

МЕХАНИЗМЫ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ МАНТИЙНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ ПОД АВАЧИНСКИМ ВУЛКАНОМ (КАМЧАТКА) И РОСТ МИНЕРАЛОВ ИЗ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ В ТРЕЩИНАХ¹

© 2020 г. В. Н. Шарапов^{a, b, *}, А. А. Томиленко^{a, **}, Г. В. Кузнецов^a, Ю. В. Перепечко^a,
К. Э. Сорокин^a, А. В. Михеева^c, Ю. И. Семенов^d

^aИнститут геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН, Новосибирск, Россия

^bНовосибирский государственный университет, Новосибирск, Россия

^cИнститут вычислительной математики и математической геофизики СО РАН, Новосибирск, Россия

^dИнститут ядерной физики им. А. Б. Буракова СО РАН, Новосибирск, Россия

*e-mail: vik@igm.nsc.ru

**e-mail: tom@igm.nsc.ru

Поступила в редакцию 20.02.2019 г.

После доработки 02.10.2019 г.

Принята к публикации 29.12.2019 г.

Обсуждаются процессы частичного плавления метасоматизированных пород сейсмически тектонизированной литосферной мантии под фронтальной зоной Авачинского вулкана и рост кристаллов из газовой фазы в открытых трещинах над питающим вулкан магматическим очагом на основании исследования ксенолитов, вынесенных лавами и выброшенных при извержениях (Абакадыров и др., 2004). Согласно результатам изучения представительной коллекции мантийных ксенолитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана построена и численно исследована математическая модель динамики конвективного тепломассопереноса в проницаемой зоне над питающим магматическим очагом. Модель позволяет провести для области активного сейсмогенного разрушения пород в интервале глубин 30–70 км под вулканом анализ: генетических гипотез о природе текстурно-структурных соотношений между ксенолитами и вынесшими их лавами; данных о составе флюидных и расплавных включений в минералах; оценки температуры гомогенизации включений; гипотез о механизмах частичного плавления метасоматизированных ультрабазитов и связанных с ними росте минералов в открытых трещинах. Показано, что в данном интервале глубин с трещиновато-пористыми сейсмогенными областями над магматическими очагами сопряжены процессы конвективного тепломассопереноса в литосфере: инфильтрационного метасоматоза шпинеливой фазы глубинности, сублимации и конденсации петротензивных компонентов из газовой фазы. Предполагается, что с крупными сейсмическими событиями могут быть связаны локальные проявления частичного декомпрессионного плавления высокопрогретых ультрабазитовых и базитовых пород. Показано, что наряду с явлениями инфильтрационного метасоматоза шпинеливой фазы в трещиноватых мантийных породах имеет место образование из газовой фазы в открытых трещинах кристаллических корок и друзовых кристаллов клинопироксена и амфибала. Процессы декомпрессионного частичного плавления протекают в двух формах: плавление сростков шпинели с вмещающими кристаллами “метасоматического” ортопироксена, заместивших оливин в гарцбургитах; формирование жил выполнения, состоящих из клинопироксена, амфибала и реликтового ортопироксена. Для проверки данных предположений проведены эксперименты с конвективным прогревом образцов пород из ксенолитов на проточной установке, воспроизводящей частичное плавление, а также на установке электронной сварки электронным пучком. В последнем случае воспроизведены процессы сублимации и отложения из газовой фазы петротензивных компонентов за границей солидуса для всех петрографических типов мантийных гипербазитов. В исследованных ксенолитах не обнаружено структурно-минералогических признаков инфильтрации магматических жидкостей и проявлений диффузионно-реакционной зональности типа расплав–порода.

Ключевые слова: мантийные ксенолиты, метасоматоз, плавление, тепломассоперенос, математическое моделирование

DOI: 10.31857/S0869590320050064

ВВЕДЕНИЕ

Основная информация о процессах, протекающих в литосфере под вулканами, получена в ре-

зультате изучения ксенолитов (Федорченко, Родионова, 1975; Включения ..., 1978; Кутыев, Шарапов, 1979; Колосков, 1999). Дискуссия об их петротензивном генезисе связана с обсуждением минералогии и структуры ультрабазитовых ксенолитов из эксплозивных выбросов Авачинского вулкана

¹ Дополнительная информация для этой статьи доступна по doi: 10.31857/S0869590320050064 для авторизованных пользователей.

(Базанова и др., 2004). Интерес к этой проблеме связан с разработкой количественных моделей формирования месторождений порфировой формации (Шарапов и др., 2009а), потребовавших проведения анализа динамики магматических систем зон перехода океан–континент на основе изучения мантийных пород под вулканом. Для анализа использовалась коллекция мантийных ксенолитов из 36 образцов продуктов извержения Авачинского вулкана, предоставленная в 2005 г. Р.Л. Дуниным–Барковским. Коллекция содержала два крупных ксенолита: белый (сахаровидный) оливинит и необычно плоской (плитчатой) формы клинопироксенит. В работе (Колосков, 1999) такие породы были идентифицированы как дуниты и пироксениты и отнесены к дифференциатам расслоенных глубинных интрузий. При изучении ксенолитов было обнаружено, что в дуните присутствуют только флюидные включения, тогда как пироксенит содержит только расплавные и газовые включения. Предположение, что это генетически разнородные образования, можно было проверить в максимально крупных ксенолитах. В 2007–2010 гг. А.А. Томиленко были организованы три экспедиции с участием сотрудников ИГМ СО РАН, в результате была собрана оригинальная коллекция из более чем 600 крупных образцов, в которых были найдены аналогичные этим ксенолитам жиловидные образования. По данным изучения новой коллекции крупных ультрабазитовых ксенолитов обнаружилось, что среди них нет обломков дифференциатов расслоенных интрузий. Они представлены различно метасоматизированными гарцбургитами, среди которых есть продукты их частичного плавления без контактов с инъекциями изверженных пород. Таким образом, появилась необходимость исследовать, при каких условиях конвективного тепломассопереноса в трещиноватых высокопрогретых магматогенными флюидами метасоматизированных ультрабазитовых породах в шпинеливой фации глубинности возможно развитие инфильтрационного метасоматоза, частичного плавления и других сопутствующих явлений. В процессе изучения коллекции был определен состав флюидов и температура формирования всех указанных процессов (Шарапов и др., 2009б; Тимина и др., 2015), построена модель неизотермической динамики метасоматических процессов преобразования пород литосферной мантии (Шарапов и др., 2017б), построена и экспериментально проверена модель сублимации при температурах выше 700°С. Проведенное исследование показало, что характеристики выборки ксенолитов не соответствуют ранее построенной модели конвективного плавления для мантийно–корового уровня (Кутыев, Шарапов, 1979; Шарапов и др., 2009а). Изучение в крупных ксенолитах текстурных и структурно–минералогических характеристик гипербазитов

позволило сделать вывод, что имеют место не описанные ранее явления рассеянного декомпрессионного плавления, выжимания выплавок в трещины и широко проявленного роста кристаллов из газовой фазы в открытых трещинах. Полученные данные не описываются в рамках гидравлической модели фильтрации, рассматривающей динамику фронтального инфильтрационного метасоматоза в литосферной мантии (Шарапов и др., 2015). Для решения этой проблемы была создана теория тепломассопереноса в компактируемых гетерофазных средах (Регерешко et al., 2016) и построена новая модификация реакторного варианта ПК Селектор–С, учитывающая особенности данного класса систем (Чудненко, 2010; Шарапов и др., 2019).

МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЙ

Методика получения и обработки петролого–геохимической информации

Процессы гетерофазного конвективного тепломассопереноса, которые могут протекать в земной коре под андезитовыми вулканами, анализировались в ходе изучения представительной коллекции базитовых ксенолитов из лав большинства вулканов Камчатки (Кутыев, Шарапов, 1979). Была показана существенная роль процессов растворения и кристаллизации из газовой фазы в рамках модели пар–жидкость–кристалл (ПЖК) (Гиваргизов, 1977; Артемьев, 2016) в таких магматических системах. Механизм взаимодействия многокомпонентной газовой фазы с кристаллическими поверхностями минералов в рамках модели ПЖК содержит два этапа: конденсация газовой фазы в форме жидкой пленки или капли и кристаллизация из возникшей жидкости кристалла на стекловатой или кристаллической подложке. Возможен обратный процесс (Рябцев и др., 2011) – растворение компонентов из кристаллической или стекловатой подложки в возникшую пленку (каплю) конденсированной газовой фазы или в газовую фазу при ее недосыщении петрогенными компонентами. С помощью метода просвечивающей электронной микроскопии (Стенина, 1985) был выявлен ряд ключевых характеристик изменения структуры минералов в базитовых породах при взаимодействии флюид–порода: ямки травления на кристаллах оливина, наличие округлых полостей со вспененными стеклами и сквозных отверстий в кристаллах оливина, клинопироксена, аортита, амфибала, отложение на их гранях плоских дендритов магнетита и плагиоклаза, формирование стекловатых пленок аномального состава с зародышами амфибала.

Как показано в работе (Arai, Ishimaru, 2008), в западной части Тихого океана под фронтальной зоной вулканов в глубоких фациях глубинности

литосфера в трещиновато-пористых мантийных ультрабазитах проходили флюидогенные процессы. В частности, в максимально крупных эксплозивных выбросах Авачинского вулкана на Камчатке (Базанова и др., 2004) ультрабазитовых пород были описаны процессы частичного плавления и переотложения компонентов в процессе динамометаморфизма (Ishimaru et al., 2007; Halama et al., 2009; Ionov, 2010; Hopp, Ionov, 2011; Колосков и др., 2014; Шарапов и др., 2017а, 2017б; Добрецов и др., 2017). Качественные модели этих процессов, а также количественные аспекты предложенных генетических моделей при оценке тектонофизических условий формирования различных фаций магматических систем под этим вулканом остаются дискуссионными. В цитированных работах модели инфильтрационного метасоматоза сводятся к схеме замещения в исходных гарцбургитах оливина ортопироксеном под воздействием потоков флюидов из трех источников: из области дегидратации метаморфогенных пород субдуцируемой плиты и отделения флюидов из двух различных надсубдукционных магматических очагов (Ishimaru et al., 2007). Модели “магматического метасоматоза” также относятся к качественным генетическим схемам (Halama et al., 2009; Ionov, 2010) воздействия магматогенных флюидов из глубинных очагов. Они основаны на результатах изучения состава примесных элементов в стекловатых оторочках вокруг шпинели и на контактах кристаллов ортопироксена-II. Поскольку в ультрабазитовых ксенолитах в контактах со стекловатыми оторочками нет жилок изверженных пород, то магматические источники метасоматоза определялись путем сравнения состава примесных элементов из стекловатых оторочек и известных в литературе выплавок из пород мантийного клина. В цитированных работах не приводится моделей тепломассопереноса, позволяющих судить о месте и составе источников магматических эманаций в мантийном клине. Предположения о температуре процессов строятся на основе оценки температуры гомогенизации расплавных гетерофазных включений в кристаллах шпинели. Оценка максимальной температуры предполагаемого расплава – $T > 1400^{\circ}\text{C}$ (Ionov, 2010) – получена для включений состава: оливин + ортопироксен + амфибол + стекловатая фаза + газовый пузырек. Эта оценка используется как базовая в работе (Добрецов и др., 2017). Содержащиеся в расплавах шпинели считаются хранителями физико-химической информации об исходных условиях их кристаллизации при всех последующих перемещениях фрагментов этих дифференциатов потоками магм в другие магматические камеры вверх по мантийному клину. Магматический метасоматоз при инфильтрации расплавов из мантийных магматических очагов рассматривается в рамках модели (Spiegelman et al., 2001) как тепломассоперенос в системе фильтрующийся рас-

плав–трещиновато-пористый массив гацбургитов под Авачинским вулканом, но не согласуется с результатами исследований состава ультрабазитовых пород в эксплозивных отложениях этого вулкана.

Представления о генетических процессах минералого-структурных преобразований мантийных ультрабазитов из ксенолитов Авачинского вулкана сводятся к двум механизмам: инфильтрации магматогенных или метаморфогенных флюидов, прогревающих и/или метасоматизирующих ультрабазиты мантийного клина, и их реакционные взаимодействия с мантийными ультрабазитами; инфильтрации из надсубдукционных магматических очагов, прогревающих, расплавляющих и метасоматизирующих ультрабазиты расплавов. Количественным моделям флюидных систем посвящено несколько исследований динамики конвективного прогрева трещиноватых гидратированных ультрабазитовых пород в мантийном клине с оценками места и масштаба частичного конвективного плавления, динамики неизотермического фронтального инфильтрационного метасоматоза (Шарапов и др., 2017б), динамики сублимации с экспериментальной проверкой (Шарапов и др., 2017а). В настоящей работе для описания эволюции магматогенных флюидов развита модель тепломассопереноса в компактируемых гетерофазных средах. Такой подход позволяет более корректно, чем в моделях в гидравлическом приближении, описывать неравновесную динамику инфильтрационного метасоматоза в неоднородно трещиноватых средах.

*Статистические методы анализа состава
частичных выплавок в ксенолитах
ультрабазитовых пород*

Петрогенетический анализ основан на статистической обработке данных изучения состава пород из ультрабазитовых ксенолитов, вынесенных потоками магм из стенок канала, по которым перемещались расплавы. Измерения содержания петрогенных компонентов содержат случайные и инструментальные ошибки, поэтому достоверность получаемых аналитических данных зависит от однородности и количественной представительности выборки измерений. Учитывая ограниченность объектов для оценки состава фаз в выборках ксенолитах, использовались статистические методы ПК Statistica (Малиновский, 2002). Было изучено около 200 образцов из более 600 ксенолитов ультрабазитовых пород. Во всех образцах измерены параметры трещиноватости, в крупных образцах выявлена (по правилу пересечения границ) последовательность стадий, или зональность метасоматических изменений. Для комплексного изучения было отобрано около полусотни типичных образцов. Одни из них были разрезаны ал-

мазной пилой на пластины для определения состава минералов, температуры гомогенизации включений и валового состава газовой фазы (Кузнецов, 2013; Шарапов и др., 2017б). Из других были изготовлены кубики для проведения физических экспериментов (Кузнецов и др., 2010). Определение составов минералов и стекловатых образований в полированых пластинках проведено на сканирующем электронном микроскопе MIRA 3 LMU (TESCAN Orsay Holding), оборудованном системой микронализа INCA Energy 450+ Xmax-80 (Oxford Instruments Nanoanalisis Ltd) в Аналитическом центре многоэлементных и изотопных исследований ИГМ СО РАН. Определение составов минералов и стекол выполнялось при ускоряющем напряжении 20 кВ, токе электронного зонда 1.5 нА, актуальном времени набора спектров 20 с. При таких условиях случайная погрешность анализа составляла менее 1 отн. % при содержании компонентов более 10 мас. %, около 10 отн. % при 1–10 мас. % и достигала 30 отн. % вблизи нижнего предела 0.2–0.3 мас. % (Лаврентьев и др., 2015). Объемы выборок аналитических измерений составов минералов и стекловатой фазы колебались от 20 до 85. На основе метода Варда и коэффициентов Пирсона рассмотрена их однородность и проанализирован характер группировки петрогенных и примесных компонентов. Использованная методика позволила сгруппировать большой объем аналитических данных в статистически однородные группы (кластеры), для которых определены средние значения (\bar{x}) и дисперсия (σ). Эти оценки являются представительными для петрохимического анализа.

Физико-математические методы исследования процессов конвективного тепломассопереноса под андезитовыми вулканами

Модель структуры сейсмического разреза под Авачинским вулканом, содержащим питающий магматический очаг (рис. 1), построена на основе анализа космических снимков Google Earth и результатов геофизических исследований (Гонтовая и др., 2008; Абдакадыров и др., 2004; Koulikov et al., 2014), а также она ранее использовалась в работах (Шарапов и др., 2017а; Кузнецов, 2013). Следующие факторы являются существенными для рассматриваемых магматогенных явлений (Базанова и др., 2004): 1) изученные ксенолиты попали на поверхность вулкана в результате двух мощных паразитических катастрофических извержений; 2) по крайней мере, в процессе первого из извержений произошло существенное снижение давления как в питающем очаге, так и породах над его кровлей; 3) другие предшествовавшие вулканические эпизоды декомпрессии в области фильтрации магматогенных флюидов под Авачинским вулканом тоже оказались на процессах фазовых переходов в расплаве питающего магматического

очага, во флюидах в массиве пород и в самих породах; 4) процессы декомпрессии также могут быть связаны с сильными сейсмическими событиями. Роль этих факторов следует учитывать в процессе исследования при изменении состава метасоматизируемых пород и явлений в открытых трещинах массива мантийных ультрабазитов (рис. 1).

Базовая математическая модель реакционного преобразования мантийных ультрабазитов в 1D-приближении представлена в (Spiegelman, McKenzie, 1987). Идея состоит в том, что при фильтрации перегретого базитового расплава в трещиноватых ультрабазитах происходит растворение (плавление) пироксенов с формированием рестита исходной породы, представленного оливином. Компактирование гетерофазной среды приводит к перестройке ее структуры с образованием жилообразных дунитов. При этом предполагается, что реакционный фронт растворения не имеет кинетической задержки. В таком подходе отсутствует описание изменения концентрации петрогенных компонентов в расплаве и изменения температуры в области фильтрации магматической жидкости (Aharonov et al., 1995; Spigelman et al., 2001). Использование другого значения параметра компактирования (Simpson et al., 2010) или учет реологии породного субстрата (Connolly, Podladchikov, 2007) существенно меняет структурные характеристики области реакционного взаимодействия. В этих моделях получаемая картина распределения фазовых границ позволяет оценить изменение области фильтрации, локальные размеры скоплений реститового оливинового остатка в разных зонах поля фильтрации базитового расплава в литосферной мантии под срединными хребтами. В таком подходе не учитывается диффузия между фильтрующимся расплавом и вмещающими породами. Корректная постановка задачи о фильтрации в частично расплавленной гетерофазной среде приведена в (Доровский, Перепечко, 1992). Развитие этого подхода позволило сформулировать требования к математическому моделированию палеоэндогенных процессов. В настоящее время данный подход используется при описании конвективного тепломассопереноса под вулканами (Михеева и др., 2017) и в рассматриваемой магматической системе. Модель динамики сублимации ультрабазитов в окрестностях участков сейсмического разрушения, экспериментально проверенная на образцах ксенолитов, представлена в (Шарапов и др., 2017а).

В настоящей работе предложена численная модель инфильтрационного метасоматоза и сформулирована схема частичного плавления в изученных тектонизированных мантийных ультрабазитовых породах над питающим Авачинский вулкан магматическим очагом и рассматривается модель неизотермической динамики зонального инфильтрационного метасоматоза по работе (Коржинский, 1982) и связанные с ней процессы декомпрессионного плавления, растворения и кристаллизации.

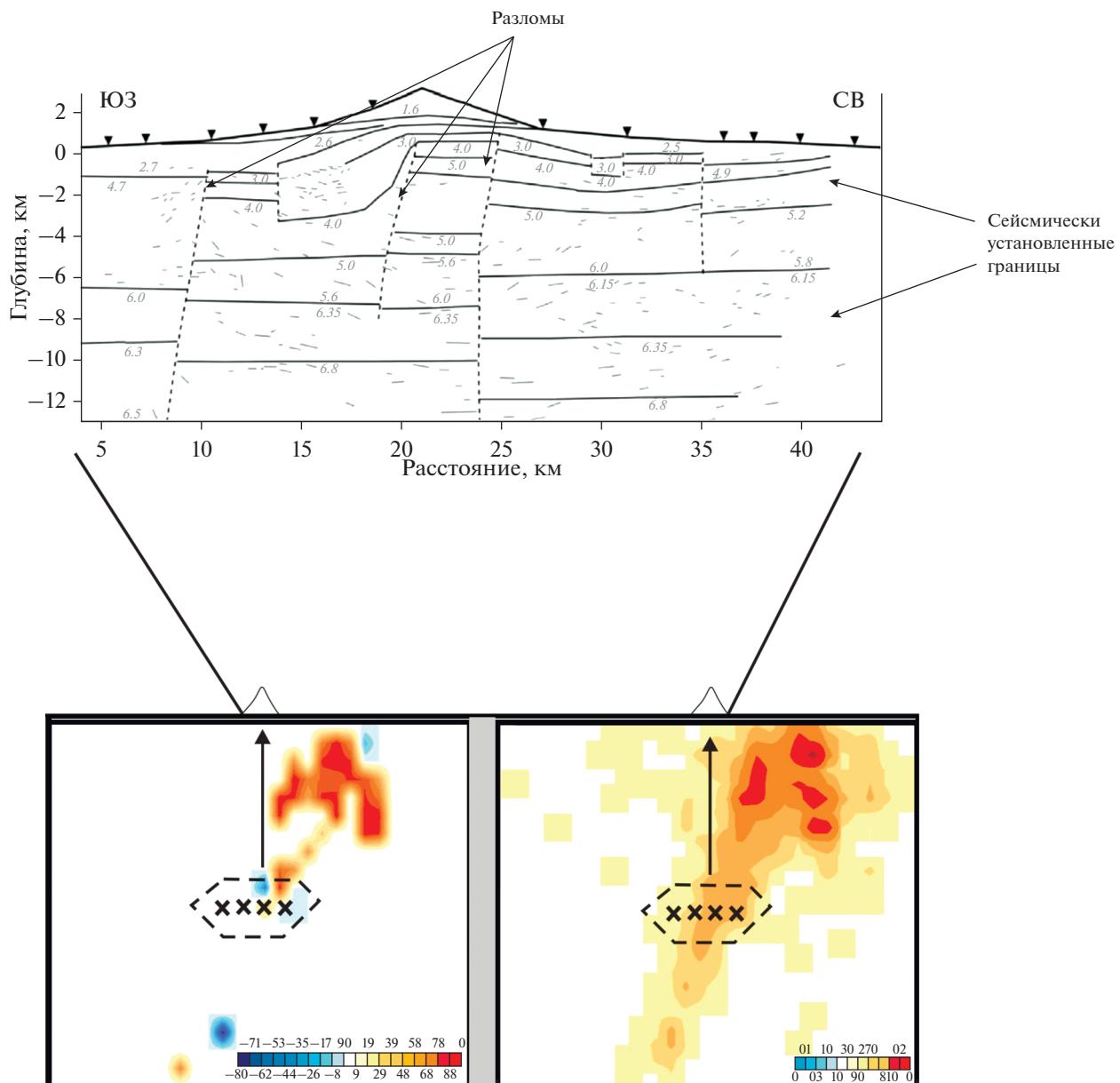


Рис. 1. Совмещение гипоцентров землетрясений и предполагаемых контуров магматических очагов под Авачинским вулканом, по (Гонтовская и др., 2008). Стрелки показывают область фильтрации. Структура вулканической постройки и фундамента под ней с грабеном по (Koulakov et al., 2014).

ХАРАКТЕРИСТИКА ОБЪЕКТА ИССЛЕДОВАНИЙ

Необычные структурно-минералогические образования в трещиноватых метасоматизированных ультрабазитовых породах под Авачинским вулканом

В цитированных выше работах обсуждение процессов плавления в мантийных ультрабазитах и термодинамических условий его протекания связано с носителями этой информации — локальными сростками шпинели и со стекловаты-

ми оторочками вокруг кристаллов шпинели. На рис. 2, 3 приведены примеры таких образований. При анализе их генезиса можно полагать, что шпинели не могут относиться ни к кристаллизации нормальных расплавов при фракционной дифференциации, ни к продуктам гетерофазной реакции магмы и мантийного субстрата (Liang, 2003). Скорее всего, такие шпинели представляют собой продукты кристаллизации локально возникших расплавов на месте исходных сростков шпинели в участках максимального околосрочинного конвективного нагревания высокоплотными

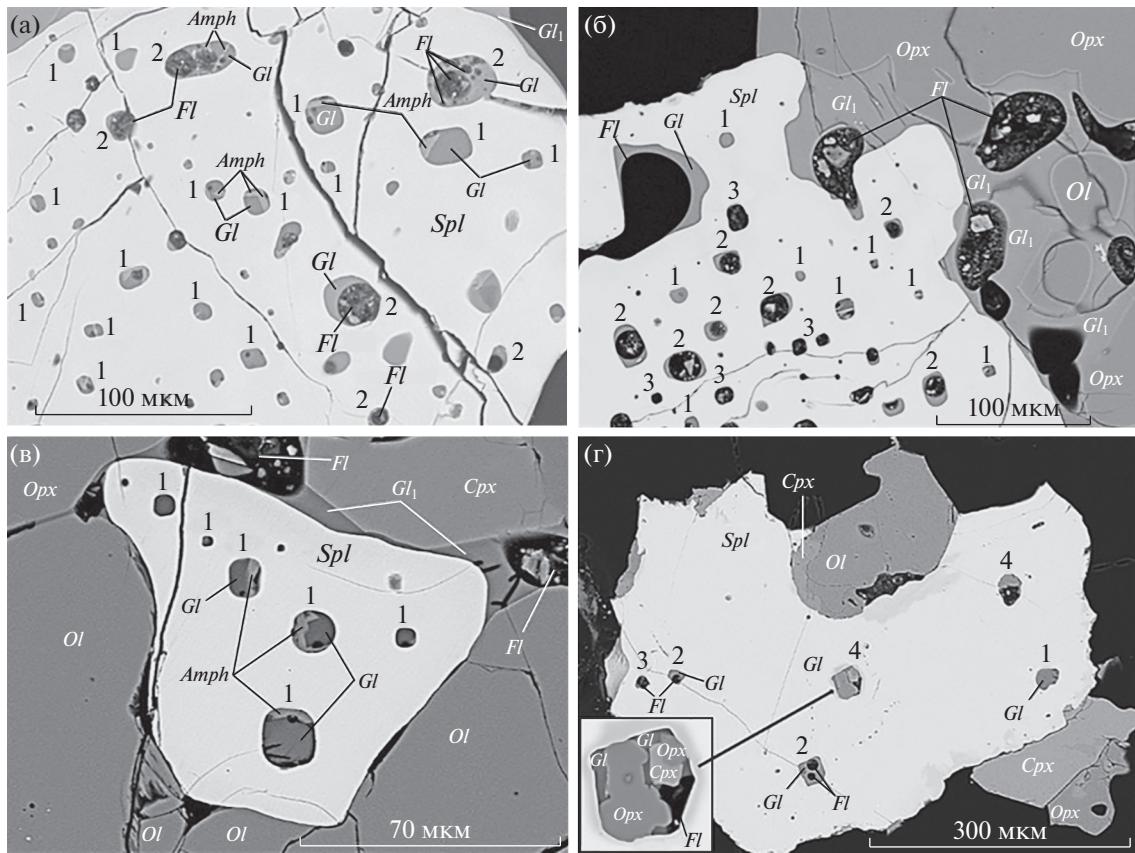


Рис. 2. Микрофотографии, иллюстрирующие пространственное взаимоотношение сингенетичных расплавных и флюидных включений в магматической шпинели из ксенолитов ультраосновных пород Авачинского вулкана: (а) – первичных нормальных (1) и аномальных (2) включений силикатного расплава в магматической шпинели; (б) – первичных нормальных (1) и аномальных (2) расплавных и флюидных (3) включений в магматической шпинели; (в) – магматической шпинели с первичными нормальными (1) включениями силикатного расплава и интерстициальным силикатным стеклом (Gl_1) и минералами (оливином, клинопироксеном и ортопироксеном) ксенолита ультраосновных пород; (г) – первичных нормальных (1), аномальных (2), расплавных и флюидных (3) и комбинированных (4) включений в магматической шпинели. *Amph* – дочерний амфибол, *Cpx* – клинопироксен, *Mgt* – магнетит, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Pl* – плаутиоклаз, *Spl* – шпинель, *Gl* – силикатное стекло первичных расплавных включений, Gl_1 – интерстициальное стекло, *Fl* – флюидная фаза. Фотографии в отраженных электронах.

растворами – рассолами, возможно, при участии сейсмогенной локальной декомпрессии верлитизированных гарцбургитов и оливинитов. На вероятность такого сценария указывают четкое проявление закалки возникших жидкостей, их сопряженность с открытыми пустыми трещинами и малая статистика их присутствия в больших объемах метасоматизированных гарцбургитов, а также большая локальная неоднородность фазового состава в участках плавления (рис. 3).

Как следует из рис. 2, в одном однородном по составу кристалле магматической шпинели одновременно присутствуют неоднородно распределенные как минимум три из выше названных типа включений (рис. 3). Область проявления такого плавления шириной несколько миллиметров (рис. 4) находится в массиве метасоматизированных гарцбургитов (рис. 5), размеры которого на порядок больше участка плавления. Из

анализа строения, состава минералов и стекловатых участков с кристаллами шпинели, содержащих включения (рис. 2, 3) (Шарапов и др., 2017б), а также из анализа результатов физических экспериментов с образцами ксенолитов ультрабазитов Авачинского вулкана (Кузнецов и др., 2010; Шарапов и др., 2017а) можно заключить, что клинопироксен в подобных включениях является ксеногенной фазой, захваченной при кристаллизации локальных участков плавления в полиминеральных метасоматизированных гарцбургитах. Тем более, когда в расплавном включении фиксируется трехминеральная ассоциация. На рис. 2 и 3 можно видеть подобные комбинированные расплавные включения, где, наряду с дочерними кристаллами амфиболя, могут присутствовать один или несколько ксеногенных кристаллов (оливин, ортопироксен, клинопироксен) различных размеров, объемная доля которых достигает

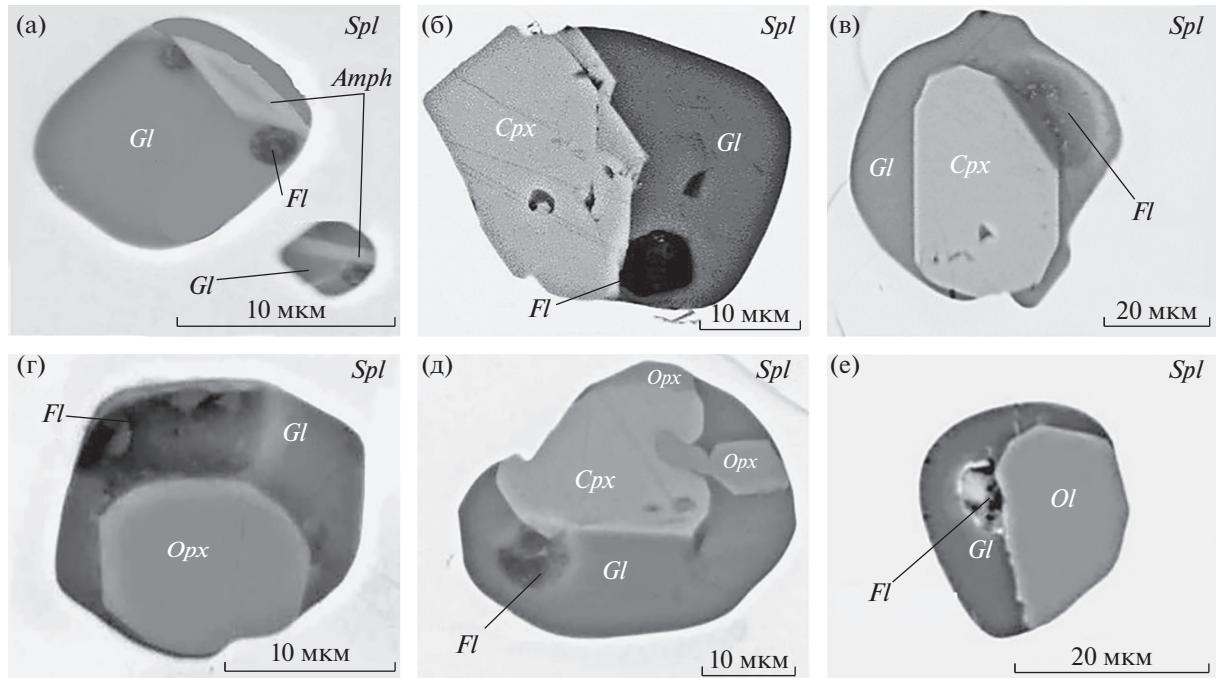


Рис. 3. Микрофотографии первичных нормальных (а) и комбинированных (б–е) включений силикатного расплава в зернах шпинели из локальных зон частичного плавления ксенолитов ультраосновных пород Авачинского вулкана. Условные обозначения см. на рис. 2.

60–80% вакуолей. Эти случаи обычны для проявлений магматической шпинели в ассоциации со стекловатыми пузыристыми каемками. В крупных образцах ксенолитов эти полосовидные проявления около пустот заключены в массивы метасоматизированных гарцбургитов, содержащих только флюидные включения. В однородных по составу кристаллах шпинели показанные распределения включений могли появиться только при объемной кристаллизации, поскольку при гравитационной кристаллизации неизбежно проявится направленное изменение содержания петрогенных компонентов и примесей, а также зональное проявление включений (Киргинцев и др., 1997). Появление стекловатых каемок в таких ситуациях невозможно. Более того, при гравитационной кристаллизации котектического базитового расплава в ограниченном объеме образование полифазных включений должно быть вызвано проявлением локального глубокого понижения температуры на ликвидусе. Предвидеть такие вариации температуры в условиях нормальных силикатных систем без аномального избытка флюида практически нереально: 1) должны быть ясны причины столь существенной локальной, а не фронтальной флуктуации температуры, которая сказывается на пересыщении жидкости по всем петрогенным компонентам, кроме тех, из которых кристаллизуется минерал-хозяин; 2) в таких участках неизбежны максимально высокие скорости кристаллизации; 3) должно быть проявление зонально-

сти в растущих кристаллах, захваченных включением (Киргинцев и др., 1997). Сопоставление дендритовидных кристаллов амфиболя, растущих от стенки вакуоли и сростков округлых однородных по составу включений пироксенов и оливина, позволяет четко разделять ксеногенные и ликвидусные минералы в аномальных включениях при возникновении вакуоли на твердофазовых неоднородностях в участках частичного локального плавления метасоматизированных ультрабазитов.

В ксенолитах ультрабазитов также широко представлены специфические явления роста кристаллов амфиболя (рис. 6а), причем во многих случаях в полостях амфиболовых корок фиксируется присутствие вспененной стекловатой массы (рис. 6б). Характер фазовых безреакционных границ между ксенолитами, амфиболовыми корками и вынесшими их андезибазальтовыми лавами изображен на рис. 7. Исключений из представленных соотношений в изученной коллекции ксенолитов не обнаружено.

Существенно реже зафиксированы случаи дроздовидного роста кристаллов клинопироксена в полостях и трещинах (рис. 8а). Открытые трещины с оплавленными стенками и вискерами клинопироксена редки (рис. 8б), открытые пустые трещины встречаются значительно чаще.

Во всех случаях на ксенолитах вмещающего лавового материала безамфиболовых корок также не

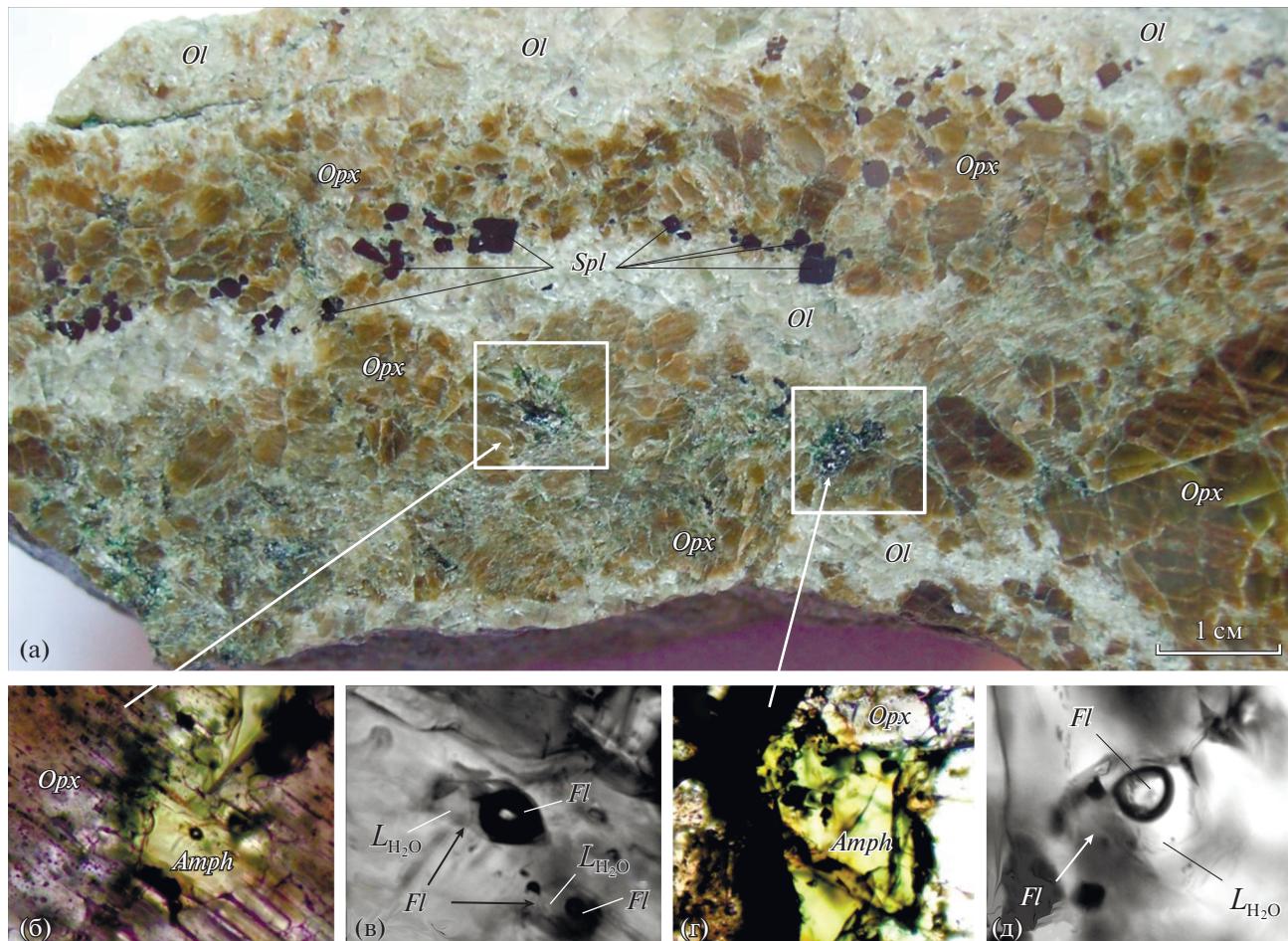


Рис. 4. (а) Фотография метасоматизированного ксенолита из перидотита из литосферной мантии под Авачинским вулканом. (б, в) Микрофотографии фрагментов ортопироксена с амфиболом, выделенных на фотографии (а) белыми квадратами. (г, д) Микрофотографии первичных флюидных включений в амфиболе.

Условные обозначения см. на рис. 2, L_{H_2O} – вода.

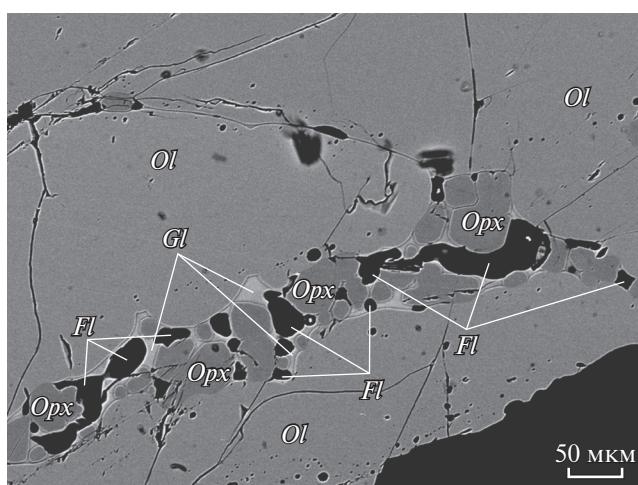


Рис. 5. Минеральный состав и структура породы в зоне интерстициального плавления гарцибургита из литосферной мантии под Авачинским вулканом. Фотография в отраженных электронах. Условные обозначения см. на рис. 2.

обнаружено признаков проявления реакционно-диффузионных оторочек, характеризующих химическое взаимодействие андезибазальтовой магмы и обломков пород (рис. 9). Характерно проявление в гарцибургитах жил выполнения, состоящих из клинопироксена с кристаллами амфибала в центральных частях и иногда включений ортопироксена-II. Указанные образования можно отнести к свидетельствам сейсмогенного разрушения массива пород литосферной мантии над магматическим очагом Авачинского вулкана (рис. 1).

Необычными образованиями являются жилоидные полосчатые оливиниты, формировавшиеся в открытых трещинах (рис. 10). Эти образования не имеют аналогов в коровых родингитах (Жариков и др., 1998; Селиверстов, Осипенко, 1998). Теоретически их можно относить к проявлению базификации за зоной верлитизации (Шарапов и др., 2017б), однако реальный механизм таких инфильт-

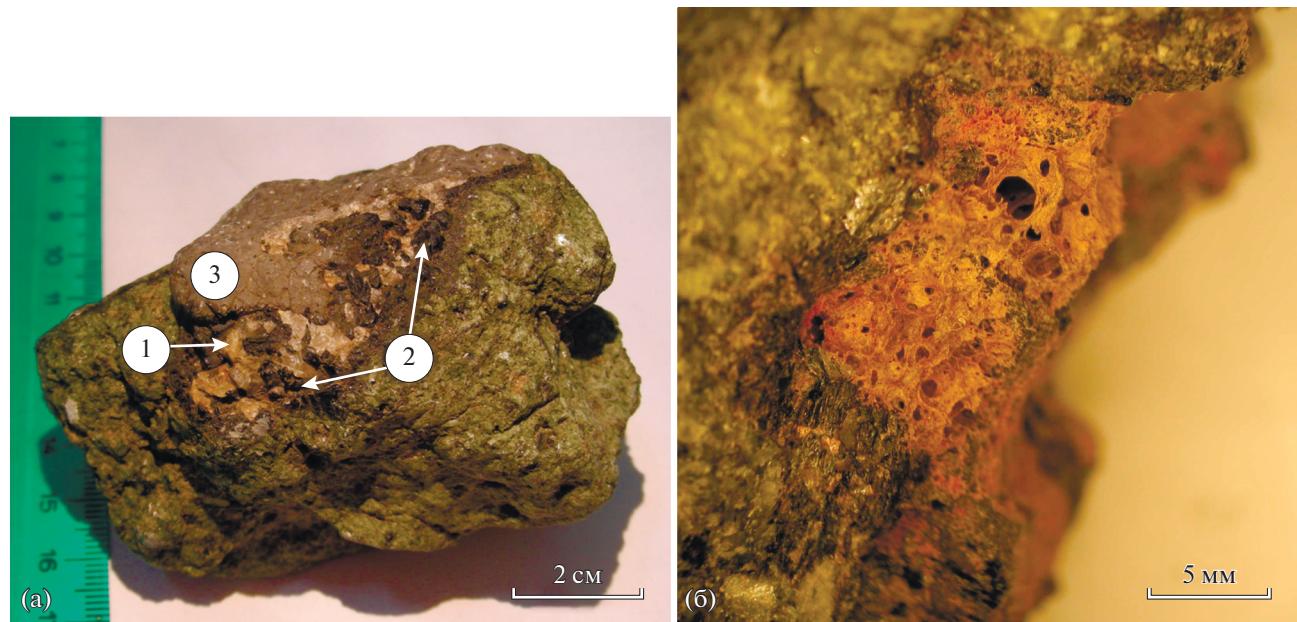


Рис. 6. (а) Клинопироксенитовая жила состава: $Cpx + Amph \pm Gl$, с коркой состава $Amph + Pl + Mgt$ (1 – кристаллы пла-
гииоклаза, 2 – амфиболовая оторочка, 3 – корка андезибазальта без реакционных взаимодействий с Pl , $Amph$, Mgt).
(б) Деталь рис. 4 – кислое пузыристое стекло на поверхности клинопироксенита в разрыве корки амфибала.

трационных процессов в сильнотрещиноватых породах неясен.

*Структурные характеристики
и термодинамические условия частичного
плавления метасоматизированных
ультрабазитовых пород в ксенолитах
Авачинского вулкана*

Состав и строение зон метасоматических изменений в гарбургитах освещены в работах (Тимина и др., 2015; Шарапов и др., 2017б). Ниже обсуждаются структурно-минералогические образования, которые свидетельствуют о процессах частичного плавления метасоматизированных ультрабазитов и проявлениях роста минералов в открытых трещинах по механизму ПЖК, описанных в базитах земной коры в работах (Кутыев, Шарапов, 1979; Стенина, 1985). Их строение и состав показаны на рис. 4, 5.

В трещиновато-пористых ультрабазитах Авачинского вулкана более масштабные процессы частичного плавления зафиксированы в двух структурных формах: 1) жиловидных, шириной 1–5 см, с составом $Cpx + Amph \pm Gl$ (рис. 6а, табл. 1), в которых контактные области состоят из кристаллов Cpx , а в центральной части иногда наблюдается переменное содержание кристаллов амфибала; 2) пятен и прожилков, толщиной от доли миллиметра до первых сантиметров, с составом $Spl + Gl$ (рис. 2). Подобных образований в изученной коллекции ксенолитов зафиксировано менее

10%, объемная доля таких выплавок в исследованных образцах составляет около 2%. Они представлены неогранеными незональными кристаллами шпинели или их сростками, содержащими разнородные включения: газовые, первичные расплавные и комбинированные (рис. 3) с кристаллитами

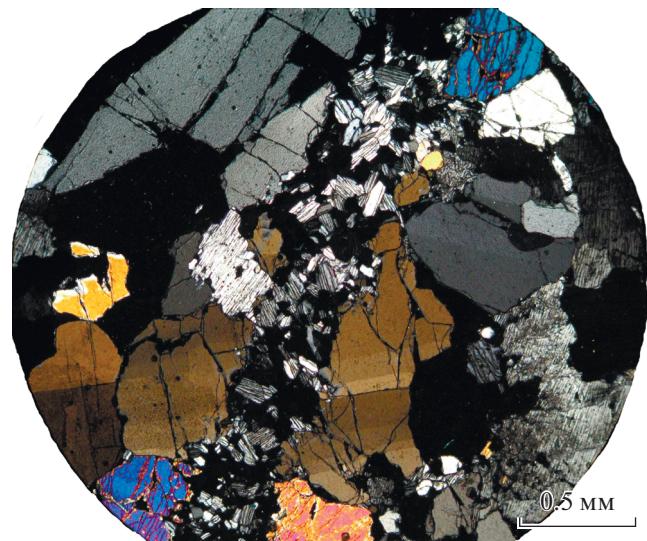


Рис. 7. Жилка пироксен-амфиболового состава в трещине гарбургитового ксенолита, в которой минералы содержат газовые и расплавные включения; контакты жилки без следов реакционного взаимодействия с вмещающим гарбургитом.

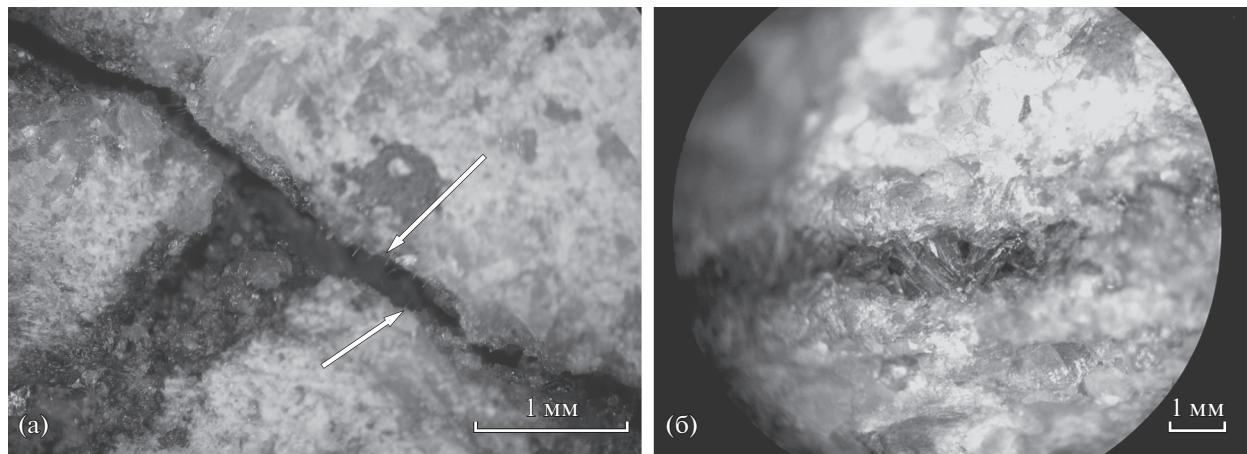


Рис. 8. (а) Проявление роста клинопироксена из газовой фазы в трещинах и полостях, кристаллизация вискеров клинопироксена в открытой трещине. (б) Заполнение полости в гарцбургите друзовидными кристаллами клинопироксена, содержащими расплавные включения.

амфибола, клинопироксена, ортопироксена, реже оливина. Температура гомогенизации первичных расплавных включений в шпинели составляет около 1160°C. Шпинель не наблюдалась в жилах пироксен-амфиболового состава, в которых минералы содержат газовые и расплавные включения. Этот минерал не обнаружен в амфиболовых жилках и оторочках на контакте с вынесшими их лавами. Границы указанных жиловидных образований *Cpx-Amph* (\pm *Pl, Mgt, Gl*) с метасоматизированными гарцбургитами ровные, без реакционных проявлений.

*Кристаллизация минералов из газовой фазы
в трещиноватых базитовых и ультрабазитовых
породах, вынесенных лавами вулканов
фронтальной зоны*

В ксенолитах базитовых пород вулканов фронтальной зоны Курило-Камчатского региона широко проявлены процессы перекристаллизации, локального конвективного плавления или растворения, а также роста минералов по механизму ПЖК (Гиваргизов, 1977; Кутыев, Шарапов, 1979; Артемьев, 2016). В существенно меньших мас-

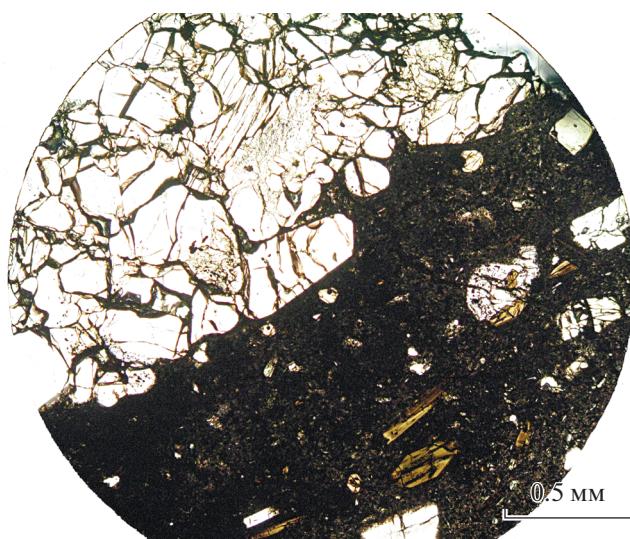


Рис. 9. Типичные структурные соотношения на контакте ксенолита гарцбургита (светлое поле) и вмещающих андезибазальтов (темное поле), которые разделены зональной коркой амфиболового состава. Во вмещающем андезибазальте фиксируется стеклование основной массы с микролитами плагиоклаза.

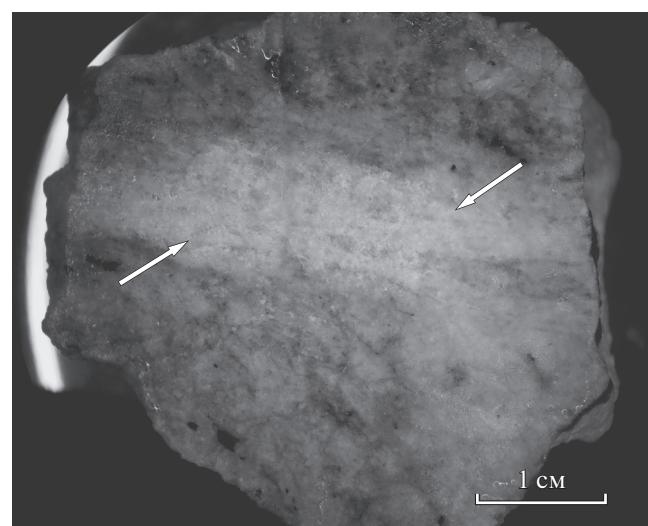


Рис. 10. Жиловидное мономинеральное отложение оливина с полосчатой структурой роста кристаллов. Характерно отсутствие реакционных зон на контактах с трещиноватыми и массивными гарцбургитами. Стрелками отмечены высокопористые и более массивные участки полос. Кристаллы оливина не содержат расплавных или флюидных включений.

Таблица 1. Статистические характеристики кластеров амфибала в ассоциации с клинопироксенами в жилах выполнения

Оксиды	1*		2		3		4		5		6		7	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO ₂	46.68	0.66	48.70	0.83	45.95	1.07	46.52	0.54	47.38	0.75	44.96	0.59	44.60	0.54
TiO ₂	0.84	0.17	0.63	0.16	0.99	0.22	0.88	0.19	0.80	0.20	0.83	0.20	1.10	0.08
Al ₂ O ₃	9.92	0.49	8.37	0.62	11.13	0.24	10.26	0.50	9.25	0.22	11.74	0.17	11.23	0.26
FeO	6.93	0.31	6.09	0.43	7.62	0.35	7.13	0.39	6.66	0.12	8.20	0.15	7.25	0.24
Cr ₂ O ₃	0.63	0.29	0.65	0.25	0.43	0.24	0.52	0.16	0.53	0.12	0.39	0.13	0.48	0.21
MgO	18.19	0.26	19.09	0.56	17.29	0.22	18.01	0.27	18.68	0.18	17.17	0.30	18.03	0.40
CaO	11.32	0.10	11.44	0.73	11.30	0.20	11.16	0.09	11.24	0.12	11.28	0.15	11.15	0.40
Na ₂ O	2.06	0.14	1.79	0.17	2.15	0.23	2.13	0.12	2.00	0.13	2.33	0.05	2.43	0.06
K ₂ O	0.27	0.10	0.15	0.07	0.20	0.03	0.20	0.01	0.23	0.07	0.21	0.01	0.28	0.17
n	11		8		6		5		8		6		4	0.10

Примечание. Здесь и далее в таблицах: n – количество анализов, σ – дисперсия, x – среднее по выборке. *Кластеры.

штабах аналогичные явления были обнаружены в ксенолитах гипербазитов в двух минералогически раздельных формах: 1) относительно редко встречающихся в открытых трещинах, выполненных друзовидными клинопироксеновыми жилками (рис. 8а, 8б, табл. 2, 3); 2) широко распространенных друзовидных жилках амфибала, где в редких случаях совместно с амфиболовом кристаллизуется плагиоклаз (табл. 3). Такие амфиболовые корки достаточно обычны на границе ксенолитов и вынесших их андезибазальтовых лав (табл. 4, 5), в которых содержатся обломки ксенокристаллов амфибала и плагиоклаза. Соотношения составов амфиболов в корках и жилах выполнения совместно с клинопироксенами приведены в табл. 2. Наблюдаются существенные различия в значениях для средних по выборке и дисперсий. В отсутствии амфиболовой корки контакт вмещающих андезибазальтов и ультрабазитов резкий, без видимых изменений ксенолитов, часто с затеканием расплава между кристаллами оливина без следов реагирования фаз (рис. 9).

Существенно, что проявление подобных трещинных отложений из высокотемпературных газовых потоков в магматических системах фронтальной части сейсмофокальной зоны Курило-Камчатской вулканической дуги зафиксировано в участках наземной разгрузки вулканических флюидов с температурой газовой фазы около 1000°C (вулкан Мутновский) (Зеленский, 2003). Как следует из результатов изучения коллекции ксенолитов, проявление их конденсатов с указанным в (Шарапов и др., 2017б) составом на глубинах интенсивной сейсмичности 30–50 км в открытых трещинах литосферной мантии является обычным. При этом процессы конвективного преобразования базитов в земной коре фиксируются практически во всех больших эксплозивных

выбросах андезитовых вулканов (Кутыев, Шарапов, 1979; Колосков, 1999).

Уникальный по масштабам вынос ультрабазитовых пород проявлен только в ближнем к глубоководному желобу наземном Авачинском вулкане (Леонов, 2005), сформировавшемся в пределах широтной зоны глубинных разломов, разделяющих крупные блоки континентальной литосферы (Шарапов и др., 2019). В работе (Перепелов, 2014) показано, что магматические системы в вулканических дугах Камчатки проявляли активность циклически последние 46 млн лет, при этом в рассматриваемой структуре активность отмечается последние 26 млн лет (Шеймович и др., 2005). В течение этого времени можно предполагать проявление флюидной переработки мантийных пород в тектонизированной литосферной мантии под Авачинским вулканом, возраст которого составляет менее 10 тыс. лет (Базанова и др., 2004).

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ МОДЕЛИ

Инфильтрационный метасоматоз

и частичное плавление ультрабазитовых пород при тепломассопереносе под Авачинским вулканом

Количественные модели инфильтрационного метасоматоза были построены в рамках неравновесной термодинамики (Голубев, 1981; Балашов, Лихтнер, 1991; Шеплев, 1998). Однако в петрологии это направление практического применения не получило в силу отсутствия экспериментальных данных о кинетике реальных метасоматических реакций (Зарайский, 2007). В технологических задачах эксплуатации месторождений горячих подземных вод или нефтяных месторождений данное направление развивается успешно (Numerical ..., 2003). При исследовании динамики реальных эндогенных процессов большее распространение получили модели, построенные в рамках равновесной термодинамики. Наиболее последова-

Таблица 2. Составы кристаллов клинопироксенов в жилах выполнения в гарцбургитах

Оксиды	Центральные части кристаллов											
	1		2		3		4		5		вся выборка	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO ₂	52.15	0.64	52.55	0.08	53.14	0.69	52.64	0.31	52.44	52.44	52.45	0.75
Al ₂ O ₃	1.83	0.12	1.22	0.25	1.61	0.21	1.50	0.37	1.10	1.10	1.34	0.30
FeO _t	2.06	0.26	2.43	0.14	2.60	0.17	2.72	0.16	2.13	2.13	2.63	0.78
Cr ₂ O ₃	0.95	0.08	0.69	0.06	0.75	0.08	0.69	0.16	0.61	0.61	0.60	0.20
MgO	17.31	0.28	17.87	0.08	18.00	0.11	17.49	0.19	17.80	17.80	17.31	0.56
CaO	23.03	0.28	22.09	0.05	22.07	0.25	22.56	0.18	22.74	22.74	23.05	0.30
<i>n</i>	5		3		4		7		5		31	
Центральные части кристаллов												
Оксиды	вся выборка											
	1		2		3		4		вся выборка			
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ		
SiO ₂	52.44	0.42	52.64	0.31	52.75	0.50	52.15	0.64	52.53	0.50		
Al ₂ O ₃	1.10	0.22	1.50	0.37	1.45	0.32	1.83	0.12	1.45	0.35		
FeO _t	2.13	0.21	2.72	0.16	2.53	0.18	2.06	0.26	2.48	0.51		
Cr ₂ O ₃	0.61	0.16	0.69	0.16	0.73	0.08	0.95	0.08	0.72	0.18		
MgO	17.80	0.16	17.49	0.19	17.92	0.11	17.31	0.28	17.64	0.46		
CaO	22.74	0.20	22.56	0.18	22.05	0.17	23.03	0.28	22.46	0.66		
<i>n</i>	5		7		6		5		25			

Таблица 3. Состав амфиболов в корках и в друзовидных жилах выполнения

Оксиды	Амфиболовые корки и жилки								Корки и друзы в трещинах		Жилы выполнения	
	1		2		3		4		5		6	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO ₂	38.92	0.85	40.26	1.93	39.27	1.55	43.44	0.98	40.47	2.38	46.67	1.51
TiO ₂	2.31	0.25	2.05	0.42	1.71	0.19	0.59	0.25	1.53	0.69	0.83	0.21
Al ₂ O ₃	11.82	1.06	12.41	0.96	12.70	0.57	11.27	0.73	12.11	0.95	10.05	1.21
FeO	11.17	1.35	11.77	1.83	11.79	0.52	5.95	1.69	10.12	3.06	7.04	0.69
MgO	10.96	0.90	13.08	0.85	13.28	0.51	17.63	0.98	14.21	2.50	18.15	0.71
CaO	18.05	0.49	14.90	0.97	11.46	0.56	11.32	0.18	12.82	2.58	11.29	0.31
Na ₂ O	0.57	0.15	0.98	0.34	2.06	0.22	2.12	0.19	1.71	0.65	2.08	0.23
<i>n</i>	7		5		19		13		45		50	

тельно данный подход реализован в работах научной школы И.К. Карпова (Карпов, 1981). В этих работах приведены методы исследования технологических процессов в проточных химических реакторах, развиты эффективные алгоритмы для расчетов многокомпонентных гетерофазных равновесий при описании стационарных флюидных систем (Зубков, 2005; Чудненко, 2010). Для описания неизотермической динамики эндогенных флюидных систем была разработана модификация ПК Селектор-С, учитывающая динамику отделения флюида при ретроградном кипении расплава и неизотермическую гидравлическую гидродинамику потока флюида, в котором могут появляться

и исчезать разные фазовые состояния (Шарапов и др., 2009а). В этой модификации гидродинамика коровых флюидных магматогенных систем моделируется в гидравлическом приближении. Моделирование рассматриваемых в настоящей работе мантийно-коровых флюидных систем и процессов конвективного тепломассопереноса проводится в рамках многоскоростной гидродинамики (Доровский, Перепечко, 1992; Регеречко et al., 2016), особенности которой учтены при модификации ПК Селектор-С (Шарапов и др., 2019).

Наиболее сложной и требующей дальнейшего развития является модель декомпрессионного частичного плавления конвективно высокопро-

Таблица 4. Состав амфиболовых оторочек на контакте ксенолита и вмещающего андезибазальта

Оксиды	1		2		3		4	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO ₂	43.4	0.982	40.2	1.93	39.2	1.546	38.9	0.854
TiO ₂	0.5	0.251	2.0	0.418	1.7	0.187	2.3	0.248
Al ₂ O ₃	11.2	0.726	12.4	0.961	12.7	0.567	11.8	1.06
FeO	5.9	1.693	11.7	1.827	11.7	0.522	11.1	1.353
MgO	17.6	0.98	13.0	0.852	13.2	0.51	10.9	0.898
CaO	11.3	0.179	14.8	0.965	11.4	0.564	18.0	0.485
Na ₂ O	2.1	0.189	0.9	0.338	2.0	0.218	0.5	0.149
n	13		5		19		7	

Таблица 5. Состав амфиболовых оторочек на контакте клинопироксенитового ксенолита и вмещающего андезибазальта и породообразующих амфиболов в образце клинопироксенита

Оксиды	Оторочки <i>Amp</i>		Породообразующие <i>Amp</i>	
	x	σ	x	σ
SiO ₂	40.4	2.382	46.6	1.513
TiO ₂	1.5	0.685	0.8	0.212
Al ₂ O ₃	12.1	0.949	10.0	1.208
FeO	10.1	3.062	7.0	0.692
MgO	14.2	2.501	18.1	0.71
CaO	12.8	2.576	11.2	0.309
Na ₂ O	1.7	0.648	2.0	0.233
n	45		50	

гретых метасоматизированных ультрабазитовых пород при сейсмических событиях. Для рассматриваемой сейсмогенной области литосферы такая схема (Френкель, Кадик, 1982) может быть реализована по следующим причинам: 1) отсутствуют свидетельства развития фронтальных зон плавления метасоматизированных ультрабазитов от контактов с нагревающими магматическими телами (Morgan et al., 2008); 2) “рассеянное” локальное плавление сростков шпинели в контактах с метасоматическими зонами замещения оливина (образование *Opx-II* прожилков); 3) незначительные масштабы частичного плавления (только клинопироксена и частично ортопироксен-II) метасоматизированных ультрабазитов с отжиманием расплава в открытые трещины; 4) узкий диапазон температур объемного плавления $1150 < T < 1200^{\circ}\text{C}$ (Тимина и др., 2015). Согласно данным кривой плавкости слабогидратированных ультрабазитов (Katz et al., 2003), при указанной температуре степень плавления может составлять первые объемные проценты прогретого массива ультрабазитовых пород. Зафиксированное размещение микровыплавок в изученных образцах свидетельствует о том, что данный процесс проходил, возможно, во время взрывов.

По данным изучения продуктов частичного плавления гарцбургитов потоками горячих восстановленных газов (Кузнецов и др., 2010), растворение шпинели в выплавках проходило при $T \sim 1200^{\circ}\text{C}$. В проведенных на установке ИЯФ СО РАН экспе-

риментах по воздействию электронных пучков высокой плотности на гарцбургиты (Шарапов и др., 2017а) была обнаружена перекристаллизация в краевых участках зерен шпинели около границы солидуса плавящихся гарцбургитов, где отделяется флюидная фаза (рис. 11). Сопоставление стекловатой фазы во включениях шпинели (табл. 6, 7) и составов кристаллов расплавной шпинели (табл. 7) свидетельствуют о статистически близких содержаниях петрогенных компонентов с локальными вмещающими минералогическими средами. В оливинитах фиксируется присутствие переплавленной шпинели с расплавными включениями в одной части сростков и отсутствие признаков плавления в другой. Учитывая приведенные температурные оценки для существующих одновременно фазовых состояний во включениях сростков шпинели и отсутствие широко проявленных зон плавления в *Opx-II* (вмещающих переплавленные сростки шпинели), можно предполагать наличие декомпрессионного плавления.

При рассмотрении модели декомпрессионного плавления возникает вопрос о реальности широких масштабов относительно однородно прогретых проницаемых зон в литосфере. Существующие данные о распределении теплового потока в рассматриваемом регионе (Михеева и др., 2017) указывают на преобладание конвективного механизма прогрева в земной коре по наиболее проницаемым зонам разломов (рис. 1), что, при наличии фронтальных зон конвективного прогрева

Таблица 6. Составы стекловатой фазы в расплавных включениях кристаллов шпинели

Оксиды	1		2		3		4		5		6		7		8	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO ₂	60.80	2.48	63.41	0.33	65.57	0.60	61.73	0.01	63.29	63.29	64.51	0.14	64.03	0.74	66.00	0.57
Al ₂ O ₃	27.63	1.24	27.95	0.36	26.51	0.73	26.07	0.67	28.35	28.35	28.00	0.05	27.43	0.18	26.49	0.50
FeO	1.99	0.63	1.26	0.12	1.04	0.26	1.94	0.44	1.12	1.12	0.98	0.00	1.25	0.26	1.02	0.21
MgO	1.87	0.13	1.47	0.19	1.44	0.55	3.37	2.83	1.58	1.58	1.01	0.05	2.03	0.63	1.33	0.37
CaO	3.90	0.23	4.14	0.30	4.22	0.47	4.80	3.05	3.36	3.36	3.64	0.13	4.38	0.06	4.32	0.30
Na ₂ O	1.00	0.11	1.34	0.25	0.82	0.31	1.31	0.41	2.03	2.03	1.69	0.23	0.89	0.07	0.84	0.29
K ₂ O									0.27	0.27	0.18	0.04	0.00	0.00	0.00	0.27
Cr ₂ O ₃	2.81	1.42	0.43	0.17	0.39	0.10	0.77	0.50	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
n	4		5		8		2		2		2		4		10	

проницаемых областей, позволяет предполагать реализацию конвективного плавления (Кутыев, Шарапов, 1979). Следует отметить, что интервал температур гомогенизации расплавных включений в клинопироксенах и амфиболах из жиловидных образований близок к температурам образования локальных выплавок в участках скопления кристаллов шпинели. Следовательно, необходим анализ температурных условий формирования локальных выплавок из метасоматизированных

гарцбургитов шпинелевой фации как в рамках конвективного плавления, так и декомпрессионного плавления по схеме (Френкель, Кадик, 1982). Корректные математические модели разрядки напряжений с учетом механики сейсмогенных деформаций мантийных пород в сейсмофокальной зоне при наличии конвективного потока магматогенных флюидов отсутствуют. Поэтому масштабы локального плавления метасоматизированных гарцбургитов для интерпретации результатов изучения структуры и состава жиловидных образований *Cpx ± Amph, Gl* (рис. 7, табл. 1–3) могут быть оценены на основе модели конвективного прогрева метасоматизируемых ультрабазитов под Авачинским вулканом без учета сейсмогенных факторов (см. ESM_1.pdf в Suppl. 1)².

Качественные модели частичного плавления ультрабазитов

Качественные модели частичного плавления ультрабазитов под Авачинским вулканом в рамках модели инфильтрационного магматического метасоматоза представлены в работах (Halama et al., 2009; Ionov, 2010; Ishimasu et al., 2007), в которых рассматривается фильтрация магматогенных флюидов. Обсуждение особенностей петрохимических изменений состава и структурных форм изученных выплавок, термодинамических условий развития и масштабов проявления частичного плавления должно основываться на диаграмме плавления гидратированных ультрабазитов (Katz et al., 2003) с использованием корректной модели конвективного прогрева трещиноватых ультрабазитов. Обработка коллекции ксенолитов в настоящей работе показывает наличие четырех кластеров в составе шпинели (табл. 7), содержащей до 13 кластеров составов стекловатых включений (табл. 8). В одном кристалле шпинели может быть

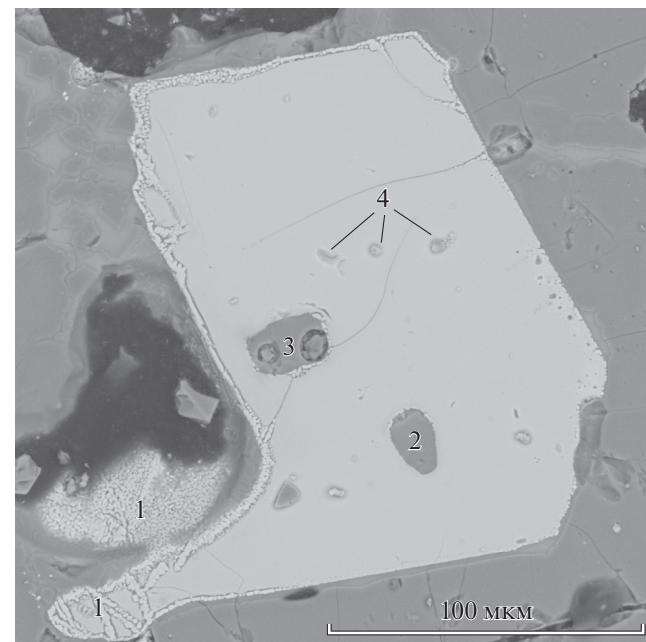


Рис. 11. Разложение мелкого кристалла шпинели с формированием более хромистого состава и реакционные оторочки (1) разложения в более крупном кристалле шпинели на расстоянии 40 мкм от границы плавления гарцбургита электронным пучком. В кристалле присутствуют расплавные (2) и (3) и газовые (4) включения. На расстоянии более 1 см от зоны плавления изменений и признаков перекристаллизации в аналогичных кристаллах шпинели не обнаружено.

² Математическая модель конвективного прогрева исследуемых пород и результаты численных экспериментов приведены в Suppl. 1, ESM_1.pdf к русской и английской онлайн-версиям статьи на сайтах <https://elibrary.ru/> и <http://link.springer.com/> соответственно.

Таблица 7. Содержание петрогенных компонентов в кристаллах шпинели в изученной коллекции ультрабазитов

Оксиды	1		2		3		4		Вся выборка	
	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ	x	σ
SiO ₂	52.44	0.42	52.64	0.31	52.75	0.50	52.15	0.64	52.53	0.50
Al ₂ O ₃	1.10	0.22	1.50	0.37	1.45	0.32	1.83	0.12	1.45	0.35
FeO _t	2.13	0.21	2.72	0.16	2.53	0.18	2.06	0.26	2.48	0.51
Cr ₂ O ₃	0.61	0.16	0.69	0.16	0.73	0.08	0.95	0.08	0.72	0.18
MgO	17.80	0.16	17.49	0.19	17.92	0.11	17.31	0.28	17.64	0.46
CaO	22.74	0.20	22.56	0.18	22.05	0.17	23.03	0.28	22.46	0.66
n	5.00		7.00		6.00		5.00		25.00	

2–3 кластера составов стекловатой фазы, как и составов содержащей их кристаллической фазы. Как показали эксперименты с нагревом содержащих шпинель ультрабазитов из ксенолитов Авачинского вулкана на установке высокоплотных пучков электронов в ИЯФ СО РАН (Шарапов и др., 2017а), кристаллы шпинели за границей солидуса разлагаются при воздействии горячих флюидов, отделяющихся на границе солидуса (рис. 11). Это не согласуется с предположением об особой роли шпинели в ксенолитах ультрабазитов как устойчивом к механическим и температурным возмущениям контейнере, хранящем минералого-геохимическую информацию о предшествующей геодинамической истории изверженной или метаморфической породы.

Исследование состава газовой фазы (Шарапов и др., 2017б), температур гомогенизации и состава флюидных включений (Тимина и др., 2015) позволяет предполагать, что описанные выше (см. рис. 4, 5) виды плавления метасоматизированных ультрабазитов проходили в узком интервале $1150 < T < 1200^{\circ}\text{C}$. Интервал состоит из температур гомогенизации флюидных включений в оливинах и ортопироксенах, а также температур гомогенизации нормальных расплавных включений в клинопироксенах, амфиболах и шпинелях (Шарапов и др., 2017б; Кузнецов, 2013). Верхний интервал температур устойчивости шпинели при конвективном прогреве ультрабазитовых пород получен и при проведении экспериментов с породами ксенолитов Авачинского вулкана при воздействии горячих восстановленных газов на проточной установке в ИТФ СО РАН (Кузнецов и др., 2010). Учитывая реальные масштабы декомпрессионного плавления шпинели с сопутствующей стекловатой фазой в гарцбургитах на диаграмме плавкости из (Katz et al., 2003), рассматриваемый случай отвечает области диаграммы $T-P-F_{\text{liq}}$ с температурой ниже 1250°C . Эта часть диаграммы недостаточно корректна в настоящее время для построения модели конвективного прогрева и неизотермического инфильтрационного метасоматоза (Шарапов и др., 2017б).

Можно полагать, что масштабы и формы частичного плавления метасоматизированных ультрабазитов под Авачинским вулканом в области сейсмо-

генной тектонизации этих пород в рассматриваемой части сейсмофокальной зоны определяются термодинамическими характеристиками динамики тепломассообмена в рамках модели конвективного прогрева проницаемой зоны, питающей Авачинский вулкан. Поскольку оценка масштаба плавления для данного интервала температур на основе диаграммы плавкости рассматриваемых пород невозможна, предельные масштабы плавления метасоматизированных гарцбургитов можно оценить по суммарным содержаниям в них пироксенов, амфиболов и шпинели. Оценка минерального состава измененных при метасоматозе гарцбургитов шпинелевой фации (Шарапов и др., 2017б) и проведенные численные эксперименты (рис. 12) позволяют предполагать предельные величины объемной доли расплава $F_{\text{liq}} \sim 0.1\text{--}0.15$. В численных экспериментах по предложенной модели (см. Suppl. 1) начальные температуры флюида T_0 задавались в диапазоне от 1100 до 1250°C . Для всех вариантов получены метасоматические колонки, характеристики которых соответствуют таковым в работе (Шарапов и др., 2017б). Судя по составу стекловатой фазы во включениях кристаллов шпинели, метасоматоз гарцбургитов в участках локального плавления связан с привносом расплавами-рассолами Ca, K, Na, Si в участки замещения оливина ортопироксеном. При этом во флюиде наблюдаются наиболее высокие содержания Ca и Si при минимальных количествах K. В связи с этим показателен состав стекловатой фазы как во включениях в шпинели, так и во вмещающих кристаллы шпинели стекловатых оторочках (рис. 2, 4; табл. 6, 7).

Наблюдаемые в крупных ксенолитах жиловидные проявления выплавок (верлиты по (Колосков, 1999)) не выходят за пределы приведенной оценки (Тимина и др., 2015). Однозначного свидетельства в пользу механизма конвективного плавления по модели В.С. Голубева (Голубев, 1981) как возможного механизма плавления данной минеральной фракции метасоматизированных пород нет. Однако образование трещин при сильных сейсмических событиях могло способствовать частичному декомпрессионному плавлению в области максимального локального превышения температуры солидуса T_{sol} в участках разрушения сплошности

Таблица 8. Состав стекловатых образований на поверхности образца пироксенита, полученный при прогреве породы потоком восстановленных газов, $T = 1200^\circ\text{C}$

Оксиды	1		3		4		5		6		Вся выборка	
	x	σ	x	σ								
SiO_2	54.16	1.41	69.62	1.05	65.20	0.72	66.16	2.02	60.52	0.49	62.12	4.48
Al_2O_3	37.46	1.91	23.70	0.48	24.80	0.58	26.09	0.64	28.62	2.04	28.41	4.04
FeO_t	2.30	0.72	1.25	0.43	4.28	0.77	1.75	1.07	3.07	1.00	3.04	2.39
MgO	1.16	0.39	0.68	0.69	1.48	0.52	0.73	0.28	1.21	0.76	1.17	0.84
CaO	1.87	1.57	1.89	0.45	1.00	0.33	1.57	0.66	3.80	1.67	1.96	1.31
Na_2O	1.55	0.33	1.26	0.42	1.11	0.18	1.64	0.57	1.09	0.22	1.52	0.76
K_2O	1.50	0.63	1.62	0.15	2.13	0.55	2.06	0.27	1.69	1.12	1.78	0.58
n	3		2		4		5		5		33	

Примечание. В стекловатой фазе отсутствует Ti .

пород при разрядке напряжений. Дополнительными свидетельствами в пользу декомпрессионного механизма плавления является зональность составов (появление амфибала в центральной части жил выполнения) и наличие интерстициальных стекловатых обособлений в клинопироксенах и амфибалах. В изученных ксенолитах в кристаллах ортопироксена отсутствуют окружные сквозные поры, заполненные вспененным стеклом и содержащие стекловатые пленки, а на поверхности кристаллов оливина нет следов травления (Стенина, 1985). Изложенные признаки свидетельствуют в пользу предположения о том, что эти события проходили перед началом извержения без признаков воздействия потока недонасыщенной петрогенными компонентами газовой фазы (Рябцев и др., 2011). Однако конвективный прогрев большого массива ультрабазитовых пород до температур частичного плавления метасоматизированных гарцбургитов должен быть реализован. Если источником таких флюидов мог быть магматический очаг андезибазальтов, то температура его ретроградного кипения должна быть ниже 1200°C (Шарапов и др., 2009а). Следовательно, должен существовать такой механизм конвективного прогрева метасоматизируемых ультрабазитовых пород, при котором реализуется возрастание температуры по мере его фильтрации по проницаемой зоне над питающим магматическим очагом.

Численное моделирование конвективного тепломассопереноса над магматическими источниками флюидов

В основе развивающихся моделей динамики конвективного тепломассопереноса под вулканами лежат методы термодинамики открытых неравновесных систем (Гуров, 1978) в применении к моделированию палеоэндогенных процессов (Доровский и др., 1998). Применение этого подхода для описания петрогенетических и рудообразующих процессов, сопряженных с магматическими системами, изложено в (Шарапов и др., 2009а). Динамическая модель процессов фронтального равн-

весного инфильтрационного метасоматоза в породах литосферной мантии представлена в (Шарапов и др., 2015). Теория гетерофазных флюидных систем для рассматриваемых процессов приведена в Suppl. 1 (Регеречко, 2016).

Численное моделирование конвективного тепломассопереноса проводилось для системы, параметры которой приведены в таблицах в Suppl. 1. Результаты расчетов, отражающие динамику скоростей фаз, давления и температуры в фильтрующемся потоке магматогенного флюида представлены на рис. 13а, 13б. В многорезервуарную модель ПК Селектор-С для последующего геохимического анализа (Чудненко, 2010; Шарапов и др., 2019) передаются значения температуры, давления, соответствующие каждому из резервуаров (см. рис. 16 в Suppl. 1). Таким образом, можно оценить широкий интервал давления и температуры во всех частях проницаемых зон под вулканами для любого источника мантийных флюидов (Шарапов и др., 2017б). Поскольку в модели используется принцип равнодоступности точек в объеме реактора и мгновенной скорости взаимодействия фаз (Коржинский, 1982), то полученные оценки масштабов преобразования отвечают максимальным величинам и скоростям гетерофазных взаимодействий. Следовательно, оценку масштаба декомпрессионного плавления на основе модельных и реальных составов метасоматизированных ультрабазитов следует считать максимальной.

Особенностью рассмотренной динамики тепломассопереноса в таких системах является возможность возрастания температуры по потоку при некоторых параметрах проницаемости. При температуре ретроградного кипения порядка 1100°C в очаге андезибазальтового расплава температура прогрева ультрабазитовых пород над его кровлей может повышаться до 1200°C . Это может привести, при сейсмогенном снижении давления в какой-то части разреза мантийных пород из-за разрядки напряжения, к реализации локальных условий частичного или полного плавления в некоторых

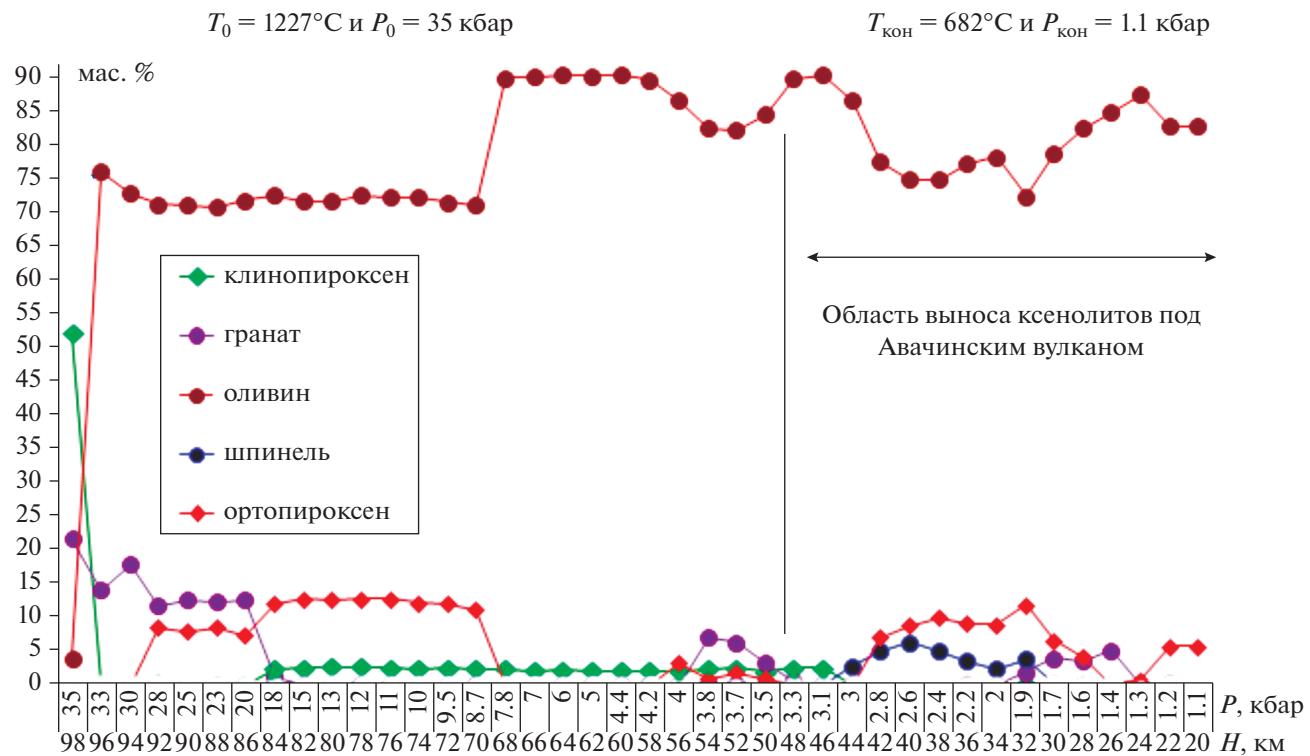


Рис. 12. Пример зонального строения колонны пород метасоматизированной литосферной мантии над магматическим очагом под Авачинским вулканом. Вариант слабого влияния межфазного трения при высоком значении температуры магматогенного флюида при отделении от расплава.

Здесь T_0 , P_0 , $T_{\text{кон}}$, $P_{\text{кон}}$ — температуры и давления во флюиде в начальном и конечном резервуарах (см. рис. 16 в Suppl. 1), что соответствует глубинам 98 и 20 км.

зонах метасоматизированных гарцбургитовых пород (Тимина и др., 2015).

ЗАПОЛНЕНИЕ ОТКРЫТЫХ ТРЕЩИН КЛИНОПИРОКСЕНАМИ И АМФИБОЛАМИ ПРИ КОНДЕНСАЦИИ ГАЗОВОЙ ФАЗЫ

Объяснение природы друзовидных заполнений открытых трещин кристаллами клинопироксена (рис. 8) и амфибола (рис. 7), содержащих расплавные и газовые включения, по указанным признакам не противоречит модели ПЖК (Гиваргизов, 1977; Артемьев, 2016). Характерно, что средневзвешенные составы клинопироксенов в жилах выполнения и в друзовидных выделениях в открытых трещинах весьма близки (табл. 1–3). При этом вариации составов минералов первых и вторых кластеров различаются существенно (рис. 14а, 14б). Особенности тренда для первых кластеров отмечены выше. Вторым кластерам соответствуют характерные ряды составов, свидетельствующие о наличии случайных вариаций концентраций петрогенных компонентов в локальных условиях роста кристаллов, что отражается в величинах дисперсии всех петрогенных компонентов (табл. 3).

Наличие изменения составов пленок вспененного стекла, как и присутствие в ассоциации с ам-

фиболом магнетита и плагиоклаза в амфиболовых корках, также не противоречит схеме ПЖК. Морфологические аналоги данной схемы для ультрабазитовых, базитовых и гранитоидных пород были получены в экспериментах с образцами ксенолитов ультрабазитов на установке генерации электронных пучков высокой плотности (Шарапов и др., 2017а). В них реализованы условия интенсивного кипения перегретого расплава. Отделяющаяся при кипении ультрабазитового или базитового расплава газовая фаза конденсировалась на металлических и стеклянных экранах с образованием пленок ортопироксено-го состава, а при закалке самой вспененной жидкости кристаллизовались плоские дендриты оливина и ортопироксена (рис. 15). Для гранитоидных пород были проведены эксперименты с использованием нагрева полированной поверхности породы лазером (ЛК-500 — иттербий-вольфрамовый волоконный непрерывной мощности) с формированием кипящего слоя жидкости с температурой около 1500°C. Вокруг области кипения на поверхности породы формируется высококремниевый конденсат. Аналогичный процесс зафиксирован на металлических экранах. Теория такого рода явлений в современных технологиях получения жидких пленок и кристаллов (Рябцев и др., 2011) предполагает знание экспериментально определяемых кинетических параметров, измерение ко-

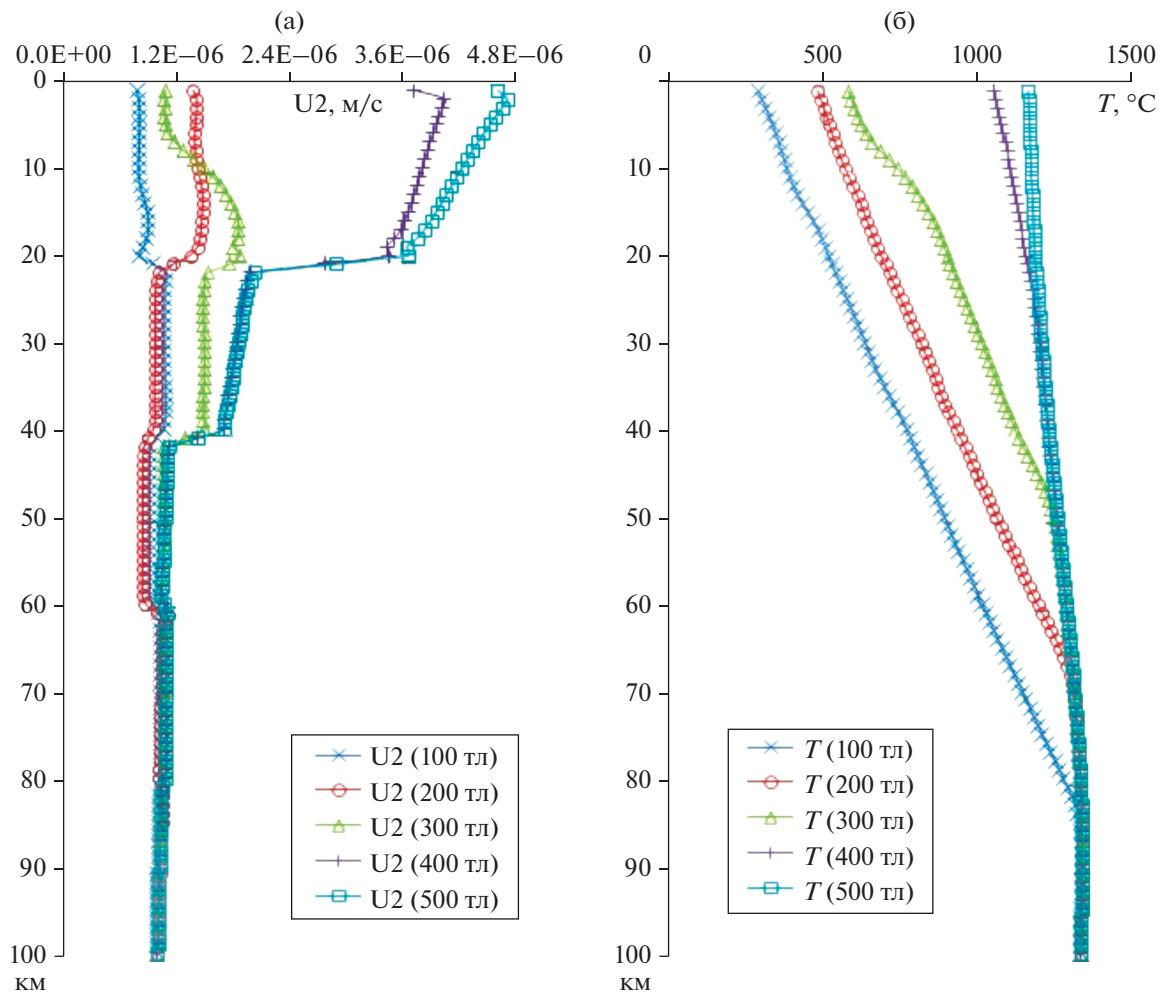


Рис. 13. (а) Эволюция скорости (вертикальная компонента) потока магматогенного флюида в проницаемой зоне для начальной температуры T_0 , соответствующей таковой на рис. 12 (в тыс. лет). (б) Эволюция распределения температуры в потоке магматогенного флюида в проницаемой зоне для T_0 , соответствующей таковой на рис. 12 (в тыс. лет).

торых на использованных авторами установках трудно реализуемо. Поэтому можно говорить только о качественных аналогиях. В цитированных работах показаны все известные морфологические аналоги процесса роста из газовой фазы в изверженных и в метасоматических породах (Шарапов и др., 2009а). Можно полагать, что при наличии ретроградно кипящего расплава в питающем вулкан магматическом очаге механизм ПЖК является эффективным в качестве процесса формирования минеральных заполнений сейсмогенных трещин в литосферных породах при конденсации отделяющейся газовой фазы. Результаты данного процесса зафиксированы в открытых трещинах при температурах, соответствующих температурам гомогенизации нормальных расплавных включений в пироксенах и амфиболах, описанных в ультрабазитовых ксенолитах. Такие процессы исследовались на действующих вулканах Камчатки и Курильской островной дуги (Коржинский и др., 1999; Зеленский, 2003).

ПЕТРОГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ СОСТАВА МИНЕРАЛОВ И СТЕКЛОВАТОЙ ФАЗЫ В МОДЕЛЯХ ЧАСТИЧНОГО ПЛАВЛЕНИЯ МЕТАСОМАТИЗИРОВАННЫХ ГАРЦБУРГИТОВ

Основная проблема при интерпретации полученных данных о составе клинопироксена и амфибола в жиловидных образованиях по предполагаемым механизмам плавления связана, с одной стороны, с отсутствием экспериментальных данных о различиях составов исходных жидких фракций, образующихся при объемном (при декомпрессии) и направленном (при конвекции) плавлении; с другой стороны, с отсутствием петрографических свидетельств проявления фронтального или локального конвективного плавления вдоль стенок трещин. В образцах ксенолитов зафиксированы только выдавленные в трещины выплавки, формирующие мелкие жиловидные образования. Это недостаточно для обсуждения количественных параметров петрогенезиса описанных пород. Можно

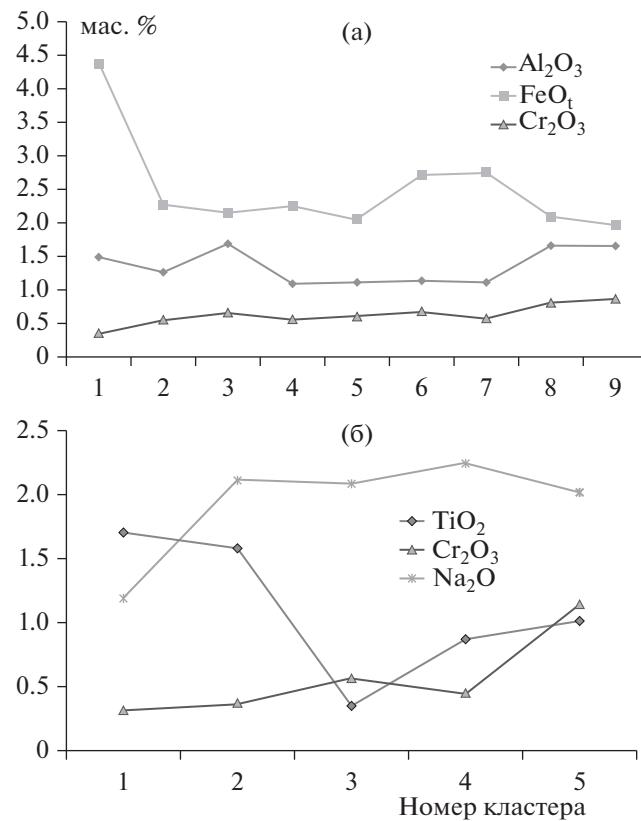


Рис. 14. (а) Вариации содержаний петrogenенных компонентов в кластерах составов кристаллов, характерные для отложений компонентов из газовой фазы при кристаллизации клинопироксена в открытых трещинах. (б) Вариации содержаний петrogenенных компонентов в кластерах составов кристаллов, характерные для отложения компонентов из газовой фазы при кристаллизации амфибала в корках.

лишь предполагать, что после образования выплавки внедрялись из области декомпрессии в открытые трещины. Данное предположение следует из того факта, что в таких телах отсутствуют контактные оторочки. При этом размеры кристаллов в объеме жил заполнения при направленной кристаллизации внедренного расплава практически однородны, а краевые зоны кристаллов отличаются по составу от центральных участков. В центральных участках некоторых жиловидных тел появляются кристаллы амфибала, что закономерно при направленной котектической кристаллизации со снижением температуры в трещинной полости. Кроме того, в предлагаемой схеме направленной кристаллизации таких жил выполнения неясна природа следующих особенностей стекловатых образований и кристаллов в клинопироксенах: частое присутствие интерстициальных стекловатых образований (табл. 8); достаточно широкий диапазон колебаний состава стекол в расплавных включениях, в котором минимальные значения кремнезема оказались ниже, чем его содержание в минерале-хозяине; высокое содержание кремнезема во включе-

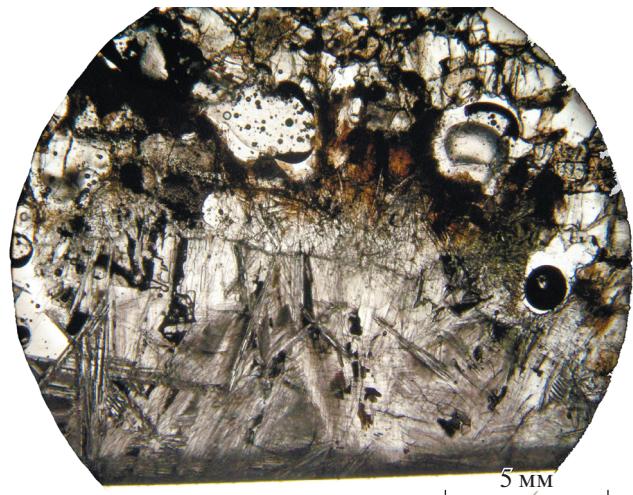


Рис. 15. Плоские дендриты оливина и ортопироксена, образующиеся при мгновенной закалке кипящего под воздействием электронного пучка гарцбургита ($T \sim 1040^{\circ}\text{C}$). По фазовым соотношениям процесс аналогичен процессу кристаллизации из газовой фазы.

ниях статистически ниже, чем в интерстициальной стекловатой фазе; содержание кристаллических включений амфибала в зернах клинопироксена и отсутствие дочерних выделений в нормальных расплавных включениях.

Было обнаружено возрастание содержания и изменение соотношения соединений в газовой фазе в ряду флюидогенных преобразований ультрабазитов и в продуктах частичных выплавок (Кузнецов и др., 2010; Шарапов и др., 2017б). Несколько роль исходного состава флюидной фазы в формировании локального состава расплава, образующегося в ходе декомпрессионного плавления при изменении состава жидкой и кристаллической фаз в минеральных парагенезисах, обусловленных плавлением сростков шпинели и кристаллических включений, формирующих жиловидные образования. При этом статистические характеристики состава клинопироксенов и амфиболов, формировавшихся по разным механизмам, существенно отличаются: для пироксенитов из жиловидных тел они отвечают известному тренду направленной кристаллизации (Киргинцев и др., 1997); для друзовидных заполнений открытых трещин отсутствуют какие-либо тренды между петrogenными компонентами, которые характеризуются значимыми линейными корреляциями с $r \geq 0.6$.

Правдоподобность сделанных выше предположений о механизмах и возможных масштабах частичного плавления в метасоматизированных гарцбургитах в интервале температур 1150–1200°C были проверены в эксперименте. В проточном реакторе ИТФ СО РАН были прогреты образцы оливинитов, гарцбургитов и пироксенитов. Прогрев осуществляли потоками восстановленных газов в

интервале температур 800–1200°C (Кузнецов и др., 2010), который отвечает интервалу конвективного прогрева в рамках развитой модели (табл. 8). При использованной технологии проведения экспериментов продукты частичного плавления после закалки фиксируются на поверхности и внутри нагреваемых кубиков породы в форме пузыристой стекловатой среды, аналогично вспененной стекловатой фазе в изученных образцах ксенолитов. Такие стекловатые среды были получены в образцах гарцбургита и пироксенита при температуре потока газа 1200°C. Результаты удовлетворительно согласуются с данными определения температуры гомогенизации флюидных и нормальных расплавных включений в *Ol*, *Opx*, *Cpx*, *Spl*, *Amph* (Тимина и др., 2015).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Рассмотренные процессы метасоматоза пород мантийного клина относятся к явлениям, подобным дебазификации ультрабазитов при воздействии метасоматизирующих флюидов из магматических источников в земной коре, т.е. формально характер этих процессов аналогичен образованию родингитов в земной коре (Жариков и др., 1998). Для коровых родингитов Камчатки описаны случаи формирования как из метаморфогенных, так и магматических источников (Селиверстов, Осипенко, 1998). Среди описанных метасоматических пород земной коры (Жариков и др., 1998) выделенный в (Ishimaru, Arai, 2011) тип метасоматоза неизвестен. С одной стороны, как было показано в (Шарапов и др., 2017б), он состоит в преобладании “ортопироксенизации” оливина, завершающейся своеобразным частичным плавлением. С другой стороны, в разнородных проявлениях родингитов Камчатки установлены как разные типы зональности метасоматических колонок, так и их переплавления (Селиверстов, Осипенко, 1998). Среди метасоматизированных ультрабазитов в ксенолитах Авачинского вулкана нет их полных аналогов. Таким образом, рассматриваемый процесс метасоматического преобразования некоторой части пород мантийного клина является или незавершенной частью локальной метасоматической колонки, или закономерной динамической частью развивающейся флюидной системы, которая не имеет динамического аналога в коровых магматических системах.

Следует обратить внимание на следующие характерные особенности рассматриваемого феномена: 1) преобладание околотрецинного метасоматоза, многократное пересечение трещин со сходной минерализацией; 2) отсутствие ясно проявленной последовательности метасоматических зон в массивных образцах гарцбургитов; 3) наличие четкого тренда возрастания температуры флюидных воздействий, фиксируемых в крупных образцах на стадиях, которые заканчиваются образованием друзовых оторочек амфиболя с плагиоклазом, клинопироксеном, иногда с оливином, а также

“примазок” кислых стекловатых пен. Фрагменты этих образований наблюдаются в лавовых андезитовых корках на поверхности ксенолитов. Таким образом, имеют место относительно кратковременные стадии сейсмогенного отделения флюидов от малоглубинного магматического очага, питающего данный вулкан, которые заканчиваются выносом обломков при извержениях. Землетрясения, как триггеры вулканических и гидротермальных процессов, описаны и показаны для зон сейсмичности (Watt et al., 2009; van der Elst et al., 2013). Именно такой динамической обстановкой можно объяснить многостадийность метасоматического процесса с развитием только начальной стадии дебазификации ультрабазитов, вид температурного тренда и предельные значения температурного воздействия флюидов на породы мантийного клина и земной коры. Такая циклическая динамика флюидных процессов магматических очагов вытекает из развитой в работе (Николаевский, 1996) особенности флюидодинамики в сейсмически активных участках мантийного клина. Другим объяснением природы описанного процесса метасоматоза ультрабазитов мантийного клина под Авачинским вулканом может быть специфичность гидродинамики двухуровневой глубинной магматической или метаморфогенной флюидной системы, в которой есть нижняя область компактирования и верхняя высокопроницаемая трещиноватая область. Такие количественные динамические модели гидродинамики построены, также проведено их совмещение с моделью проточного реактора (Шарапов и др., 2019).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Описанные явления метасоматоза в ксенолитах ультрабазитов из эксплозивных извержений Авачинского вулкана относятся преимущественно к начальным стадиям дебазификации ультрабазитов магматогенными флюидами, поступавшими из вторичного очага плавления, возникшего в мантийном клине в шпинелевой фации глубинности. Возможно, среди метасоматизированных пород присутствуют обломки более ранних метасоматитов, относящихся к внешним уровням метасоматических колонок, связанных с более глубинными магматическими источниками. В тех и в других присутствуют только минеральные ассоциации слабой дебазификации, отвечающие уровням конвективного прогрева ниже 1150°C. В эксплозивных продуктах вулканов фронтальной зоны присутствуют или глубоко перекристаллизованные при температурах порядка 1000–1100°C породы различной степени дифференциации базитовых интрузий (Кутыев, Шарапов, 1979), или описанные выше ультрабазиты корово-мантийной смеси (Колосков, 1999).

Процессы декомпрессионного плавления, по-видимому, связаны с отдельными циклами развития фильтрации магматогенных флюидов, при которых реализуются более высокотемпературные уровни прогрева порядка 1200°C. В таких случаях

возможны явления слабовыраженного декомпрессионного плавления метасоматизируемого трещиноватого массива пород под Авачинским вулканом.

Механизм пар–жидкость–кристалл, приводящий к отложению в трещинах амфиболовых кроков, связан с ретроградным кипением кристаллизующегося расплава в питающем Авачинский вулкан магматическом очаге. В интервале температур 1100–1200°C никаких процессов инфильтрационного магматического метасоматоза ультрабазитовых пород не может быть реализовано из-за отсутствия в питающих вулканы магматических очагов перегретых расплавов, что подтверждается анализом имеющихся образцов. В исследованном массиве ксенолитов не встречается структурно-минералогических признаков как фильтрации магматических жидкостей, так и диффузионной реакционной зональности расплав–порода.

В сейсмоактивной области под вулканами возможно проявление комплекса процессов тепломассообмена: растворение, отложение из газовой фазы, околотрещинный метасоматоз с локальным плавлением, частичное объемное декомпрессионное плавление. Эти явления достаточно широко представлены в тектонизированной литосфере под Авачинским вулканом.

Благодарности. Авторы выражают благодарность сотруднику ИВГ ДВО РАН Р.Л. Дунину–Барковскому; сотрудникам ИГМ СО РАН М.П. Гора, С.В. Ковязину, С.З. Смирнову, Т.Ю. Тиминой, В.П. Чупину, А.Я. Шевко за возможность исследования флюидогенного преобразования мантийных пород под Авачинским вулканом; И.В. Ащепкову, М.П. Мазурову, В.В. Рябову, В.А. Фалееву за обсуждение работы; Н.С. Карманову и М.В. Хлестову за качественные данные о минеральном составе образцов. Авторы выражают признательность В.П. Логачеву и сотрудникам лаборатории электронной сварки ИЯФ СО РАН за проведение исследований на уникальных установках. Авторы признательны рецензентам, чьи замечания способствовали ясности представления результатов.

Источники финансирования. Работа выполнена по Государственному заданию ИГМ СО РАН при частичной финансовой поддержке грантов РФФИ № 16-05-00625, № 19-05-00788.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Абкадыров И.Ф., Букатов Ю.Ю., Геранин К.О. Результаты микросейсмического зондирования в районе Авачинского вулкана // Природная среда Камчатки. Материалы XIII региональной молодежной научной конференции. Петропавловск-Камчатский: ИВиС ДВО РАН, 2004. С. 103–114.

Артемьев С.Р. Анализ существующих представлений о традиционных методах выращивания металлических нитевидных кристаллов. Осаждение вещества из газовой фазы // Технологический аудит и резервы производства. 2016. Т. 3. № 3(29). С. 34–37.

Базанова Л.И., Брайцева О.А., Мелекесцев И.В., Сулержицкий Л.Д. Катастрофические извержения Авачинского вулкана (Камчатка) в голоцене: хронология, динамика, геоморфологические и экологические эффекты, долгосрочный прогноз // Вулканология и сейсмология. 2004. № 6. С. 3–8.

Балашов В.Н., Лихтнер П.Ч. Исчезающие зоны в инфильтрационной метасоматической зональности // Докл. АН СССР. 1991. Т. 321. С. 1242–1246.

Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. М.: Наука, 1978. 222 с.

Гиваргизов В.И. Рост нитевидных и пластинчатых кристаллов из пара. М.: Наука, 1977. 303 с.

Голубев В.С. Динамика геохимических процессов. М.: Недра, 1981. 208 с.

Гонтова Л.И., Попруженко С.В., Низкоус И.В. Верхняя мантия Камчатки: глубинная модель и связь с тектоникой // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27. № 2. С. 80–91.

Гуров К.П. Феноменологическая термодинамика необратимых процессов. М.: Наука, 1978. 126 с.

Добрецов Н.Л., Симонов В.А., Кулаков И.Ю., Котляров А.В. Проблемы фильтрации флюидов и расплавов в зонах субдукции и общие вопросы теплофизического моделирования в геологии // Геология и геофизика. 2017. Т. 68. № 5. С. 702–719.

Доровский В.Н., Перепечко Ю.В. Феноменологическое описание двухскоростных сред с релаксирующими касательными напряжениями // Прикладная механика и техническая физика. 1992. № 3. С. 56–62.

Доровский В.Н., Перепечко Ю.В., Шарапов В.Н. Некоторые проблемы математического моделирования при описании развития магматической и рудно-магматической систем // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1529–1538.

Жариков В.А., Русинов В.П., Маракушев А.А. Метасоматизм и метасоматические породы. М.: Научный мир, 1998. 492 с.

Зарайский Г.П. Эксперимент в решении проблем метасоматизма. М.: ГЕОС, 2007. 135 с.

Зеленский М.Е. Транспорт элементов и условия минералообразования в зонах разгрузки высокотемпературных фумарол на вулкане Мутновский (Камчатка). Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 2003. 20 с.

Зубков В.С. Термодинамическое моделирование системы С–Н–Н–О–S в Р–Т условиях верхней мантии. Иркутск: Изд-во Иркут. ун-та, 2005. 180 с.

Карпов И.К. Физико-химическое моделирование на ЭВМ в геохимии. Новосибирск: Наука, 1981. 246 с.

Киргинцев А.Р., Исаенко Л.И., Исаенко В.А. Распределение примеси при направленной кристаллизации. Новосибирск: Наука, 1997. 254.

Колосков А.В. Ультраосновные включения и вулканиты как саморегулирующаяся геологическая система. М.: Научный мир, 1999. 220 с.

Колосков А.В., Гонтова Л.И., Попруженко С.В. Верхняя мантия Камчатки в изотопно-геохимических аномалиях, роль астеносферного диапризма // Тихоокеанская геология. 2014. Т. 33. № 3. С. 3–13.

Коржинский Д.С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1982. 104 с.

Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмолович К.И. Изучение процессов рудо- и минералообразования из высокотемпературных фумарольных газов

- на вулкане Кудрявый, остров Итуруп, Курильские острова // Геохимия. 1999. № 4. С. 410–422.
- 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 // Тез. докл. XVI Российского совещания по экспериментальной минералогии. Черноголовка: ИЭМ, 2010. С. 60–61.
- Кузнецов Г.В.** Состав газовой фазы минералов перидотитовых ксенолитов Авачинского вулкана как показатель флюидного режима шпинеливой фации надсубдукционного мантийного клина // Материалы конференции “Проблемы освоения недр”. Томск: ТГТУ, 2013. С. 127–128.
- Кутыев Ф.Ш., Шарапов В.Н.** Петрогенезис под вулканами. М.: Недра, 1979. 105 с.
- Лаврентьев Ю.Г., Карманов Н.С., Усова Л.В.** Электронно-зондовое определение состава минералов: микронализатор или сканирующий электронный микроскоп? // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 8. С. 1473–1482.
- Леонов В.Л.** Вулканические хребты: морфология, ориентировка, значение для геотермии // Сейсмология и вулканология. 2005. Т. 7. № 1. С. 37–51.
- Малиновский Л.Г.** Анализ статистических связей (модельно-конструктивный подход). М.: Наука, 2002. 672 с.
- Михеева А.В., Перепечко Ю.В., Сорокин К.Э., Шарапов В.Н.** Динамика конвективного тепломассопереноса в проиницаемых частях сейсмофокальных зон Камчатского региона и сопряженных вулканических дуг // XIII Международная научно-практическая конференция “Новые идеи в науках о Земле”. М.: РГГУ, 2017.
- 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. ... докт. геол.-мин. наук. Иркутск: ИГХ СО РАН, 2014. 41 с.
- Рябцев С.В., Кущев С.Б., Солдатенко С.А. и др.** Морфология и кристаллография нитевидных монокристаллов кристаллов SiO_2 гетероструктур $\text{In}_2\text{O}_3/\text{SiO}_2$ // Конденсированные среды и межфазные границы. 2011. Т. 13. № 1. С. 80–88.
- Селиверстов В.А., Осиненко А.Б.** Петрология родингиев Камчатки. Владивосток: Дальнаука, 1998. 123 с.
- Стенина Н.Г.** Просвечивающая электронная микроскопия в задачах генетической минералогии. Новосибирск: Наука, 1985. 186 с.
- Тимина Т.Ю., Томиленко А.А., Ковязин С.В.** Особенности флюидного режима при образовании клинопироксенитов надсубдукционного мантийного клина под Авачинским вулканом (Камчатка) // Докл. АН. 2015. Т. 463. № 6. С. 696–699.
- Федорченко В.И., Родинова Р.И.** Ксенолиты в лавах Курильских островов. Новосибирск: Наука, 1975. 138 с.
- Френкель М.Я., Кадик А.А.** Адиабатическая декомпрессия водосодержащего силикатного расплава (на примере альбит–вода) и ее роль в развитии магматического процесса // Динамические процессы физической геохимии. Новосибирск: Наука, 1982. С. 33–42.
- Чудненко К.В.** Термодинамическое моделирование в геохимии: теория, алгоритмы, программное обеспечение, приложения. Новосибирск: ГЕО, 2010. 287 с.
- Шарапов В.Н., Борисенко А.С., Мазуров М.П. и др.** Модельный анализ развития континентальных мантийно-коровых рудообразующих систем. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2009а. 399 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 // Вулканализм и геодинамика. Материалы IV Всероссийского симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Петропавловск-Камчатский: ИВС ДВО РАН, 2009б. С. 228–231.
- Шарапов В.Н., Чудненко К.В., Томиленко А.А.** О физико-химической динамике карбонатизации пород литосферной мантии под кратоном Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. Т. 56. № 5. С. 890–905.
- Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Логачев П.В. и др.** К построению модели динамики сублимирования трещиноватых пород литосферы в мантийном клине под вулканами Авачинской группы (Камчатка) // Геохимия. 2017а. № 3. С. 201–223.
- Шарапов В.Н., Кузнецов Г.В., Тимина Т.Ю. и др.** Численное моделирование неизотермического метасоматического преобразования ультрабазитов мантийного клина под Авачинской группой вулканов (Камчатка) // Геология и геофизика. 2017б. Т. 58. № 5. С. 674–700.
- Шарапов В.Н., Мазуров М.П., Чудненко К.В., Сорокин К.Э.** Динамика метасоматического преобразования пород литосферной мантии и земной коры в зонах глубинных разломов, контролировавших трапповый магматизм Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. С. 1055–1068.
- Шеплев В.С.** Математическое моделирование химической зональности в метаморфических реакционных структурах горных пород. Дисс. ... д-ра хим. наук в виде науч. докл. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1998. 80 с.
- Шеймович В.С., Пузанков Ю.М., Пузанков М.Ю.** Проявление щелочного магматизма в окрестностях Авачинской губы // Вулканология и сейсмология. 2005. № 4. С. 36–46.
- Aharonov E., Whitehead J.A., Kelemen P.B., Spiegelman M.** Channeling instability of upwelling melt in the mantle // J. Geophys. Res. 1995. V. 100. B10. P. 20433–20450.
- Arai S., Ishimaru S.** Insights into petrological characteristics of the lithosphere mantle wedge beneath arcs through peridotite xenoliths: A review // J. Petrol. 2008. V. 49. № 4. P. 359–395.
- Connolly J.A.D., Podladchikov Y.** Decomposition weakening and channeling instability in ductile porous media: Implications for asthenosphere melt segregation // J. Geophys. Res. 2007. V. 112. B10205.
- Halama R., Savov I.P., Rudnick R.L.** Insights into Li and Li isotope cycling and sub-arc metasomatism from veined mantle xenoliths, Kamchatka // Contrib. Mineral. Petrol. 2009. V. 158. № 2. P. 197–222.
- Hopp J., Ionov D.A.** Tracing partial melting and subduction-related metasomatism in the Kamchatkan mantle wedge using noble gas compositions // Earth Planet. Sci. Lett. 2011. V. 302. P. 121–131.
- 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., Ishida Y., Okrugin V.** 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 // J. Petrol. 2007. V. 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. P. 703–725.
- Katz R.F., Spiegelman M., Langmuir C.H.* A new parametrization of hydrous mantle melts // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2003. V. 4. № 9. P. 1073.
- Koulakov I., Jaxybulatov K., Shapiro N. et al.* 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.
- Liang J.* Kinetics of crystal – melt reaction in partially molten silicates // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2003. V. 4. № 5. P. 1045.
- Morgan S.S., Stanik A., Horsman E. et al.* Emplacement of multiple magma sheets and wall rock deformation: Trachyte Mesa intrusion, Henry Mountains, Utah // *J. Struc. Geol.* 2008. V. 30. P. 491–512.
- Numerical Simulation of Reactive Flow in Hot Aquifers // Ed. Ch. Clauser. Berlin-Heidelberg-New York: Springer-Verlag, 2003. 316 p.
- Perepechko Y.V., Sorokin K.E., Imomnazarov Sh.Kh., Sharapov V.N.* Modeling of a heterophase flow in permeable zones of the lithosphere // *Bull. Nov. Comp. Center, Num. Anal.* 2016. V. 18. P. 37–47.
- Simpson G., Spiegelman M., Weinstein M.I.* A multiscale model of partial melts. 2. Numerical results // *J. Geophys. Res.* 2010. V. 115. B04411.
- Spiegelman M., McKenzie D.* Simple 2D models for melt extraction at mid-ocean ridges and island arcs // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1987. V. 83. P. 137–152.
- Spiegelman M., Kelemen P.B., Aharonov E.* Causes and consequences of flow organization during melt transport: The reaction infiltration instability in compactible media // *J. Geophys. Res.* 2001. V. 106. № B2. P. 2061–2078.
- van der Elst N.J., Savage H.M., Keranen K.M., Abers G.A.* Enhanced remote earthquake triggering at fluid-injection sites in the Midwestern United States // *Science.* 2013. V. 341. P. 164–167.
- Watt S.F.L., Pyle D.M., Mather T.A.* The influence of great earthquakes on volcanic eruption rate along the Chilean subduction zone // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2009. V. 277. P. 399–405.

Mechanisms of Partial Melting of Metasomatised Mantle Ultramafic Rocks Beneath the Avacha Volcano (Kamchatka) and Growth of Minerals from Gas Phase in Fractures

**V. N. Sharapov^{1, 2}, A. A. Tomilenko¹, G. V. Kuznetsov¹, Y. V. Perepechko¹,
K. E. Sorokin¹, A. V. Mikheeva³, and Y. I. Semenov⁴**

¹*Sobolev Institute of Geology and Mineralogy, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

²*Novosibirsk State University, Novosibirsk, Russia*

³*Institute of Computational Mathematics and Mathematical Geophysics,
Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

⁴*Budker Institute of Nuclear Physics, Siberian Branch Russian Academy of Sciences, Novosibirsk, Russia*

We discuss partial melting of metasomatised rocks of the lithospheric mantle, which tectonically reformed by seismic events beneath the frontal volcano and associated mineral growth from gas phase in open fractures above the Avacha volcano feeding magma chamber based on the research of xenoliths carried and extruded by lavas. Based on the integrated study of representative mantle xenoliths from the volcano explosions we developed and numerically studied a mathematical model of convective heat-mass transfer in the permeable zone above the feeding magma chamber. The model provides an analysis for the area active seismic fragmentation of rocks at the depths of 30–70 km beneath the Avacha volcano. The analysis includes the following points: 1) existing qualitative genetic concepts of nature of the identified textural and structural ratios between xenoliths and the transporting lavas, 2) data on fluid and melt inclusion composition in minerals, 3) temperature estimates of inclusion homogenization, 4) concepts on partial melting mechanisms of metasomatised ultramafics and the associated mineral growth mechanism in open fractures. It has been shown that beneath the Avacha volcano in the given depth interval, seismic faults above magma chambers are coupled with a set of convective processes of fluid heterophase heat-mass transfer in the lithosphere, that is, infiltration metasomatism of spinel depth facies, sublimation, and condensation of petrogenic components from gas phase. It is assumed that local partial decompression melting of highly heated ultramafic rocks and mafic rocks may be linked to major seismic events. It has been shown that together with the phenomena of infiltration metasomatism of spinel facies in fractured mantle rocks, crystal crusts and druse crystals of clinopyroxene and amphibole form by the steam-liquid-crystal mechanism from gas phase in open fractures. Decompression partial melting demonstrates two forms – melting of spinel intergrowths with microscopic scales of “metasomatic” orthopyroxene host crystals, which replaced olivine in harzburgites and formation of clinopyroxene, amphibole, and relict orthopyroxene vein fillings. To verify the validity of these assumptions, physical experiments were conducted using convective heating of samples of natural xenoliths in a flow-through reactor capable for reproducing the partial melting phenomena and on an electron gun with a power unit for the dense electron beam welding system. In the latter case, we simulated sublimation and deposition from gas phase of petrogenic components over a solidus boundary for all the petrographic types of mantle ultramafic rocks. No structural and mineral signs of magmatic fluid infiltration and manifestations of diffusion-reaction zoning of the “melt-rock” type have been found in the study xenoliths.

Keywords: mantle xenoliths, metasomatism, melting, heat-mass transfer, mathematical modeling