их только с локальными перемещениями флюидов при тектоногенных процессах декомпрессии. Для формирования крупных трещинных полостей с оплавлением стенок необходимо воздействие более мощных «внешних» потоков.

Следует отдельно сказать о кристаллах шпинели гарцбургитов, которые или переплавляются, или перекристаллизуются от границ зёрен при температуре $600 - 1160^{\circ}\text{C}$. При этом в них меняется не только исходная структура, но и состав, появляется оливиновая оторочка на границе кристалл-порода (рис. 6.17). Указанные шпинели не могут относиться ни к кристаллизации «нормальных расплавов» при фракционной дифференциации, ни к продуктам гетерофазной реакции магмы и мантийного субстрата по схеме [Liang, 2003; Morgan et al., 2008].

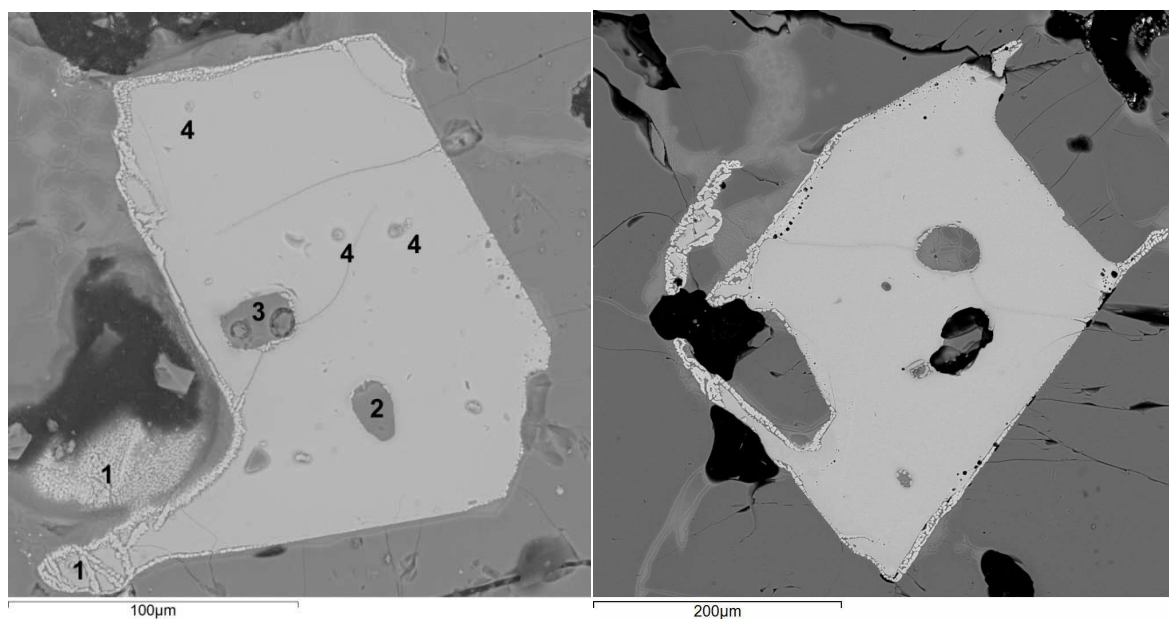


Рис. 6.17 Реакционные оторочки (1) разложения кристалла шпинели на расстоянии 40 мм от границы плавления гарцбургита электронным пучком. В возникших кристалликах реакционных оторочек и жилок появляются примеси (вес. %): SiO_2 – 0,5 -3,5; CaO - 0,8 - 3,8; содержания Cr_2O_3 возрастают от 46-48% в исходных кристаллах до 55-62% в реакционных оторочках, соответственно падают содержания FeO , Al_2O_3 . В кристалле присутствуют расплавные (2) и (3) и газовые включения (4). На расстоянии более 1 см от зоны плавления изменений в шпинели не обнаружено. Справа аналогичный кристалл шпинели в гарцбургите после плавления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Коллекция ультрабазитовых ксенолитов Авачинского вулкана описана и обработана, изучены полированные пластинки и петрографические шлифы, определены составы минералов и расплавных включений в них. Поставлены эксперименты по плавлению пород потоком восстановленных газов, а также по извлечению интерстиционного стекла при нагревании пучком электронов. Были сделаны десятки расчётов в ПК СЕЛЕКТОР по моделированию метасоматического преобразования первичных гарцбургитов потоком флюидов.

Резюмируя изложенные в представленной диссертации материалы в заключении автор считает уместным отметить как соображения о природе взаимодействий «флюид-порода» в литосфере, так и конкретные результаты проведенных комплексных исследований.

- Под Авачинским вулканом находится зона растяжения и грабен шириной порядка 4 км, благодаря чему возможен вынос ксенолитов на поверхность андезибазальтовыми лавами. Под вулканом расположено несколько (до четырех) магматических тел, которые являются источниками флюидов, приводящих к изменению структур и минерального состава гарцбургитов литосферной мантии над ними. Предполагается, что имели место относительно кратковременные стадии «сейсмогенного» отделения флюидов от малоглубинного магматического очага, питающего данный вулкан, которые заканчиваются выносом обломков при извержениях.
- Описанные явления метасоматоза в ксенолитах ультрабазитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана относятся преимущественно к начальным стадиям дебазификации (т.е. уменьшение содержания магния и увеличение кремния) ультрабазитов магматогенными флюидами, поступавших из вторичного очага плавления, возникшего в шпинелевой фации глубинности. Породы трещиноватые, на месте первичной оливин-ортопироксеновой матрицы образуются вторичные ортопироксены и клинопироксены, на контакте ксенолита и вмещающей породы образуются амфиболы и стекло.
- Выделено два типа ультрабазитов в зависимости от степени метасоматической проработки: первичные, минералы которых не содержат включений. И метасоматизированные ультрабазиты – вторичные пироксены которых в изобилии содержат флюидные включения. Флюиды, преобразующие гарцбургиты, были «водонасыщенными» и изменялись со временем от восстановленных к окисленным.

- Среди метасоматизированных ультрабазитов в ксенолитах Авачинского вулкана нет аналогов клинопироксен-гранатовых пород (родингитов), описанных в (Силиверстов, 1998). Можно предположить, что рассматриваемый процесс метасоматического преобразования некоторой части пород литосферы является или «незавершенной» частью локальной метасоматической колонки родингитового типа, или это некая флюидная система, которая не имеет аналога в коровых магматических системах.
- Показано, что выделенный под фронтальными вулканическими дугами западной окраины Тихого океана специфический метасоматоз (Arai et al., 2007) и детально подтверждённый на примере изученного автором района Авачинского вулкана на Камчатке сопряжен с развитием тектонофизической обстановки, которая определяет многостадийный жильно-трещинный метасоматоз пород литосферы, представленных преимущественного гарцбургитами. Эти процессы развиваются в относительно узком температурном интервале порядка $900^{\circ}\text{C} \div 1100^{\circ}\text{C}$ и завершаются слабым частичным плавлением метасоматизированных ультрабазитов.
- Решена задача динамики развития фронтальной метасоматической зональности, с которой сопряжены процессы пироксенизации ультрабазитов над магматическими очагами базитовых расплавов под зонами эпиконтинентальных вулканических дуг. Варианты разноточинных источники флюидов: 1) 120 км, 2) 100 км, 3) 75 км и 4) 50 км при тепло-массообмене в проницаемых зонах шириной 4 км с меняющимися по разрезу проницаемостями и пористостью для потоков флюидов постоянного и переменного состава с начальными температурами 1300°C , 1200°C , 1100°C , 1000°C . Создана модель метасоматического преобразования гарцбургитов глубинными флюидами, показаны возможные метасоматические колонки в разрезе под вулканом.
- При извержениях андезибазальтовых вулканов выносятся на поверхность преимущественно области значительного тектонического разрушения мантийных пород шпинелевой фации, где их массив обладает минимальной структурной «связанностью» при течении через него вязких жидкостей. Поэтому более глубокие уровни флюидной системы с существенной «дебазификацией» не представлены в наблюдаемых выборках ксенолитов.

Суммируя известную информацию о структурно-минералогических и физико-химических характеристиках ультрабазитовых пород под Авачинским вулканом получен основной вывод:

под вулканами Авачинско – Корякской группы в сейсмически активных разломах над питающими их магматическими очагами метасоматизированные в условиях шпинелевой фации глубинности ультрабазиты подвержены воздействию флюидов нескольких флюидных систем.

Такой метасоматоз может служить некоторым объяснением и того, что вулканиты Авачи по общей щелочности и калиевости совсем не типичны классическим фронтальным образованиям островной дуги, т.к. являются не низкощелочными, а повышенно- и субщелочными, т.е. могут быть сформированными из очагов разной глубинности.

СПИСОК ИСПОЛЬЗОВАННОЙ ЛИТЕРАТУРЫ

- Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Геранин К.О. Результаты микросейсмического зондирования в районе Авачинского вулкана, 2014. С. 103-114
- Авдейко Г.П., Антонов А.Ю., Волинец О.Н. Подводный вулканизм и зональность Курильской островной дуги // Москва, «Наука», 1992
- Авдейко Г.П., Палуева А.А., Хлебородова О.А. Геодинамические условия вулканизма и магмообразования Курило-Камчатской островодужной системы//Петрология. 2006. Том 14. № 3. с. 249 – 267.
- Антонов А.Ю. Геохимия и петрология мезо-кайнозойских магматических образований и мантийный диапиризм. Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2008, 250с.
- Антонов А.Ю. Вещественная зональность четвертичного вулканизма Курильской островной дуги и новые петрогенетические следствия // Литосфера, 2006. с. 22
- Апрелков С.,Е., Попруженко С.В., Богдан П.С, Касьянюк Е.Е. Структуры фундамента и локализация вулканизма Южной Камчатки. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск -Камчатский, 2001 г., 428 с.
- Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм М.: Наука, 2000. 362с.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Иванов Б.В., Мелекесцев И.В. Декадный вулкан Авачинский на Камчатке // Вестник ДВО РАН. 1999. № 3. С. 126-135.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Пузанков М.Ю. . Потенциальная опасность от извержений Авачинского вулкана // Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной систмы. Петропавловск-Камчатский: 2001. С. 390-407.
- Базанова Л.И., Брайцева О.А., Пузанков М.Ю. . Крупнейшие голоценовые извержения вулкана Авачинский на Камчатке (этап 7250-3700 лет назад) // Вулканология и сейсмология. 1998. № 1. С. 3-24.
- Бессонова Е.П., Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Черепанова В.К. // Доклады Академии Наук, 2010.Т. 431. № 4. С. 521 – 525.
- Болдырев С.А. Отражение структуры и свойств литосферы в сейсмическом поле Камчатского региона // Физика Земли, 2002. № 6. с. 3-28/
- Беликов В.Т. Об основных уравнениях фильтрации флюида в деформируемой трещиновато-пористой среде // Геология и геофизика, 1989.

- Бычинский В.А., Карпов И.К., Коптева А.В., Чудненко К.В. Полное и метастабильное равновесие углеводородов в земной коре и верхней мантии // Отечественная геология, 2005. № 2. с. 65-74.
- Ваньян Л.Л. Флюиды в верхней части консолидированной коры в свете данных геоэлектрики//Физика Земли. 1994. №6.С.89-96.
- Геохимическая типизация магматических и метаморфических пород Камчатки. Новосибирск, 1990, 230с.
- Глубинное сейсмическое зондирование Камчатки. М.:Наука, 1978. 130с.
- Голубев В.М. Формирование Берингового моря и Тихого океана в свете системной геотектоники// Автореф. докт. дисс. Санкт-Петербург, 2006. 33 с.
- Гонтовая Л.И., Сенюков С.Л. О сейсмической модели земной коры Авачинского вулкана на Камчатке//Вулканология и сейсмология. 2000. №3. С.57-62.
- Гонтовая Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой // Тихоок. геол., 2008. т. 27(2), С. 80-91.
- Гонтовая Л.И., Ризниченко О.Ю., Нуждина И.Н., Федорченко И.А. Авачинская группа вулканов: глубинное строение и особенности сейсмичности. Материалы конфер., 2010. Петропавловск-Камчатский, С. 50-58.
- Горячев Ф.В. О связи сейсмичности и современного вулканизма Курило-Камчатской складчатой зоны. Изв.АН СССР, сер.геофиз., №11, стр., 1962.
- Действующие вулканы Камчатки. М., Наука, 1991, т.№1, 302с
- Добрецов Н.Л., Кулаков И.Ю., Литасов Ю.Д. Пути миграции магм и флюидов и составы вулканических пород Камчатки. Геология и Геофизика, 2012, т.53, №12, с.1633-1661.
- Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции т общие вопросы теплофизического моделирования в гологии// Геол. геофиз., 2017. т.68. № 5. с. 702-719.
- Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Некоторые проблемы математического описания при моделировании магматических и рудно-магматических систем // Геол. геофиз., 1998. Т. 39. № 11. С.1529-1538.
- Жариков В.А., Русинов В.П., Маракушев А.А.,Зарайский Г.П., Омеляненко Б.И. Перцев Н.Н., Расс Т.И., Андреева О.В., Абрамов С.С., Подлесский К.В. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.
- Зубков В.С., Степанов А.Н., Карпов И.К., Бычинский В.А. Термодинамическая модель системы С-Н в условиях высоких температур и давлений. Геохимия, 1998, т. 36, № 1, с. 95-101.

- Заварицкий А.Н., Вулкан Авача на Камчатке. М., Наука, 1977, 308с.
- Зеленский М.Е. Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский (Камчатка). Автореф. канд. дис., 2003, 20с.
- Иванов Б.В., Попруженко С.В., Апрельков С.Е. Глубинное строение Центрально-Камчатской депрессии и структурная позиция вулканов. Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск - Камчатский, 2001 г., 428 с.
- Карпов Г.А. Современные гидротермы и ртутно - сурьмяно – мышьяковое оруденение. М.: Наука, 1988. 83 с.
- Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканы как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 224 с.
- Колосков А.В. Ещё раз о мантийных ксенолитах // «Вулканизм и связанные с ним процессы», Петропавловск-Камчатский, 2011. 242 с.
- Колосков А.В., Пузанков М.Ю., Пирожкова Е.С. Включения в базальтоидах островных дуг: к проблеме состава и генезиса переходного слоя «коро-мантийной смеси»//Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН. Петропавловск-Камчатский, 2001, 428с.
- Колосков А.В., Гонтовая Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических аномалиях, роль астеносферного диапиризма// Тихоок. геолог., 2014. т.33. № 3. С. 3-13.
- Хотин М.Ю. Включения ультраосновного состава в лавах современных вулканов Камчатки//Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. С. 36-66.
- Кузнецов Г.В.,** Шарапов В.Н., Фалеев В.А. Оценка составов остаточных расплавов в ультрабазитах мантийного клина под вулканами Авачинской группы методом нагревания потоком восстановленных газов // Тезисы докладов XVI Российского совещания по экспериментальной минералогии, Черноголовка, 21-23 сентября 2010 г. с. 60-61.
- Кузнецов Г.В.** Состав газовой фазы минералов перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана как показатель флюидного режима шпинелевой фации надсубдукционного мантийного клина // XVI Международный научный симпозиум имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых «Проблемы геологии и освоения недр», 2012, Томск, 127-128
- Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М.:Недра, 1979. 105 с.

- Левина В.И., Чебров В.Н., Ландер А.В. Сейсмоактивные зоны Камчатского региона // Сейсмол. вулканол., 2007.
- Леонов В.Л. Вулканические хребты: морфология, ориентировка, значение для геотермии, //Сейсмол. Вулканол., 2005. Т.7. №1. с. 37-51.
- Леонов В.Л., Гриб Е.Н. Структурные позиции и вулканизм четвертичных кальдер Камчатки. Владивосток, Дальнаука. 2004. 189 с
- Летников Ф.А., Карпов И.К., Киселев А.И., Шкандрий Б.О. Флюидный режим земной коры и верхней мантии. М., Наука, 1977, 216 с.
- Ломтев В.Л., Нагорных Т.В., Сафонов В.А. О строении и сейсмотектонике Курильской системы дуга – желоб // Вопросы инженерной сейсмотектоники, 2012. Т. 39. № 4. с.19-38.
- Ломтев В.Л., Патрикеев В.Н. Новые черты строения подводных конических гор и холмов у подножия охотской окраины Курильской дуги (по данным НСП) // Геол. и полезн. ис-коп. Мирового океана, 2015. № 1. С. 32-45.
- Макензи Д.П. Тектоника плит//Природа твёрдой Земли. М.: Мир, 1975. С. 180-209.
- Мананков А.В., Шарапов В.Н. Кинетика фазовых переходов в базитовых расплавах и магмах. М.: Мир, 1989. 635 с.
- Масуренков Ю.П. Вулканы над интрузиями. - М.: Наука, 1979, 219с.
- Масуренков Ю.П., Егорова И.А., Пузанков М.Ю., Балеста С.Т., Зубин М.И. Вулкан Авачинский // Действующие вулканы Камчатки: в 2-х т. Т.2. М.: Наука, 1991. С. 246-269.
- Мелекесцев И.В., Литасова С.Н., Сулержицкий Л.Д. О возрасте и масштабе катастрофических извержений типа направленного взрыва вулкана Авачинский (Камчатка) в позднем плейстоцене //Вулканология и сейсмология. 1991. № 2. С. 3-11.
- Михеева А.В. Геоструктурные элементы, выявляемые математическими алгоритмами и цифровыми моделями геоинформационно-вычислительной ситемой GIS – ENDDb. Новосибирск: Омега Принт, 2016. 300 с.
- Мороз Ю.Ф. Электропроводность земной коры и верхней мантии Камчатки. М: Наука, 1991. 181 с.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И. Глубинное строение Южной Камчатки по геофизическим данным//Геодинамика и вулканизм Курило-Камчатской островодужной системы. ИВГиГ ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский, 2001, 428с.
- Мороз Ю.Ф., Гонтовая Л.И., Зубин М.И. Глубинное строение Камчатки по геофизическим данным //Физика Земли. 1996. С.92-99.
- Николаевский В.Н. Геомеханика и флюидо-динамика. М. Недра, 1996. 446 с.

- Перепелов А.Б. Кайнозойский магматизм Камчатки на этапах смены геодинамических режимов. Автореф. дисс. Иркутск, 2014. 41 с.
- Огородов Н.В., Кожемяка Н.Н., Вадеевская А.А., Огородова А.С. Вулканы и четвертичный вулканизм Срединного хребта Камчатки. М.: Наука, 1972, 190 стр.
- Осорин Н.Ю. Хроматографический анализ газовой фазы в минералах. Новосибирск 1990, 10с.
- Павленкова Н.И. Роль флюидов в формировании сейсмической расслоенности земной коры //Физика Земли, 1996. № 4. с. 51–61.
- Перепечко Ю.В., Сорокин Э.К., Чудненко К.В., Шарапов В.Н. Динамика тепло-массопереноса в компактируемых проницаемых зонах континентальной литосферы над астенотинзами // Флюидный режим эндогенных процессов континентальной литосферы. Мат-лы всерос. совещ. Иркутск: Институт земной коры СО РАН. 2015. С. 130-132.
- Пийп Б.И. Ключевская сопка и ее извержения в 1944-1945 гг. и в прошлом//Труды Лабор. Вулканол. АН СССР. 1956. Вып. II. 309 с.
- Плечов П.Ю., Шишкина Т.А., Ермаков В.А., Портнягин М.В. Условия формирования алливалитов – оливин-анортитовых кристаллических включений – в вулканитах Курило-Камчатской дуги. Петрология, 2008, том 16, №3, с.248-276
- Портнягин М.В., Плечов П.Ю., Осипенко А.Б. Влияние природной декрепитации на состав экспериментально гомогенизированных расплавных включений в оливине: на примере изучения меланократовых базальтов вулкана Авача (Камчатка)//Тезисы ЕСЭМПГ, Москва, ГЕОХИ, 2000
- Селиверстов Н.И. Геодинамика зоны сочленения Курило-Камчатской и Алеутской вулканических дуг. Петропавловск-Камчатсктй: КамГУ, 2009. 191 с.
- Селиверстов В.А., Осипенко А.Б. Петрология родингитов Камчатки. Дальнаука: Владивосток, 1998. 123 с.
- Славина Л.Б., Федотов С.А. Скорости продольных волн в верхней мантии под Камчаткой//Сейсмичность и сейсмический прогноз, свойства верхней мантии и их связь с вулканизмом на Камчатке. М.:Наука,1974.С.188-2002.
- Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Исследование скоростного строения очаговой области Кроноцкого землетрясения 1997 г. (MW=7.8, Камчатка) // Вулканология и сейсмология. 2007. № 4. С. 1-10.
- Славина Л.Б., Пивоварова Н.Б., Левина В.И. Исследование особенностей строения фокальной зоны Камчатки Камчатской и Алеутской островных дуг. на участке Авачинский залив – Кроноцкий залив // Вулканология и сейсмология. 2009. №5. С.35-50.

- Сорохтин О. Г., Ушаков С.А. Развитие Земли, Изд-во МГУ, 2002
- Стенина Н.Г., Шарапов В.Н., Кутыева Г.В. Микрозональность интенсивности воздействия потоков горячих флюидов на трещиноватые базиты под вулканами Восточной Камчатки//Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. Новосибирск: Наука, 1980. С. 113-120.
- Стенина Н.Г., Шарапов В.Н., Кутыева Г.В. Микроструктура фено- и ксенокристаллов плагиокалаза из базальтовых лав Камчатки//Динамические модели физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 89-98.
- Тими́на Т.Ю., Ковязин С.В., Томиленко А.А. Состав расплавных и флюидных включений в шпинели из ксенолитов перидотитов Авачинского вулкана (Камчатка) // Доклады Академии Наук, 2011.т. 442, № 2, с. 239-243.
- Тими́на Т. Ю., А. А. Томиленко, С. В. Ковязин Особенности флюидного режима при образовании клинопироксенитов надсубдукционного мантийного клина под Авачинским вулканом (Камчатка) (Текст) // Доклады Академии наук. - 2015. - Т. 463, № 6, август. - С. 696-699
- Томиленко А.А. Флюидный режим минералообразования в континентальной литосфере при высоких и умеренных давлениях по данным изучения флюидных и расплавных включений в минералах: Автореф. дис. д.г.-м.н. Новосибирск, ОИГГМ СО РАН, 2006, 40с.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И. Ксенолиты в лавах Курильских островов//«Наука», Новосибирск, 1975, 139 с.
- Федотов С.А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магмы к вулканам//Изв. АН СССР. Сер. геол. 1976. N4. С.5-16.
- Федотов С.А., Славина Л.Б. Оценка скоростей продольных волн в верхней мантии под северо-западной частью Тихого океана и Камчаткой//Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли. 1968. N2. С.8-32.
- Федотов С.А., Фарберов А.И. Об экранировании поперечных сейсмических волн и магматическом очаге в верхней мантии в районе Авачинской группы вулканов//Вулканизм и глубинное строение Земли. М.:Наука, 1996.С.43-48.
- Френкель М. Я., Аriskин А. А. Моделирование равновесной и фракционной кристаллизации базальтов с помощью ЭВМ // Геохимия, 1984. № 10. С.1419-1434.
- Черепанова В.К., Черепанов А.Н., Шарапов В.Н. Модели динамики фазовых превращений в магматических системах и металлических сплавах. Новосибирск: НГТУ, 2015. 243 с.

- Чудненко К.В., Карпов И.К., Мазухина С.И., Бычинский В.А., Артименко М.В. Динамика мегасистем в геохимии: формирование базовых моделей процессов и алгоритмы имитации // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 1. С. 44-60.
- Чудненко К.В. Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: Академическое издательство «Гео». 2010. 287 с.
- Шарапов В.Н., Акимцев В.А., Доровский А.Н., Перепечко Ю.В., Черепанов А.Н. Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга. Новосибирск. НИЦ СО РАН. 2000. 405 с
- Шарапов В.Н., Бонларенко П.М., Пяткин В.Н. Выявление инструментальными методами рисунка разломов Центральной Камчатки расшифровка их генезиса // Исследование Земли из космоса, 1980. № 2. С. 44-50.
- Шарапов В.Н., Ионе К.Г., Мазуров М.П., Мысов В.М., Перепечко Ю.В. Геокатализ и эволюция мантийно-коровых магматогенных флюидных систем. Новосибирск, ГЕОС, 2007, 146 с.
- Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Томиленко А.А., Фалеев В.А. Элементы массопереноса в гранатовых ультрабазитах при их частичном плавлении потоками горячих восстановленных газов // Геология и геофизика, 2011, том 52, № 2, с.209-224.
- Шарапов В.Н., Симбирев И.Б., Симбирева И.Г. Блоковая структура Южной Камчатки и связь с ней вулканизма верхненеоген-четвертичного возраста//Проблемы глубинного магматизма. М.: Наука.1979.С.155-180.
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Сейсмотектоника Курило-Камчатской области и ее стыка с Алеутской дугой. Сейсмологические и тектонофизические модели. Новосибирск: ИГГ, 1992. 138 с.
- Шарапов В.Н., Симбирева И.Г., Бондаренко П.М. Структура и геодинамика сейсмофокальной зоны Курило-Камчатского региона. Новосибирск: Наука, 1984..197 с.
- Шарапов В.Н., Томиленко А.А., **Кузнецов Г.В.**, Ковязин С.В. О конвективном плавлении литосферных пород шпинеливой фации над сейсмофокальной зоной Курило-Камчатского региона // Вулканизм и геодинамика: Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Т. 1. Петропавловск-Камчатский. ИВС ДВО РАН, 2009. с. 228-231
- Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Акимцев В.А., Черепанова В.К. Модель динамики сублимирования пород литосферы над очагами базитовых расплавов // Доклады АН. 2002. Т. 385. № 4. С. 533 – 536.

- Шарапов В.Н., Перепечко Ю.В., **Кузнецов Г.В.**, Сорокин К.Э. К проблеме определения глубины образования и состава базитового расплава в верхней мантии // Геология и геофизика 2013, №3, т. 54. с. 390-409.
- Шарапов В.Н., **Кузнецов Г. В.**, Чудненко К. В. Возможные физико-химические фации верлитизации ультрабазитовых пород мантийного клина под вулканами фронтальной зоны Курило-Камчатского региона // Доклады Академии Наук. Геохимия, 2016, т. 467, № 4, с.459-457.
- Шарапов В.Н., **Кузнецов Г.В.**, Логачев В.П., Черепанова В.К., Черепанов А.Н. К построению модели динамики сублимирования трещиноватых пород под вулканами Авачинской группы (Камчатка) // Геохимия, 2017_а. № 3. с. 201-223.
- Шарапов В.Н., **Кузнецов Г.В.**, Тимина Т.Ю., Томиленко А.А., Чудненко К.В. Численное моделирование неизотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под вулканами Авачинской группы вулкана (Камчатка) Геол. геофиз., 2017_б. т. 58. № 5. с.
- Шарков Е. В., Богатиков О. А. Процессы в континентальной литосфере при внедрении мантийного плюма (на примере западной Сирии), Доклады академии наук, 2015, том 463, № 4, с. 463-468
- Штейнберг Г.С., Штейнберг А.С., Мержанов А.Г. Флюидный механизм подъема давления в вулканических (магматических) системах с массообменом // Доклады АН СССР, 1987. Т.279, N.5. С. 1081-1086.
- Щека С.А., Сахно В.Г., Макарова Ж.А. и др. О происхождении гипербазитовых включений в эффузивах Авачинской группы//Вопросы геологии, геохимии и металлогении северо-западного сектора Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1970. С. 112-115.
- Эрлих Э.Н. Современная структура и четвертичный вулканизм Западной части Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. 232 с.
- Эрлих Э. И. Эволюция, современные структуры и вулканизма островных дуг и близких к ним систем. 2012 // <http://www/ksnet.ru/ivs/monograph/erlih>.
- Эрлих Э. И. , Кузьмин Ю.Д. De rerum nature и большая теория, 2016//<http://repo.ksnet.ru/4041/Erlich.pdf>
- Aharonov E., Spiegelman M., Kelemen P. Three-dimensional flow and reaction in porous media //JGR 1997. v.102. p.14,821–14, 834p.

- Bénard A., Ionov, D.M. Melt- and Fluid–Rock Interaction in Supra-Subduction Lithospheric Mantle: Evidence from Andesite-hosted Veined Peridotite Xenoliths // *J. Petrology*, 2013. V. 54 (11). P. 2339-2378
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Ponomareva V.V., Watts K.E., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Singer B.S., Jicha B., Schmitt A.K. Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, U-Pb ages and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions.// *J. Volcanol. Geothermal Res.* 2009.
- Christova C. Depth distribution of stresses in the Kamchatka Wadati – Benioff zone inferred by inversion of focal mechanism// *J. Geodynam.*, 2001. V. 31. P.355-372
- J. De Grave, F.I. Zhimulev, S. Glorie, **G.V. Kuznetsov**, N. Evans, F. Vanhaecke, B. McInnes. Late Palaeogene emplacement and late Neogene–Quaternary exhumation of the Kuril island-arc root (Kunashir island) constrained by multi-method thermochronometry. *Geoscience Frontiers*. Volume 7, Issue 2, March 2016, Pages 211–220
- Farmert G.L. Continental basaltic rocks // *Treatise on Geochemistry*, 2003, v. 3, p. 85—121.
- Gorbatov, A., Kostoglodov, V., Suarez, G. & Gordeev, E. (1997). Seismicity and structure of the Kamchatka subduction zone. *Journal of Geophysical Research* 102, 17883-17898.
- Green D. Mantle temperatures//<http://www.MantlePlume.org>. 2006.
- Ionov, D. A., A. W. Hofmann, N. Shimizu. 1994. Metasomatism-induced melting in mantle xenoliths from Mongolia. — *J. Petrol.*, 35, 753-785.
- Ionov D.A. Petrology of Mantle Wedge Lithosphere: New Data on Supra Subduction Zone Peridotite Xenoliths from the Andesitic Avacha Volcano, Kamchatka. // *J. Petrol.*, 2010. V. 51(1-2). P. 327-361.
- Ishimaru S., Arai S. Highly silicic glasses in peridotite xenoliths from Avacha volcano, Kamchatka arc; implications for melting and metasomatism within the sub-arc mantle//*Lithos*, 2009. V. 107. № 1-2. P. 93-106.
- Ishimaru S., Arai S. Metal phases in an oxidized mantle peridotite xenolith from Avacha volcano of Kamchatka arc//*Geophys. Res. Abstr.*, 2008. V. 10. EGU2008-A-06049. SRef-ID: 1607-962/gra/EGU2008-A-06049.
- Ishimaru S., Arai S. New behavior of Ni in the mantle wedge deduced from high-Ni olivine in a peridotite xenolith from Avacha volcano, the Kamchatka arc//*Geophysical Research Abstracts*, 2007. Vol. 9, 02112, 200. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU2007-A-02112.
- 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 48(2). P. 395-433
- Ishimaru S., Arai S., Peculiar Mg-Ca-Si metasomatism along a shear zone within the mantle wedge: inference from Avacha xenoliths from Avacha volcano // *Contrib. Mineral. Petrol.*, 2011. V. 161. pp, 703-.
- Ishimaru, S., Arai, S., 2005. Silicic glasses trapped in peridotite xenoliths: an insight into melting and metasomatism processes in mantle peridotite.
- Kimura J-I., Hacker B.R., van Keken P.E. et al. (2009) Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application. *G³*, 9(9). Q09004, doi:10.1029/2008GC002217.
- van Keken P.E. The structure and dynamics of the mantle wedge// *Earth Planet. Sci. Lett.*, 2003. V. 215, P. 323-338.
- Kepezhinskas, P.K., Defant, M.J., Drummond, M.S., 1995. Na metasomatism in the island-arc mantle by slab melt-peridotite interaction: evidence from mantle xenoliths in the north Kamchatka arc. *Journal of Petrology* 36,1505-1527.
- Kimura J-I., Hacker B.R., van Keken P.E., Kawabata H., Yoshida T., Stern R. Arc Basalt Simulator version 2, a simulation for slab dehydration and fluid-fluxed mantle melting for arc basalts: Modeling scheme and application // *G3*, 2009. v. 9. No 9. Q09004, doi:10.1029/2008GC002217.
- Klügel, A. 1998. Reaction between mantle xenoliths and host magma beneath La Palma (Canary Island): constraints on magma ascent rates and crustal reservoirs. - *Contr. Mineral. Petrol.*, 131,237-257.
- Koulakov I., Gordeev E. I., Dobretsov N.L., Vernikovskiy V.A., Senyukov S., Jakovlev A., Jaxybulatov K. Rapid changes in magma storage beneath the Klyuchevskoy group of volcanoes inferred from time-dependent seismic tomography// *J.Volcan. Geotherm. Res.*, 2012. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2012.10.014>
- Koulakov I.Yu., Dobretsov N.L., Bushenkova N.A., Yakovlev A.V. Slab shape in subduction zones beneath the Kurile–Kamchatka and Aleutian arcs based on regional tomography results// *Rus. Geol. Geoph.*, 2011. v. 52 . p. 650–667.
- Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N., Abkadyrov I., Deev E., Jakovlev A., Kuznetsov P., Gordeev E., Chebrov V. Asymmetric caldera-related structures in the area of the Avacha group of volcanoes in Kamchatka as revealed by ambient noise tomography and deep seismic sounding // *J. Volcan. Geother. Res.*, 2014. V. 28. P. 36–46.

- Levin V., Park, J., Brandon, M.T., Lees, J., Peyton, V., Gordeev, E., Ozerov, A. Crust and upper mantle of Kamchatka from teleseismic receiver functions// *Tectonophysics*. 2002v. 358. p. 233–265.
- Mibe K., Atsushi T., Yasuda A., Michibayashi K., Oohara T., Satsukawa T., Ishimaru S., Arai S., M. Okrugin V.M., Rock seismic anisotropy of the low-velocity zone beneath the volcanic front in the mantle wedge// *Geophys. Res. Lett.*, 2009. V. 36. Is. 12. DOI: 10.1029/2009GL038527
- Park J., Levin V., Brandon M., Lees L., Peyton V., Gordeev E., Ozerov A. A Dangling Slab, Amplified Arc Volcanism, Mantle Flow and Seismic Anisotropy in the Kamchatka Plate In: Stein, S., Freymueller, J. (Eds.), *Plate Boundary Zones: AGU Geodynamics Series*, v. 30, pp. 295–324. Corner //
- Portnyagin M.V., Mironov N.L., Matveev S.V., Plechov P.Yu. Petrology of avachites, high-magnesian basalts of avachinsky volcano, Kamchatka: II. Melt inclusions in olivine 2005. T. 13. № 4. C. 322-351.
- Soustelle V., Tommasi A., Demouchy S., Ionov D.A. Deformation and Fluid–Rock Interaction in the Supra-subduction Mantle: Microstructures and Water Contents in Peridotite Xenoliths from the Avacha Volcano, Kamchatka // *J. Petrology*, 2010. V. 51. №1-2. P. 363-394.
- Stimal J., Powell S.T., Golla G.U. Porosity and permeability of the Tiwi geothermal field, Philippines, based on continuous and spot core measurements // *Geothermics*, 2004. v/ 33. p. 187-197.
- Timina T.Yu., Kovyazin S.V., Tomilenko A.A., **Kuznethov G.V.** Composition of melt and fluid inclusions in spinel of peridotite xenoliths from Avacha volcano (Kamchatka, Russia) // 3rd Biennial conference of Asian Current Research on fluid inclusions (ACROFI III) and 14th International conference on Thermobarogeochemistry (TBG XIV), 15-20 September, 2010, Novosibirsk, Russia, p.248-249.
- Timina T.Yu., Tomilenko A.A., Smirnov S.Z., Kuzmin D.V. Melt and fluid inclusion evidence of metasomatic alterations within the mantle wedge beneath Avacha volcano (Kamchatka, Russia)
- Tomilenko A.A., Kovyazin S.V., Sharapov V.N., Timina T.Yu., Kuzmin D.V. Metasomatic recrystallization and melting of ultrabasic rocks of mantle wedge beneath Avacha volcano, kamchatka // 3rd Biennial conference of Asian Current Research on fluid inclusions (ACROFI III) and 14th International conference on Thermobarogeochemistry (TBG XIV), 15-20 September, 2010, Novosibirsk, Russia, p.248-249/
- Volcanism and Subduction. The Kamchatka. Redgion. Ed. J. Eichelberger, E, Gordeev AGU mogr., 2013. DOI: 19.1029/172 GM05.

Walter, M.J., 2003, Melt extraction and compositional variability in mantlelithosphere: Treatise on Geochemistry, Elsevier, v. 2 pp. 363-394.

Yaxley G.M. and Vadim Kamenetsky V. (1999): In situ origin for glass in mantle xenoliths from southeastern Australia: insights from trace element compositions of glasses and metasomatic phases. *Earth Planet Sci. Lett.* 172, 97-109.

Zhao D., Yu Sh., Ohtani E. East Asia: Seismotectonics, magmatism and mantle dynamics //J. *Asian Earth Sci.*, 2011.V. 40 . p. 689–709.

ПРИЛОЖЕНИЕ

к диссертации Г.В. Кузнецова
на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук

**ДИНАМИКА МЕТАСОМАТИЧЕСКОГО ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД
ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ПОД ВУЛКАНАМИ АВАЧИСКО-
КОРЯКСКОЙ ГРУППЫ (КАМЧАТКА)**

Оглавление

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита.....	2
Приложение 2 Петрогенный состав породообразующего ортопироксена (Орх-I) первичных гарцбургитов	9
Приложение 3 Петрогенный состав породообразующего оливина Ol-I метасоматизированных гарцбургитов	13
Приложение 4 Петрогенный состав породообразующего амфибола пироксенитовых ксенолитов.....	16
Приложение 5 Петрогенный состав шпинели (Sp-II) метасоматизированных гарцбургитов	21
Приложение 6 Шпинель метасоматизированных гарцбургитов Sp-II с расплавными включениями.....	22
Приложение 7 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (ICP-MS)	24
Приложение 8 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (РФА-СИ)	27
Приложение 9 Температуры гомогенизации расплавных включений в породообразующих клинопироксенах из ксенолитов Авачинского вулкана	30
Приложение 10 Петрогенный состав стёкол расплавных включений в клинопироксене пироксенита.....	31
Приложение 11 Петрогенный состав интерстиционных стёкол в метасоматизированных гарцбургитах	35
Приложение 12 Химический состав прогретых (после эксперимента в ИТФ СО РАН) стёкол на поверхности пироксенита.....	37
Приложение 13 Петрографические и минералогические характеристики Авачинских ультрабазитов.....	40
Приложение 14 Химический состав Авачинских ультрабазитов.....	44

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита, центральная часть зерна (начало таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
1	53,08	0,154	2,07	5,43	0,271	16,32	0,172	21,91	0,302	0	99,7
2	53,75	0,146	2,08	4,92	0,156	16,28	0,169	22,45	0,286	0	100,23
3	52,6	0,185	2,24	5,44	0,212	16,28	0,182	21,83	0,286	0	99,26
4	52,55	0,237	2,7	5,4	0,3	15,69	0,185	22,11	0,314	0	99,49
5	53,59	0,123	1,9	4,9	0,213	16,95	0,145	21,78	0,303	0	99,91
6	53,73	0,084	2,01	4,97	0,222	16,79	0,203	21,85	0,305	0	100,16
7	53,74	0,107	1,81	4,68	0,204	17,09	0,193	21,94	0,308	0,002	100,08
8	53,1	0,16	2,1	5,4	0,27	16,3	0,17	21,9	0,3	0	99,7
9	53,7	0,14	2,1	4,9	0,16	16,3	0,17	22,4	0,3	0	100,17
10	52,6	0,19	2,2	5,4	0,22	16,3	0,19	21,8	0,3	0	99,2
11	52,6	0,2	2,7	5,4	0,3	15,7	0,19	22,1	0,3	0	99,5
12	53,1	0,22	1,9	5,3	0,16	11,6	0,16	21,8	0,36	0	99,4
13	54,1	0,14	2	4,4	0,24	16,6	0,17	22,3	0,25	0	100,2
14	53,7	0,1	1,5	4,1	0,27	17,2	0,13	22,3	0,3	0	99,6
15	54,1	0,1	1,2	3,95	0,35	17,4	0,1	22,5	0,3	0	100
16	53,6	0,1	1,9	4,9	0,22	17	0,15	21,8	0,33	0	100
17	52,9	0,1	1,7	4,9	0,13	15,8	0,17	22,4	0,4	0	98,5
18	52,8	0,1	1,5	4,4	0,1	16,4	0,1	22,7	0,3	0	98,4
19	52,4	0,16	2,07	4,8	0,25	17	0,22	22	0,3	0	99,2
20	53,7	0,1	1,3	3,8	0,05	17,25	0,1	22,6	0,3	0	99,2
21	53	0,1	1,6	4,3	0,1	16,8	0,1	22,5	0,3	0	98,8
22	53,1	0,2	1,9	4,6	0,2	17	0,1	22,2	0,4	0	99,7
23	53,7	0,1	1	4,5	0,1	17,4	0,2	22,4	0,2	0	99,6
24	53	0,1	1,4	4,7	0,1	17,4	0,1	22,4	0,3	0	99,5
25	52,1	0,1	1,9	4,8	0,1	17,4	0,1	21,8	0,3	0	98,6

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита, центральная часть зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
26	53,5	0,1	1,2	4,5	0,2	17,3	0,1	22,5	0,3	0	99,7
27	53,6	0,1	1,1	4,3	0,1	17	0,1	22,2	0,2	0	98,7
28	53,2	0,2	1,6	4,6	0,2	17,1	0,1	21,4	0,2	0	98,6
29	54	0,1	1,3	4,3	0,1	17,2	0,1	22,5	0,3	0	99,9
30	54	0,1	1,5	4,6	0,1	17	0,1	22,8	0,3	0	100,5
31	53,5	0,2	1,9	4,4	0,1	17	0,1	22	0,3	0	99,5
32	53,9	0,1	1,1	4,2	0,1	17,2	0,2	22,6	0,2	0	99,6
33	53,5	0,2	1,4	4,3	0,3	16,9	0,2	22,3	0,3	0	99,4
34	52	0,453	4	5,95	0,21	16,58	0,132	19,56	0,437	0,006	99,41
35	52,38	0,267	3,28	5,6	0,151	16,37	0,11	21,34	0,244	0,022	99,77
36	54,01	0,128	1,58	4,55	0,139	16,93	0,097	22,39	0,191	0,002	100,01
37	53,8	0,145	1,76	4,66	0,092	16,88	0,137	22,01	0,192	0,006	99,68
38	53,85	0,136	1,63	4,76	0,18	17,17	0,216	22,48	0,309	0,021	100,64
39	53,78	0,113	1,64	4,8	0,157	16,77	0,166	22,04	0,271	0,009	99,76
40	52,9	0,127	2,29	5,26	0,086	16,77	0,125	22,09	0,276	0,006	99,93
41	53,05	0,117	1,73	4,9	0,138	17,05	0,092	22,51	0,263	0,008	99,85
42	53,18	0,136	1,5	4,71	0,181	17,03	0,143	22,08	0,284	0,007	99,25
43	53,76	0,195	1,7	4,53	0,165	16,95	0,152	22,37	0,264	0	100,08
44	53,05	0,139	1,67	4,7	0,123	16,74	0,103	22,5	0,272	0	99,3
45	54,44	0,085	1,22	4,38	0,103	15,84	0,081	23,07	0,194	0,009	99,42
46	52,88	0,284	2,35	5,04	0,219	16,51	0,074	22,05	0,23	0	99,59
47	54,44	0,173	1,84	4,87	0,142	16,8	0,148	22,55	0,304	0,015	100,28
48	53,44	0,157	1,66	4,73	0,171	16,7	0,153	22,46	0,32	0,001	99,79
49	52,94	0,145	2,11	5,06	0,116	16,87	0,137	22,19	0,293	0,011	99,87
50	53,93	0,1	1,34	4,66	0,141	16,68	0,138	22,58	0,206	0,008	99,78

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита, центральная часть зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
51	54,52	0,134	1,49	4,79	0,112	16,28	0,09	22,82	0,294	0	100,53
52	53,95	0,105	1,78	4,83	0,138	16,37	0,135	22,69	0,248	0	100,24
53	54,51	0,082	1,13	4,27	0,08	16,7	0,122	22,83	0,222	0,011	99,95
54	53,53	0,158	1,68	4,56	0,173	16,44	0,105	22,6	0,27	0,009	99,53
55	54,67	0,119	1,64	4,9	0,078	16,3	0,114	22,66	0,256	0	100,74
56	54,16	0,149	2,15	4,86	0,149	16,44	0,151	22,31	0,26	0	100,63
57	50,98	0,594	2,87	9,51	0,009	14,88	0,267	19,61	0,423	0,003	99,16
58	51,71	0,491	1,11	11,92	0	14,52	0,342	18,52	0,479	0,015	99,12
59	50,92	0,742	3,46	10,17	0	14,4	0,464	19,23	0,391	0	99,48
60	53,09	0,151	1,81	5,17	0,419	16,43	0,205	22,19	0,368	0,012	99,85
61	53,66	0,183	2,17	5,65	0,175	16,03	0,147	22,3	0,312	0,009	99,64
62	52,54	0,203	2,37	4,67	0,428	16,62	0,138	22,07	0,399	0,026	99,46
63	53,01	0,202	1,89	4,74	0,631	16,91	0,138	21,63	0,367	0,01	99,53
64	51,79	0,639	1,11	12,84	0,056	14,41	0,487	17,37	0,329	0,033	99,06
65	51,07	0,562	2,82	9,84	0	14,69	0,29	19,61	0,404	0,002	99,28
66	51,07	0,645	3,24	8,96	0,033	14,87	0,24	20,46	0,489	0	100
67	53,08	0,154	2,07	5,43	0,271	16,32	0,172	21,91	0,302	0	99,7
68	53,75	0,146	2,08	4,92	0,156	16,28	0,169	22,45	0,286	0	100,23
69	52,6	0,185	2,24	5,44	0,212	16,28	0,182	21,83	0,286	0	99,26
70	52,55	0,237	2,7	5,4	0,3	15,69	0,185	22,11	0,314	0	99,49
71	53,59	0,123	1,9	4,9	0,213	16,95	0,145	21,78	0,303	0	99,91
72	53,73	0,084	2,01	4,97	0,222	16,79	0,203	21,85	0,305	0	100,16
73	53,74	0,107	1,81	4,68	0,204	17,09	0,193	21,94	0,308	0,002	100,08
74	52,63		2,21	1,9	1,17	17,11		23,69			98,71
75	52,84		0,81	4,03		16,4		23,63	0,28		97,99

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита, периферия зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
76	51,19		1,83	2,11	0,96	16,77		23,59			96,45
77	52,82		1,1	2,57	0,54	16,96		23,55			97,54
78	52,29		1,08	3,19	0,58	17,15		23,53			97,82
79	52,01		1,98	2,25	1,08	17,16		23,45			97,93
80	52,88		1,44	4,35		16,86		23,45			98,98
81	51,6		1,49	1,81	0,77	16,86		23,44			95,97
82	52,22		2,14	4,68		16,72		22,36			98,12
83	53,53		1,08	4,14		17,16		23,44	0,34		99,69
84	52,18		1,17	2,5	0,6	16,78		23,37			96,6
85	53,06		1,1	2,8	0,83	17,36		23,31			98,46
86	52,03		1,49	2,06	0,95	17,26		23,28			97,07
87	51,69		1,19	2,02	0,63	17,46		23,25			96,24
88	51,45		1,47	1,92	0,38	17,11		23,18			95,51
89	52,01		1,02	2,08	0,58	17,63		23,18			96,5
90	51,19		1,85	4,53		15,97		22,4	0,34		96,28
91	52,8		0,79	1,9	0,35	17,96		23,07			96,87
92	53,1		1,02	4,25		17,06		23,07			98,5
93	53,36		1,08	2,23	0,56	17,74		23,07			98,04
94	53,7		1,72	2,02	0,7	18,71		23,07			99,92
95	52,46		1,3	2,52	0,66	17,46		23,06			97,46
96	53,23		1,11	4,61		16,6		23,06			98,61
97	53,72		1,28	4,26		17,61		23,06			99,93
98	52,93		1,11	2,74	0,73	17,2		23,04			97,75
99	53,1		1,59	4,27		16,78		23,04			98,78
100	52,56		0,68	2,1		17,94		23,02			96,3

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита, периферия зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
101	52,69		1,62	2,3	0,83	17,89		23,02			98,35
102	52,93		1,21	4,25		16,9		23,02			98,31
103	52,37		1,19	2,56	0,67	17,06		22,99			96,84
104	52,67		1,51	4,52	0,28	17,05		22,97			99
105	53,16		1,02	4,32		17,21		22,97			98,68
106	52,59		1,36	4,31		16,38		22,96	0,39		97,99
107	52,65		1,47	4,72		16,5		22,96	0,34		98,64
108	52,67		1,21	2,73	0,51	17,1		22,95			97,17
109	53,14		1,19	2,34	0,66	18,09		22,95			98,37
110	53,21		1,19	4,55		17,11		22,95			99,01
111	51,47		1,55	4,53		16,28		21,95			95,78
112	52,22		1,87	4,81		17		21,91			97,81
113	51,41		1,64	4,79		16,22		21,7			95,76
114	50,32		2,53	5,27		15,97		21,63	0,36		96,08
115	52,41		1,34	4,44	0,35	16,47		22,9			97,91
116	52,99		0,98	4,21		17,25		22,9			98,33
117	51,86		2,17	5,04		16,55		21,88			97,5
118	52,69		1,28	4,21	0,37	16,88		22,88			98,31
119	52,74		1,57	4,46		16,75		22,86	0,4		98,78
120	53,1		1,3	4,43		17,11		22,86			98,8
121	51,77		1,06	2,74	0,63	16,85		22,85			95,9
122	52,99		1,36	4,54		16,53		22,85	0,38		98,65
123	53,06		1,28	4,27		16,73		22,83			98,17
124	51,47		1,83	1,98	0,48	17,43		22,79			95,98
125	53,14		1,59	4,45		16,86		22,79	0,27		99,1

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена из зоны интенсивной перекристаллизации перидотита, периферия зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
126	52,67		1,49	4,26		16,28		22,78			97,48
127	52,97		1,3	4,44		16,57		22,78			98,06
128	54,06		1	2,05	0,42	18,59		22,78			98,9
129	53,46		1,28	4,05		17,15		22,77			98,71
130	51,73		2,27	4,79		16,52		22,23			97,54
131	52,01		2	4,46		16,63		22,18			97,28
132	52,16		2,06	4,89		16,77		22,72			98,6
133	51,43		1,61	2,16	0,66	17,31		22,71			95,88
134	51,47		1,49	4,48		16,23		22,68			96,35
135	53,66		1,17	2,68	0,64	17,45		22,67			98,27
136	51,82		1,28	4,12		16,7		22,65			96,57
137	53,59		1,15	2,35	0,42	17,86		22,65	0,22		98,24
138	52,14		1,21	4,45		16,93		22,64			97,37
139	46,96		5,39	8,27		12,77		22,02			95,41
140	50,92		2,02	4,58		15,94		22			95,46
141	51,07		2,42	5,18		16,28		22			96,95
142	47,26		5,99	8,71		12,97		21,98			96,91
143	52,78		1,7	4,54		16,52		22,6	0,4		98,54
144	52,16		1,74	4,73		16,98		22,58			98,19
145	46,92		5,35	8,34		12,75		21,35	0,35		95,06
146	51,94		1,55	3,33	0,58	16,67		22,51			96,58
147	52,78		0,68	2,34		17,86		22,51			96,17
148	52,59		1,47	4,4		16,58		22,5	0,39		97,93
149	53,38		1,3	4,53		17,1		22,5	0,34		99,15
150	51,84		1,83	4,36	0,35	16,35		22,46			97,19

Приложение 1 Петрогенный состав клинопироксена (хромистый диопсид) из прожи метасоматизированном гарцбургите, центральная часть зерна (конец таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
151	51,86		1	2,35	0,6	17,59		22,46			95,86
152	52,31		1,85	2,93	0,73	17,53		22,44			97,79
153	53,16		1,78	1,78	0,94	17,63		23,16	0,34		98,79
154	52,78		1,38	2,84	0,37	17,73		22,4			97,5
155	51,9		2,02	2,17	1,02	16,91		23,44			97,46
156	52,26		1,38	2,73	0,63	17,41		22,35			96,76
157	53,72		1,42	2,48	0,69	18,08		22,29			98,68
158	52,5		1,19	2,61	0,7	17,21		22,61			96,82
159	52,11		1,34	4,39	0,32	16,6		22,6			97,36
160	52,59		1,51	2,46	0,73	17,94		22,15	0,35		97,73
161	52,46		1,08	2,28	0,72	17,88		22,08			96,5
162	52,61		1,08	2,55	0,63	17,79		22,05	0,35		97,06
163	52,37		1,45	1,81	0,76	17,79		22,75			96,93
164	51,41		1,85	2,29	1,04	17,18		22,72			96,49
165	52,59		2,17	2,78	0,82	17,4		22,56			98,32
166	53,1		1,3	2,44	0,85	17,74		22,64			98,07
167	52,26		1,81	2,3	0,91	17,46		22,93			97,67
168	52,29		1,1	2,06	0,56	17,76		22,93			96,7
169	52,33		1,8	2,83	0,86	17,84		21,9			97,56
170	52,93		1,21	2,68	0,73	17,41		22,89			97,85

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН). Один анализ соответствует определению хим. состава в одном зерне клинопироксена (Срх), итого представлено 170 зерён.

Приложение 2 Петрогенный состав породообразующего ортопироксена (Орх-I)
первичных гарцбургитов, центральная часть зерна (начало таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
1	56,65	0,02	1,84	6,01	0,397	34,26	0,16	0,439	0,019	0,01	99,8
2	56,47	0,077	1,41	10,42	0,127	30,16	0,339	0,946	0,008	0,01	99,97
3	56,5	0,06	1	9,4	0	32	0,26	0,58	0	0	99,8
4	55,5	0,06	1,56	10,6	0,18	30,6	0,24	0,96	0	0	99,7
5	55,7	0,1	1,7	8,8	0,1	31,7	0,2	1,1	0	0	99,4
6	55,7	0,1	1,5	8,4	0,1	31,5	0,2	1,2	0	0	98,7
7	55,7	0,1	1,6	8,7	0,1	31,6	0,2	1	0	0	99
8	55,6	0,1	1,5	10,5	0,1	31	0,3	1,1	0	0	100,2
9	55,1	0,1	1,6	10,6	0,1	31,2	0,3	1	0	0	100
10	55,6	0,1	1,3	10,3	0,1	31,4	0,3	1	0	0	100,1
11	55,5	0,1	1,3	10	0,1	31,2	0,3	1	0	0	99,5
12	55,5	0,083	2	10,74	0,065	30,33	0,267	0,913	0,025	0,004	99,92
13	56,38	0,039	1,21	10,47	0,026	31,15	0,277	0,784	0	0	100,34
14	51,37	0,401	0,501	22,43	0,003	18,7	0,822	3,98	0,106	0,002	98,33
15	53,47	0,25	1,41	16,89	0	25,05	0,519	1,49	0,036	0,003	99,13
16	53,29	0,17	1,27	16,97	0,01	25,7	0,573	1,49	0,049	0	99,37
17	56,51	0,04	0	5,98	0,529	33,63	0,137	1,18	0	0	98,09
18	56,11	0,06	0	5,75	0,616	32,88	0,16	1,81	0	0	97,45
19	56,15	0,05	1,2	9,98	0,061	31,67	0,247	0,696	0,059	0	100,11
20	56,49	0,057	1,01	9,48	0,014	32	0,261	0,575	0,024	0	99,92
21	56,02	0,04	1,43	10,51	0,038	31,36	0,216	0,75	0,017	0,003	100,39
22	53,05	0,216	1,92	5,33	0,149	16,4	0,158	21,84	0,347	0	99,4
23	56,15	0,05	1,2	9,98	0,061	31,67	0,247	0,696	0,059	0	100,11
24	56,49	0,057	1,01	9,48	0,014	32	0,261	0,575	0,024	0	99,92
25	54,4		1,02	6,47	0,53	31,04		5,85			99,31

Приложение 2 Петрогенный состав породообразующего ортопироксена (Орх-I)
первичных гарцбургитов, центральная часть зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
26	54,02		0,96	6,59	0,54	30,63		5,82			98,56
27	55,11		0,85	6,1	0,44	31,89		4,52			98,91
28	54,1		1,02	6,34	1,27	32,2		2,78			97,71
29	55,62		0,83	6,43	0,41	32,45		2,6			98,34
30	56,22		1,15	5,42		34,69		2,04			99,52
31	55,56		1,23	7,4	0,54	32,55		1,11			98,39
32	55,84		1,13	7,19	0,61	32,54		1,11			98,42
33	54,19		0,74	8,08		31,36		1,01			95,38
34	54,45		1,49	10,1	0,29	30,16		1,01			97,5
35	55,05		0,77	6,74	0,42	33		0,98			96,96
36	55,67		1,19	7,29	0,56	33,3		0,97			98,98
37	54,3		0,96	5,78	0,56	33,03		0,95			95,58
38	55,82		1,19	6,16	0,45	34,04		0,9			98,56
39	54,79		1	6,05	0,57	33,83		0,88			97,12
40	55,35		1,11	10,24		31,24		0,88			98,82
41	54,96		2,19	7,22		33,1		0,78			98,25
42	55,17		1,36	6,18	0,34	33,22		0,78			97,05
43	56,48		1,23	6,09	0,42	34,08		0,78			99,08
44	55,67		1,17	6,39		34,46		0,73			98,42
45	53,76		1,95	6,75		32,39		0,71			95,56
46	54,83		2,12	6,77		33,4		0,71			97,83
47	55,75		0,79	5,44		34,38		0,71			97,07
48	55,02		1,47	6,99		33,71		0,7			97,89
49	56,41		1,72	7,08		34,18		0,7			100,09

Приложение 2 Петрогенный состав ортопироксена из прожилков (Орх-II) в метасоматизированных гарцбургитах, центральная часть зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
50	55,3		1,15	5,42	0,5	34,38		0,69			97,44
51	56,76		0,77	5,96	0,47	34,96		0,69			99,61
52	54,98		1,57	6,63		33,45		0,67			97,3
53	55,11		1,11	5,94	0,42	33,58		0,67			96,83
54	55,6		0,98	6,06	0,37	33,65		0,67			97,33
55	55,64		1,19	6	0,53	34,08		0,67			98,11
56	55,82		1,08	6,19		34,31		0,67			98,07
57	55,47		0,79	8,26	0,25	32,47		0,66			97,9
58	56,03		0,91	6	0,35	33,48		0,66			97,43
59	56,67		1,45	5,75	0,5	34,99		0,66			100,02
60	54,62		1,06	5,11	0,42	33,91		0,64			95,76
61	56,35		1,27	6,39		34,09		0,64			98,74
62	55,84		0,89	5,83		33,3		0,63			96,49
63	55,54		1,55	5,33		34,41		0,62			97,45
64	56,82		1,23	6,15	0,39	34,34		0,62			99,55
65	54,45		1,64	5,81	0,57	33,6		0,6			96,67
66	55,13		1,21	5,52	0,35	33,73		0,57			96,51
67	54,55		1,78	7,1	0,42	32,75		0,56			97,16
68	54,79		0,59	7,99	0,19	32,17		0,55			96,28
69	55,97		0,68	5,45		34,38		0,55			97,03
70	56,03		0,83	6,18	0,34	33,73		0,53			97,64
71	56,61		0,85	6,33	0,53	34,11		0,52			98,95
72	55,28		1,74	5,85	0,76	34,13		0,5			98,26
73	55,37		0,76	5,66	0,37	33,8		0,49			96,45
74	56,69		1,04	6,02	0,53	34,64		0,49			99,41

Приложение 2 Петрогенный состав ортопироксена из прожилков (Орх-II) в метасоматизированных гарцбургитах, центральная часть зерна (окончание таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
75	56,74		0,93	6,75	0,32	34,44		0,49			99,67
76	56,76		1,08	5,88	0,34	34,86		0,49			99,41
77	54,66		1,42	5,85	0,53	33,93		0,48			96,87
78	56,44		0,76	6,48	0,41	34,31		0,48			98,88
79	55,07		0,98	5,87	0,5	33,56		0,46			96,44
80	54		1,15	5,83	0,56	33,13		0,45			95,12
81	55,9		1,04	5,96	0,38	34,23		0,45			97,96
82	56,71		1	6,23		34,72		0,45			99,11
83	56,82		1,06	6,87	0,45	33,85		0,45			99,5
84	55,15		1,11	7,1		33,45		0,43			97,24
85	56,39		0,93	6,32		35,16		0,43			99,23
86	56,8		0,68	5,66		35,31		0,39			98,84
87	54,45		1,28	5,87	0,67	33,78		0,38			96,43
88	56,84		0,94	6,48	0,32	35,12		0,36			100,06
89	55,56		0,47	6,25		34,33		0,34			96,95
90	56,69		0,66	6,84		34,63		0,34			99,16
91	55,99		0,6	5,63		34,92		0,32			97,46
92	55,47		1,19	7,26		33,6		0,31			97,83
93	56,65		0,6	5,36	0,53	35,6		0,22			98,96
94	56,12		0,74	6,54		33,83		0,21			97,44
95	56,05		0,77	5,58		35,14		0,17			97,71

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН). Один анализ соответствует определению хим. состава в одном зерне ортопироксена, итого представлено 49 зёрен Орх-I и 46 зёрен Орх-II.

Приложение 3 Петрогенный состав породообразующего оливина Ol-I метасоматизированных гарцбургитов, центр зерна (начало таблицы)

SiO₂	39,34	38,91	39,29	40,97	39,83	39,92	39,99	39,62	39,63	39,63	39,83	39,83	39,8	39,92
FeOt	16,71	17,29	16,39	9	13,93	13,1	12,85	14,42	15,4	15,4	13,93	17,26	13,61	13,1
MgO	42,62	43,16	43,07	48,9	44,81	45,53	45,8	44,56	43,53	43,53	44,81	41,8	44,94	45,53
total	99,09	99,79	99,12	99,42	99,16	99,11	99,18	99,21	99,1	99,1	99,16	98,49	98,94	99,11
SiO₂	40	40,97	39,62	39,25	39,22	39,99	38,7	39,11	38,74	39,25	40,97	39,83	39,92	39,99
FeOt	11,62	9	14,42	14,5	16,44	12,85	15,98	16,42	14,92	15,19	9	13,93	13,1	12,85
MgO	46,37	48,9	44,56	43,82	42,6	45,8	42,39	42,52	42,35	43,56	48,9	44,81	45,53	45,8
total	98,59	99,42	99,21	98,17	98,89	99,18	97,61	98,68	96,66	98,57	0,375	0,269	0,266	0,275
SiO₂	39,62	39,63	38,19	38,25	38,4	38,47	38,51	38,51	38,53	38,53	38,55	38,57	38,64	38,66
FeOt	14,42	15,4	18,89	9,06	8,92	8,88	8,85	8,66	8,86	8,61	10,33	10,09	8,79	8,49
MgO	44,56	43,53	41,01	47,73	47,59	48,06	47,44	47,94	47,89	47,74	46,76	47,38	47,68	48,07
NiO					0,28		0,29			0,52	0,43	0,42	0,42	
total	0,28	0,226	98,09	95,04	95,19	95,41	95,09	95,11	95,28	95,40	96,07	96,46	95,53	95,22
SiO₂	38,66	38,66	38,68	38,7	38,7	38,72	38,72	38,77	38,77	38,77	38,81	38,81	38,81	38,83
FeOt	8,77	9,64	8,98	9,82	10,18	9,03	17,78	8,84	9,15	8,99	9,1	8,98	9,52	8,77
MgO	47,66	47,39	47,63	46,86	47,26	47,58	42,29	47,24	47,39	48,29	47,59	47,54	48,07	46,95
NiO	0,29		0,36		0,41	0,53		0,28	0,41	0,31	0	0,37		0,45
total	95,38	95,69	95,65	95,38	96,55	95,86	98,79	95,13	95,72	96,36	95,50	95,70	96,40	95,00
SiO₂	38,83	38,83	38,85	38,85	38,87	38,87	38,89	38,94	38,94	38,96	39	39,06	39,09	39,13
FeOt	9,49	10,05	9,75	9,6	8,83	8,88	9,92	8,9	8,92	10	8,9	9,73	9,52	8,79
MgO	46,95	46,91	46,57	47,84	47,23	48,14	47,58	47,73	48,26	48,27	47,2	48,26	47,34	48,57
NiO				0,51	0,37	0,32	0,41	0,53	0,42	0,38	0,43			0,62
total	95,27	95,79	95,17	96,80	95,30	96,21	96,80	96,10	96,54	97,61	95,53	97,05	95,95	97,11

Приложение 3 Петрогенный состав породообразующего оливина Ol-I метасоматизированных гарцбургитов, центр зерна (продолжение)

SiO₂	39,13	39,13	39,13	39,13	39,15	39,15	39,19	39,24	39,28	39,3	39,32	39,36	39,36	39,36
FeOt	8,79	10,16	10,16	9,67	8,88	8,84	9,03	9,88	10,55	9,12	10,2	10,05	9,89	9,79
MgO	48,57	47,91	47,91	48,62	47,56	47,36	48,39	48,49	48,54	49,15	48,16	47,99	48,16	48,34
NiO	0,62	0,39	0,39	0,45		0,41			0,43					
total	97,11	97,59	97,59	97,87	95,59	95,76	96,61	97,61	98,80	97,57	97,68	97,40	97,41	97,49
SiO₂	39,36	39,39	39,39	39,41	39,41	39,41	39,41	39,43	39,43	39,45	39,49	39,49	39,49	39,49
FeOt	9,76	9,8	9,65	9,2	8,85	10,09	10,46	8,88	8,93	9,79	9,82	9,1	10,05	10,05
MgO	48,21	48,04	47,88	47,96	48,84	47,81	48,79	48,7	49,07	47,91	46,1	47,89	48,01	48,01
NiO	0,43		0,55					0,39	0,28			0,45		
total	97,76	97,23	97,47	96,57	97,10	97,31	98,66	97,40	97,71	97,15	95,41	96,93	97,55	97,55
SiO₂	39,49	39,49	39,51	39,54	39,56	39,58	39,58	39,6	39,6	39,6	39,6	39,62	39,64	39,66
FeOt	9,56	9,19	9,83	10,02	9,7	8,92	9,39	8,9	10,03	9,44	10,27	9,73	9,47	9,96
MgO	48,51	49,55	48,52	48,67	49,23	49,23	49	48,82	48,37	49,12	48,02	48,59	48,94	49,07
NiO	0,45				0,42	0,31	0,53				0,46			
total	98,01	98,23	97,86	98,23	98,91	98,04	98,50	97,32	98,00	98,16	98,35	97,94	98,05	98,69
SiO₂	39,69	39,69	39,71	39,71	39,75	39,75	39,75	39,77	39,77	39,79	39,79	39,79	39,81	39,81
FeOt	8,94	9,02	9,62	9,82	9,51	10,18	9,98	10,16	10,16	8,49	10,02	9,96	9,88	9,12
MgO	49,5	49,73	48,62	49,02	48,31	48,87	49,25	49,4	49,4	49,04	48,87	49,14	48,44	49,22
NiO			0,41			0,48	0,45	0,47	0,47	0,55		0,39	0,27	0,47
total	98,13	98,44	98,36	98,55	97,57	99,28	99,43	99,80	99,80	97,87	98,68	99,28	98,40	98,62
SiO₂	39,83	39,88	39,9	39,9	39,94	39,96	40,01	40,01	40,03	40,05	40,05	40,09	40,11	40,11
FeOt	10,06	9,71	9,79	9,6	9,15	8,84	9,73	10,02	10,07	9,42	9,98	9,74	10,3	8,76
MgO	48,94	49,23	49,02	48,99	48,39	49,23	49,05	49,02	49,25	49,48	49,52	48,85	48,14	49,72
NiO		0,47		0,41	0,5	0,47		0,39		0,56				0,27
total	98,83	99,29	98,71	98,90	97,98	98,50	98,79	99,44	99,35	99,51	99,55	98,68	98,55	98,86

Приложение 3 Петрогенный состав породообразующего оливина Ol-I
первичных гарцбургитов, центр зерна (окончание таблицы)

SiO₂	40,11	40,13	40,13	40,16	40,16	40,16	40,18	40,18	40,18	40,2	40,22	40,26	40,26	40,28
FeOt	10,27	10,11	8,95	9,98	8,81	9,3	10,16	10,36	9,07	10,01	10,03	10,15	9,76	9,97
MgO	49,17	48,9	50,2	48,52	49,42	49,82	48,49	48,97	50,21	48,47	49,63	49,07	50,03	48,94
NiO			0,51		0,43	0,48	0,43		0,24			0,42	0,41	0,48
total	99,55	99,14	99,79	98,66	98,82	99,76	99,26	99,51	99,70	98,68	99,88	99,90	100,46	99,67
SiO₂	40,28	40,31	40,33	40,33	40,37	40,41	40,43	40,43	40,46	40,48	40,5	40,63	40,65	40,71
FeOt	10,14	9,26	10,07	10,03	10,21	10,2	10	10,48	9,02	9,19	9,3	8,83	10,01	10,38
MgO	49,57	50,15	47,94	49,72	49,2	48,94	49,9	49,4	49,52	50,35	49,58	50,01	49,82	49,48
NiO		0,47					0,43	0,51	0,47		0,46			
total	99,99	100,19	98,34	100,08	99,78	99,55	100,76	100,82	99,47	100,02	99,84	99,47	100,48	100,57
SiO₂	40,73	40,73	40,73	40,8	40,8	40,82	40,84	40,86	41,03	41,03				
FeOt	10,41	10,41	10,45	9,97	10,1	10,56	9,96	10,18	10,12	10,06				
MgO	49,28	49,28	50,06	50,2	50,11	49,87	50,25	50,06	50,15	50,59				
NiO			0,47		0,48	0,48								
total	100,42	100,42	101,71	100,97	101,49	101,73	101,05	101,10	101,30	101,68				

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН). Один анализ соответствует определению хим. состава в одном зерне оливина.

Приложение 4 Петрогенный состав породообразующего амфибола
пироксенитовых ксенолитов, центр зерна (начало таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
1	47,1	0,6	9,2	7,5	0,4	18,4	0,1	11,2	1,9	0,2	96,6
2	46,7	0,7	11,5	7,2	0,2	17,2	0,1	11,1	1,7	0,2	96,6
3	44,7	0,7	11,5	8,3	0,3	17,6	0,1	11,3	2,3	0,2	97
4	44,2	1,2	11,8	8,3	0,5	16,8	0,1	11,3	2,4	0,2	96,8
5	45,4	0,8	11	7,9	0,3	17,5	0,1	11,2	2,2	0,2	96,6
6	48,8	0,6	8	6,8	0,3	19,1	0,1	11	1,7	0,1	96,5
7	46	0,8	10,3	7,6	0,4	17,7	0,1	11,1	2,1	0,2	96,3
8	47,4	1	9,4	6,6	0,3	18,4	0,1	11,1	2	0,2	96,5
9	47,4	1,1	10,9	8	0,8	17,2	0	11,1	2,3	0,2	99
10	46,2	1,1	10,5	7,1	0,6	17,9	0,1	11,2	2,3	0,2	97,2
11	44,7	0,8	11,9	8,4	0,4	17	0,1	11,1	2,3	0,2	96,9
12	48,3	0,5	9,4	6,6	0,31	18,6	0,15	11,5	1,9	0,15	97,4
13	44,6	1,1	11,6	7,6	0,3	17,8	0,1	11,2	2,6	0,2	97,1
14	48,9	0,56	8,34	5,7	0,9	18,2	0,1	13,2	1,7	0,1	97,7
15	49	0,53	8,5	5,9	0,6	19,2	0,1	11,3	1,77	0,1	97
16	50,5	0,4	7,1	5,5	0,5	20,2	0,1	11,3	1,5	0,1	97,2
17	48,2	0,53	9,2	6,1	0,7	18,9	0,1	11,3	1,85	0,12	97
18	48,2	0,7	8,8	5,9	1,1	19,2	0,1	11,3	1,8	0,3	97,4
19	46,4	0,8	10,2	6,2	1,4	18,1	0,1	11,3	2	0,4	96,9
20	48,1	0,5	9,1	6,6	0,5	18,5	0,1	11,3	1,8	0,2	96,7
21	46,8	0,6	10,1	7	0,5	18,1	0,1	11,3	2,1	0,2	96,8
22	46,5	0,6	10,5	7,4	0,7	17,9	0,1	11,1	2,2	0,2	97,2
23	47,1	0,6	9,4	6,9	0,6	18,1	0,1	11,2	1,9	0,2	96,1
24	47,82	0,871	9,8	6,78	0,467	18,52	0,138	11,38	1,97	0,195	97,94
25	48,31	0,803	9,55	6,88	0,532	18,81	0,098	11,25	1,96	0,147	98,34

Приложение 4 Петрогенный состав породообразующего амфибола
пироксенитовых ксенолитов, центр зерна (продолжение таблицы)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	
п.п.											total
26	46,48	0,899	10,62	6,94	0,601	18,14	0,067	11,31	2,03	0,187	97,29
27	46,26	1,32	11,21	7,36	0,606	17,63	0,058	11,54	2,32	0,177	98,49
28	45,19	0,705	11,87	8,07	0,254	17,4	0,111	11,12	2,29	0,199	97,2
29	45,2	1,2	11,1	7,1	0,6	18	0,1	11,2	2,4	0,3	97,2
30	44,7	1	11,2	7,1	0,7	17,7	0,1	11,1	2,2	0,2	96
31	48	0,9	8,5	6,4	0,5	19,1	0,1	10,9	2	0,2	96
32	47,2	1	9,1	6,7	0,6	18,7	0,1	11,1	2,1	0,3	96,9
33	45,3	1	11,1	7,1	0,8	17,6	0,1	11,3	2,4	0,2	96,9
34	46,9	0,9	9,8	6,9	0,8	18,5	0,1	11,2	2,1	0,2	97,4
35	43,9	1,1	11	7,2	0,3	18,6	0,1	11,1	2,5	0,4	96,2
36	48	0,8	8,5	6,4	0,6	18,8	0,1	11,2	2	0,2	96,4
37	46,7	1	9,4	6,5	0,6	18,5	0,1	11,2	2,2	0,2	96,4
38	46,6	0,8	9,9	6,9	0,4	18,2	0,1	11,5	2,1	0,2	96,7
39	47,2	0,9	9	6,6	0,5	19	0,1	11,2	2,1	0,3	96,9
40	46,6	0,8	9	6,6	0,7	18,8	0,1	11,2	2	0,2	96
41	46,6	0,967	9,46	6,77	0,467	18,5	0,074	11,16	1,91	0,34	96,24
42	45,99	1,03	9,84	6,82	0,546	17,99	0,086	11,33	2,04	0,419	96,09
43	46,43	0,975	10,03	6,97	0,545	18,34	0,13	11,45	2,13	0,318	97,32
44	47,08	1,03	9,78	7,16	0,428	18,19	0,059	11,41	2,05	0,394	97,59
45	45,93	0,671	11,81	8,04	0,274	17,26	0,086	11,43	2,38	0,232	98,11
46	44,81	0,67	11,35	7,7	0,116	17,63	0,066	11,5	2,26	0,299	96,41
47	45,6	0,971	10,89	7,88	0,221	17,18	0,093	11,32	2,16	0,256	96,57
48	44,35	1,02	11,29	7,35	0,443	17,04	0,046	11,51	2,19	0,193	96,44
49	45,06	0,901	11,54	8,07	0,582	16,98	0,096	11,44	2,33	0,21	97,21
50	50,04	0,691	7,79	6,41	0,481	18,73	0,1	11,38	1,76	0,181	97,57

Приложение 4 Петрогенный состав породообразующего амфибола
пироксенитовых ксенолитов, периферия зерна (продолжение)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
51	46,43	0,992	10,11	7,19	0,517	17,78	0,078	11,49	2,12	0,205	96,9
52	46,96	0,91	9,79	7,13	0,426	17,82	0,133	11,43	2	0,192	96,8
53	45,42	0,872	11,11	7,86	0,423	17,29	0,081	11,48	2,35	0,199	97,09
54	47,28	0,719	9,3	6,87	0,434	18,29	0,091	11,15	2,03	0,185	96,36
55	44,25	0,873	11,76	8,54	0,19	16,49	0,125	11,38	2,29	0,221	96,12
56	44,21	0,812	11,22	8,52	0,225	18,77	0,085	11,11	2,87	0,196	96,03
57	47,65	0,67	9,5	6,37	0,705	18,45	0,076	11,63	2,05	0,179	97,28
58	44,6	1,06	11,61	7,58	0,265	17,8	0,105	11,16	2,61	0,197	96,99
59	44,67	1,05	11,36	7,44	0,396	17,83	0,13	11,25	2,49	0,157	96,77
60	43,47	1,09	10,9	7,46	0,333	18,54	0,12	11,18	2,48	0,375	95,96
61	43,91	1,07	10,96	7,22	0,304	18,57	0,126	11,11	2,48	0,399	96,14
62	45,16	1,16	11,08	7,07	0,595	17,88	0,095	11,18	2,38	0,275	96,88
63	44,68	1,04	11,23	7,13	0,637	17,67	0,111	11,07	2,23	0,206	96
64	45,32	1,02	11,06	7,08	0,821	17,61	0,098	11,3	2,38	0,208	96,91
65	45,8	0,876	10,45	7,14	0,811	17,83	0,121	11,4	2,26	0,218	96,9
66	53,05	0,216	1,92	5,33	0,149	16,4	0,158	21,84	0,347	0	99,4
67	56,15	0,05	1,2	9,98	0,061	31,67	0,247	0,696	0,059	0	100,11
68	56,49	0,057	1,01	9,48	0,014	32	0,261	0,575	0,024	0	99,92
69	44,6	1,06	11,61	7,58	0,265	17,8	0,105	11,16	2,61	0,197	96,99
70	44,67	1,05	11,36	7,44	0,396	17,83	0,13	11,25	2,49	0,157	96,77
71	43,47	1,09	10,9	7,46	0,333	18,54	0,12	11,18	2,48	0,375	95,96
72	43,91	1,07	10,96	7,22	0,304	18,57	0,126	11,11	2,48	0,399	96,14
73	45,16	1,16	11,08	7,07	0,595	17,88	0,095	11,18	2,38	0,275	96,88
74	44,68	1,04	11,23	7,13	0,637	17,67	0,111	11,07	2,23	0,206	96
75	45,32	1,02	11,06	7,08	0,821	17,61	0,098	11,3	2,38	0,208	96,91

Приложение 4 Петрогенный состав амфиболовых оторочек
гарцбургитовых ксенолитов, центр зерна (продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
76	45,8	0,876	10,45	7,14	0,811	17,83	0,121	11,4	2,26	0,218	96,9
77	35,53	1,57	12,41	10,86		12,35		10,75	1,98	0,24	85,69
78	36,26	1,83	12,3	10,95		12,3		10,72	1,85	0,24	86,45
79	36,35	2,29	12,38	17,12		15,87		10,98	1,2		96,19
80	37,16	1,78	12,72	10,99		12,75		10,91	1,94		88,25
81	37,72	2,59	13,23	13,48		13,52		14,69	0,63		95,86
82	37,74	2,4	11,09	13,93		10,61		18,27	0,49		94,53
83	37,78	2,5	13,38	10,91		12,01		17,21	0,44		94,23
84	38,66	1,85	13,45	11,59		13,17		11,46	2,13	0,24	92,55
85	38,74	2,09	11,94	10,81		10,26		18,16	0,57		92,57
86	38,94	1,68	12,36	11,98		13,15		11,47	2,09		91,67
87	38,98	1,58	12,92	12,26		12,82		11,38	2,21		92,15
88	39,06	1,97	13,59	11,32		13,96		11,61	2,26	0,2	93,97
89	39,15	2,09	12,21	12,58		13,9		15,46	0,62		96,01
90	39,26	2,39	12,91	10,56		9,78		18,67	0,49		94,06
91	39,34	1,72	12,49	11,9		13,32		11,63	1,97	0,18	92,55
92	39,36	1,77	13,43	12,5		13,07		11,49	2,09	0,28	93,99
93	39,41	1,88	13,59	11,24		13,7		11,8	2,16	0,17	93,95
94	39,54	2,69	11,49	11,81		12,27		17,67	0,63		96,1
95	39,56	1,78	12,74	12,21		13,3		11,57	2,21	0,19	93,56
96	39,58	2,1	11,64	9,91		10,99		18,39	0,5		93,11
97	39,73	1,78	13,23	12,71	0,47	13,45		11,57	2,22	0,25	95,41
98	39,77	2,02	10,26	10,27		10,81		17,99	0,88		92
99	39,98	1,57	11,85	11,78	0,37	13,45		11,24	2,14	0,23	92,61
100	40,01	1,78	12,58	11,78		13,25		11,6	2,33	0,2	93,53

Приложение 4 Петрогенный состав амфиболовых оторочек
гарцбургитовых ксенолитов, центр зерна (конец таблицы)

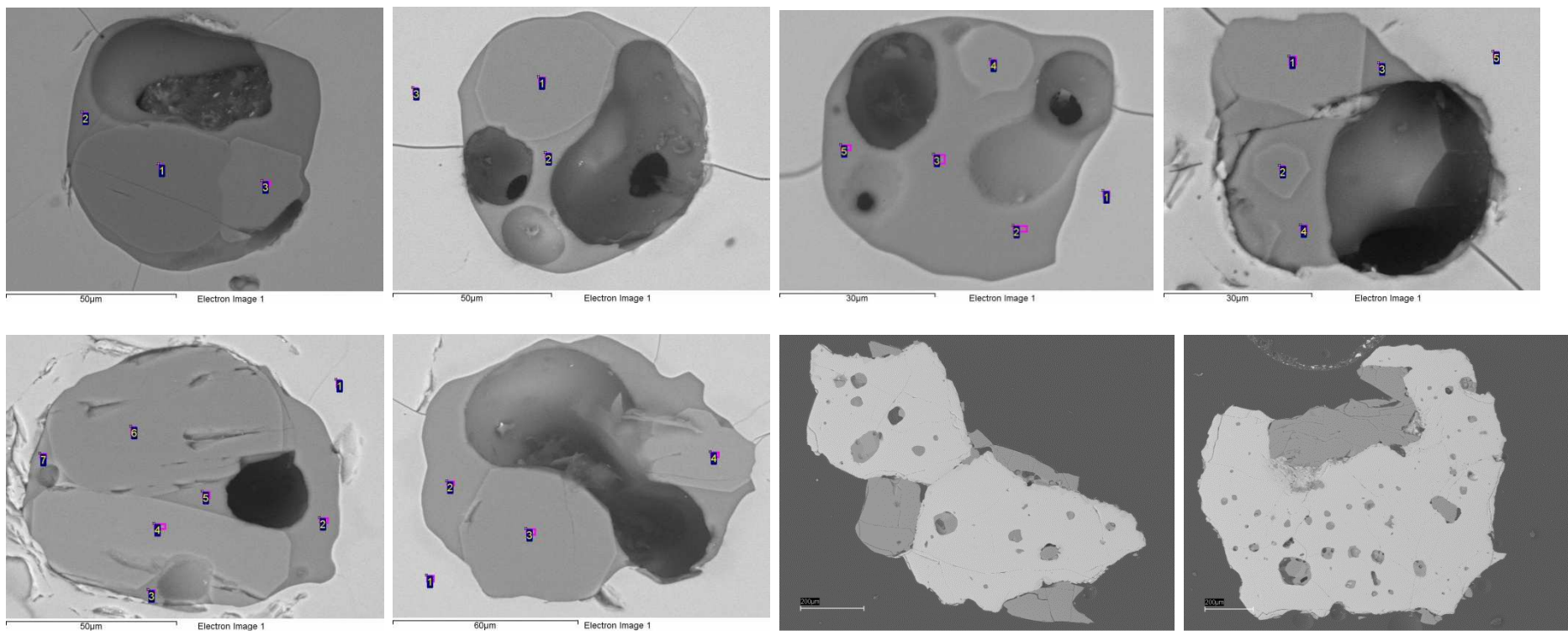
№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeOt	Cr ₂ O ₃	MgO	MnO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	total
п.п.											
101	40,13	1,83	12,57	11,99		13,23		11,54	2,13	0,24	93,66
102	40,13	2	11,77	13,17	0,32	13,65		14,75	1,06		96,85
103	40,61	1,4	11,96	11,76	0,35	13,85		11,35	1,97	0,23	93,48
104	40,67	1,23	12,58	11,81		14,03		10,75	2,1		93,17
105	41,23	1,58	11,68	12,07	1,56	14,1		11,6	2,12		95,94
106	41,48	0,58	10,05	8,12	1,07	15,64		11,07	1,68	0,24	89,93
107	41,55	1,97	12,89	12,27		13,07		13,35	1,31	0,2	96,61
108	42,06	2,14	13,55	9,64		12,12		13,5	1,27		94,28
109	42,23	0,75	10,52	7,94	0,61	16,19		11,11	1,98		91,33
110	42,25	1,42	11,28	9,96	0,32	12,19		16,08	1,32		94,82
111	43,09	0,33	12,02	5,09		18,08		11,21	2,16		91,98
112	43,3	0,53	12,34	4,99		18,11		11,21	2,18	0,24	92,9
113	43,34	0,4	11,36	4,23	0,61	18,36		11,08	2,04	0,23	91,65
114	43,39	0,5	11,47	4,12		18,32		11,47	1,98	0,13	91,38
115	43,47	0,93	10,69	7,18	0,45	16,98		11,56	2,37	0,2	93,83
116	43,47	0,88	11,81	8,38		17,16		11,59	2,37	0,19	95,85
117	43,56	0,3	11,81	4,49	0,5	18,39		11,28	2	0,12	92,45
118	43,79	0,4	11,7	4,31	0,61	18,59		11,31	2,12	0,24	93,07
119	43,88	0,95	10,52	7,11	0,32	16,8		11,38	2,26	0,27	93,49
120	43,9	0,3	11,71	4,28	0,58	18,72		11,5	2,2	0,17	93,36

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН). Один анализ соответствует определению хим. состава в одном зерне амфибола.

Приложение 5 Петрогенный состав шпинели (Sp-II) метасоматизированных гарцбургитов

Al₂O₃	60,13	54,55	50,63	44,93	43,58	43,25	42,78	42,27	41,91	41,60	41,43	41,37
FeO_t	10,42	10,40	11,47	12,47	12,71	12,54	12,28	13,24	13,22	12,98	13,68	12,39
MgO	10,17	10,81	10,57	9,91	10,55	10,92	10,77	10,50	9,83	10,57	10,34	10,49
Cr₂O₃	19,28	24,24	27,32	32,69	33,16	33,28	34,17	33,99	35,03	34,85	34,56	35,75
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
Al₂O₃	39,30	39,12	39,08	38,63	37,69	20,61	16,76	28,85	27,21	27,13	30,84	22,26
FeO_t	14,37	13,75	14,46	13,86	14,47	19,18	19,44	19,48	13,87	12,26	19,04	20,87
MgO	10,64	10,26	10,91	10,65	10,42	13,47	12,8	13,96	14,78	15,49	14,89	13,76
Cr₂O₃	35,69	36,87	35,55	36,85	37,43	39,89	44,02	31,06	37,62	38,7	29,04	37,55
V₂O₃							0,25					
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	93,15	93,27	93,35	93,48	93,58	93,81	94,44
Al₂O₃	24,51	12,74	17,8	15,27	23,39	17,1	22,92	16,99	18,91	16,55	19,95	15,47
FeO_t	20,29	22,49	19,19	19,35	14,94	19,66	14,61	19,1	20,94	19,31	21,41	19,54
MgO	14,08	11,62	13	12,88	14,53	13,07	14,53	13	12,37	13,27	12,45	12,75
Cr₂O₃	37,04	49,27	45,78	48,42	43,29	46,59	44,39	47,37	44,29	47,66	43,03	49,01
V₂O₃			0,41	0,31	0,21							0,37
Total	95,92	96,12	96,18	96,23	96,36	96,42	96,45	96,46	96,51	96,79	96,84	97,14
Al₂O₃	5,37	5,14	5,5	7,8	6,65	7,97	6,01	8,12	5,65			
FeO_t	75,7	76,21	76,13	72,52	73,84	72,78	76,19	73,11	77,23			
MgO	2,72	2,52	2,8	3,78	3,88	3,66	2,72	4,1	2,75			
Cr₂O₃				0,45	1,08	0,37	1,36	0,37				
V₂O₃	0,62	0,51	0,6	0,75	0,63	0,72	0,59	0,85	0,78			
TiO₂	5,52	5,57	5,6	5,59	5,05	5,79	5,05	5,54	5,79			
Total	89,93	89,95	90,63	90,89	91,13	91,29	91,92	92,09	92,2			

Приложение 6 Шпинель метасоматизированных гарцбургитов Sr-II с расплавными включениями (стекло+ортопироксен+клинопироксен, начало)



Приложение 6 (продолжение). Состав расплавных включений в шпинели Sp-II (предыдущие фотографии)

		SiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Cr ₂ O ₃	
Фото 1	1	66,38	7,00	1,41	10,20	14,00	0,00	0,00	1,01	клинопироксен
	2	66,05	26,23	0,95	1,58	4,56	0,63	0,00	0,00	стекло
	3	69,86	5,59	3,56	19,56	0,51	0,00	0,00	0,92	ортопироксен
Фото 2	1	69,86	5,59	3,56	19,56	0,51	0,00	0,00	0,92	ортопироксен
	2	65,36	26,84	1,17	1,39	3,83	1,41	0,00	0,00	стекло
	3	0,00	60,13	10,42	10,17	0,00	0,00	0,00	19,28	шпинель
Фото 3	1	0,00	40,43	14,31	9,81	0,00	0,00	0,00	35,45	шпинель
	2	67,28	26,24	0,75	0,65	4,50	0,58	0,00	0,00	стекло
	3	66,05	26,23	0,95	1,58	4,56	0,63	0,00	0,00	стекло
	4	71,83	3,23	3,41	20,95	0,00	0,00	0,00	0,59	ортопироксен
	5	64,09	26,24	1,50	1,79	3,93	1,17	0,00	1,28	стекло
Фото 4	1	70,78	4,26	3,33	20,65	0,43	0,00	0,00	0,55	ортопироксен
	2	70,74	4,26	3,59	20,14	0,51	0,00	0,00	0,76	ортопироксен
	3	65,36	26,84	1,17	1,39	3,83	1,41	0,00	0,00	стекло
	4	64,85	26,84	1,02	1,41	4,19	1,39	0,00	0,30	стекло
	5	0,00	40,43	14,31	9,81	0,00	0,00	0,00	35,45	шпинель
Фото 5	1	0,00	42,78	12,28	10,77	0,00	0,00	0,00	34,17	шпинель
	2	63,25	28,17	1,10	2,04	3,13	2,01	0,30	0,00	стекло
	3	63,39	28,15	1,13	1,41	3,65	1,82	0,23	0,23	стекло
	4	69,38	9,18	3,30	16,81	0,84	0,00	0,00	0,48	ортопироксен
	5	64,30	28,11	1,19	1,33	3,98	1,11	0,00	0,00	стекло
	6	66,38	7,00	1,41	10,20	14,00	0,00	0,00	1,01	клинопироксен
	7	64,61	28,01	1,08	1,08	4,15	1,07	0,00	0,00	стекло
Фото 6	1	0,00	37,69	14,47	10,42	0,00	0,00	0,00	37,43	шпинель
	2	67,28	26,24	0,75	0,65	4,50	0,58	0,00	0,00	стекло
	3	67,00	6,28	1,55	9,97	13,84	0,00	0,00	1,37	клинопироксен
	4	69,86	5,59	3,56	19,56	0,51	0,00	0,00	0,92	ортопироксен

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН).

Приложение 7 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (ICP-MS), начало таблицы

№	минерал	Sc45	V51	Co59	Ni60	Cu65	Zn66	Rb85	Sr88	Y89	Zr90	Nb93	Mo95
1	Ol	3,3	<5	171	2 706	11,1	68	0,68	1,83	0,49	1,71	0,075	3,2
2	Ol	4,9	<5	158	2 791	6,3	41	0,50	1,15	0,47	1,52	0,058	<0,9
3	Ol	4,4	<5	165	2 757	10,5	38	0,65	1,05	0,67	2,0	0,057	<0,9
4	Ol	11,1	30	153	2 480	6,2	36	0,14	4,9	0,55	2,1	0,061	<0,9
5	Ol	0,41	19,8	140	2 426	7,4	35	0,26	1,79	0,32	1,09	0,072	<0,9
6	Ol	6,1	45	157	3 479	7,5	158	0,39	0,70	0,52	3,9	0,20	0,16
7	Ol	11,9	45	71	1 519	22	390	0,51	18,1	10,4	15,3	0,48	0,18
8	Орх-I	28	90	72	633	4,6	37	0,74	11,0	1,40	9,8	0,20	<0,9
9	Орх-I	14,4	65	92	1 500	16,7	110	0,44	2,1	0,81	2,4	0,10	0,12
10	Орх-I	24	63	100	1 910	7,5	123	0,47	1,25	0,65	3,0	0,13	0,16
11	Орх-II	29	59	86	1 531	7,7	160	0,38	1,73	1,21	7,9	0,26	0,17
12	Орх-II	40	85	88	1 529	9,9	89	0,75	6,0	1,24	4,4	0,13	0,087
13	Орх-II	31	75	84	1 406	6,9	101	0,72	5,6	1,69	5,6	0,15	0,10
14	Орх-II	39	65	77	1 191	5,0	86	0,74	2,1	0,94	3,8	0,11	0,11
15	Срх	80	103	36	189	9,3	50	0,39	47	5,8	9,6	0,15	0,13
16	Срх	109	175	61	336	24	52	0,70	88	8,5	13,0	0,21	1,01
17	Amph	103	447	53	217	26	181	0,62	103	24	24	0,69	0,35
18	Amph	15,9	799	66	201	66	49	0,91	212	26	17,5	0,49	<0,9
19	Amph	101	410	72	302	11,4	47	1,12	146	24	31	1,08	<0,9
20	Sp-I	5,6	303	102	532	19,1	245	2,5	3,7	0,91	3,1	0,20	<0,9
21	Sp-I	22	385	159	1 598	56	535	2,0	6,4	2,0	7,2	0,16	0,25
22	Gl	36	250	54	494	111	61	8,6	359	25	109	2,3	3,0

Приложение 7 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (ICP-MS), продолжение таблицы

№п.п.	минерал	Cs133	Ba138	La139	Ce140	Pr141	Nd146	Sm147	Eu151	Gd157	Tb159	Dy163	Ho165
1	Ol	0,018	10,5	0,15	0,30	0,044	0,21	0,055	0,009	0,058	0,012	0,072	0,015
2	Ol	0,011	9,1	0,12	0,26	0,042	0,20	0,051	0,009	0,060	0,010	0,067	0,016
3	Ol	0,011	12,8	0,17	0,36	0,056	0,25	0,072	0,009	0,074	0,014	0,099	0,021
4	Ol	0,014	3,6	0,12	0,33	0,058	0,30	0,082	0,026	0,081	0,012	0,080	0,018
5	Ol	0,010	5,2	0,080	0,17	0,026	0,14	0,050	0,009	0,048	0,008	0,058	0,012
6	Ol	0,013	6,3	0,15	0,32	0,043	0,22	0,070	0,016	0,083	0,015	0,082	0,017
7	Ol	0,033	11,8	0,65	2,7	0,56	3,8	1,22	0,38	1,24	0,23	1,45	0,32
8	Орх-I	0,020	17,1	0,40	0,71	0,096	0,38	0,097	0,022	0,12	0,023	0,17	0,044
9	Орх-I	0,015	6,3	0,14	0,34	0,045	0,22	0,070	0,018	0,093	0,018	0,11	0,026
10	Орх-I	0,015	7,0	0,14	0,32	0,044	0,22	0,070	0,021	0,092	0,016	0,091	0,021
11	Орх-II	0,014	6,3	0,21	0,54	0,084	0,40	0,11	0,028	0,14	0,026	0,15	0,031
12	Орх-II	0,035	13,9	0,21	0,53	0,076	0,35	0,12	0,031	0,18	0,026	0,16	0,035
13	Орх-II	0,025	12,8	0,23	0,59	0,082	0,40	0,14	0,038	0,20	0,036	0,22	0,044
14	Орх-II	0,024	10,9	0,17	0,41	0,049	0,22	0,074	0,015	0,097	0,018	0,11	0,025
15	Срх	0,034	7,7	0,82	2,4	0,39	2,1	0,67	0,20	0,89	0,16	0,94	0,19
16	Срх	0,039	13,9	1,19	3,4	0,68	3,6	1,18	0,42	1,45	0,22	1,53	0,28
17	Amph	0,034	35	1,00	3,8	0,77	5,2	1,96	0,60	3,4	0,65	3,7	0,74
18	Amph	0,022	67	0,70	2,8	0,79	6,3	3,3	1,13	4,8	0,85	5,5	1,13
19	Amph	0,043	48	1,93	6,6	1,39	9,0	3,4	1,00	4,2	0,70	4,6	0,95
20	Sp-I	0,022	18,6	0,22	0,51	0,090	0,42	0,12	0,018	0,11	0,021	0,14	0,028
21	Sp-I	0,039	23	0,38	0,93	0,12	0,61	0,23	0,051	0,26	0,045	0,27	0,056
22	Gl	1,19	265	8,5	19,0	2,6	12,4	3,1	0,81	3,8	0,71	3,7	0,79

Приложение 7 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (ICP-MS), конец таблицы

№п.п.	минерал	Lu175	Hf178	Ta181	W182	Au197	Pb207	Bi209	Th232	U238	Ag107	Er166
1	Ol	0,011	0,047	<0,01	0,35	0,014	9,7	0,37	0,032	0,016	0,29	0,049
2	Ol	0,010	0,051	<0,01	<0,07	0,015	2,6	0,11	0,029	0,010	0,053	0,047
3	Ol	0,013	0,067	<0,01	0,082	0,013	2,1	0,074	0,038	0,009	0,042	0,070
4	Ol	0,013	0,062	<0,01	0,14	0,011	8,5	1,00	<0,01	0,009	<0,03	0,061
5	Ol	0,007	0,032	<0,01	0,18	0,010	9,6	0,53	<0,01	0,009	0,090	0,034
6	Ol	0,011	0,069	<0,01	0,014	<0,01	0,16	<0,01	0,038	0,020	0,01	0,051
7	Ol	0,14	0,57	0,015	0,014	<0,01	0,26	<0,01	0,047	0,033	0,02	0,97
8	Орх-I	0,039	0,25	<0,01	<0,07	0,017	1,99	0,080	0,072	0,036	0,090	0,15
9	Орх-I	0,022	0,056	<0,01	<0,01	<0,01	0,16	<0,01	0,019	0,012	0,01	0,087
10	Орх-I	0,018	0,067	<0,01	<0,01	<0,01	0,63	<0,01	0,027	0,012	0,02	0,066
11	Орх-II	0,020	0,17	0,011	0,014	<0,01	0,17	<0,01	0,093	0,059	0,01	0,11
12	Орх-II	0,016	0,10	<0,01	<0,01	<0,01	0,31	<0,01	0,032	0,019	0,36	0,100
13	Орх-II	0,023	0,13	<0,01	0	<0,01	0,26	<0,01	0,035	0,016	0,02	0,16
14	Орх-II	0,012	0,089	<0,01	<0,01	<0,01	0,26	<0,01	0,031	0,015	0,02	0,070
15	Срх	0,053	0,34	<0,01	0,020	<0,01	4,0	<0,01	0,031	0,016	0,02	0,49
16	Срх	0,11	0,43	0,032	0,31	0,019	25	0,93	0,036	0,018	0,089	0,83
17	Amph	0,16	0,91	0,018	0,14	<0,01	0,54	<0,01	0,031	0,020	0,04	2,0
18	Amph	0,32	0,86	0,026	0,24	0,013	11,1	0,57	0,029	0,020	0,065	3,2
19	Amph	0,33	1,36	0,060	0,19	0,012	13,3	0,51	0,077	0,039	0,075	2,7
20	Sp-I	0,018	0,089	0,018	0,35	0,025	4,3	0,18	0,040	0,020	0,067	0,086
21	Sp-I	0,029	0,23	<0,01	0,014	<0,01	0,48	<0,01	0,080	0,030	0,06	0,15
22	Gl	0,30	3,4	0,065	<0,01	<0,01	5,5	<0,01	1,04	0,52	0,15	2,1

все концентрации приведены в г/т. ИГМ СО РАН (г. Новосибирск), аналитик: Палесский С.В.

красным цветом выделены концентрации на уровне и ниже предела обнаружения

Ol – оливин метасоматизированных гарцбургитов, Орх-I – первичный ортопироксен, Орх-II – вторичные ортопироксеновые жилы, Срх – породообразующий клинопироксен пироксенитов, Amph – амфиболовая оторочка гарцбургита, Sp-I – первичная шпинель без включений, Gl - вспененное стекло с поверхности клинопироксенита

Приложение 8 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (РФА-СИ), начало таблицы

№	минерал	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Pb
1	Ol		531	2296	9,17	97	4,08	1,11	1,48	1,06	0,52	1,43		0,33	0,22	0,57	3,01
2	Ol		510	2479	13	85	4,12	1,49	1,17	0,91	0,58	1,03		0,42	0,29	1,16	2,51
3	Ol		413	2785	21,9	99	4,07	2,04	1,74	1,34	0,72	1,39		0,41	0,39	1,64	2,32
4	Ol		1130	2537	12,4	90	4,37	1,55	1,02	2,24	0,88	1,24		0,62	0,27	0,28	2,96
5	Ol		2721	1193	20,9	208	4,86	1,33	3,67	4,1	1,21	2,94		0,83	3,03	0,41	3,82
6	Ol сахар.		5341	2391	11,2	87	5	2,15	1,11	3,91	0,99	2,08		0,4	1,65	0,29	2,39
7	Ol		566	2507	14,2	101	2,3	0,49	2,09	1,19	0,57	1,44		1,12	0,48	0,54	1,23
8	Ol		1704	2784	21,5	101	3,59	1,43	1,63	0,96	0,36	0,87		1,3	0,56	0,58	2,1
9	Ol-II	17	1717	941	16,9	195	9,27	3,42	2,38	20,5	9,05	15,3	0,22	0,59	0,45	2	
10	Ol-II		1887	1118	13,7	101	2,46	1,04	2,2	5,05	1,36	2,93		0,82	0,41	0,67	5,7
11	Ol		2285	1983	12,4	77	2,99	1,97	1,38	2,92	0,51	1,1		1,03	0,33	0,44	
12	Ol сахар.		4506	2033	17,2	73	1,93	2,9	1,08	2,25	0,64	1,96		1,75	0,2	0,44	0,82
13	Ol	15	446	4004	14,3	90	0,85	0,65	1,68	1,5		1,1		1,38			1,4
14	Ol-II	68	1578	1573	13,7	258	7,14	3,19	2,16	21,8	7,9	9,49		1,35			1,43
15	Ol	2,26	271	2409	13,1	60	3,54	0,89	5,02	1,26		1,59		2,66			2,9
16	Ol		205	2412	14,1	57	3,69	1,53	5,72	1,04		1,56		1,65			2,7
17	Ol		200	2368	13,1	54	3,28	0,76	5,65	1,56		2,11	0,18	1,03			1,7
18	Ol		280	2709	15,7	62	4,53	0	5,88	1,68		1,86		2,42			2,3
19	Ol		476	2588	16,6	62	3,55	0,76	6,35	1,82		2,93	0,15	0,82			2,5
20	Ol		227	2670	12,7	64	3,64	1,19	5,77	1,86		2,38		0,77			2,4
21	Ol	5,92	475	2898	8,64	62	0,41	0,58	2,58	0,67		0,9		0,49			1,08
22	Ol	4,86	329	2902	10,9	77	1,62	0,39	3,47	1,22		1,99		1,06			1,2
23	Ol	4,35	250	2318	12,4	52	0,72	0,97	2,73	0,79		1,59		0,88			1,63
24	Ol	3,9	713	2448	12,4	63	1,56	0,41	2,69	2,3		1,52		0,81			
25	Ol	3,83	308	2372	12,9	54,2	2,22	1,3	2,52	0,84		0,96		0,51			1,41
26	Ol	5,33	322	2427	9,7	80	0,68	0,98	3,56	1,28		2,26		0,69			0,78

Приложение 8 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (РФА-СИ продолжение таблицы)

№	минерал	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Pb
27	Ol	4,8	460	2322	11,2	62	0,64	0,28	2,6	0,9		1,31		0,39			0,94
28	Ol	2,68	324	2638	9,72	64	1,11	0,79	3,08	0,78		1,25		1,11			1,44
29	Ol	20,5	4327	968	10,2	50,5	2,46	1,74	1,5	1,79	0,2	1,25		0,56			0,49
30	Ol		311	2636	81	91	0,76	0,77	2,89	0,7		1,2		0,41			
34	Орх	16,8	3593	686	15,5	51,3	4,54	2,82	2,68	1,67		1,74		3,1			1,8
35	Орх жила	17,1	3649	647	9,24	58	5,07	2,78	3,09	2,78	0,39	3,11		2,18			1,4
36	Орх	55	2887	1930	9,41	89	3,21	2,41	1,33	3,28	0,2	1,31		0,91			0,96
37	Орх жила	14,2	3801	562	12,6	79	8,29	3,53	1,17	7,07	1,4	7,69		0,43	0,29	0,18	3,25
38	Орх жила	0	6638	1011	16,3	110	6,1	3,68	1,18	6,51	0,58	3,56		0,8	0,36	0,29	3,09
39	Орх	49	2284	2320	11,2	84	2,43	1,97	1,05	1,77	0,28	1,25		1,91			0,69
40	Орх	64	4029	2051	10,9	98	3,46	2,96	1,26	2,1	0,46	3,03		0,91			0,9
41	Орх	61	2640	1844	10,4	67	2,58	1,94	1,21	5,93	0,54	1,77		0,75			1,09
42	Орх	59	3406	1777	10,8	77	4,4	2,23	1,26	6,95	1	2,87		1,51			1,08
43	Орх	63	5019	1615	9,02	89	3,1	2,84	1,4	2,62	0,43	1,79		2,23			0,92
44	Орх	10,6	2740	891	16,7	52,9	1,56	1,56	1,61	0,6	0,22	1,38		0,87			0,84
45	Орх	18,1	3909	931	9	54,5	3,14	2,03	1,87	1,67	0,28	1,7		0,93			0,95
46	Орх	17,5	4435	1123	14,9	53,1	2,28	2,07	1,83	0,65	0,16	1,13		0,71			0,72
47	Орх	11,6	3450	1266	12,8	58	1,89	1,67	1,34	3,77	0,58	3,39		0,83			0,7
48	Орх	20,1	4646	934	9,9	52,2	3,6	1,71	1,61	1,98		0,82		0,88			1,03
49	Орх	36,3	6362	737	10,2	65	6,24	2,22	2,32	5	1,05	3,13		1,28			1,34
50	Орх	17,6	5339	898	7,3	56	4,1	1,75	1,6	2,08	0,15	1,26		1,5			
51	Орх	19,9	4565	851	9,12	54,8	4,15	1,64	1,74	2,04	0,18	1,6		0,84			0,62
52	Орх	20,7	4925	893	6,91	50,8	3,59	1,62	1,67	0,57	0,15	1,43		1,05			0,81
53	Орх жила	0	4684	1004	13,3	93	3,06	2,56	1,16	3,39	0,84	2,16	0	1,2	0,36	0,34	1,93
54	Орх	0	4656	718	18,2	419	3,56	2,07	1,38	6,84	0,83	3,4	0,28	1,5	0,32	1,19	3,73
55	Срх	17,4	984	106	14,1	55	6,63	4,2	0,53	30,4	4,73	7,74	0	0,55	0,2	0,36	2,35

Приложение 8 Микроэлементный состав минералов Авачинских ультрабазитов (РФА-СИ конец таблицы)

№ п.п.	минерал	V	Cr	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd	Sn	Pb
56	Срх	11,3	2444	131	15,8	65	9,38	5,64	0,52	38,1	5,03	8,08	0	0,63	0,57	0,48	2,62
57	Срх	25,5	1461	122	7,13	40,1	5,21	5,83	1,07	29,4	5,57	6,32	0	1,91	0	0	3
58	Срх	51	1206	172	8,56	37	3,66	3,99	0,48	53,1	4,58	6,74	0	0,74	0	0	3,86
59	Срх	22	2618	223	19,5	85	7,85	5,46	0,62	39,5	6,15	9,63	0	1,92	0,41	5,38	17,8
60	Срх	27	1755	618	32,9	68	5,11	4,6	1	6,35	1,55	2,89	0	0,98	0,46	0,33	1,7
65	Amph	51	1446	208	19,1	79	13,1	4,39	1,39	72	10,3	18,6	0,32	0,95	0,56	1,3	4,34
66	Amph	133	2184	103	14,4	89	17	5,58	2,27	75	17,7	18,1	0,31	0,57	0,41	1,42	5,55
67	Amph	75	3298	197	14,7	88	17,2	4,45	1,42	77	15,6	22,3	0,35	0,22	0,33	1,06	3,36
68	Amph	375	1375	161	11,5	80	13,6	4,45	2,43	122	19,5	15,8	0,18	0,23	0		2,52
69	Sp-I	840	316490	870	12,8	426	10,1	0	1,28	1,2	1,04	1,74	0	0,63	0,96	1,05	5,2
70	Sp-I	1070	752200	595	15,6	720	22,6	4,55	1,52	1,93	1,18	2,94	0,26	2,92	0,8	0,53	6,58
71	Sp-I	1369	200001	1745	10,3	501	17,2	0	1,5	5,58	0,91	4,32	0	7,03			2,51
72	базальт	164	438	135	70	128	22,8	2,37	4,93	458	23	65	0,31	1,73			7,68
73	базальт	120	367	88	42,6	114	19,2	3,95	5,7	219	18,6	59	0,4	0,56	0,65	1,78	7,1
74	стекло	162	47,7	24,3	87	136	22,9	1,72	6,2	481	21,7	83	0,45	3,3			11,3

Содержание микропримесей в ppm, метод определения РФА-СИ, аналитик - Колмогоров Ю.П. (ИГМ СО РАН)

Ol сахар - "сахаровидный" оливинит

Ol-II - вторичный, медово-желтый оливин (Ol-II)

стекло - вспененное стекло на поверхности клинопироксенита

базальт - вмещающие породы

Орх - первичный ортопироксен гарцбургитов (Орх-I)

Орх жила-вторичный ортопироксен(Орх-II)

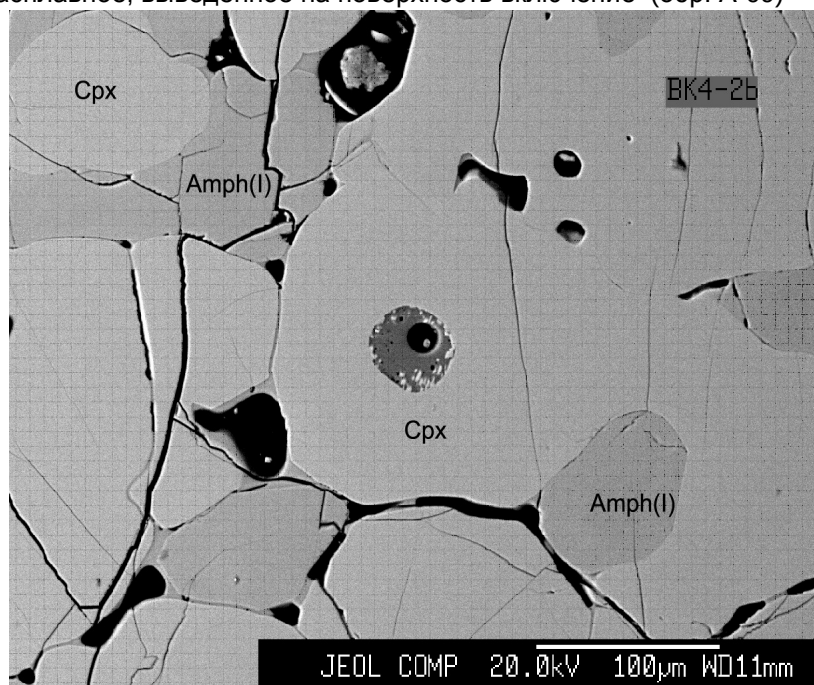
Sp-I – первичная шпинель без включений

Приложение 9 Температуры гомогенизации расплавных включений в породообразующих клинопироксенах из ксенолитов Авачинского вулкана

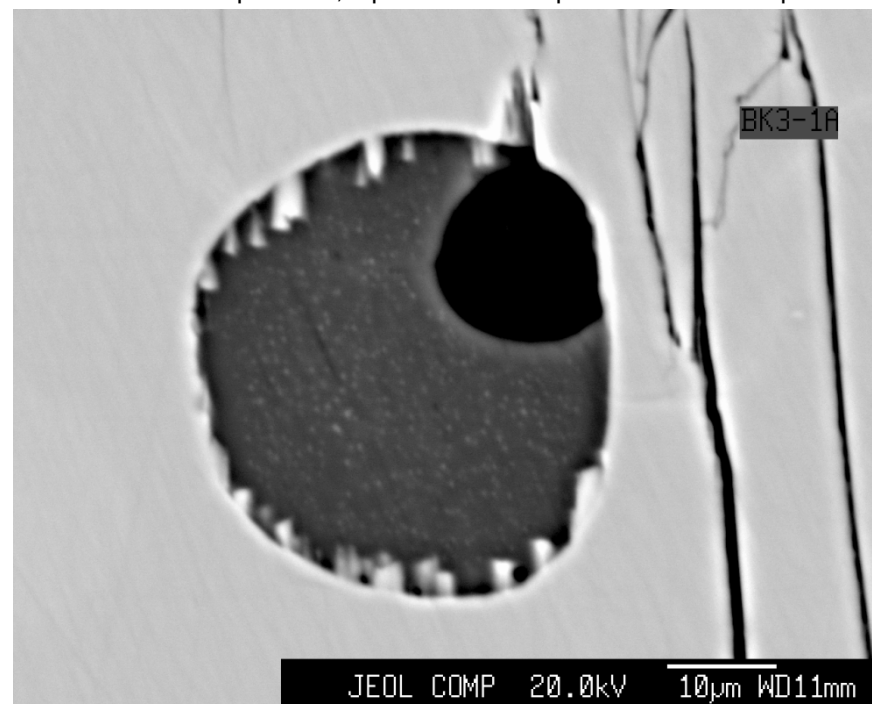
Температуры определялись методом полной гомогенизации с визуальным контролем в лаборатория № 436 ИГМ СО РАН, аналитик Тимина Т.Ю.

образец	Temp, °C	образец	Temp, °C	образец	Temp, °C
A-09	1125	A-20	1140	A-20	1155
A-09	1040	A-20	1300	A-20	1100
A-09	1080	A-20	1160	A-20	1150
A-09	1060	A-20	1140	A-20	1165
A-09	1220	A-20	1140	A-20	1145
A-09	1220	A-20	1130	A-20	1170
A-09	1170	A-20	1120	A-20	1145
A-09	1140	A-20	1160	A-20	1160

Расплавное, выведенное на поверхность включение (обр. А-09)



Расплавное, выведенное на поверхность включение в клинопироксене, с реликтовыми кристалликами амфибола



Приложение 10 Петрогенный состав стёкол расплавных включений в клинопироксене пироксенита (Вкл, начало таблицы)

№ п.п.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	SO3	Cl	Total
1	55,13		16,42		3,91	1,56	5,3	4,21	0,99				87,52
2	57,42	0,33	17,06		4,05	1,72	5,88	4,37	0,99				91,82
3	61,29	0,25	17,95	0,53	3,63	1,77	5,43	4,93	1,06				96,84
4	57,76		16,87	0,28	3,33	3,42	5,54	3,1	1,17			0,16	91,63
5	61,1		18,33		3,31	2,22	5,21	3,55	1,26			0,2	95,17
6	58,38	0,37	18,99	0,44	3,54	0,81	3,36	7,21	0,87				93,97
7	52,88		14,49	0,75	2,64	3,42	6,72	3,61	0,72				85,23
8	50,6	0,28	14,08	0,35	3,77	5,39	7,99	3,72	0,77			0,09	87,04
9	51,86		13,94	0,94	2,15	2,8	6,1	3,36	0,96			0,13	82,24
10	51,9		14,64	2,38	1,25	1,44	4,88	2,82	1,76	0,27		0,24	81,59
11	50,42	0,33	14,08	0,69	3,67	5,19	7,47	2,83	0,69				85,37
12	55,45		15,57		2,7	2,6	7,02	4,45	0,75				88,55
13	49,23		14,55	0,28	2,84	1,63	6,14	4,21	0,72				79,59
14	49,53		13,42	0,76	3,62	3,23	6,24	3,26	0,69				80,74
15	52,46		15,36	1,14	3,36	2,42	5,67	4,11	0,8			0,14	85,45
16	53,51		15,55	0,8	2,57	0,91	5,75	4,49	0,82			0,18	84,58
17	56,5	0,28	16,68		3,65	2,06	6,35	4,04	0,77				90,35
18	57,25		16,76		3,5	1,89	6,41	4,03	0,76				90,6
19	58,77		17,48	2,05	3,43	2,65	6,14	4,5	0,73				95,76
20	59,56		17,63		3,98	2,39	6,66	4,3	0,7				95,21
21	57,06		17,01		2,56	1,67	5,85	3,76	0,64	0,48			89,03
22	57,85		17,67		1,66		4,56	4,35	0,84	0,44			87,37
23	57,1		17,18		4,1	2,17	6,39	4,56	0,71				92,21
24	57,83	0,33	18,16		3,8	2,07	5,99	4,56	0,67				93,41
25	60,05	0,37	18,31		3,64	2,17	5,68	4,77	0,76				95,75

Приложение 10 Петрогенный состав стёкол расплавных включений в клинопироксене пироксенита (Вкл, продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO ^t	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	SO3	Cl	Total
26	51,39	0,32	15,06		3,14	1,54	4,87	3,65	0,75			0,15	80,86
27	54,66	0,38	15,66		3,64	1,79	5,53	3,64	0,77				86,08
28	58,38	0,43	16,42	0,29	3,92	1,81	6	3,61	0,71				91,59
29	54,49	0,32	15,1		3,68	1,58	5,74	4,06	0,82			0,13	85,9
30	61,1	0,3	16,87		3,59	1,72	5,82	4,61	0,89			0,16	95,07
31	61,87	0,4	17,38	0,31	3,47	1,84	6	4,8	0,95			0,19	97,22
32	58,43	0,3	16,21		3,16	2,34	6,37	4,17	0,8				91,77
33	61,98	0,33	17,27		3,19	3,35	6,34	4,72	0,7				97,88
34	52,46		14,74		2,93	1,81	6,3	4,07	0,93				83,23
35	58,75		17,18		3,31	2,67	6,62	4,88	0,92				94,31
36	60,18		17,76		3,28	1,82	6,16	4,7	0,96				94,87
37	56,82	0,33	16,29		4,12	2,01	6,37	3,86	0,67	0,27			90,74
38	57,51	0,35	16,29		4,01	2,09	6,34	3,83	0,77			0,15	91,33
39	59,54	0,37	17,36		4,48	2,09	6,62	4,14	0,71			0,16	95,46
40	62,04	0,35	17,93		4,21	2,17	6,32	4,72	0,77				98,52
41	59,8	0,3	15,95	0,76	1,78	3,2	7,88	2,56	2,22				94,43
42	60,35		14,08	1,07	2,19	5,37	10,9	2	2,11			0,18	98,24
43	57,74	0,4	16,78		4,08	2,07	6,39	4,21	0,57			0,11	92,35
44	58,02	0,3	16,78	0	4,1	2,04	6,46	4,29	0,67				92,67
45	50,3	0,37	14,55	1,87	2,8	2,14	4,41	4,1	1,18		0,32	0,22	82,26
46	54,08	0,45	16,12	2,08	3,11	2,14	4,73	4,58	1,25			0,17	88,71
47	50,92	0,68	13,85		5,69	5,31	8,41	2,28	1,13				88,26
48	53,53		15,3	3,32	0,41	0,4	4,23	2,6	2,01	0	0,37		82,17
49	55,02		15,85	0,75	0,49	0,36	4,44	2,29	1,58	0	0,3	0,14	81,22
50	55,79		16,48	1,3			4,24	3,37	1,46	0	0,3		82,94

Приложение 10 Петрогенный состав стёкол расплавных включений в клинопироксене пироксенита (Вкл, продолжение таблицы)

№ п.п.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOт	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	SO3	Cl	Total
51	52,33	0,33	15,85	1,75	2,51	1,29	4,48	4,56	1,12			0,22	84,44
52	53,93	0,42	16,02		4,31	2,69	5,41	2,6	1,99				87,37
53	55,02	0,28	16,68		1,05	0,35	4,7	3,64	1,57				83,3
54	61,89	0,38	18,42		3,9	2,02	5,22	5,12	1,13			0,16	98,25
55	62,53	0,4	18,8		3,91	2,06	5,36	5,27	1,14			0,14	99,62
56	53,25	0,38	14,51	0,54	2,88	1,19	3,76	3,71	1			0,14	81,37
57	59,69	0,45	18,71		3,34	1,56	4,69	5,15	1				94,58
58	61,04	0,4	18,91		3,28	1,94	5,21	5	0,93			0,12	96,82
59	61,4	0,38	19,18	0,39	3,14	1,76	5,29	4,97	1,01			0,16	97,69
60	57,44		13,11	0,6	2,08	3,4	8,13	3,65	1,41				89,83
61	61,23		17,7		2,12	1,49	4,93	5,23	1,57				94,27
62	55,47	0,27	16,91	0,32	0,57		4,7	3,56	1,46	0,23	0,35	0,08	83,92
63	48,5	0,82	13		6,59	5,47	9,18	2,43	1,07				87,05
64	54,49	0,4	15,99	0,6	2,3	1,92	6,17	2,99	1,39		0,35		86,6
65	54,3	0,25	14,78	0,31	0,91	0,83	5,37	2,79	1,43		0,27		81,24
66	56,05	0,42	16,78		1,99	1,36	4,27	5	1,76			0,13	87,76
67	58	0,53	18,29		4,82	2,27	5,78	5,04	0,95	0,5		0,11	96,3
68	58,4	0,53	18,46		3,82	1,77	4,98	5,26	1,29				94,52
69	60,09	0,45	18,8		3,81	1,81	5,21	5,69	1,08			0,13	97,07
70	59,28	0,38	18,16		4,36	1,89	5,26	5,04	1,02	0,53			95,93
71	60,69	0,42	18,21		4,36	2,09	5,39	5,24	0,96				97,37
72	57,63	0,38	17,04		4,68	2,97	6,76	3,36	0,93			0,11	93,86
73	58,06	0,22	17,87		0,71	0,48	5,53	4,31	0,7				87,88
74	54,92		16,5	0,8	0,72	0,33	5,16	3,79	0,73				82,95
75	54,92	0,57	17,25		7,59	4,06	7,46	3,55	0,57				95,96

Приложение 10 Петрогенный состав стёкол расплавных включений в клинопироксене пироксенита (Вкл, конец таблицы)

№ п.п.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K2O	P2O5	SO3	Cl	Total
76	52,18		15,17		0,67		4,42	2,41	0,66				75,52
77	51,82		15,17		0,77		4,42	2,45	0,78				75,42
78	52,59	1,1	17,91		10,5	5,61	6,56	3,14	2,06				99,46
79	51,13	0,6	13,6		5,87	5,84	9	2,84	1,14		0,2		90,22
80	59,04	0,329	17,92	0,148	2,07	0,475	4,66	0,718	0,513				85,93
81	58,52	0,331	17,49	0	2,27	0,519	4,45	0,589	0,529				84,78
82	58,89	0,28	17,88	0	2,25	0,626	4,54	0,526	0,492				85,57
83	59,91	0,267	17,44	0,039	1,95	0,522	4,04	0,591	0,586				85,42
84	59,93	0,256	17,07	0,004	1,3	0,246	4,01	0,355	0,567				83,82
85	58,51	0,231	15,92	0,041	1,19	0,19	3,85	0,562	0,542				81,1

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН)

Приложение 11 Петрогенный состав интерстиционных стёкол в метасоматизированных гарцбургитах (Ст, начало таблицы)

№ п.п.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cl	Total
1	57,98	0,28	17,23		3,31	1,53	5,43	5,93	0,8		92,48
2	59,37	0,32	18,59		3,1	1,21	4,3	6,39	0,9		94,18
3	59,97		18,5		3,18	1,23	4,1	6,05	0,81		93,83
4	57,76	0,3	17,25		3,99	1,97	6,6	4,07	0,64		92,59
5	58,02	0,22	16,74		3,83	1,91	6,04	4,02	0,75		91,53
6	58,08	0,37	16,8		4,07	1,86	6,41	3,96	0,64		92,18
7	63,43	0,28	18,35		3,85	2,16	6,21	4,48	0,78		99,54
8	57,33		17,55		4,28	2,45	6,83	4,03	0,69		93,17
9	59,11		18,04		4,03	2,24	6,72	4,35	0,76		95,25
10	59,22	0,35	18,21		3,89	2,32	6,66	4,8	0,72		96,17
11	59,45	0,33	18,2		4	2,31	6,7	4,54	0,7		96,23
12	57,7		17,02		3,58	2,31	6,69	4,1	0,76		92,15
13	57,72		17,27		3,43	1,92	5,92	4,6	0,8		91,66
14	56,91	0,43	17,38		4,09	2,04	5,97	4,43	0,73		92
15	58,51	0,3	17,72		4,25	2,14	6,21	4,6	0,69		94,42
16	59,24		18,14		3,63	2,39	6,2	4,49	0,8	0,17	95,05
17	59,75		18,27		3,55	2,34	6,59	4,72	0,77	0,15	96,14
18	60,14		18,16		4,07	2,6	6,52	4,66	0,73		96,88
19	59,5	0,32	18,57	0	4,05	2,21	6,25	4,34	0,71		96,12
20	60,16		18,65		4,16	2,31	6,53	4,25	0,75		96,8
21	58,02		17,72		4	2,14	5,92	4,1	0,71		92,61
22	58,49	0,3	17,87		4,09	2,06	6,35	4,1	0,72		93,99
23	59,86	0,32	18,29		4,39	2,32	6,3	4,35	0,66		96,49
24	59,88		18,71		3,92	2,16	5,97	4,29	0,75		95,67
25	58,62	0,28	18,74		3,59	1,91	5,44	5,08	0,73	0,16	94,56

Приложение 11 Петрогенный состав интерстиционных стёкол в метасоматизированных гарцбургитах (Ст, конец таблицы)

№ п.п.	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeOt	MgO	CaO	Na2O	K2O	Cl	Total
26	59,07	0,33	18,71		3,98	2,01	5,95	4,6	0,73		95,37
27	59,52		18,55		3,91	2,02	5,75	4,7	0,75	0,17	95,38
28	57,29	0,3	17,91		4,46	2,8	6,79	4,41	0,61		94,58
29	58,08	0,32	17,97		4,13	2,72	6,18	4,3	0,69	0,16	94,55
30	58,1	0,28	18,2		3,9	2,42	6,38	4,39	0,64		94,32
31	54,85	0,42	16,84		4,14	2,5	6,2	4	0,72	0,15	89,83
32	54,9	0,4	16,87		3,78	2,35	6,16	3,94	0,6		89
33	55,77		17,59		4,09	2,07	6,37	4,06	0,7		90,65
34	57,19	0,33	17,87		3,87	2,4	6,35	4,25	0,63		92,89
35	59,02	0,35	18,04		3,87	2,6	6,27	4,45	0,67		95,29
36	53,61	0,33	15,7		4,18	3,55	6,65	4,38	0,67		89,08
37	55,17	0,38	16,33		4,32	3,53	6,73	4,12	0,73		91,33
38	58,28		13,87	0,51	1,56	1,18	4,27	3,77	0,93		84,36

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН)

Приложение 12 Химический состав прогретых (после эксперимента в ИТФ СОРАН, рис.6.9) стёкол на поверхности пироксенита (начало)

№ п.п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	описание
1	61,02	0	28,65	3,67	1,30	3,23	0,90	1,24	стекло пузырчатое
2	61,65	0	27,13	4,94	1,03	2,24	0,57	2,44	стекло пузырчатое
3	64,52	0	25,18	4,84	1,37	1,29	1,29	1,51	пузыри стекла
4	61,90	0,93	23,34	4,50	2,82	4,36	0,65	1,50	пузыри стекла
5	64,91	0,69	27,42	2,10	0,84	1,14	1,09	1,81	пузыри стекла
6	65,11	0	24,13	4,59	2,05	0,64	0,93	2,55	пузыри стекла
7	58,41	0,99	25,82	6,99	1,17	2,80	0,62	3,20	пузыри стекла
8	67,92	0,00	25,02	1,51	0,79	1,67	1,01	2,09	пузыри стекла
9	59,27	0,72	31,95	2,19	1,26	1,10	1,16	2,35	пузыри стекла
10	48,54	0	35,25	10,50	1,67	2,04	1,06	0,94	стекло
11	61,95	0	23,59	7,04	2,30	2,63	1,05	1,44	стекло
12	65,96	0	25,10	3,40	1,02	1,08	1,11	2,33	стекло
13	60,60	0	28,12	2,80	4,59	0,88	1,21	1,80	стекло
14	61,09	0	26,48	2,59	2,12	5,81	1,07	0,84	стекло
15	57,70	0,55	31,53	3,36	2,76	1,49	1,08	1,53	стекло
16	67,66	0	25,42	1,01	0,93	0,96	1,60	2,42	стекло
17	58,38	0,62	28,26	3,02	4,99	2,00	1,04	1,71	стекло
18	59,04	1,02	32,42	2,12	1,59	0,89	1,27	1,65	стекло
19	64,50	0,70	27,84	1,63	1,04	0,96	1,36	1,95	стекло
20	63,19	0	25,67	3,33	0,96	2,49	2,43	1,93	стекло

Приложение 12 Химический состав прогретых (после эксперимента в ИТФ СОРАН, рис.6.9) стёкол на поверхности пироксенита (продолжение).

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	описание
21	62,68	0	25,44	3,37	1,06	3,20	2,26	2,00	стекло
22	52,88	0,65	32,72	4,54	1,84	1,95	3,39	2,03	стекло
23	55,07	0,57	30,73	3,42	1,66	1,72	4,89	1,93	стекло
24	63,30	0	26,66	1,12	0,51	2,46	2,84	3,11	стекло
25	65,11	1,09	22,86	2,27	0,83	3,19	2,53	2,13	стекло
26	64,88	1,12	21,59	5,16	1,13	2,96	1,11	2,04	пузыри стекла
27	59,92	0	24,31	7,87	2,28	2,58	1,64	1,41	пузыри стекла
28	62,55	0	32,66	0,87	0,81	0	0,98	2,13	пузыри стекла
29	55,55	1,49	33,01	4,07	1,37	2,26	0,88	1,38	пузыри стекла
41	73,89	0,70	20,72	0,69	1,01	0,63	1,14	1,22	пузыри стекла
42	64,46	0,87	22,81	2,64	0,80	6,72	0,79	0,91	пузыри стекла
43	56,90	0,88	33,47	2,62	1,74	0,74	1,57	2,10	пузыри стекла
44	64,32	0	28,23	0,40	0,38	1,69	3,79	1,19	пузыри стекла
45	64,62	0	29,50	0,82	0,00	0,36	2,41	2,29	пузыри стекла
46	55,68	0	36,29	2,35	0,94	1,48	1,18	2,07	пузыри стекла
47	67,37	0,86	25,89	1,75	0,80	0,41	0,95	1,98	пузыри стекла
48	63,50	0	30,25	1,11	1,00	0,98	1,17	1,99	пузыри стекла
49	53,89	0	39,66	1,55	0,93	0,53	1,83	1,60	стекло
50	62,85	0	29,67	0,68	0,67	0,77	3,49	1,86	стекло
51	60,07	0	31,98	1,55	0	1,33	1,46	3,62	стекло
52	62,14	1,59	20,58	7,16	1,07	5,01	0,80	1,65	стекло
53	60,15	0,00	27,94	4,03	1,22	4,00	0,97	1,70	стекло серое
54	67,10	0,00	26,71	1,42	0,37	1,52	1,08	1,80	стекло серое
55	52,90	0,00	36,43	2,99	1,61	3,60	1,63	0,82	стекло серое
56	69,81	0,00	23,65	1,10	0,62	1,99	0,99	1,84	пузыри стекла

Приложение 12 Химический состав прогретых (после эксперимента в ИТФ СО РАН, рис.6.9) стёкол на поверхности гарцбургита (конец).

№ п.п.	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _t	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
1	51,92	0,70	37,96	3,22	1,53	2,74	1,69	0,24
2	47,91	1,48	38,16	5,93	1,22	3,91	1,12	0,27
3	58,34	1,02	29,20	3,85	1,82	4,23	1,34	0,21
4	53,95	0,74	33,74	4,40	1,19	4,11	1,48	0,38
5	56,65	0,53	32,49	3,35	1,34	3,45	1,92	0,28
6	58,82	0,47	29,38	3,46	1,62	4,07	1,83	0,34
7	55,28	0,90	32,83	3,98	1,19	3,90	1,62	0,30
8	53,45	0,99	35,02	4,22	1,47	3,53	1,33	0
9	54,68	0,68	34,91	3,07	1,59	2,73	2,15	0,20
10	45,89	0	42,01	6,60	0,89	3,27	0,87	0,47
11	58,49	0	34,66	2,50	0,60	1,36	1,90	0,50
12	49,91	0,61	40,47	3,06	1,16	3,04	1,51	0,24
13	58,41	0,61	30,80	2,80	1,67	3,76	1,76	0,19
14	53,27	0,54	36,13	3,32	1,62	2,99	1,88	0,24
15	53,20	0,65	36,92	3,02	1,53	3,15	1,30	0,24
16	70,71	0	23,45	1,74	0,32	1,28	1,79	0,71
17	55,20	0,89	33,61	3,17	1,63	3,49	1,65	0,35
18	52,93	0,97	36,52	3,24	1,18	3,45	1,53	0,18
19	52,53	0,00	38,40	2,84	1,18	3,13	1,66	0,26
20	52,82	0,68	37,33	4,80	0,82	2,43	0,89	0,23
21	46,83	1,25	38,30	6,38	1,55	4,46	1,23	0
22	53,58	0,97	33,95	3,76	1,64	4,02	1,86	0,22

Анализы выполнены посредством сканирующей электронной микроскопии: микроскоп LEO1430VP (аналитик А.Т. Титов и М.В. Хлестов, ИГМ СО РАН)

Приложение 13 Петрографические и минералогические характеристики Авачинских ультрабазитов (начало).

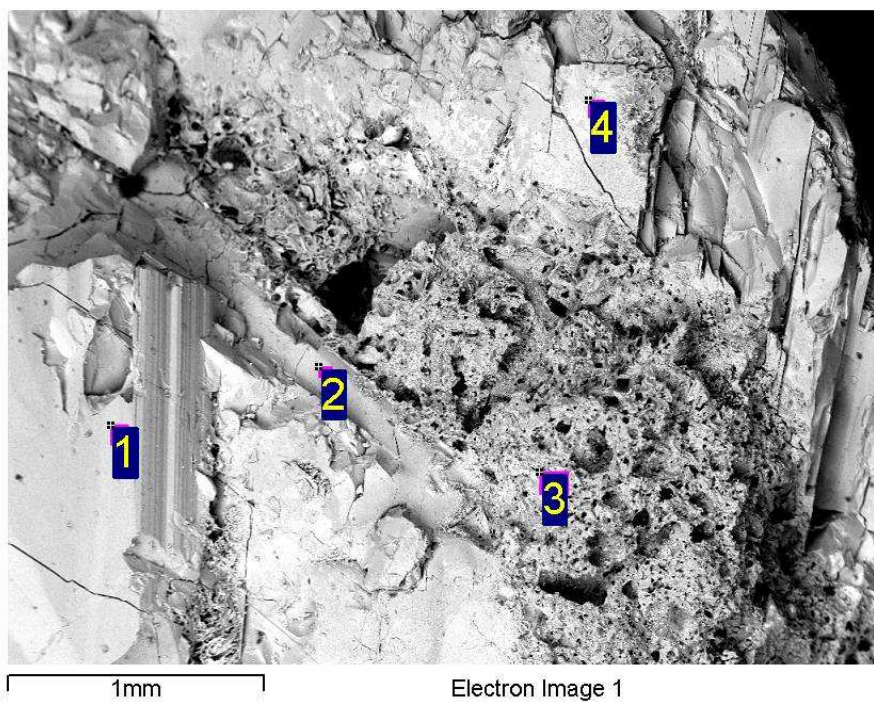


Рис. 1. Пузыристые стекла на границе амфибола и медово-желтого оливина

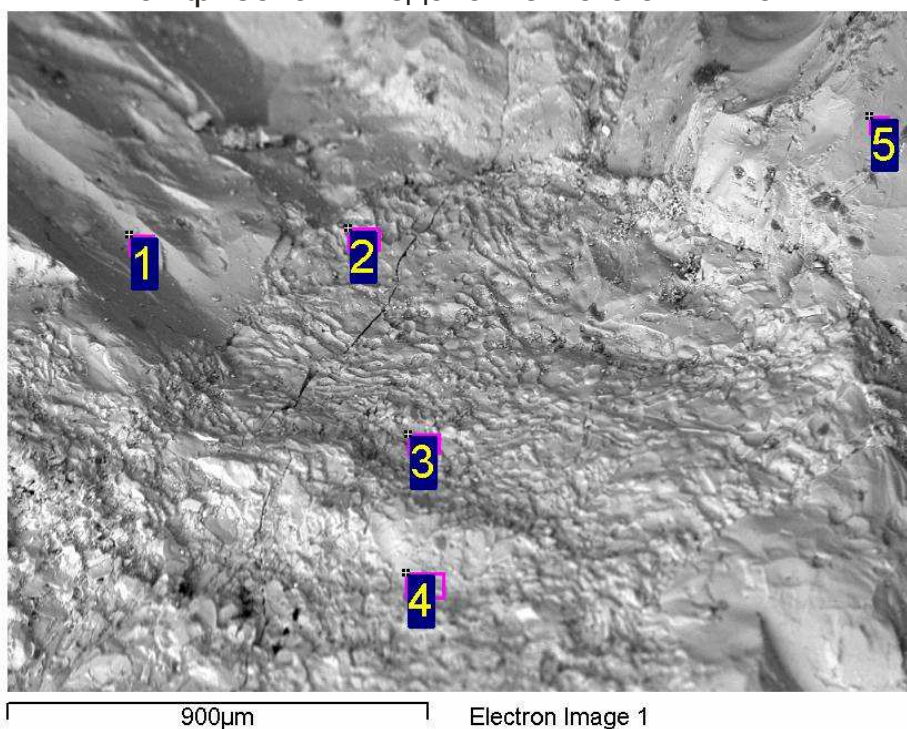


Рис. 2. Контакт Орх(I) гарцбургита и жилки метасоматического Орх(II)

Приложение 13 Петрографические и минералогические характеристики Авачинских ультрабазитов (продолжение).

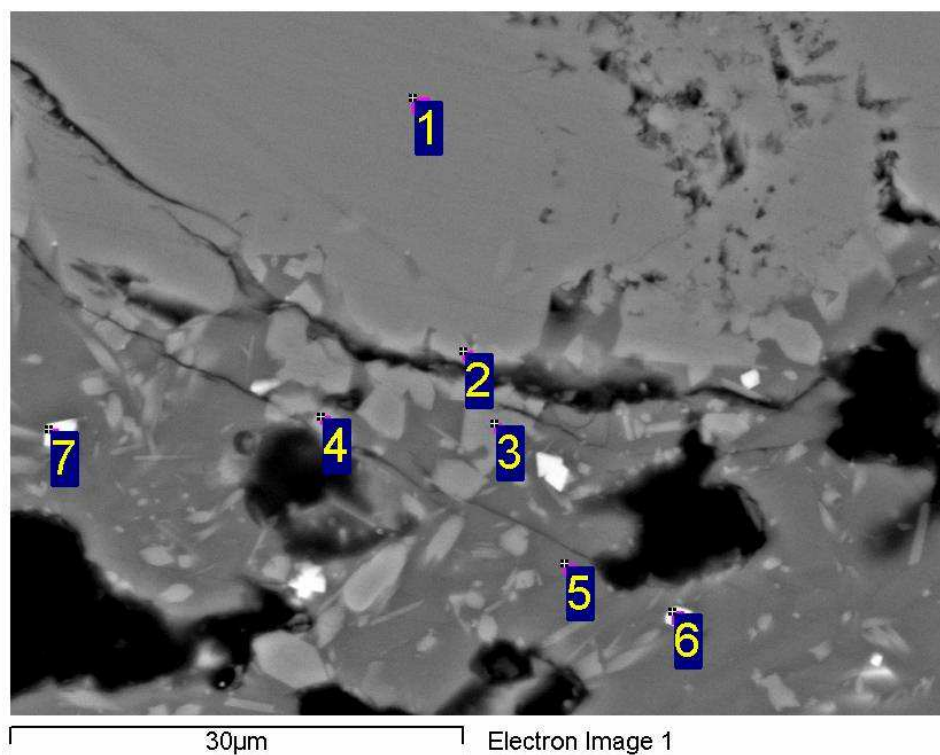


Рис. 3 Андезит

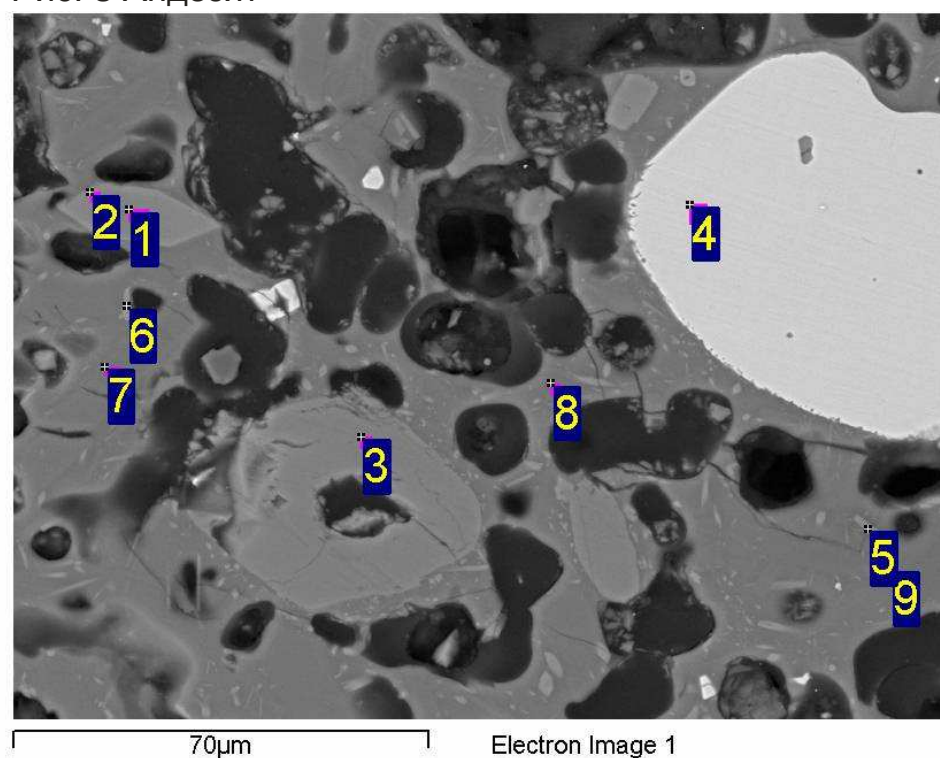


Рис. 4. Андезит

Приложение 13 Петрографические и минералогические характеристики Авачинских ультрабазитов (продолжение).

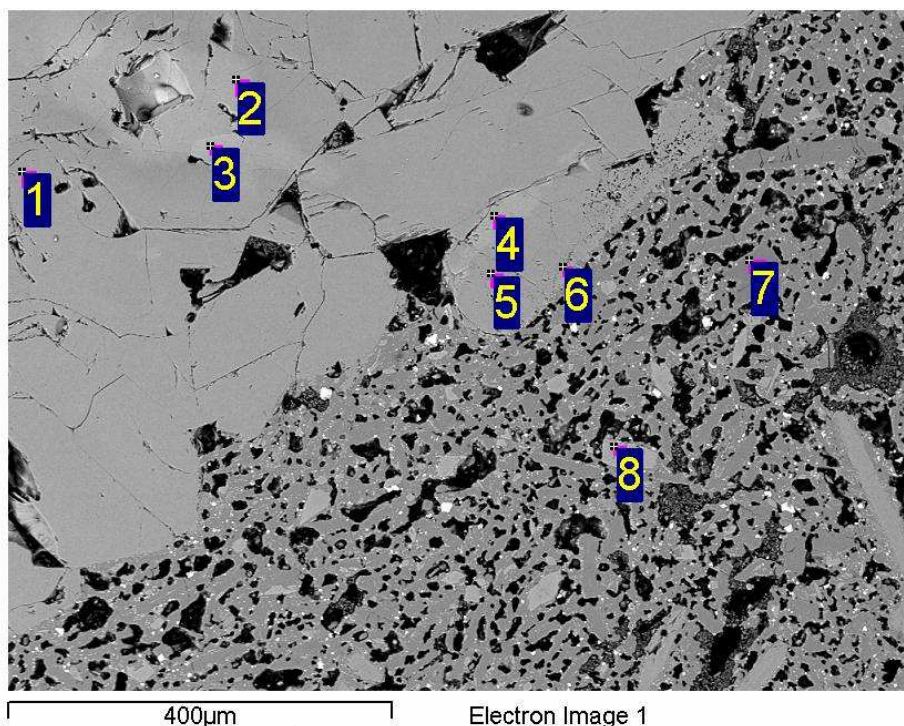


Рис. 5 Контакт амфиболовой оторочки и андезита

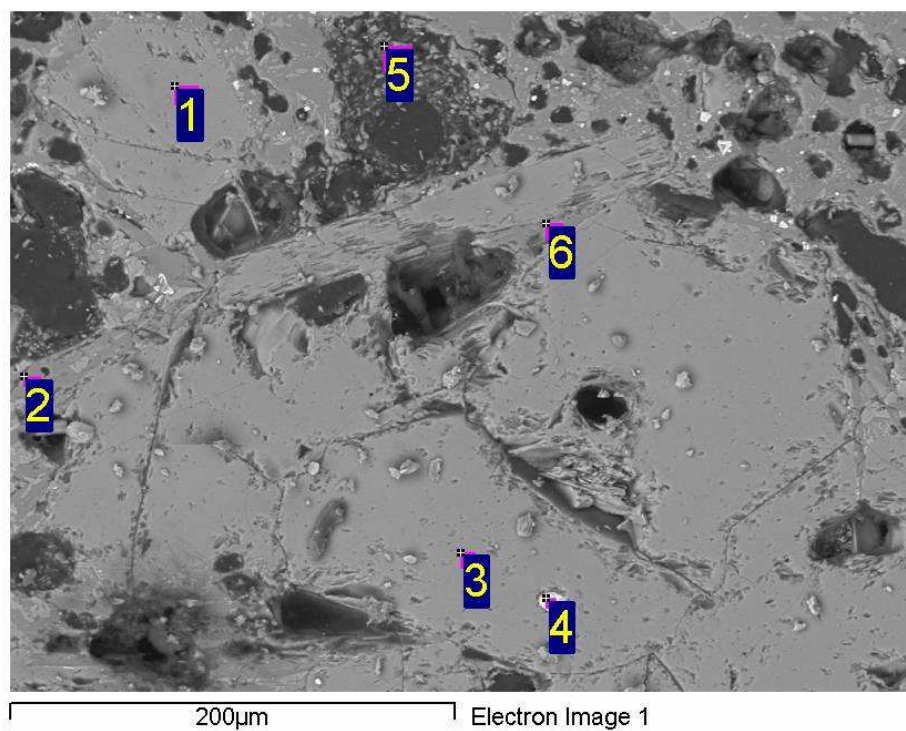


Рис. 6. Контакт амфиболовой оторочки и андезита

Приложение 13 Петрографические и минералогические характеристики Авачинских ультрабазитов (конец).

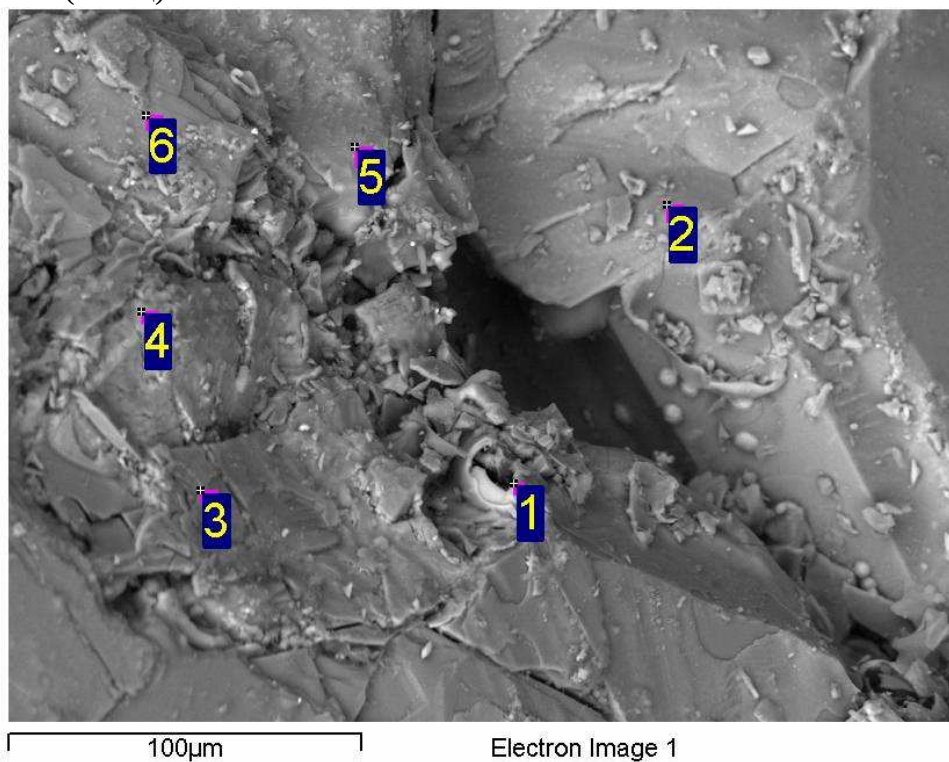


Рис. 7. Плёнки стекла на поверхности Ol(I)

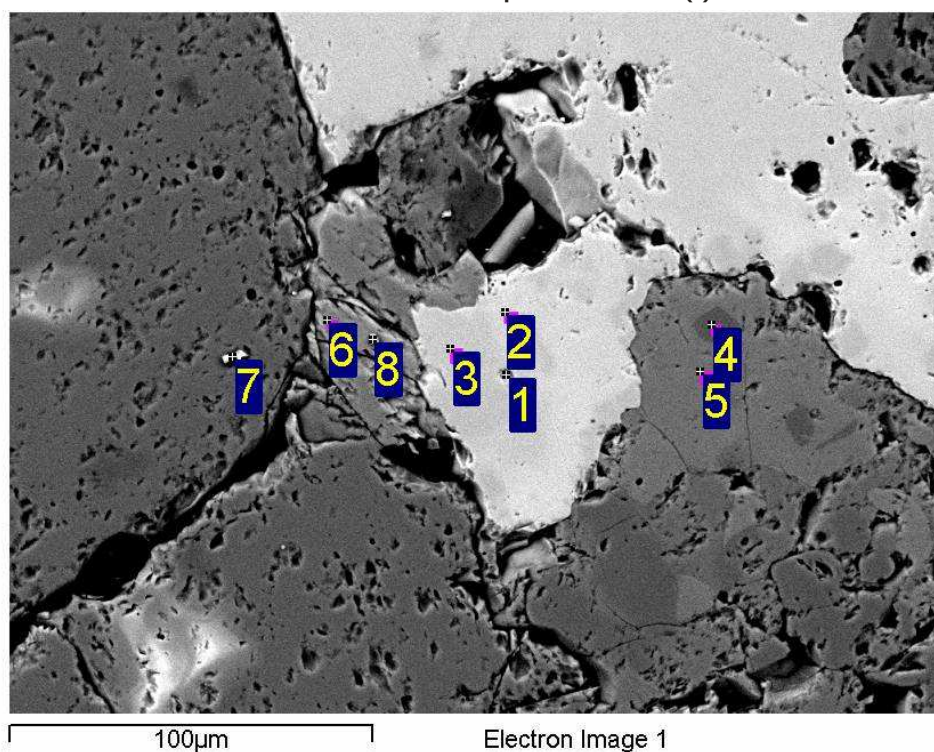


Рис. 8. Шпинель в гарцбургите

Приложение 14 Химический состав Авачинских ультрабазитов, см. фото выше (начало).

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Рис.1	1	49,17	0,91	26,74	6,97	8,98	6,18	1,06	0
	2	46,00	1,42	28,27	11,03	7,36	4,56	1,36	0
	3	48,89	0	31,91	12,13	1,24	3,63	2,19	0
	4	43,83	2,06	30,51	13,52	4,96	4,31	0,80	0
Рис.2	1	57,37	0	5,74	5,93	30,96	0	0	0
	2	57,27	0	8,39	5,23	29,11	0	0	0
	3	57,57	0	8,36	5,61	27,86	0,60	0	0
	4	59,99	0	6,16	6,29	27,09	0,47	0	0
	5	58,62	0	0	6,67	34,72	0	0	0
Рис.3	1	48,65	2,50	25,91	6,63	7,83	7,38	1,10	0
	2	58,19	2,30	13,59	8,18	9,02	8,71	0	0
	3	66,91	0	4,79	8,88	12,23	7,19	0	0
	4	65,33	0	8,02	8,57	10,10	7,98	0	0
	5	56,29	0	35,42	1,04	0	4,98	1,94	0,32
	6	35,50	9,29	19,72	30,14	2,21	1,84	1,30	0
	7	33,52	10,65	16,93	34,01	1,84	1,20	1,85	0
Рис.4	1	59,54	1,42	11,44	6,70	8,25	12,66	0	0
	2	57,51	1,78	16,49	6,57	6,24	11,41	0	0
	3	51,17	2,90	21,15	7,02	8,92	7,27	1,57	0
	4	0	11,97	8,04	79,99	0	0	0	0
	5	67,65	0	14,60	5,45	6,44	4,80	0,69	0,39
	6	55,97	0	15,72	10,86	14,85	1,60	1,00	0
	7	52,61	0	38,95	0,67	0	6,15	1,62	0
	8	65,79	0	25,71	2,17	0,38	3,27	1,98	0,71
	9	66,50	0,90	24,41	1,90	0,53	2,91	2,22	0,61

Приложение 14 Химический состав Авачинских ультрабазитов, см. фото выше (конец).

		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	Na ₂ O	CrO
Рис.5	1	50,58	1,95	22,93	6,76	8,69	7,29	1,79	0
	2	49,47	1,64	25,55	6,07	9,06	6,71	1,51	0
	3	64,46	0	5,67	5,37	11,65	12,85	0	0
	4	47,27	2,59	26,66	6,30	8,47	7,04	1,68	0
	5	50,59	1,59	24,28	6,37	8,43	7,66	1,08	0
	6	53,92	2,14	21,62	6,47	6,93	7,60	1,32	0
	7	51,98	0	39,86	0	0	6,18	1,98	0
	8	59,91	2,23	9,91	6,12	8,10	13,73	0	0
Рис.6	1	49,68	2,34	25,98	5,86	8,13	6,77	1,23	0
	2	50,20	0	41,14	0,73	0	5,99	1,95	0
	3	50,47	1,45	23,91	7,06	8,61	7,00	1,50	0
	5	90,20	0	1,53	0,80	3,91	1,50	2,06	0
	6	52,19	0	38,80	1,55	0	5,40	2,06	0
Рис.7	1	34,06	0	34,02	24,70	0,60	0,78	0	5,85
	2	55,65	0	17,77	9,83	7,03	9,72	0	0
	3	26,41	0	22,77	38,12	1,90	10,79	0	0
	4	19,32	0	18,46	62,22	0	0	0	0
	5	43,79	0	19,09	23,73	1,92	11,47	0	0
	6	37,24	0	23,97	31,65	1,06	6,08	0	0
Рис.8	1	0	0	50,89	12,32	10,54	0	0	26,25
	2	0	0	43,80	13,30	11,18	0	0	31,71
	3	0	0	51,45	12,76	11,05	0	0	24,75
	4	72,05	0	2,13	3,40	21,91	0,52	0	0
	5	68,51	0	3,42	1,50	11,47	14,17	0	0,92
	6	68,80	0	4,30	1,19	11,86	13,85	0	0
	7	51,36	0	0	3,16	25,70	19,40	0,37	0
	8	66,61	0	5,70	1,13	11,84	14,72	0	0

Анализы проводились в ИГМ СО РАН при помощи сканирующего микроскопа LEO1430VP, снабженного полупроводниковым детектором (ППД) OXFORD для микрозондового анализа (паспортное разрешение 35 Å), с полевой эмиссией JSM6700F (паспортное разрешение 7 Å), полученные значения содержаний элементов пересчитывались на оксидные миналы
аналитик А.Т. Титов