

ПЛАВЛЕНИЕ И МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ ГЛОБАЛЬНОГО СУБДУКЦИОННОГО ОСАДКА, ОБОГАЩЕННОГО ВОДОЙ, В УСЛОВИЯХ ЗАКРЫТОЙ И ОТКРЫТОЙ СИСТЕМ: ЭКСПЕРИМЕНТ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

А.Л. Перчук***, Сердюк А.А.**, Н. Г. Зиновьева*, М.Ю. Шур*

* *Кафедра петрологии и вулканологии, Геологический факультет, Московский
государственный университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, Москва, 119234,*

Россия; e-mail: alp@geol.msu.ru

***Институт экспериментальной минералогии имени Д.С. Коржинского РАН,*

Черноголовка, Московская обл., 142432, Россия

Аннотация. Фазовые отношения и плавление субдукционного осадка изучались в двух сериях высокобарных экспериментов при P - T параметрах 750-900°C и 2.9 ГПа, а также с помощью термодинамического моделирования. В экспериментах использовалась химическая смесь, соответствующая по составу глобальному субдукционному осадку (GLOSS, Plank, Langmuir, 1998), но с повышенным содержанием воды ($H_2O=15.52$ мас.% по сравнению с 7.29 мас.% в GLOSS). В первой серии экспериментов применялись ампулы без верхней крышки, во второй – выполненной по той же методике и при тех же P - T - t параметрах – закрытые (герметичные) ампулы. В продуктах опытов обеих серий отмечается хорошее согласование по P - T условиям плавления, присутствию в парагенезисах граната, карбоната, кианита, фазы SiO_2 и фенгита. Однако, во всех опытах серии с открытыми ампулами широко развит омфациит, в том числе магматический, а в серии с закрытыми ампулами омфациит присутствует только в опыте с субсолидусными условиями (при 750°C). Термодинамическое моделирование для состава экспериментальной смеси (H_2O -GLOSS), выполненное для условий закрытой системы, хорошо воспроизводит экспериментальные данные по водному солидусу и стабильности большинства минералов, показывая сокращение содержания омфациита при появлении расплава. Именно этот эффект, связанный с повышенным давлением водного флюида в закрытой системе, наблюдается в закрытых ампулах. Термодинамическое моделирование для состава H_2O -GLOSS также показывает возможность полного разложения карбонатов в слэбе при условиях "горячей" субдукции, но этот результат не подтверждается нашими экспериментальными данными. Поскольку в зонах субдукции процессы плавления и минерального роста контролируются мигрирующими флюидами и расплавами, представляется правильным опираться на экспериментальные результаты, полученные при использовании открытых ампул.

ВВЕДЕНИЕ

Магматизм, метаморфизм, метасоматоз и внутриплитные землетрясения в зонах субдукции в существенной степени контролируются водным флюидом, выделившимся при разложении водосодержащих минералов погружающихся океанических литосферных плит (Tatsumi, Eggins, 1995; Schmidt, Poli, 1998). Значительные количества воды, а также кремния, алюминия, карбонатов, крупноионных литофильных элементов (LILE), легких редкоземельных элементов (LREE) и карбонатов, поступающих в зоны субдукции, заключены в верхнем слое океанической коры (Scambelluri, Philippot, 2001; Hermann et al., 2006; Vebout, 2007; Spandler, Pirard, 2013; Zheng, 2019). Здесь, наряду с хемогенными и биогенными глубоководными осадками дна океана, находятся большие объемы терригенных осадков, сносимые с островных дуг или окраин континентов в желоба и аккреционные призмы. Мощности осадочных толщ и состав пород в них настолько разнообразны и меняются от одной зоны субдукции к другой (Plank, Langmuir, 1998), что нет возможности выбрать какой-либо природный осадок в качестве представительного для зон субдукции. В связи с этим, на основе статистической обработки составов, строения и мощностей толщ осадков в многочисленных зонах субдукции был получен состав среднестатистического субдукционного осадка, названный GLOSS (Global Subducting Sediment, Plank Langmuir, 1998). Этот состав оказался очень востребован в многочисленных исследованиях, например, для оценки дегидратации и декарбонатизации в погружающихся плитах с помощью петролого-термомеханического моделирования (Gonzalez et al., 2016) и термодинамического моделирования фазовых равновесий в субдукционных осадках в закрытой и открытой системах (Kerrick, Connolly, 2001a, 2001b; Gorman et al., 2006).

Модельный состав GLOSS применялся и в экспериментальных исследованиях (табл. 1). В частности, изучалось его плавление в присутствии графита и алмаза при 7.5–12 ГПа и 800–1600°C (Brey et al., 2015), моделировалось его взаимодействие с мантийными субстратами при давлениях более 2.9 ГПа в широком диапазоне температур (Перчук и др., 2019; Bulatov et al., 2014; Woodland et al., 2018). В экспериментальных исследованиях фазовых отношений и плавления использовались и более глиноземистые составы субдукционного осадка (табл.1, Hermann, Spandler, 2008; Grassi, Schmidt, 2011).

Изменения содержаний H_2O и CO_2 в субдуцирующих плитах (и осадках в частности) – важная составляющая бюджета этих летучих в зонах субдукции, оцениваются на основе термальной структуры зон субдукции, а также экспериментальных и термодинамических данных по фазовым равновесиям и стабильности минералов в разных литологических типах пород слэбов (например, Schmidt, Poli, 1998; van Keken et al., 2011).

В данной работе сравнивались экспериментальные и термодинамические данные, полученные для одного и того же состава глобального субдукционного осадка при P - T условиях субизобарического разогрева поверхности слэба в горячей зоне субдукции (Syracuse et al., 2010). При моделировании учитывалось частичное плавление, оказывающее значительное влияние, как на минеральные парагенезисы, так и на содержание летучих компонентов в породе. Другой отличительной особенностью данной работы является использование разных экспериментальных методик, позволяющих сравнивать эффекты закрытых и открытых систем, минеральные парагенезисы и составы первичных расплавов.

ЭКСПЕРИМЕНТ

Субдукционный осадок. В экспериментах использовалась химическая смесь состава H_2O -GLOSS (табл. 1), полученная из порошков оксидов, гидроксидов и солей чистотой не менее 99% (каталог Aldrich, sigmaaldrich.com). Исходные реагенты подбирались таким образом, чтобы, сочетая их в определенной пропорции, получить требуемый состав, соответствующий модельному GLOSS (Plank, Longmuir, 1998). Последовательность действий при изготовлении GLOSS была следующей. Фосфор вводился в систему в виде дигидрофосфата калия KH_2PO_4 . Магний вводился в виде сложного соединения $4MgCO_3 \cdot Mg(OH)_2 \cdot 5H_2O$. Затем оставшееся необходимое количество CO_2 вводилось в систему в виде карбоната калия, K_2CO_3 . Недостающий до требуемого количества калий вводился в виде гидроксида калия, KOH. Вода вводилась до нужного количества сначала в виде гидроксида натрия, NaOH (его количество определялось требуемым содержанием натрия), а затем гидроксида алюминия, $Al(OH)_3$. Остальной алюминий вводился в виде оксида Al_2O_3 . Прочие элементы добавлялись в нужном количестве в виде соответствующих оксидов – SiO_2 , TiO_2 , FeO, MnO, CaO. Таким образом, состав используемой в экспериментах смеси по относительному содержанию всех компонентов,

кроме H_2O , соответствовал модельному GLOSS (Plank, Langmuir, 1998). Повышенное содержание H_2O в исходной смеси (состав H_2O -GLOSS, рассчитанный на основе рентгенофлуоресцентного анализа, табл. 1), обусловленное сорбированием атмосферной воды (главные сорбенты - NaOH и K_2CO_3), создавало благоприятные условия для протекания минеральных реакций и плавления. В некоторой степени это также соответствует природным условиям в слэбе благодаря существованию нескольких источников водного флюида, находящихся под слоем субдукционных осадков (Spandler, Pirrard, 2013).

Методика эксперимента. Порошок модельного субдукционного осадка (H_2O -GLOSS, табл. 1) помещался в $\text{Ag}_{30}\text{Pd}_{70}$ ампулы длиной 3 мм и внешним диаметром 2 мм. Эксперименты проводились по двум методикам при одинаковых температурах и давлении – с герметично запаянными ампулами и с ампулами без верхних крышек. Ампулы без верхних крышек, используемые нами ранее (например, Perchuk et al., 2018), позволяют воспроизводить близкое к природным условиям однократное прохождение флюида (расплава) через исследуемое вещество. В противном случае флюид (расплав) остается долгое время в ампуле, и поэтому возможно его как восходящее, так и нисходящее движение, либо же нахождение без движения. Каждая ампула помещалась в безградиентную зону ячейки высокого давления. Строение соляной ячейки и положение в ней ампулы приводится на рис.1. Ампула помещалась в область наименьшего температурного градиента. Во внутренней части ячейки ампула и термопара находились в спрессованном MgO .

Опыты проводились на установке типа "цилиндр–поршень" в ИЭМ РАН при температурах 750-900°C и давлении 2.9 ГПа (табл. 2), что соответствует геотермам на границе кора–мантия, полученным с помощью термомеханического моделирования для горячих зон субдукции (Syracuse et al., 2010, модель D80). Длительность опытов выбиралась в соответствии с предыдущими экспериментами, где источником флюидов (расплавов) служили сухие порошки амфиболита и глаукофанового сланца, а Grt-Cpx геотермометрия новообразованных фаз воспроизводила температуры опытов (например, Перчук и др., 2018, Perchuk et al., 2018). Сведения о калибровке установки по давлению приводятся в работе (Перчук и др., 2013). Фугитивность кислорода в опытах не контролировалась. Согласно (Patiño Douce, Harris, 1998), ячейки с графитовым нагревателем ограничивают f_{O_2} в образце между буфером FMQ и FMQ-2, что соответствует условиям, оцененным для перидотитов супрасубдукционной мантии (Foley,

2011). Длительность опытов варьировалась от 120 до 216 часов; низкотемпературные опыты были более продолжительными, чем высокотемпературные из-за различий в кинетике минерального роста при разных температурах (табл. 2). Температура измерялась с помощью WRe5/20 термопары на верхнем конце ампулы.

Ампулы после опытов помещались в полистироловые шашки и полировались на алмазных кругах и пастах.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ

Электронно-микроскопические исследования и электронно-зондовый микроанализ минералов и стекол проводились в Лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ имени М.В. Ломоносова.

Химические анализы фаз были получены с помощью электронно-зондового микроанализатора «Superprobe JXA-8230» с вольфрамовым термоэмиссионным катодом. Структурные взаимоотношения экспериментальных фаз изучались в режиме обратно рассеянных электронов при ускоряющем напряжении 20 кВ. Количественный микроанализ минералов с использованием пяти кристалл-дифракционных спектрометров проводился в режиме сфокусированного электронного зонда при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока 20 нА. Для анализа стекол, слюд и карбонатов электронный зонд расфокусировали до 6-10 мкм. В качестве стандартов для измерения главных элементов использовались природные силикаты. Для главных элементов время накопления импульсов на пике составляло – 30 с, на фоне – 15 с. В этих условиях величина стандартного отклонения при измерении главных компонентов не превышала 0.9 отн. %.

Часть анализов была получена на сканирующем электронном микроскопе «Jeol JSM-6480LV» с энергодисперсионным спектрометром «Oxford X-MaxN» с использованием тех же стандартов. Изображения в режиме обратно рассеянных электронов были сделаны при ускоряющем напряжении 20 кВ. Локальный количественный энергодисперсионный анализ фаз выполнялся при ускоряющем напряжении 20 кВ и силе тока электронного зонда 10 нА. Стекла анализировались по площади, чтобы избежать потери щелочей.

Содержания главных компонентов в порошках исходных пород определялись методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА) в ИГЕМ РАН на спектрометре PW-2400 производства компании Philips PW 2400.

РЕЗУЛЬТАТЫ

В виду различий между продуктами опытов (рис. 2, табл. 2), фазовые отношения для каждой серии рассматриваются отдельно.

Продукты опытов в открытых ампулах. Ампулы после опытов были немного деформированы вследствие вертикального сжатия, но, в целом, сохранили исходную цилиндрическую форму (рис. 2а-г).

Температура опытов оказала существенное влияние на пространственное распределение фаз (расплава и минералов) и минеральные парагенезисы (рис. 2 и 2, табл. 2). В частности, при снижении температуры равномерное распределение минералов (гранат, омфациит, карбонат) в расплаве при 900°C сменяется вертикальной зональностью вплоть до возникновения трех зон с разными парагенезисами при 750°C (рис. 3). При этом в продуктах всех опытов встречаются гранат, омфациит и карбонат. Расплав отсутствует лишь в самом низкотемпературном опыте; фенгит и фаза SiO₂, наоборот, в самом высокотемпературном (900°C). Диагностика фазы SiO₂ в этой серии экспериментов не проводилась, но ранее в продуктах опытов при тех же *P-T* параметрах с помощью рамановского спектрометра XPloRA (Horiba Scientific), совмещенного с конфокальным микроскопом, был установлен кварц (Perchuk et al., 2018), что соответствует экспериментальным данным (Bose, Ganguly, 1995).

Минералы в опытах при $T \geq 850^\circ\text{C}$ растут из расплава и как правило имеют идиоморфные очертания (рис. 4). Стекла пористые, в узких зонах вокруг минералов поры отсутствуют (рис. 4). В опыте при 800°C расплав находится только в верхней части ампулы, здесь он образует либо окаймленные агрегатом омфациитовых зерен узкие «заливы», начинающиеся возле стенок ампулы, либо находится в ассоциации с гранатом, омфациитом, кианитом, фенгитом, карбонатом и фазой SiO₂ (рис. 4).

Продукты опытов в закрытых ампулах. Закрытые ампулы оказались несколько более деформированными, чем открытые в опытах при аналогичной температуре (рис. 2д-з). Лучше всего сохранила форму ампула в самом низкотемпературном опыте.

В продуктах опытов этой серии хорошо видна вертикальная зональность (рис. 2д-ж, 5), обусловленная, прежде всего, сегрегацией расплава в верхней части ампул. Доля

расплава (стекла) при снижении температуры уменьшается вплоть до полного исчезновения при 750°C (рис. 4), превышая на ~50°C водный солидус субдукционных пелитов (Hermann, Spansler, 2008) и уступая на >50°C карбонатизированным пелитам (Grassi, Schmidt, 2011). В расплаве из средней зоны равномерно распределен магматический гранат. Его кристаллы, как правило, идиоморфные, часто пойкилитовые. На верхней границе этой зоны кристаллы становятся атоллавыми или скелетными (рис. 6а, в). Небольшие участки расплава сохраняются и в нижней зоне, здесь также находятся гранат, карбонат, кианит, фаза SiO₂ и фенгит (рис. 6б, д, е). Фенгит встречается во всех опытах кроме самого высокотемпературного. В самом низкотемпературном опыте зональность в ампулах отсутствует, нет и расплава, но появляется омфацит, сосуществующий с гранатом, карбонатом, кианитом, фазой SiO₂ и фенгитом (рис. 4).

Таким образом, общими чертами продуктов опытов обеих серий является совпадение положений водного солидуса, поля стабильности фенгита, наличие в продуктах всех опытов карбонатов и граната. При этом мы допускаем, что часть карбонатов может являться закалочными кристаллами. Важнейшим отличием следует считать отсутствие в продуктах большинства опытов с закрытыми ампулами омфацита, широко распространенного во всех опытах с открытыми ампулами.

Составы фаз. Представительные анализы минералов приводятся в таблицах 3-7. Пересчет электронно-зондовых микроанализов осуществлялся по кислородному методу с учетом трехвалентного железа (Fe³⁺) для граната и клинопироксена.

Клинопироксен встречается в продуктах всех опытов в открытых ампулах, а в закрытых ампулах только при 750°C. Состав клинопироксена отвечает в основном омфациту ($X_{Mg} = 0.47-0.98$ и $X_{Jd} = 0.10-0.53$), но в зональных кристаллах клинопироксена (блоковая зональность) в опыте при 900°C наблюдаются участки с параметрами состава ($X_{Mg} = 0.92-0.96$ и $X_{Jd} = 0.03-0.09$), отвечающими авгиту (рис. 7; табл. 3). Параметры состава омфацита в открытых ампулах имеют общую тенденцию в увеличении магниальности и снижении содержания жадеита с ростом температуры. Омфациты из закрытой ампулы при 750°C, подобно омфацитам из аналогичного опыта с открытой ампулой при той же температуре, имеют пониженную магниальность $X_{Mg} = 0.40-0.47$ и повышенное содержание жадеитового минала $X_{Jd} = 0.57-0.61$ (табл. 3, рис. 7).

Гранат присутствует во всех опытах независимо от типа ампул. Его модальное содержание увеличивается с повышением температуры эксперимента. По составу гранат относится к алмандин-пироп-гроссуляровому ряду твердого раствора с $X_{Mg} = 0.15-0.51$ и

$X_{Ca} = 0.19-0.31$ (табл. 4, рис. 8) с небольшим содержанием TiO_2 (шорломитовый минал). С повышением температуры эксперимента магнезиальность граната возрастает. В зернах граната иногда наблюдается концентрическая ростовая зональность с повышением магнезиальности и снижением кальциевости от центра к краю (рис. 8, табл. 4).

Расплавы (стекла) присутствуют во всех опытах при температуре $T \geq 800^\circ C$ и имеют риолитовый состав (табл. 5, рис. 9). Состав расплавов в пределах одной ампулы изменяется по SiO_2 , Na_2O и K_2O в пределах 1–2 вес. % (рис. 9), но какой-либо зональности или закономерности в изменении состава выявить не удалось. Низкие суммы оксидов указывают на присутствие в стеклах флюида (преимущественно H_2O и, возможно, CO_2), а многочисленные пузыри (рис. 4 и б) – на его частичную дегазацию. В расплавах из открытых ампул наиболее низкая кремнекислотность наблюдается в опыте при 900 , а в опытах при 800 и $850^\circ C$ содержания SiO_2 перекрываются (рис. 9). Содержание SiO_2 имеет слабую выраженную отрицательную корреляцию с Na_2O и суммой оксидов щелочей (рис. 9а, б). В этом интервале температур составы стекол в закрытых ампулах изменяются аналогичным образом (рис. 9г, д). В этих же опытах в закрытых ампулах прослеживается, отсутствующая в опытах с открытыми ампулами, небольшая положительная корреляция между SiO_2 и отношением K_2O/Na_2O (рис. 9е). Сопоставление диаграмм показывает, что стекла в опытах с открытыми ампулами являются более натровыми, чем в закрытых. В целом же экспериментальные стекла характеризуются повышенными для субдукционных магм содержаниями SiO_2 и характерными для некоторых адакитовых расплавов отношениями K_2O/Na_2O и суммы щелочей (рис. 9б, в, д, е).

Карбонаты в большинстве опытов представлены железистым доломитом, магнезиальность которого, при довольно выдержанной кальциевости $X_{Ca} = 0.50-0.58$, варьирует в диапазоне $X_{Mg} = 0.56-0.84$ для открытых ампул и $X_{Mg} = 0.53-0.75$ – для закрытых (табл. 6). С понижением температуры магнезиальность уменьшается. Лишь в открытой ампуле из опыта при $800^\circ C$ образуется не доломит, а железистый магнезит с параметрами состава $X_{Mg} = 0.69-0.77$, $X_{Ca} = 0.05-0.11$.

Слюда встречается в опытах обеих серий в виде фенгита ($Si = 3.17-3.40$ ф.е., с $X_{Mg} = 0.60-0.75$ в открытых ампулах и $X_{Mg} = 0.57-0.71$ в закрытых). Магнезиальность фенгита с повышением температуры увеличивается (табл. 7).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ФАЗОВЫХ РАВНОВЕСИЙ

Метод моделирования фазовых равновесий широко используется для предсказания минеральных парагенезисов, содержаний в породах летучих и выноса их из слэбов при P - T условиях субдуцирующих плит (например, Kerrick, Connolly, 2001a; van Keken et al., 2011). Экспериментальные данные по минеральным парагенезисам и плавлению субдукционного осадка, полученные в данной работе, позволяют использовать их для прямого сопоставления с результатами рассмотренного ниже термодинамического моделирования.

Моделирование фазовых равновесий проводилось с помощью программного комплекса PerpleX (6.8.3, Connolly, 2005) с использованием объединенной базы термодинамических данных (файл hp02ver.dat, Holland, Powell, 1998, Connolly, Kerrick, 2001a, Ghiorso et.al., 2002).

Моделирование с учетом плавления выполнялось для состава субдукционного осадка, который использовался в экспериментах (H_2O -GLOSS, табл. 1). Кроме того, было выполнено моделирование с учетом плавления и без него для состава GLOSS (табл. 1).

При моделировании вводились некоторые упрощения, которые, как мы полагаем, существенно не влияли на окончательный результат. В частности, предполагалось, что все железо находилось в закисной форме, а оксиды титана, хрома и марганца в расчетах не учитывались, по причине малых содержаний и/или отсутствия надежных термодинамических данных для соответствующих твердых растворов в минералах. При моделировании использовались активности для следующих минералов: гранат (White et al., 2014; обозначение в программе – Gt(W)), омфациит (Holland, Powell, 1996; Omph(HP)), карбонаты (Anovitz & Essene, 1987; Cc(EA) и Do(AE)), фенгит (White et al., 2014; Mica(W)), полевые шпаты (Fuhrman & Lindsley, 1988; feldspar). Для расплава использовалась модель (White et al., 2014; melt(W)), учитывающая растворение H_2O . Для флюидных компонентов (H_2O , CO_2) использовались компенсационные уравнения Редлиха-Квонга, CORK (Holland, Powell, 1998) и модель смешения (Connolly, Trommsdorff, 1991; F).

Фазовая диаграмма для состава H_2O -GLOSS. Результаты моделирования для состава экспериментальной смеси представлены на фазовой диаграмме с широким диапазоном температуры и давления (рис. 10а), там же на врезке приводится детализация диаграммы для экспериментального интервала P - T условий. Для этой же диаграммы были рассчитаны изолинии содержаний H_2O в минералах и расплаве, а для CO_2 только в минералах (рис. 10б). По распределению изолиний на P - T диаграмме хорошо видно, что содержание воды в фазах резко возрастает с началом плавления (рис. 10б) в связи с ее

растворением в расплаве, а не вследствие вхождения в структуру минералов (например, фенгита). Содержание CO_2 в фазах с повышением температуры, наоборот, сокращается до полного исчезновения при поддуговых P - T условиях в погружающихся плитах горячих зон субдукции (рис. 10б). Отметим, что использованная модель расплава не учитывает растворимость CO_2 в кислых магмах при высоких давлениях (Duncan, Dasgupta, 2015), и, следовательно, изолинии CO_2 в надсолидусных условиях могут быть иными.

Моделирование позволяет оценить фазовый состав и объемные содержания равновесных фаз в каждой точке модельной области, в том числе при P - T условиях экспериментов (табл. 8). Обратим внимание, что указанные модальные содержания минералов и расплава в ампуле (породе) заметно увеличиваются после дегазации флюидной фазы. Например, содержание омфациита в модельном парагенезисе при 750°C будет не 21, а ~ 30 об.% в виду поправки 33% объема приходящегося на водный флюид. Моделирование выявило ряд закономерностей, связанных, прежде всего, с фазовыми отношениями при плавлении. В частности, установлено, что плавление, начинающееся в модельной системе при температуре $\sim 820^\circ\text{C}$ ($P=2.9$ ГПа, рис. 10а), приводит к исчезновению при 850°C доломита, при 870°C фенгита, снижению объемных содержаний (22-38%), омфациита, фазы SiO_2 и свободного $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюида. На фоне этих сокращений увеличивается присутствие граната (табл. 8).

Фазовая диаграмма для состава GLOSS. Термодинамическое моделирование для состава GLOSS (Plank, Longmuir, 1998) проводилось как с учетом плавления, так и без него. Результаты моделирования для каждого из случаев представлены на P - T диаграммах - фазовой и с изолиниями содержаний летучих компонентов (рис. 11). Модельный фазовый состав и объемные содержания фаз при P - T условиях экспериментов вынесены в таблицу 9.

Рассчитанные фазовые диаграммы для составов GLOSS и H_2O -GLOSS позволяют перейти к обсуждению влияния количества водного флюида и плавления на минеральные парагенезисы и флюидосодержание в субдукционных осадках.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Эффект негерметичных ампул. Серии экспериментов с закрытыми и открытыми ампулами позволили сравнить результаты разных экспериментальных методик. Прежде всего, следует отметить близость условий появления расплава (рис. 4, табл. 8). Отмечая

общее сходство минеральных парагенезисов, нельзя не сказать про отличия, связанные с омфацитом. Этот минерал широко распространен в продуктах всех опытов с открытыми ампулами, но в герметичных ампулах присутствует лишь в самом низкотемпературном опыте – единственном из этой серии в субсолидусной области. Мы полагаем, что высокое парциальное давление H_2O препятствовало образованию омфацита в присутствии расплава в закрытых ампулах, тогда как в открытых оно было намного ниже, что способствовало обильному росту этого минерала, в том числе из расплава.

Сравнение экспериментальных и термодинамических данных. Модельные минеральные парагенезисы хорошо воспроизводят присутствие в открытых ампулах таких минералов как гранат, омфацит и фаза SiO_2 (до $850^\circ C$) (табл. 8, рис. 10). Плавление в продуктах опытов этой серии фиксируется с температуры $800^\circ C$, хорошо соответствуя расчетной линии водного солидуса проходящей при $820^\circ C$ при 2.9 ГПа (рис. 10). Фенгит встречается в опытах до $850^\circ C$ включительно, что хорошо согласуется с расчетным полем этого минерала, простираемым до $870^\circ C$ при 2.9 ГПа. При этом в экспериментах с несколько иным составом осадочной породы (табл. 1; Hermann and Spandler, 2008), фенгит стабилен до более высокой температуры $\sim 920^\circ C$ при 2.9 ГПа. Карбонаты, представленные доломитом, а при $800^\circ C$ магнезитом, находятся в продуктах всех опытов этой серии. А расчеты предсказывают присутствие доломита лишь в опытах до $800^\circ C$ включительно. При этом следует учитывать, что использованная модель расплава не учитывает растворимость CO_2 в кислых магмах при высоких давлениях (Duncan, Dasgupta, 2015), т.е. мы вправе полагать, что часть CO_2 должна находиться не во флюиде (как показывают расчеты), а в расплаве. В этом случае присутствие кристаллов доломита в продуктах опытов представляется вполне оправданным. Имеется еще один минерал, который наблюдается лишь в экспериментах, но отсутствует в расчетах - это кианит. Однако кианит находится в продуктах опытов (при $750-850^\circ C$) в количествах, приближенных к аксессуарным, и потому его отсутствие в термодинамических расчетах вполне допустимо.

Выделенные выше сходства и различия между экспериментальными данными в открытых ампулах и модельными расчетами во многом характерны и для закрытых ампул. Для этой серии опытов возникает проблема с омфацитом – этот минерал находится во всех полях фазовой диаграммы (табл. 8, рис. 10, врезка), но отсутствует в продуктах надсолидусных опытов этой серии (табл. 2, рис. 3). При интерпретации этого несоответствия, стоит обратить внимание на то, что объем омфацита в модельных парагенезисах сокращается в надсолидусной области: например, появление 33 объемн. %

расплава при 900°C и 2.9 ГПа снижает объем омфациита на 20 % (табл. 8). В связи с этим отсутствие омфациита в первом приближении в опытах с плавлением можно рассматривать как проявление тенденции сокращения количества омфациита при появлении расплава, установленной с помощью термодинамического моделирования (табл. 8). При этом, в опытах с открытыми ампулами в надсолидусных условиях наблюдается противоположная тенденция – содержание омфациита с ростом температуры от 850 до 900°C увеличивается с 19 до 28 объемных %, соответственно (расчеты проводились с помощью программы Corel Photo-Paint 2018 по количеству пикселей на изображениях в обратно рассеянных электронах, рис. 2а, б).

Таким образом, термодинамическое моделирование в значительной степени воспроизводит минеральные парагенезисы как в открытых ампулах так и в закрытых. При этом тенденция к сокращению объема омфациита с температурой, выявленная в ходе моделирования, удовлетворительно согласуется с отсутствием этого минерала в надсолидусных опытах в закрытых ампулах и идет вразрез с нарастанием его присутствия в открытых ампулах. Отметим, что при моделировании задавалась термодинамически изолированная система, отвечающая по своей сути экспериментам с герметичными ампулами. В связи с этим возникает вопрос – в какой мере изолированная система соответствует природным условиям в зонах субдукции, где многие процессы в значительной степени контролируются мигрирующими флюидами и расплавами (Spandler, Pirard, 2013; Schmidt, Poli, 2014)?

Сравнение результатов моделирования составов H₂O-GLOSS и GLOSS. Состав модельного субдукционного осадка (GLOSS) отличается от смеси, использованной в наших экспериментах, лишь более низким содержанием воды (табл. 1). Благодаря этому, можно проследить степень влияния водосодержания в осадке на минеральные парагенезисы и на процессы плавления.

Сопоставление фазовых диаграмм для двух составов субдукционного осадка (рис. 10а и 11а) показывает, что при снижении водосодержания в модельной системе в целом сохраняется общая композиция фазовой диаграммы, остается неизменным и положение водного солидуса. Но есть и некоторые изменения, касающиеся, например, расширения полей стабильности фенгита и доломита для состава GLOSS. Изменения границ минеральных парагенезисов наблюдаются в основном в высокотемпературной области, отражаясь на положении линий содержания CO₂ (рис. 10б и 11б): при составе GLOSS

температурный диапазон убывания CO_2 протягивается до более высоких температур, чем при составе H_2O -GLOSS. Изменения содержаний воды наблюдаются в близких диапазонах составов и P - T условий. Небольшое отличие возникает для изолиний $\text{H}_2\text{O} = 6$ и 7 вес.% при составе GLOSS, поворачивающихся в низкобарную область при повышенных температурах. В более узком диапазоне P - T параметров, отвечающем условиям эксперимента, моделирование предсказывает небольшое изменение фазовых отношений, по сравнению с составом H_2O -GLOSS (табл. 8 и 9), обусловленное увеличением полей стабильности фенгита и доломита. Примечательно, что объемные содержания большинства минералов (Grt, Dol, фаза SiO_2 , Phn) и расплава для обоих составов отличаются не более чем на несколько объемн. % (с поправкой на объем флюида). При этом для состава H_2O -GLOSS отмечается более чем двукратное превышение объема флюида, чем для состава GLOSS во всем экспериментальном диапазоне.

Снижение водосодержания в субдукционном осадке (от состава H_2O -GLOSS к GLOSS, табл. 1) не приводит к масштабным изменениям в модельных минеральных парагенезисах, P - T условиях солидуса и степени плавления во всей модельной области. Вместе с тем, наблюдаются довольно значимые изменения, касающиеся глубинности выноса CO_2 из слэба. Моделирование при составе H_2O -GLOSS показывает, что доломит сохраняется в слэбе при холодной субдукции, но полностью разлагается в горячей зоне субдукции при давлении ~ 2.7 ГПа (рис. 10б). Доломит при модельном составе GLOSS сохраняется в слэбе при разных типах зон субдукции, правда в горячей в меньшем количестве (рис. 11б, г). К аналогичному выводу пришли ранее (Kerick and Connolly, 2001a), показав на основе термодинамического моделирования состава GLOSS, что вынос CO_2 из субдукционного осадка в породы мантийного клина вследствие реакций декарбонатизации невозможен. Вынос карбонатов из слэба в этом случае может осуществляться за счет их растворения восходящими потоками водосодержащего флюида. Этот механизм выноса CO_2 из слэба продемонстрирован в экспериментах с участием карбонатсодержащих метабазитов (Перчук, Корепанова, 2011; Perchuk et al., 2018), а также в породах Кикладского субдукционного комплекса в Греции (Ague, Nicolescu, 2014). Позднее, в экспериментах при взаимодействии субдукционного осадка состава H_2O -GLOSS с лерцолитом, было показано (Перчук и др., 2019), что относительные объемы карбонатов, выносимых в этом процессе из осадочного слоя, на поддуговых глубинах плиты, невелики.

Влияние плавления на минеральные парагенезисы и флюидосодержание в системе GLOSS. Фазовые отношения для состава GLOSS приводимые в литературе, основываются либо на термодинамическом моделировании без учета плавления (Kerrick, Connolly, 2001a), либо на термодинамическом моделировании без плавления, но с коррекцией на этот процесс на основе экспериментальных данных (van Keken et al., 2014). Рассчитанные нами фазовые диаграммы для GLOSS с плавлением и без него позволяют выявить влияние плавления на минеральные парагенезисы и флюидосодержание в осадке. В частности, на фазовой диаграмме с плавлением при более низких температурах исчезает фенгит и при более высоких – доломит (рис. 11а), на диаграмме без плавления соотношения меняются на обратные (рис. 11в). С началом плавления при повышении температуры снижаются объемные содержания омфацита, фенгита и свободного флюида, увеличивается количество граната (табл. 9). Если же плавление в моделировании не учитывается, содержания фаз меняются в противоположном направлении (табл. 9). При этом содержание связанной H_2O сокращается с ростом температуры (рис. 11г), что резко отличается от водосодержания в модели с плавлением (рис. 11б). А вот содержание связанного CO_2 мало зависит от плавления в системе, если в модели расплава не учитывается растворение этого компонента.

Таким образом, согласно термодинамическому моделированию, плавление оказывает существенное влияние на модальные содержания многих минералов и обеспечивает удержание H_2O в расплаве.

Применение результатов экспериментов к зонам субдукции. Магмагенерация в зонах субдукции в значительной степени контролируется частичным плавлением надсубдукционной мантии в присутствии водного флюида (Добрецов, 2010). При этом доля магм, образованных при частичном плавлении пород погружающейся плиты – метаосадков и metabазальтов, невелика так как для этого необходим значительный прогрев поверхности слэба, реализуемый лишь в «горячих» зонах субдукции. В случае образования таких расплавов, серьезным препятствием к их подъему и излиянию на поверхность является повышенная вязкость (расплавы имеют высокую кремнекислотность), ограничивающая мобильность расплавов в мантийном клине и способствующая их реакционному взаимодействию с вмещающими перидотитами. Последний аспект наиболее важен в отношении наших экспериментов, где показывается состав расплавов, которые активно участвуют как в метасоматозе мантийного клина, так и

в образовании гибридных расплавов в нем (Spandler and Pirard, 2013; Pirard, Hermann, 2015).

Раздельные статистические данные по кислым магмам, выплавленным из разных гранатсодержащих протолитов слэба – метабазитов и метаосадков, пока отсутствуют. Поэтому мы полагаем, что природными аналогами, полученных в ходе экспериментов магм, могут служить некоторые наиболее высококремнистые адакиты (рис. 9, поле «другие адакиты»), а также менее кремнекислые адакиты, в разной степени ассимилировавшие перидотиты мантийного клина.

Вкрапленники граната и клинопироксена (омфацита), установленные в экспериментах с открытыми ампулами, не характерны для островодужных магм. Тем не менее, кислые магмы с вкрапленниками граната известны: они описаны, например, в вулканическом поясе Сетоичи (Setouchi) ЮЗ Япония (Kawabata, Takafuji, 2005). Совершенно уникальной остается находка многочисленных вкрапленников граната и омфацита в кислых лавах юрского возраста в Северной Осетии, Кавказ, Россия (Tsvetkov, Borisovskiy, 1980). По мнению авторов, вкрапленники могут являться ксенокристами – кристаллами минералов эклогита, захваченными магмой. При этом не отвергается гипотеза о магматическом генезисе вкрапленников высокобарных минералов; наши эксперименты и составы минералов подтверждают ее правомочность.

Единственным водным минералом в наших опытах является фенгит. Но в кислых вулканитах зон субдукции он неизвестен, здесь преобладают другие водные минералы - биотит и амфибол. Связано это с тем, что биотит и амфибол начинают кристаллизоваться в кислых расплавах, выплавленных из метаосадков, при давлениях ниже ~2.5 ГПа, а магматический фенгит появляется при более высоких давлениях (Hermann, Spandler, 2008). Отсутствие вкрапленников фенгита в кислых островодужных магмах может свидетельствовать о том, что (1) магмагенерация происходила при давлении менее 2.5 ГПа, (2) вкрапленники фенгита растворялись в поднимающейся магме при его выходе из поля термодинамической стабильности, (3) фенгит растворялся в поднимающейся магме вследствие изменения ее состава при взаимодействии с перидотитами или с другими расплавами. Последние два пункта могут объяснить отсутствие в островодужных лавах вкрапленников карбонатов, широко распространенных в продуктах представленных опытов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Экспериментальное исследование продемонстрировало, что минеральные парагенезисы в субдукционном осадке в условиях открытой и закрытой систем (ампул) в отношении жидкостей (флюид, расплав) отличаются. Повышенное парциальное давление водного флюида, создаваемое в закрытых ампулах, по всей видимости, препятствует образованию омфациита и формированию эклогитового парагенезиса. В открытых ампулах, наоборот, омфациит является широко распространенным минералом эклогитового парагенезиса, где он сосуществует с гранатом, кианитом, фенгитом и фазой SiO_2 . Присутствие или отсутствие омфациита в опытах разных серий отразилось на составе расплавов: в открытых ампулах они менее натровые, чем в закрытых. Выбирая между результатами экспериментальных серий, важно ориентироваться на тектоническую обстановку рассматриваемых процессов. Обильные потоки флюидов из разных слоев субдуцирующих плит (в том числе находящихся под осадочным), предсказываемые на основе термальных и петрологических структур в зонах субдукции (Schmidt and Poli, 1998; Gorman, et al., 2006; van Keken et al., 2011), позволяют предположить, что для этой тектонической обстановки более корректно использовать результаты экспериментов, выполненных в открытых ампулах. А поскольку термодинамическое моделирование фазовых равновесий коррелирует с процессами в закрытых ампулах, возможны некоторые корректировки в его применении для открытых систем.

Авторы благодарны В.О. Япаскурту за участие в исследованиях на микрозонде, Дж. Коноли – за консультации по термодинамическому моделированию, С.Т. Подгорновой – за помощь в оформлении статьи, Н.Л. Добрецову и Л.Я. Арановичу – за полезные замечания, способствовавшие улучшению качества статьи. В исследованиях использовалось оборудование, приобретенное по Программе развития Московского университета.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 16-05-00495).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Добрецов Н.Л. Петрологические, геохимические и геодинамические особенности субдукционного магматизма. // Петрология. 2010. Т. 18. С. 88–110.

Перчук А.Л., Корепанова О.С. К проблеме рециклинга CO₂ в зонах субдукции // Вест. МГУ. Серия Геология. 2011. № 4. С. 30–38.

Перчук А.Л., Шур М.Ю., Янаскурт В.О., Подгорнова С.Т. Экспериментальное моделирование мантийного метасоматоза сопряженного с эклогитизацией корового вещества в зоне субдукции // Петрология. 2013. Т. 21. С. 632–653.

Перчук А.Л., Янаскурт В.О., Зиновьева Н.Г., Шур М.Ю. Экспериментальные свидетельства разнонаправленной миграции натрия, калия и CO₂ при взаимодействии глаукофанового сланца с гарцбургитом и вебстеритом в зонах субдукции // Петрология. 2018. Т. 6. С. 612–632.

Перчук А.Л., Сердюк А.А., Зиновьева Н.Г. Взаимодействие субдукционного осадка с лерцолитом при 2.9 ГПа: эффекты метасоматоза и частичного плавления // Петрология. 2019. Т. 27. С. 503-524.

Ague J.J., Nicolescu S. Carbon dioxide released from subduction zones by fluid-mediated reactions // Nature Geoscience. 2014. V. 7. P. 355–360.

Anovitz L.M., Essene E.J. Phase Equilibria in the System CaCO₃-MgCO₃-FeCO₃ // J. Met. Petrol. 1987. V. 28. P. 389-415.

Bebout G.E. Metamorphic chemical geodynamics of subduction zones // Earth Planet. Sci. Lett. 2007. V. 260. P. 373–393.

Bose K., Ganguly J. Quartz-coesite transition revisited: reversed experimental determination at 500–1200-degrees-C and retrieved thermochemical properties // Amer. Mineral. 1995. V. 80. P. 231–238.

Brey G. P., Girnis A. V., Bulatov V. K., Gerdes A., Hoefler H. E. and Woodland A. Reduced sediment melting at 7.5–12 GPa: phase relations, geochemical signals and diamond nucleation // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. V. 170. 18. DOI 10.1007/s00410-015-1166-z.

Bulatov V.K., Brey G.P., Girnis A.V., et al. Carbonated sediment-peridotite interaction and melting at 7.5–12 GPa // Lithos. 2014. V. 200–201. P. 368–385.

Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth Planet. Sci. Lett. 2005. V. 236. P. 524-541.

Connolly J.A.D., Trommsdorff V. Petrogenetic grids for metacarbonate rocks: pressure-temperature phase-diagram projection for mixed-volatile systems // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1991. V. 108. P. 93–105.

Duncan M. S., Dasgupta R. Pressure and temperature dependence of CO₂ solubility in hydrous rhyolitic melt – Implications for carbon transfer to mantle source of volcanic arcs via partial melt of subducting crustal lithologies // *Contr. Miner. Petrol.* 2015. V. 169. P. 54. DOI 10.1007/s00410-015-1144-5.

Foley S.F. A reappraisal of redox melting in the Earth's mantle as a function of tectonic setting and time // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 1363–1391.

Fuhrman M.L. and Lindsley D.H. Ternary-feldspar modeling and Thermometry // *Am. Min.* 1988. V. 73. P. 201–215

Ghiorso M.S., Hirschmann M.M., Reiners P.W. and Kress V.C. The pMELTS: A revision of MELTS for improved calculation of phase relations and major element partitioning related to partial melting of the mantle to 3 GPa // *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2002. V. 3(5). 1030. doi:10.1029/2001GC000217.

Gonzalez C.M., Gorczyk W., Gerya T.V. Decarbonation of subducting slabs: Insight from petrological–thermomechanical modeling // *Gondwana Res.* 2016. V. 36. P. 314–332.

Gorman P.J., Kerrick D.M., Connolly J.A.D. Modeling open system metamorphic decarbonation of subducting slabs // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems.* 2006. V.7. Q04007.

Grassi D., Schmidt M.W. The melting of carbonated pelites from 70 to 700 km depth // *J. Petrol.* 2011. V. 52. P. 765–789.

Hermann J., Spandler C, Hack A. & Korsakov A. V. Aqueous fluids and hydrous melts in high- pressure and ultra-high pressure rocks: implications for element transfer in subduction zones. // *Lithos.* 2006. V. 92. P. 399–417.

Hermann J., Spandler C.J. Sediment melts at sub-arc depths: an experimental study // *J. Petrol.* 2008. V. 49. P. 717–740.

Holland T.J.B., Powell R. Thermodynamics of order-disorder in Minerals 1: symmetric formalism applied to minerals of fixed composition // *Am. Mineralogist.* 1996. V. 81. P. 1413–1424.

Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // *J. Metamorph. Geol.* 1998. V. 16. P. 309–343.

Kawabata H., Takafuji N. Origin of garnet crystals in calcalkaline volcanic rocks from the Setouchi volcanic belt, Japan // *Mineral. Mag.* 2005. V. 69. P. 159–179.

Kerrick D.M., Connolly J.A.D. Metamorphic devolatilization of subducted marine sediments and the transport of volatiles into the Earth's mantle // *Nature*. 2001a. V. 411. P. 293–296.

Kerrick, D. M., Connolly J. A. D. Metamorphic devolatilization of subducted oceanic basalts: Implications for seismicity, arc magmatism and volatile recycling // *Earth Planet. Sci. Lett.* 2001b. V. 189. P. 19–29.

Morimoto N. Nomenclature of pyroxenes // *Mineral. Magaz.* 1988. V. 52. P. 535–550.

Moyen J.F. High Sr/Y and La/Yb ratios: The meaning of the “adakitic signature” // *Lithos.* 2009. V. 112. P. 556–574.

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

Patiño Douce A.E., Harris N. Experimental constraints on Himalayan anatexis // *J. Petrol.* 1998. V. 39. P. 689–710.

Perchuk A.L., Yapaskurt V.O., Griffin W.G., Shur M.Yu. Gain S.E.M. Three types of element fluxes from metabasite into peridotite in analogue experiments: insights into subduction-zone processes // *Lithos.* 2018. V. 302–303. P. 203–223.

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

Plank T., Langmuir C.H. The geochemical composition of subducting sediment and its consequences for the crust and mantle // *Chemical Geology.* 1998. V. 145. P. 325–394.

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

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

Schmidt M.W., Poli S. Devolatilization during subduction // Eds. H.D. Holland, K.K. Turekian. *Treatise on Geochemistry.* Elsevier. 2014. P. 669–701. *Spandler C., Pirard C.* Element recycling from subducting slabs to arc crust: A review // *Lithos.* 2013. V. 170–171. P. 208–223.

Syracuse E.M., van Keken P.E., Abers G.A. The global range of subduction zone thermal models // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2010. V. 183. № 1. P. 73–90.

Tatsumi Y., Eggins S.M. *Subduction Zone Magmatism* // Blackwell Science. Oxford. 1995. P. 211.

Tsvetkov A. A., Borisovskiy S. V. High-pressure minerals in Jurassic andesite-dacite lavas from Northern Osetia // *International Geology Review*. 1980. V. 22. P. 297–306.

van Keken P.E., Hacker B.R., Syracuse E.M., Abers G.A. Subduction factory: 4. Depth-dependent flux of H₂O from subducting slabs worldwide // *J. Geophys. Res.* 2011. V. 116. B01401.

White R.W., Powell R., Johnson T.E. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a-x relations for manganese-bearing minerals // *Journal of Metamorphic Geology*. 2014. V. 32(8). P. 261–286.

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

Zheng Y.F. Subduction zone geochemistry // *Geosciences Frontiers*. 2019. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2019.02.003>.

Подписи под рисунками

Рис. 1. Схема ячейки высокого давления.

Рис. 2. Ампулы с субдукционным осадком (состав H₂O-GLOSS, табл. 1) после опытов при разных температурах и давлении 2.9 ГПа. Открытые ампулы: (а) 900°C (опыт ss18); (б) 850°C (ss17); (в) 800°C (ss5); (г) 750°C (ss19). Герметичные ампулы: (д) 900°C (опыт ss3); (е) 850°C (ss2); (ж) 800°C (ss7). Изображения в обратно рассеянных электронах. Для каждой ампулы показан номер опыта и температура. Условные обозначения те же, что и в табл. 2. В открытых ампулах субдукционный осадок контактирует с периклазом (*Per*). Детали в тексте.

Рис. 3. Фазовые ассоциации в разных зонах продуктов опытов при температурах 750–900°C и давлении 2.9 ГПа: (а) открытые ампулы; (б) закрытые ампулы. В закрашенных секторах многогранников показаны минералы, находящиеся в порообразующих количествах. Сплошные линии – поля стабильности фаз (out - сторона, где минерал отсутствует) и водный солидус. Символы минералов те же, что и в табл. 2.

Рис. 4. Фазовые отношения в продуктах опытов из открытых (откр.) ампул при разных температурах и давлении 2.9 ГПа. (а) идиоморфные кристаллы граната и омфацита в стекле при 900°C (опыт ss18); (б) идиоморфные кристаллы граната, омфацита и зонального карбоната в стекле при 850°C (ss17); (в) агрегат идиоморфных зерен омфацита

в пористом стекле при 800°C (ss5); (г) зональные кристаллы граната, омфацита и карбоната в пористом стекле при 800°C (ss5); (д) апофизы пристеночного расплава, окруженные агрегатами омфацита при 800°C (ss5). Рамки - участки, представленные на рис. 4в и 4г; (е) фрагмент зоны I из опыта при 750°C (ss19). Изображения в обратно рассеянных электронах. Минеральный состав зон показан в табл. 2 и на рис.3.

Рис. 5. Корреляция горизонтальной зональности в закрытых ампулах после опытов при разных температурах и давлении 2.9 ГПа: (а) 900°C (опыт ss3), (б) 850°C (ss2), (в) 800°C (ss7). Изображения в обратно рассеянных электронах. Минеральный состав зон показан в табл. 2 и на рис. 3.

Рис. 6. Фазовые отношения в продуктах опытов из закрытых (закр.) ампул при разных температурах и давлении 2.9 ГПа. (а) участок зоны II с идиоморфными и атолловыми кристаллами граната в стекле на границе с зоной III при 900°C (опыт ss3); (б) участок с гранатом, карбонатом и малопористым стеклом из зоны I на границе со стеклом из зоны II при 900°C (ss3); (в) атолловые и пойкилитовые гранаты в пористом стекле из зоны II при 850°C (ss2); (г) зональные кристаллы идиоморфного карбоната и пойкилитового граната в малопористом стекле из зоны I при 850°C (ss2); (д) фазовая ассоциация без расплава в основании зоны I при 850°C (ss2); (е) фазовая ассоциация с расплавом в основании зоны I при 800°C (ss7). Минеральный состав зон показан в табл. 2 и на рис.3.

Рис. 7. Составы клинопироксенов из продуктов экспериментов обеих серий на классификационной диаграмме *Jd-Quad-Aeg* (Morimoto, 1988). Пунктирные линии соединяют составы из зональных зерен.

Рис. 8. Составы гранатов из продуктов опытов на диаграмме *Prp-Grs-(Alm+Sps)*: (а) открытые ампулы; (б) закрытые ампулы. Стрелками показаны изменения состава от центра к краю в одном зерне.

Рис. 9. Нормализованные составы стекол из опытов разных серий на диаграммах: (а)-(в) открытые ампулы; (г)-(е) закрытые ампулы. Показаны поля составов адакитов и других островодужных магм (Moyen, 2009). Поля островодужных магм по (Moyen, 2009): белые, оконтуренные черными точечными линиями - «обычные» островодужные магмы, сиреневые – продукты фракционирования андезитов. Поля адакитов по (Moyen, Martin, 2012; Perchuk et al., 2018) оконтурены пунктирными линиями. Детали в тексте.

Рис. 10. Расчетные P - T диаграммы, полученные с помощью программного комплекса PerpleX, версия 6.8.3 (Connolly, 2005) для состава H_2O -GLOSS (табл. 1). (а) фазовая диаграмма с учетом плавления; (б) весовые содержания H_2O и CO_2 в фазовых ассоциациях, представленных на рис. 10а. Весовые содержания H_2O и CO_2 во флюиде можно получить вычитанием значений, приведенных на диаграмме, из исходных содержаний в исходной смеси H_2O -GLOSS. На врезках показаны точками P - T условия экспериментов. Символы минералов указаны под таблицей 2. Сплошные линии – водный солидус и границы полей стабильности минералов. Детали в тексте.

Рис. 11. Расчетные P - T диаграммы, полученные с помощью программного комплекса PerpleX, версия 6.8.3 (Connolly, 2005) для состава GLOSS (табл. 1). (а) фазовая диаграмма с учетом плавления, (б) содержания H_2O и CO_2 в фазовых ассоциациях, представленных на рис. 11а; (в) фазовая диаграмма без плавления, (г) весовые содержания H_2O и CO_2 в фазовых ассоциациях, представленных на рис. 11в. Весовые содержания H_2O и CO_2 во флюиде можно получить вычитанием значений, приведенных на диаграмме, из исходных содержаний в GLOSS (табл. 1). Сплошные линии – водный солидус и границы полей стабильности минералов. На врезках показаны точками P - T условия экспериментов. Символы минералов указаны под таблицей 2. Детали в тексте.

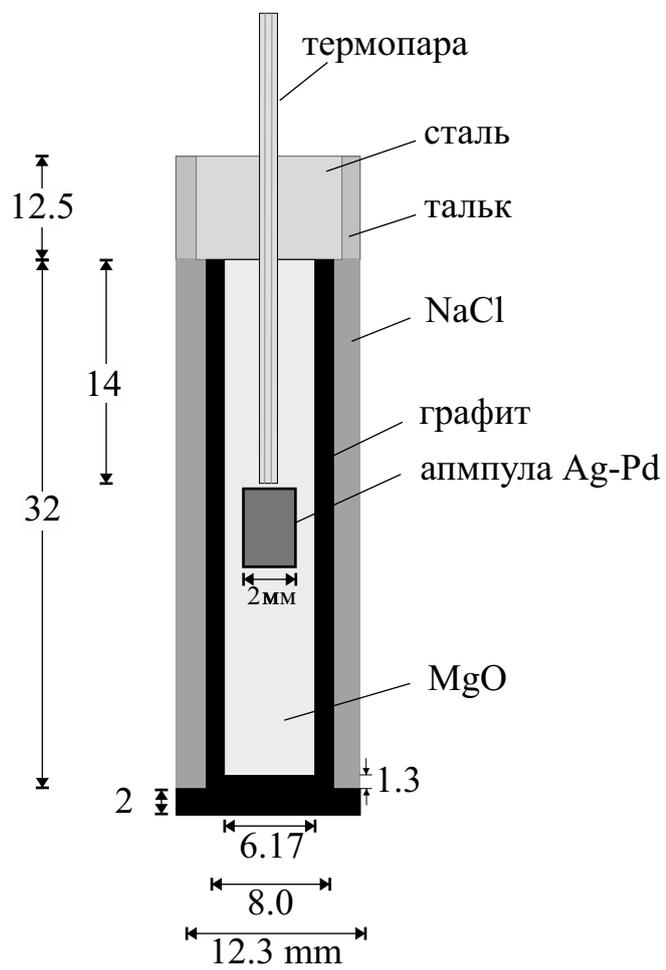
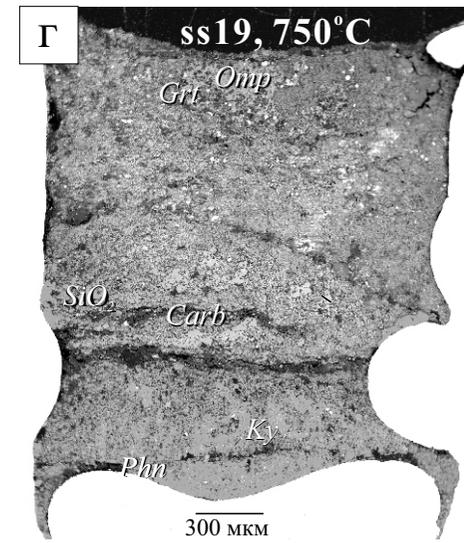
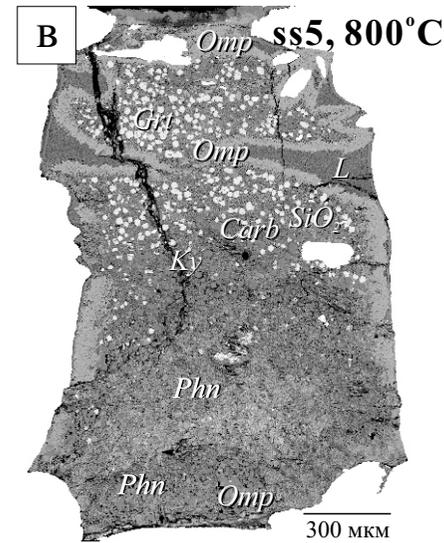
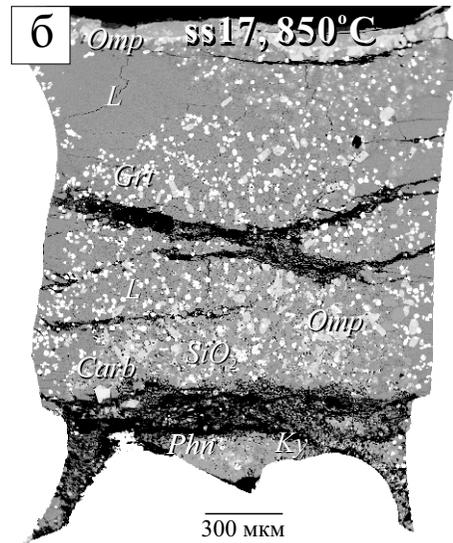
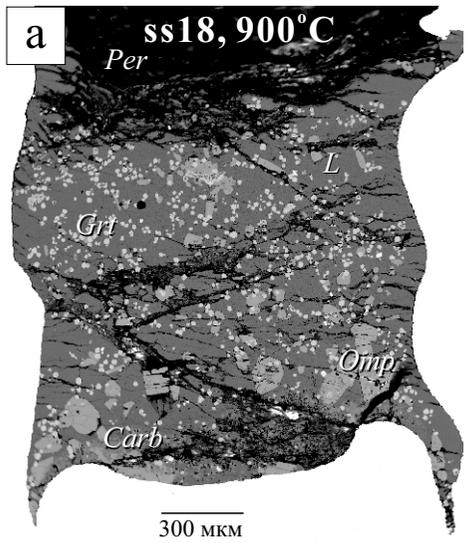


Рис. 1

открытые ампулы



закрытые ампулы

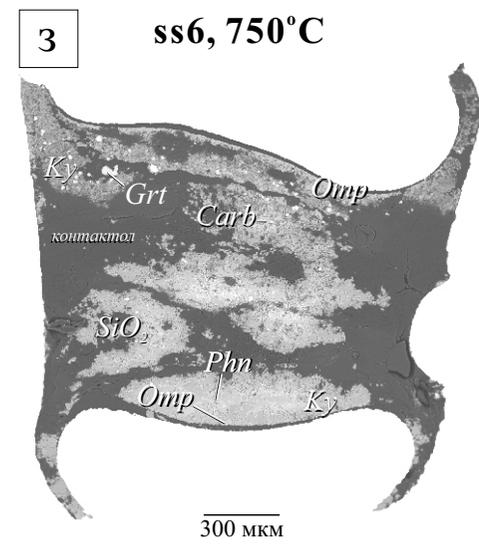
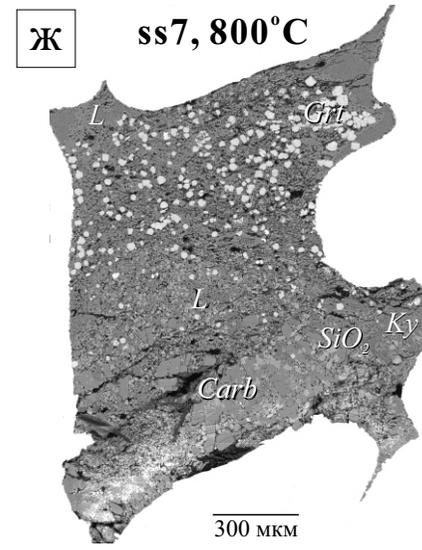
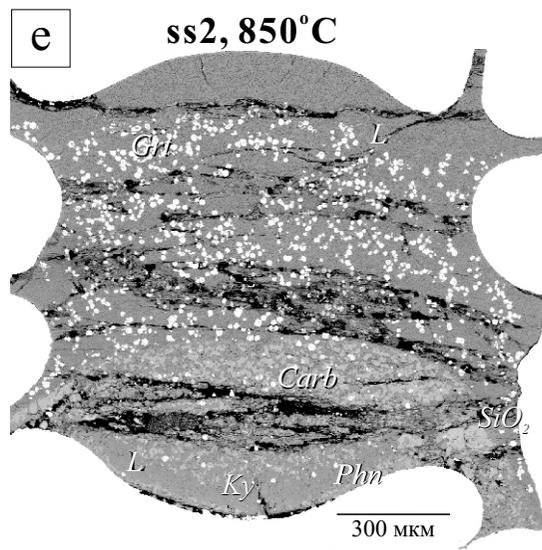
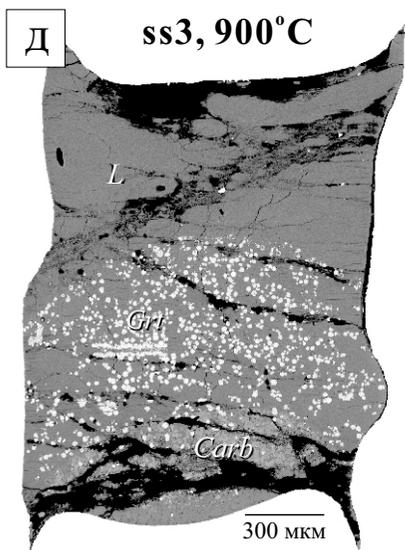


Рис. 2

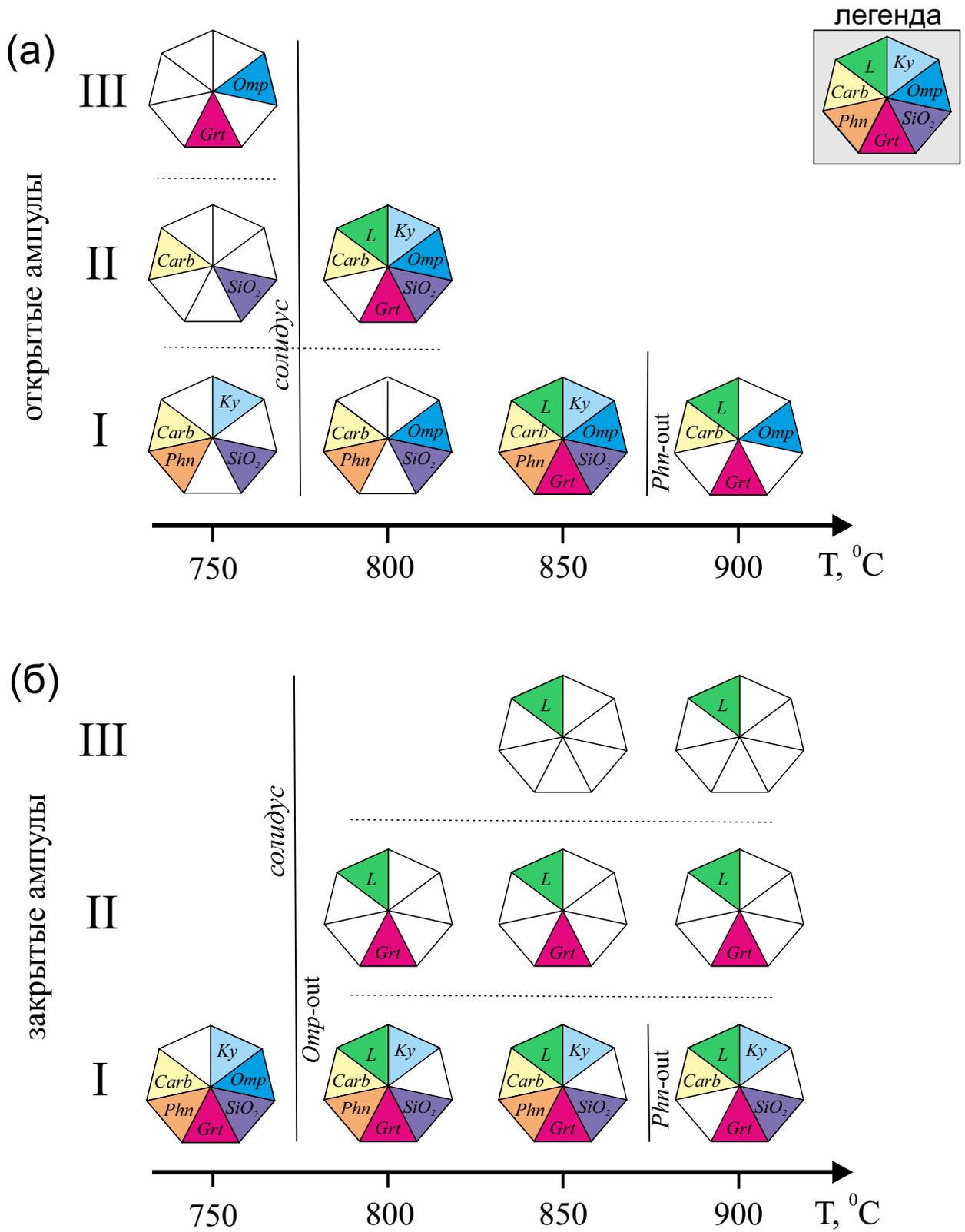


Рис. 3

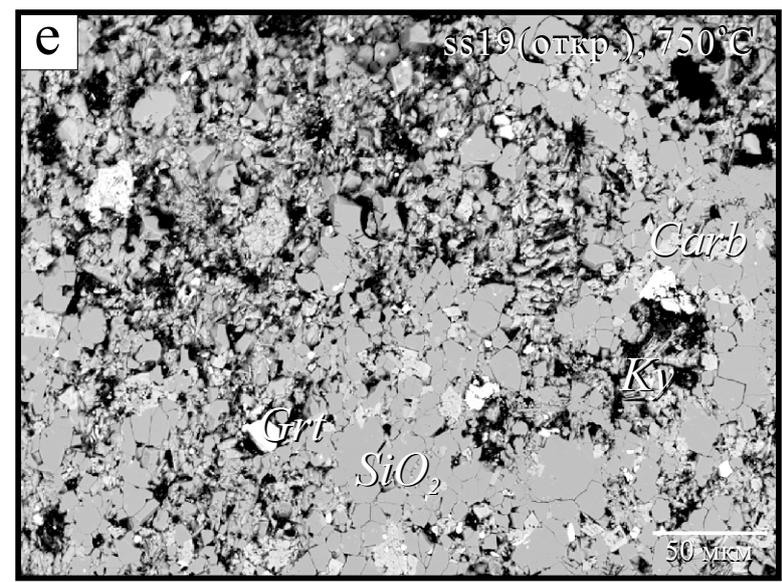
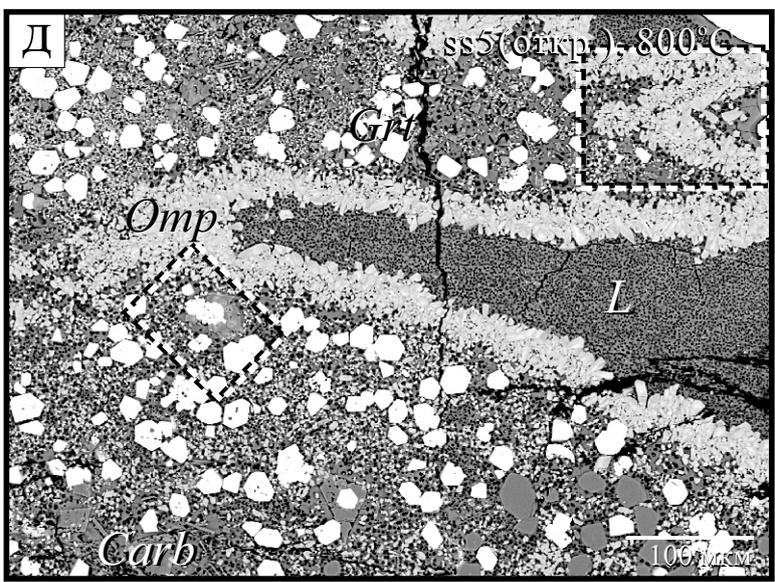
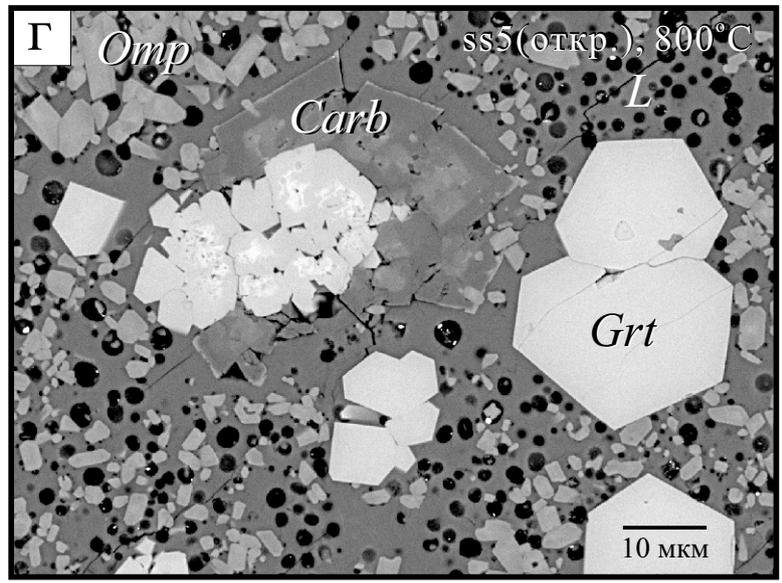
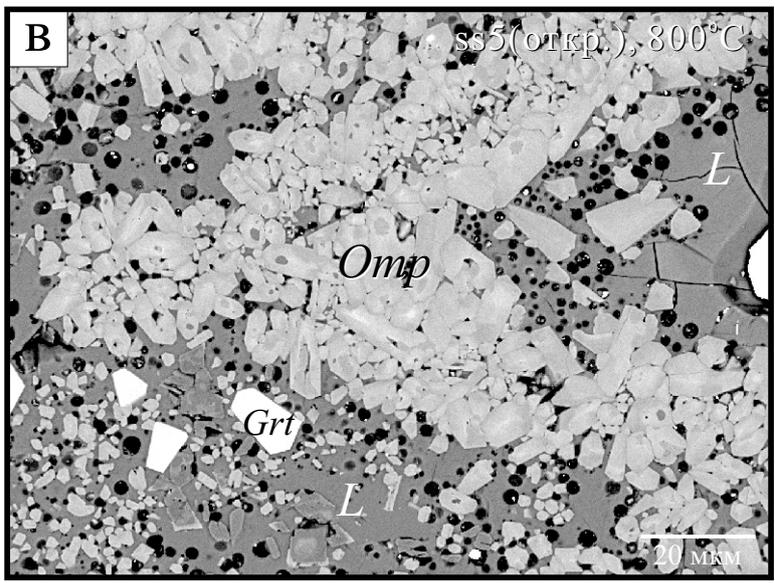
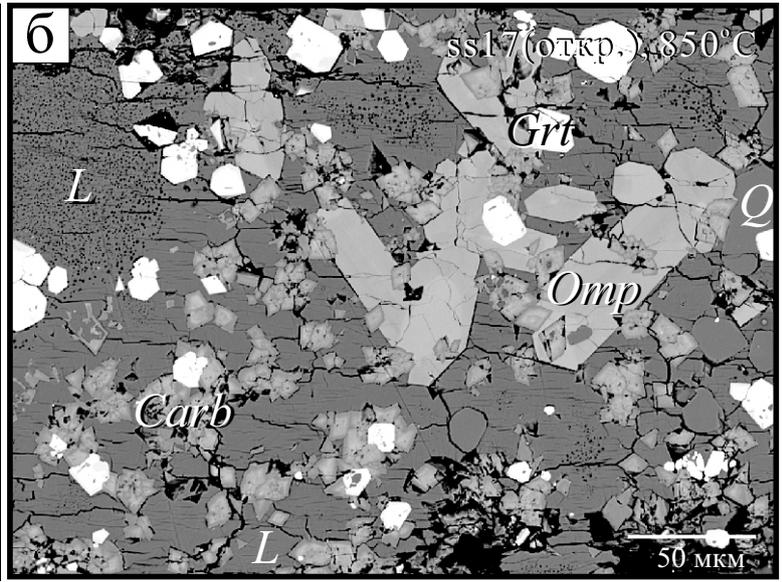
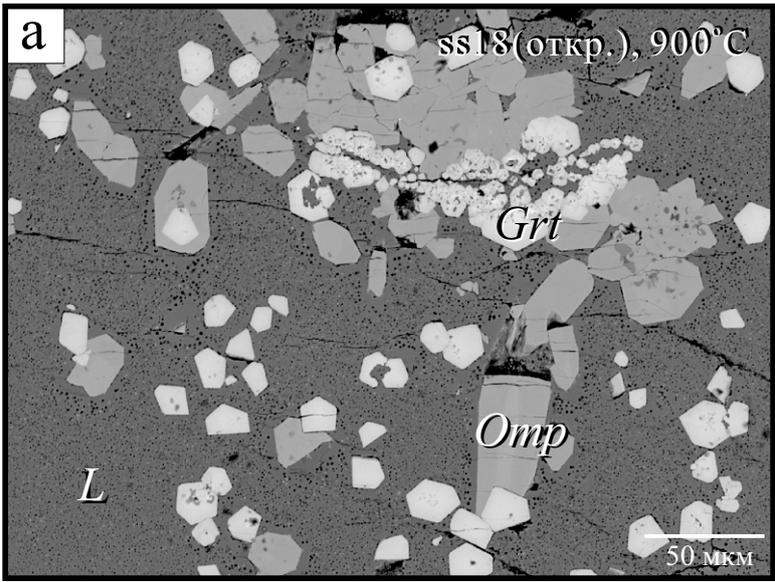


Рис. 4

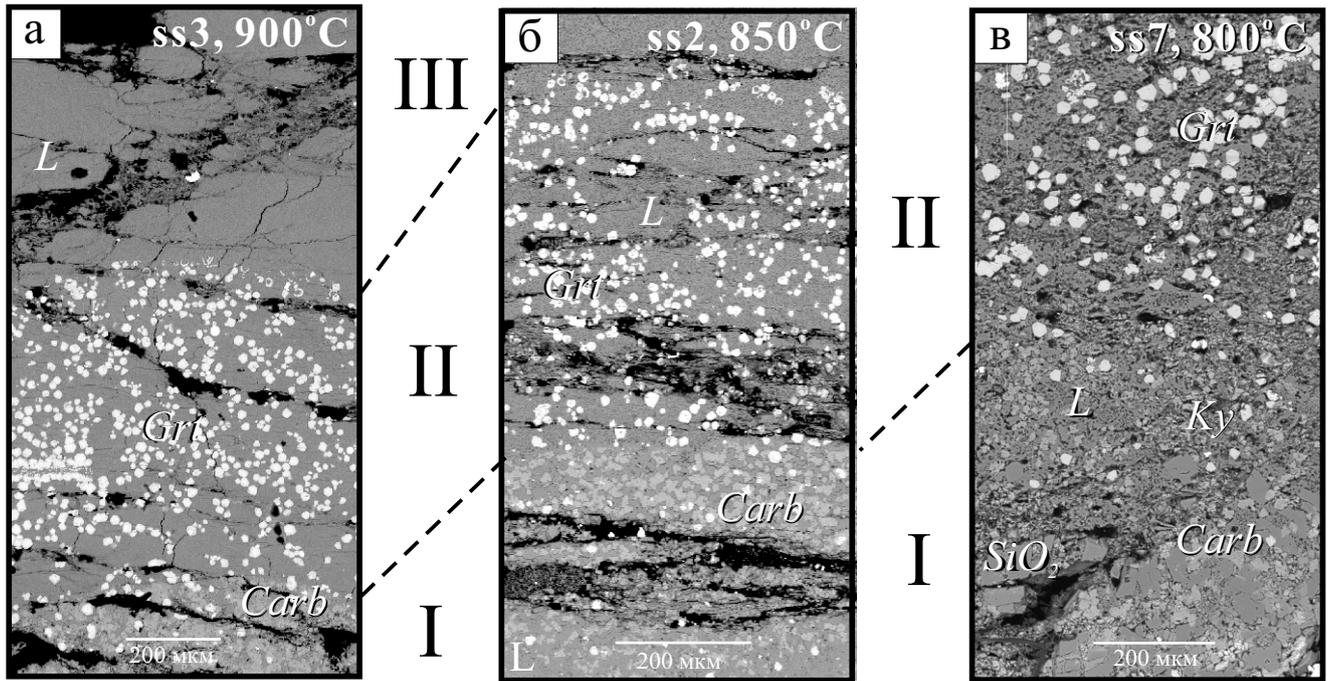


Рис. 5

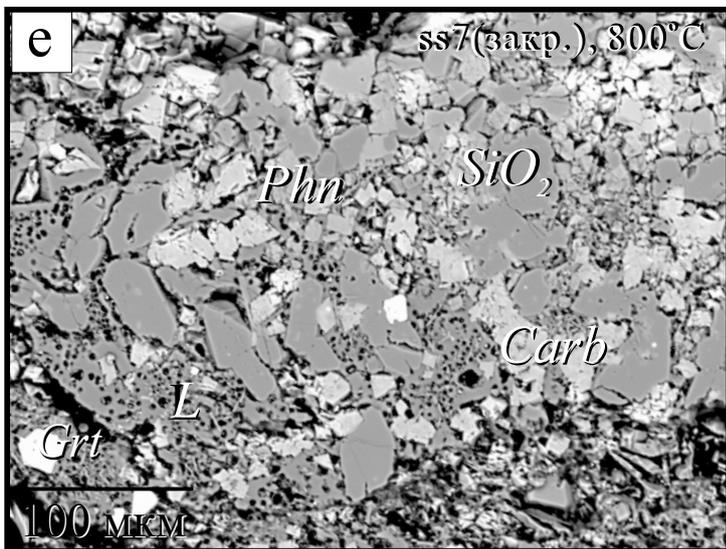
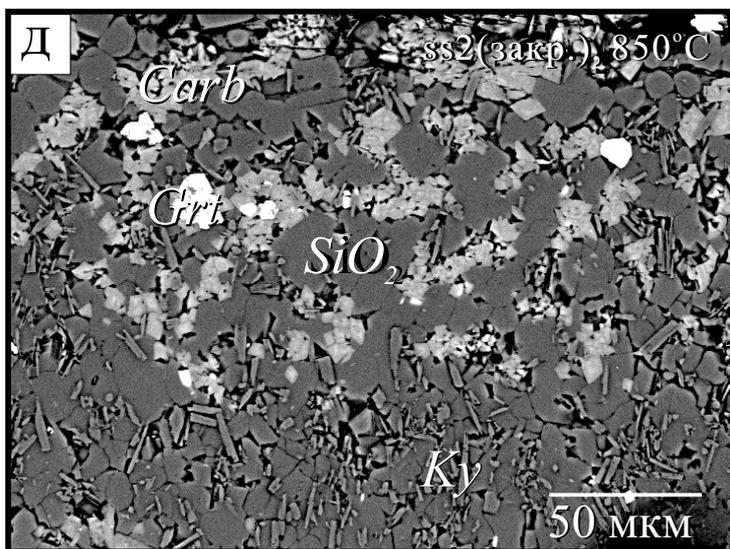
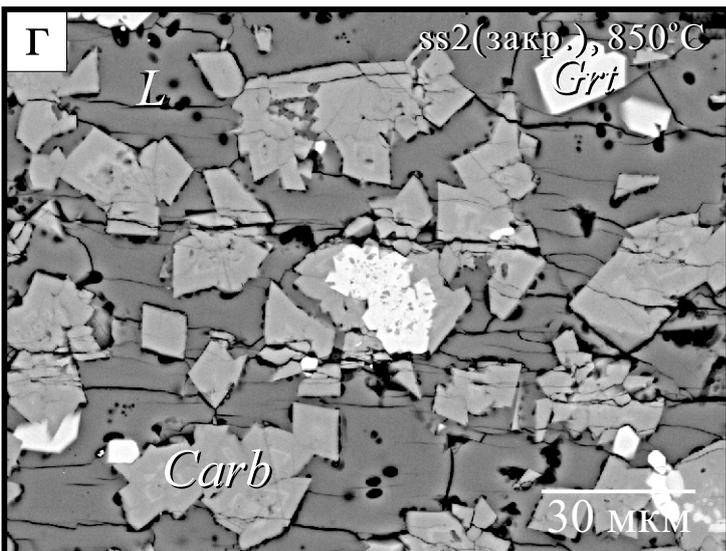
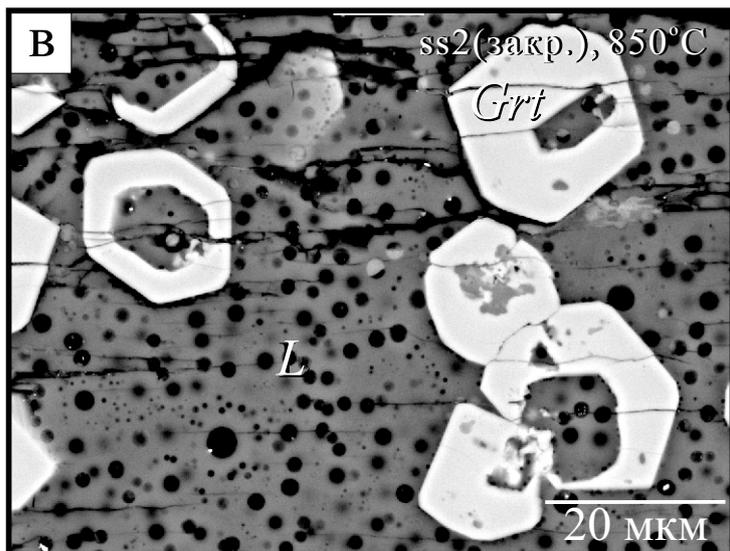
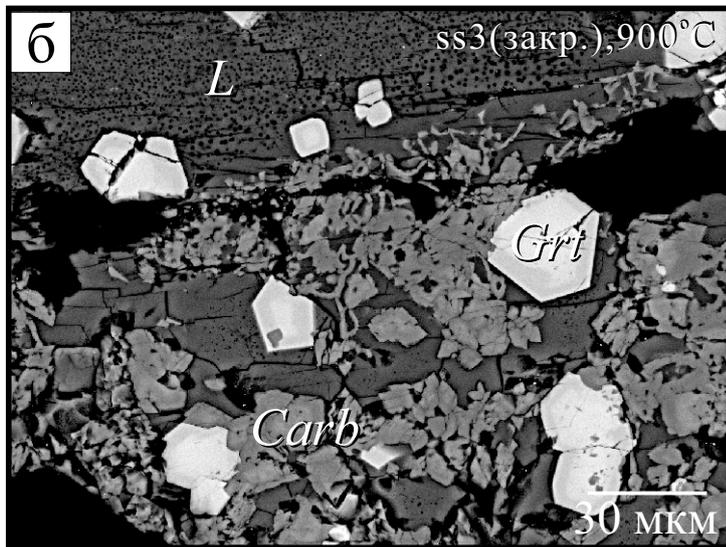
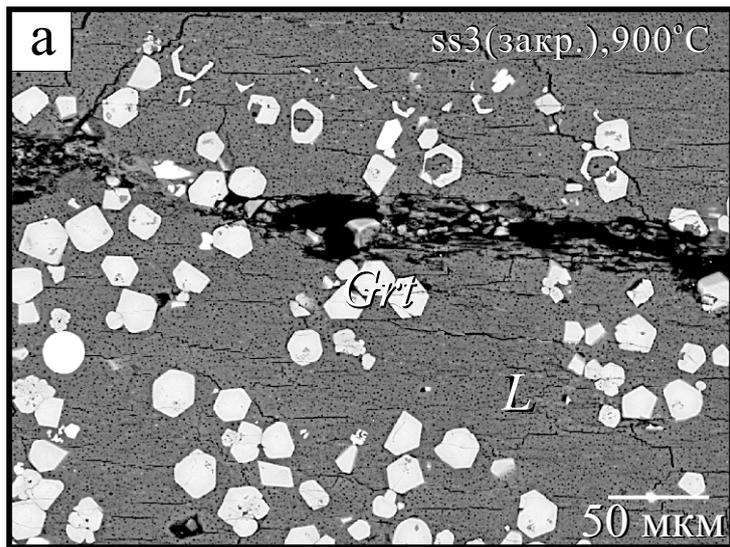


Рис. 6

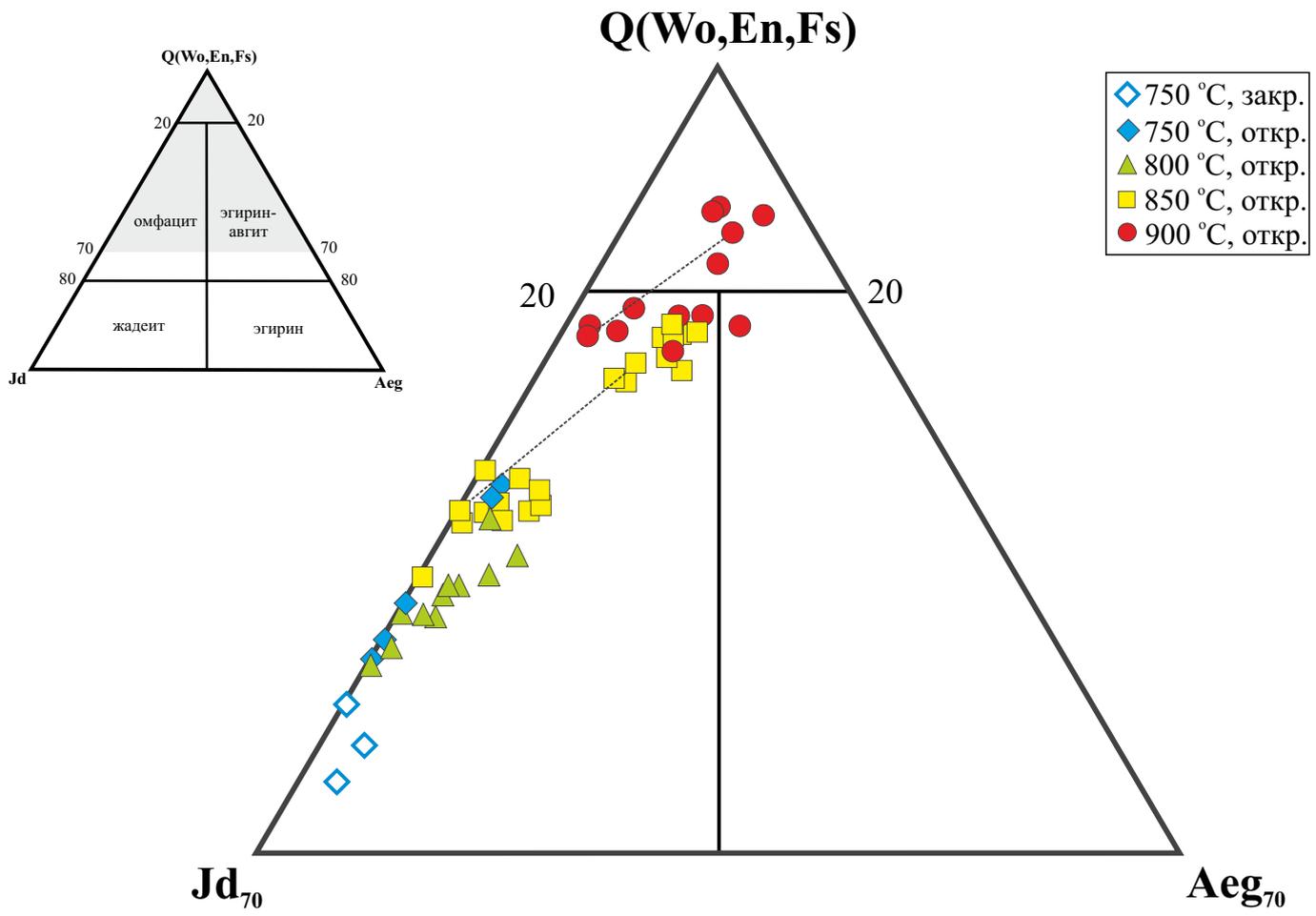
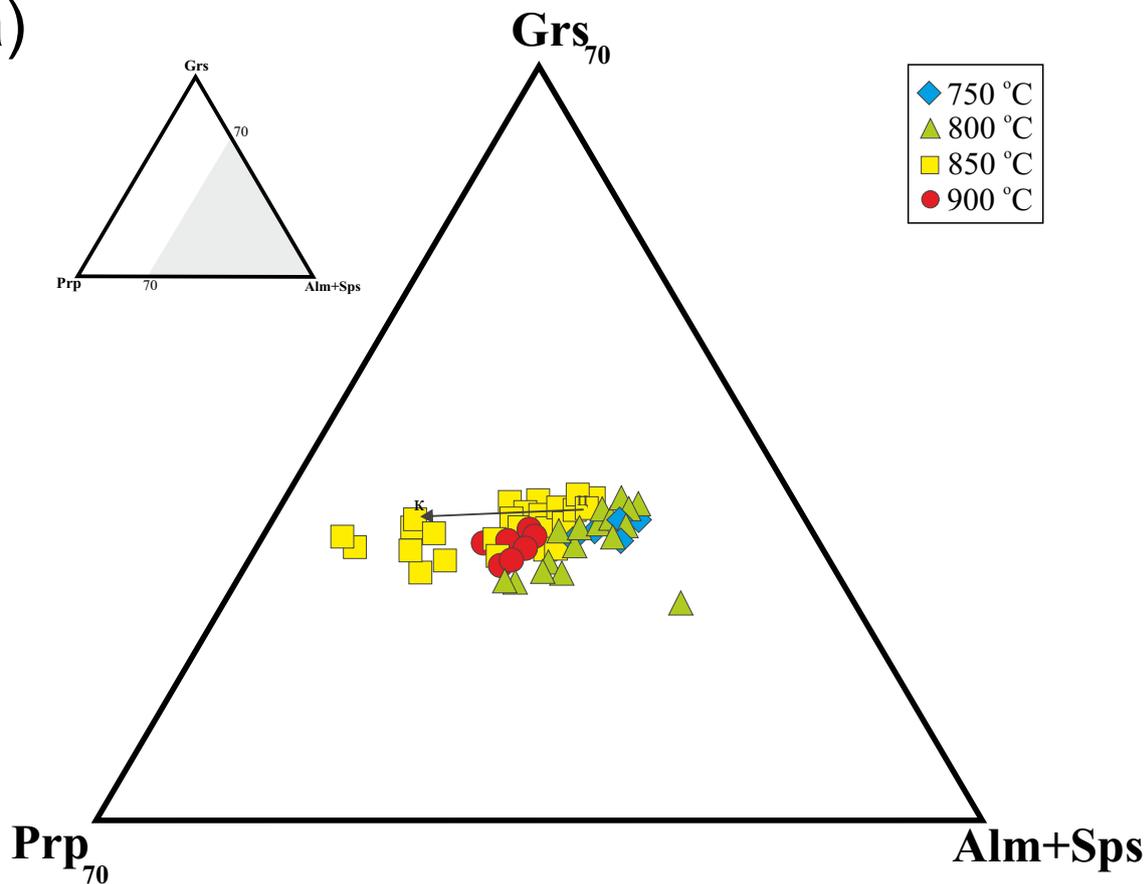


Рис. 7

(a)



(б)

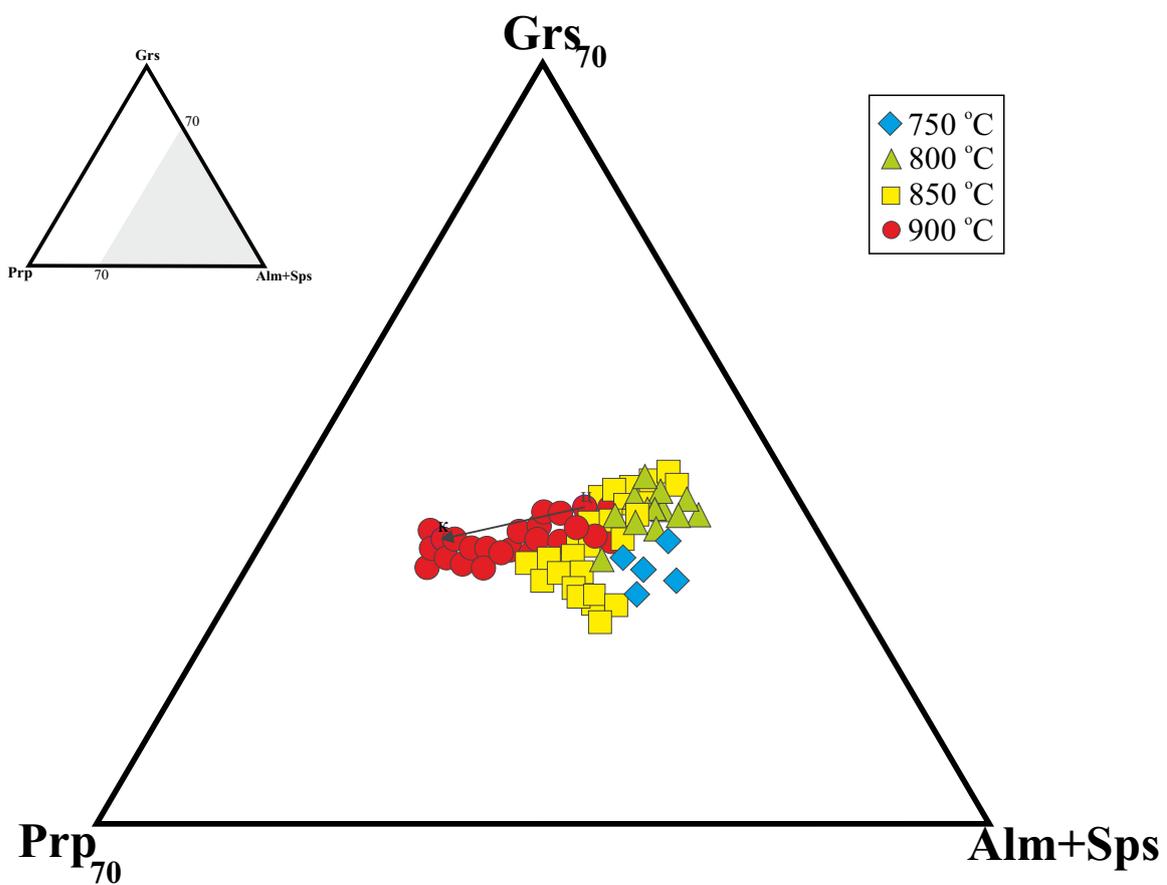


Рис. 8

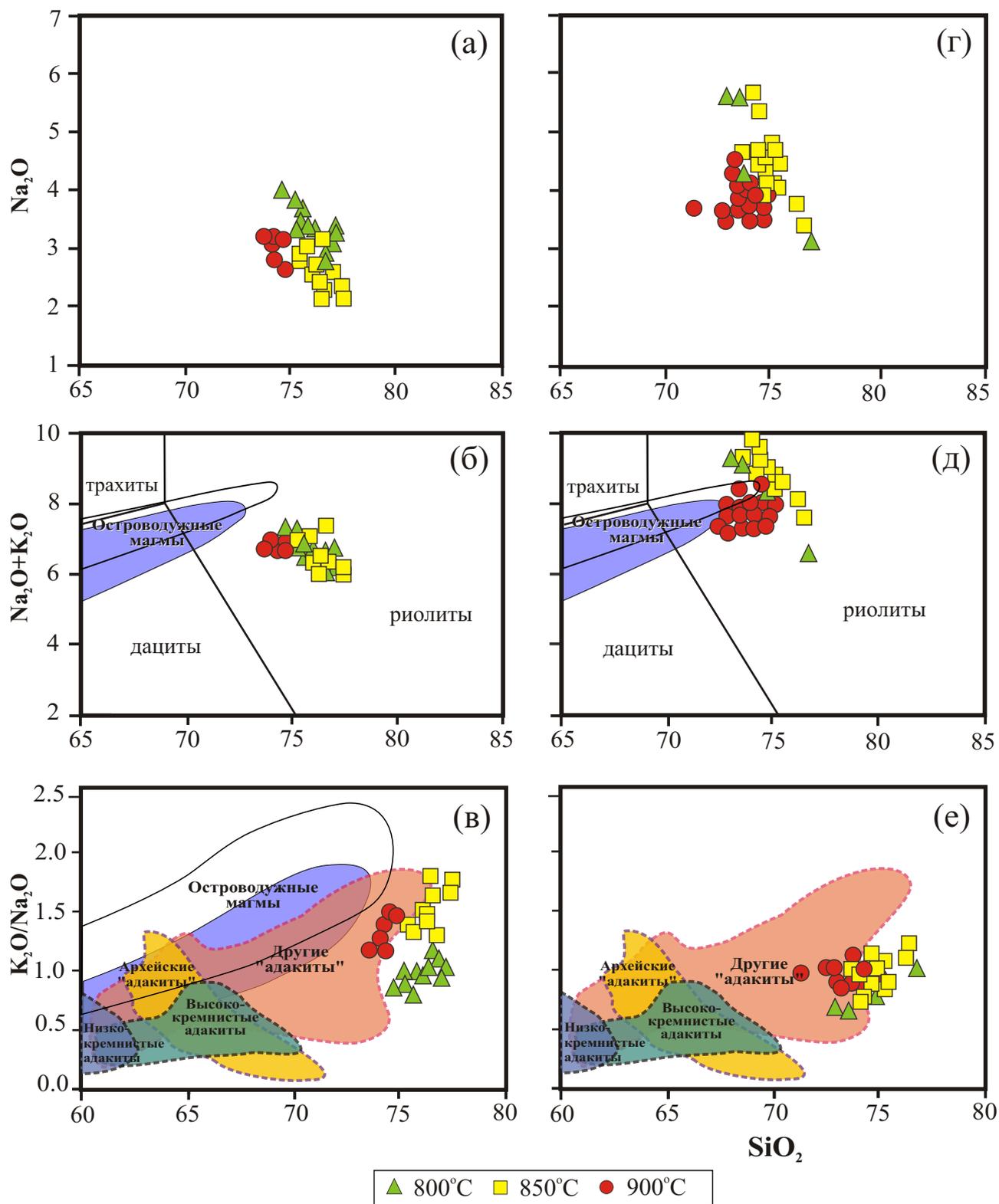


Рис. 9

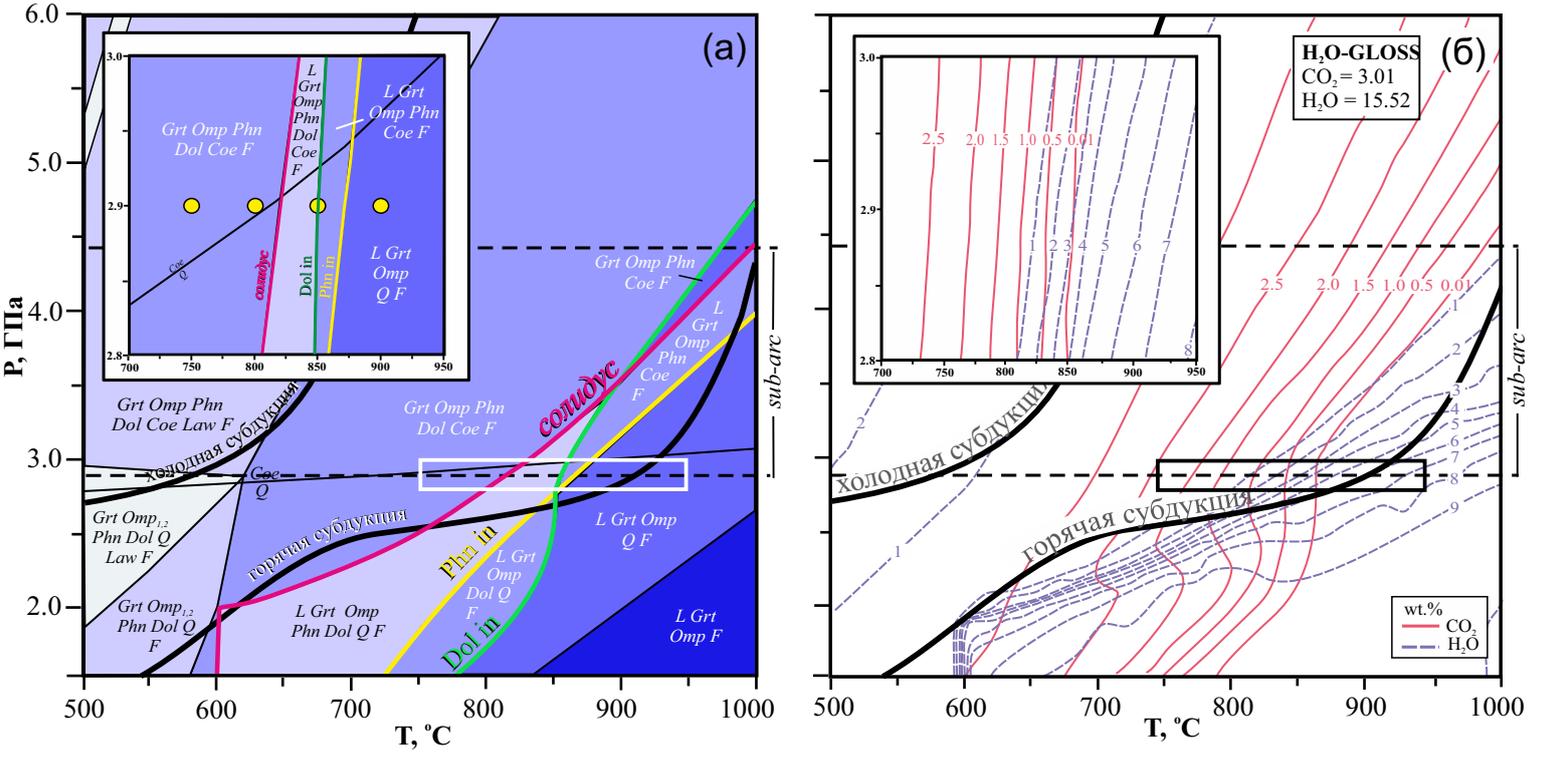


Рис. 10

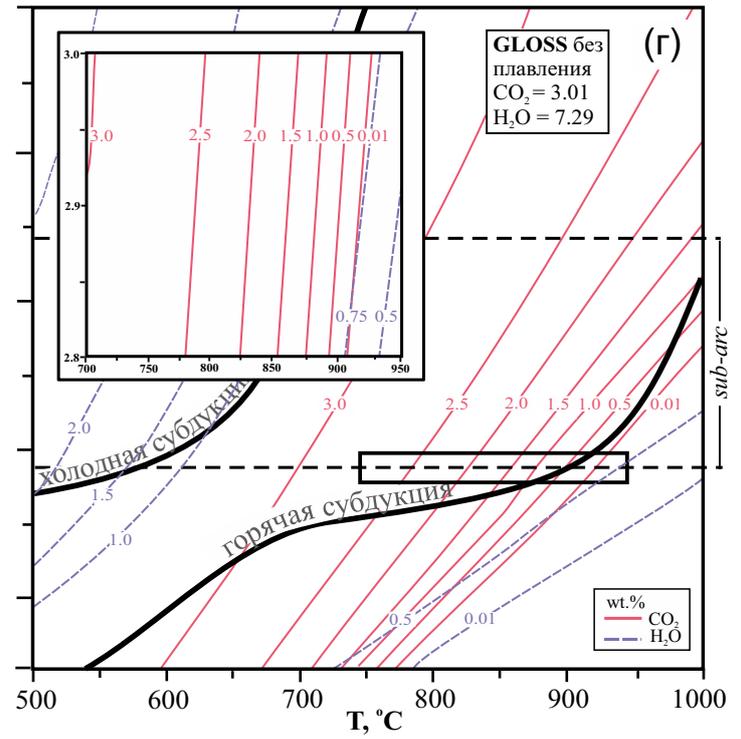
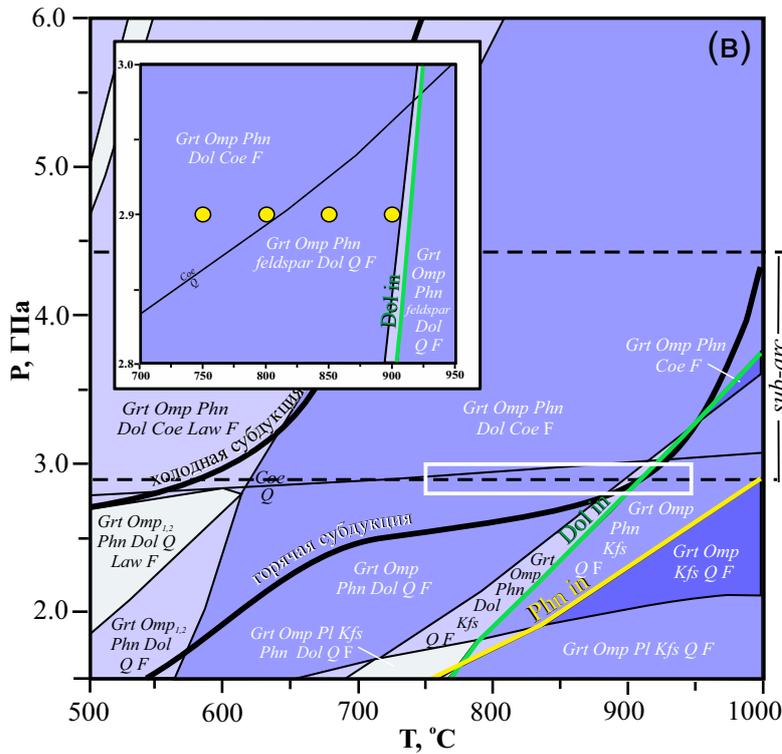
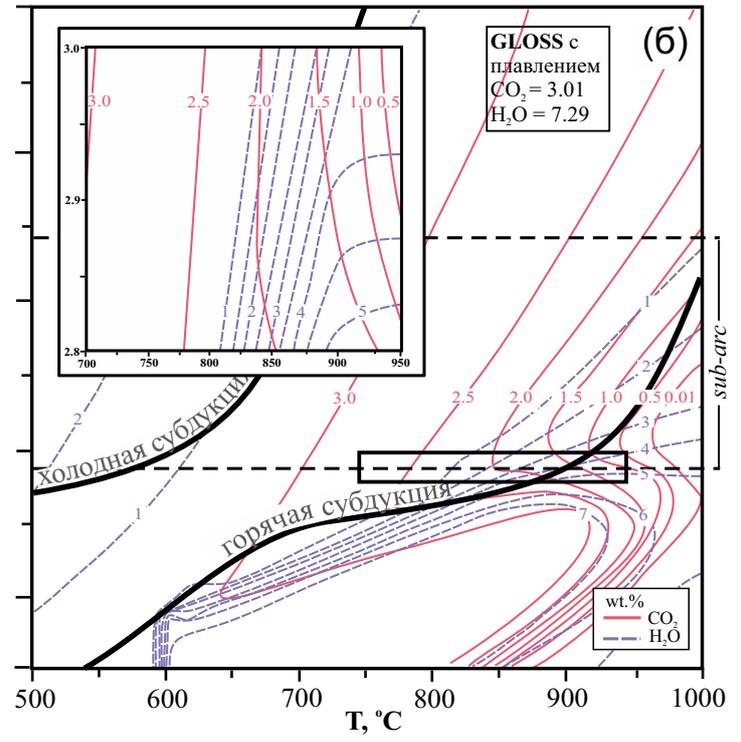
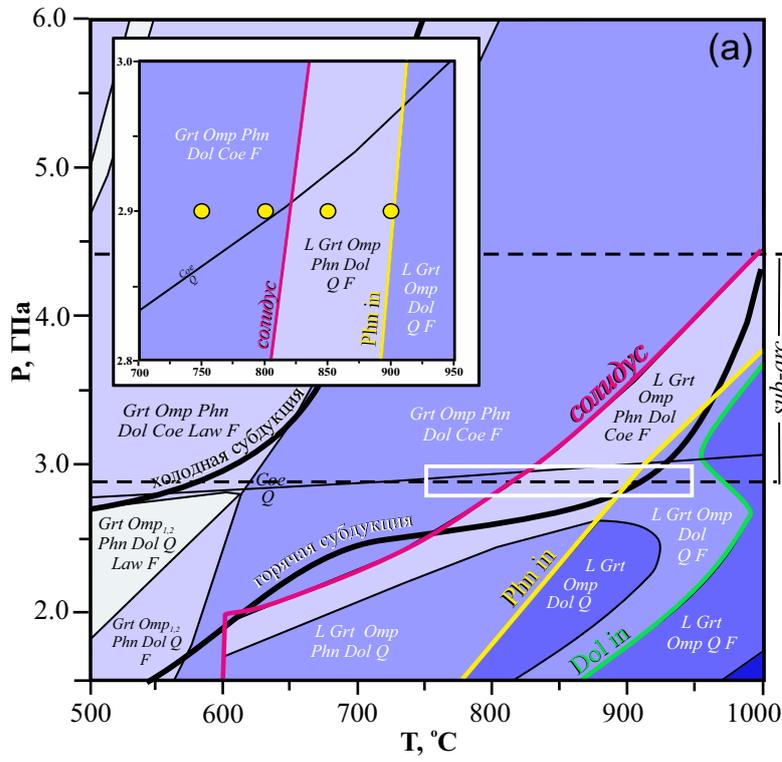


Рис. 11

Табл. 1. Химические составы (мас.%) GLOSS и смесей, используемых в экспериментальных исследованиях.

| Названия составов | GLOSS | SS* | H ₂ O-GLOSS ** | EPSM | EPSM | DG2 | AM | Na-GLOSS | K-GLOSS | K-GLOSS |
|--------------------------------|-----------------------|-----------------------------------|---------------------------|-------------------------|-------|-----------------------|-------|---|---------|-----------------------|
| источник | Plank, Langmuir, 1998 | данная работа, Перчук и др., 2019 | | Hermann, Spandler, 2008 | | Grassi, Schmidt, 2011 | | Brey et. al., 2015, Bulatov et. al., 2014 | | Woodland et.al., 2018 |
| SiO ₂ | 58.57 | 52.74 | 53.10 | 68.83 | 64.15 | 54.63 | 47.6 | 56.8 | 56.9 | 65.8 |
| TiO ₂ | 0.62 | 0.57 | 0.57 | 0.67 | 0.63 | 0.63 | - | 0.6 | 0.6 | 0.74 |
| Al ₂ O ₃ | 11.91 | 10.76 | 10.83 | 14.7 | 13.7 | 20.23 | 22.8 | 11.6 | 11.6 | 11.2 |
| Cr ₂ O ₃ | <0.01 | <0.01 | <0.01 | - | - | - | - | - | - | 0 |
| FeO | 5.21 | - | 5.03 | 4.67 | 4.35 | 4.86 | 9.2 | - | - | - |
| Fe ₂ O ₃ | - | 5.55 | - | - | - | - | - | - | - | - |
| FeO ^{tot} | - | - | - | - | - | - | - | 5.07 | 5.07 | 6.43 |
| MnO | 0.32 | 0.01 | 0.01 | 0.11 | 0.1 | - | - | - | - | 0 |
| MgO | 2.48 | 2.33 | 2.35 | 2.51 | 2.34 | 2.92 | 2 | 2.41 | 2.41 | 3.4 |
| CaO | 5.95 | 5.32 | 5.36 | 2.45 | 2.28 | 5.88 | 6.8 | 5.8 | 5.8 | 6.5 |
| Na ₂ O | 2.43 | 2.26 | 2.28 | 2.62 | 2.44 | 3.2 | 2.4 | 2.4 | 1 | 1.32 |
| K ₂ O | 2.04 | 1.71 | 1.72 | 2.94 | 2.74 | 2.21 | 3.6 | 2 | 3.4 | 4 |
| P ₂ O ₅ | 0.19 | 0.19 | 0.19 | 0.32 | 0.3 | - | - | 0.18 | 0.18 | 0.28 |
| H ₂ O | 7.29 | - | 15.52 | - | 6.8 | - | 1.1 | 6.9 | 6.9 | 6.9 |
| CO ₂ | 3.01 | - | 3.01 | - | - | 4.5 | 4.8 | 6 | 5.9 | 5.9 |
| Сумма | 100.02 | 81.44 | 99.97 | 99.8 | 99.81 | 99.07 | 100.3 | 100 | 100 | 100 |

Табл. 2. Условия и продукты опытов с субдукционным осадком (H₂O-GLOSS) при P = 2.9 ГПа

| № опыта | T, °C | время, часы | фазовая ассоциация* | | |
|-----------------|-------|-------------|--|--|----------|
| | | | зона I | зона II | зона III |
| открытые ампулы | | | | | |
| ss19 | 750 | 216 | Dol, Ky, SiO ₂ , Phn | Dol, SiO ₂ | Grт, Omp |
| ss5 | 800 | 132 | Mgz, Omp, SiO ₂ , Phn | Grт, Mgz, Omp, L, Ky, SiO ₂ | |
| ss17 | 850 | 144 | Grт, Dol, Omp, L, Ky, SiO ₂ , Phn | | |
| ss18 | 900 | 144 | Grт, Dol, Omp, L | | |
| закрытые ампулы | | | | | |
| ss6 | 750 | 216 | Grт, Dol, Omp, Ky, SiO ₂ , Phn | | |
| ss7 | 800 | 120 | Grт, L, Dol, Ky, SiO ₂ , Phn | Grт, L | L |
| ss2 | 850 | 144 | Grт, Dol, L, Ky, SiO ₂ , Phn | Grт, L | L |
| ss3 | 900 | 144 | Grт, Dol, L, Ky, SiO ₂ | Grт, L | L |

Примечание

* Принятые сокращения (здесь и далее): Ank – анкерит, Arag – арагонит, Bi – биотит, Carb – карбонаты, Coe – коэсит, Crx – клинопироксен, Dol – доломит, Grт – гранат, Kfs – калиевый полевой шпат, Ky – кианит, L – расплав (стекло), Law – лавсонит, Mgz – магнезит, Mica – белые слюды, Omp – омфацит, Орх – ортопироксен, Phn – фенгит, Q – кварц, SiO₂ – фаза SiO₂.

Табл. 3. Представительные электронно-зондовые микроанализы клинопироксена из продуктов опытов при давлении P=2.9 ГПа

| № опыта, T°C | ss19, 750 | ss5, 800 | ss17, 850 | | ss18, 900 | | ss6, 750 |
|--------------------------------|-----------|----------|-----------|--------|-----------|--------|----------|
| ампула | открытая | | | | | | закрытая |
| SiO ₂ | 55.36 | 53.97 | 54.48 | 54.01 | 54.10 | 53.64 | 53.65 |
| TiO ₂ | 0.21 | 0.57 | 0.40 | 0.18 | 0.15 | 0.39 | 0.29 |
| Al ₂ O ₃ | 13.79 | 15.35 | 11.75 | 8.08 | 3.48 | 8.08 | 14.79 |
| Cr ₂ O ₃ | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| FeO | 5.64 | 7.43 | 2.89 | 3.60 | 4.50 | 3.75 | 8.82 |
| MnO | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| MgO | 6.11 | 4.80 | 9.97 | 12.05 | 15.51 | 12.34 | 3.64 |
| CaO | 10.62 | 9.75 | 15.25 | 17.78 | 20.53 | 18.01 | 7.80 |
| Na ₂ O | 7.36 | 7.34 | 5.20 | 4.00 | 1.72 | 3.26 | 8.48 |
| K ₂ O | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| Сумма | 99.09 | 99.21 | 99.94 | 99.70 | 99.99 | 99.47 | 97.47 |
| Si | 1.98 | 1.94 | 1.93 | 1.95 | 1.96 | 1.93 | 1.97 |
| Ti | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.01 |
| Al | 0.58 | 0.65 | 0.49 | 0.34 | 0.15 | 0.34 | 0.64 |
| Cr | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| Fe ³⁺ | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.06 | 0.02 | 0.03 |
| Fe ²⁺ | 0.17 | 0.22 | 0.09 | 0.11 | 0.08 | 0.10 | 0.24 |
| Mn | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| Mg | 0.33 | 0.26 | 0.53 | 0.65 | 0.84 | 0.66 | 0.20 |
| Ca | 0.41 | 0.38 | 0.58 | 0.69 | 0.80 | 0.70 | 0.31 |
| Na | 0.51 | 0.51 | 0.36 | 0.28 | 0.12 | 0.23 | 0.60 |
| K | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| X _{Mg} [*] | 0.66 | 0.54 | 0.86 | 0.86 | 0.92 | 0.87 | 0.45 |
| X _{Jd} ^{**} | 0.51 | 0.51 | 0.36 | 0.24 | 0.06 | 0.21 | 0.57 |

Примечание

н.п.о. – ниже предела обнаружения

*X_{Mg} = Mg/(Mg+Fe²⁺), с учетом Fe³⁺

**X_{Jd} - мольная доля жадеитового минала.

Табл. 4. Представительные электронно-зондовые микроанализы гранатов из продуктов опытов при давлении P=2.9 ГПа

| № опыта, T°C | ss19, 750 | ss5, 800 | | ss17, 850 | | ss18, 900 | ss6, 750 | ss7, 800 | | ss2, 850 | | ss3, 900 | |
|--------------------------------|-----------|----------|--------|-----------|--------|-----------|----------|----------|--------|----------|--------|----------|--------|
| ампула | открытая | | | | | | закрытая | | | | | | |
| зона | | центр | край | центр | край | | | II | III | II | III | II | III |
| SiO ₂ | 37.83 | 37.31 | 37.95 | 38.36 | 38.61 | 38.10 | 36.49 | 37.81 | 37.25 | 37.31 | 38.78 | 37.74 | 38.56 |
| TiO ₂ | 0.40 | 0.86 | 0.62 | 1.10 | 0.70 | 0.84 | 0.45 | 0.85 | 0.90 | 0.92 | 0.43 | 1.12 | 0.50 |
| Al ₂ O ₃ | 20.98 | 20.90 | 21.04 | 21.24 | 21.76 | 20.53 | 20.22 | 21.41 | 20.95 | 20.71 | 21.83 | 20.76 | 22.08 |
| Cr ₂ O ₃ | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| FeO | 25.39 | 25.99 | 24.62 | 22.17 | 19.53 | 24.45 | 27.17 | 27.08 | 27.09 | 25.71 | 25.43 | 25.07 | 22.42 |
| MnO | 0.06 | 0.06 | 0.05 | 0.04 | н.п.о. | 0.04 | 0.09 | 0.05 | 0.04 | 0.07 | 0.12 | н.п.о. | н.п.о. |
| MgO | 3.88 | 3.36 | 5.23 | 5.90 | 8.25 | 6.01 | 2.95 | 2.90 | 2.58 | 4.12 | 5.87 | 5.28 | 6.93 |
| CaO | 9.80 | 10.01 | 9.24 | 10.26 | 9.93 | 9.14 | 8.77 | 9.59 | 9.97 | 9.22 | 8.06 | 8.98 | 8.95 |
| Na ₂ O | 0.07 | 0.15 | 0.09 | 0.13 | 0.11 | 0.06 | 0.11 | 0.14 | 0.13 | 0.13 | 0.12 | 0.17 | 0.15 |
| K ₂ O | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| Сумма | 98.42 | 98.64 | 98.84 | 99.20 | 98.93 | 99.18 | 96.25 | 99.82 | 98.90 | 98.18 | 100.64 | 99.15 | 99.64 |
| Si | 3.00 | 2.97 | 2.98 | 2.98 | 2.96 | 2.98 | 2.99 | 2.98 | 2.98 | 2.98 | 2.99 | 2.96 | 2.97 |
| Ti | 0.02 | 1.96 | 1.95 | 0.06 | 0.04 | 0.05 | 0.03 | 0.05 | 0.05 | 0.06 | 0.02 | 0.07 | 0.03 |
| Al | 1.96 | 0.00 | 0.00 | 1.94 | 1.97 | 1.89 | 1.96 | 1.99 | 1.97 | 1.95 | 1.98 | 1.92 | 2.00 |
| Cr | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| Fe ³⁺ | 0.01 | 0.01 | 0.03 | 0.01 | 0.03 | 0.08 | 0.02 | 0.00 | 0.00 | 0.02 | 0.00 | 0.05 | 0.00 |
| Fe ²⁺ | 1.67 | 1.72 | 1.59 | 1.43 | 1.23 | 1.51 | 1.84 | 1.79 | 1.81 | 1.69 | 1.64 | 1.60 | 1.44 |
| Mn | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | н.п.о. | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | н.п.о. | н.п.о. |
| Mg | 0.46 | 0.40 | 0.61 | 0.68 | 0.94 | 0.70 | 0.36 | 0.34 | 0.31 | 0.49 | 0.67 | 0.62 | 0.80 |
| Ca | 0.83 | 0.85 | 0.78 | 0.85 | 0.82 | 0.77 | 0.77 | 0.81 | 0.85 | 0.79 | 0.67 | 0.76 | 0.74 |
| Na | 0.01 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.01 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.02 | 0.03 | 0.02 |
| K | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| X _{Mg} | 0.22 | 0.19 | 0.28 | 0.32 | 0.43 | 0.32 | 0.16 | 0.16 | 0.15 | 0.22 | 0.29 | 0.28 | 0.36 |
| X _{Ca} | 0.28 | 0.29 | 0.26 | 0.29 | 0.27 | 0.26 | 0.26 | 0.28 | 0.29 | 0.26 | 0.22 | 0.25 | 0.25 |
| Alm | 0.41 | 0.58 | 0.53 | 0.51 | 0.48 | 0.56 | 0.62 | 0.61 | 0.61 | 0.57 | 0.55 | 0.54 | 0.48 |
| Prp | 0.32 | 0.13 | 0.21 | 0.23 | 0.23 | 0.15 | 0.12 | 0.12 | 0.10 | 0.16 | 0.23 | 0.21 | 0.27 |

| | | | | | | | | | | | | | |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|
| Grs | 0.27 | 0.29 | 0.26 | 0.26 | 0.29 | 0.28 | 0.26 | 0.28 | 0.29 | 0.26 | 0.22 | 0.25 | 0.25 |
|-----|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|

Примечание

н.п.о. – ниже предела обнаружения

$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; $X_{Ca} = Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+})$, с учетом Fe^{3+}

Табл. 5. Представительные электронно-зондовые микроанализы стекол из продуктов опытов при давлении P=2.9 ГПа

| № опыта, T°С | ss5, 800 | ss17, 850 | ss18, 900 | ss7, 800 | ss2, 850 | ss3, 900 |
|-------------------------------------|-------------|--------------|--------------|-------------|-------------|-------------|
| ампула | открытая | | | закрытая | | |
| <i>Анализы приведены к 100%</i> | | | | | | |
| SiO ₂ | 76.71 | 76.54 | 74.65 | 75.01 | 75.16 | 74.54 |
| TiO ₂ | 0.11 | 0.16 | 0.30 | 0.20 | 0.21 | 0.24 |
| Al ₂ O ₃ | 14.16 | 14.25 | 13.64 | 14.84 | 13.77 | 14.14 |
| Cr ₂ O ₃ | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| FeO | 0.71 | 0.62 | 0.98 | 0.64 | 0.97 | 0.96 |
| MnO | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. |
| MgO | 0.45 | 0.53 | 0.89 | 0.34 | 0.32 | 0.5 |
| CaO | 1.77 | 1.86 | 2.64 | 1.00 | 1.28 | 2.14 |
| Na ₂ O | 2.89 | 2.13 | 3.12 | 4.49 | 4.08 | 3.79 |
| K ₂ O | 3.19 | 3.89 | 3.77 | 3.50 | 4.22 | 3.65 |
| Сумма без учета H ₂ O | 86.58 | 89.03 | 87.721 | 83.9 | 84.46 | 83.45 |
| K ₂ O+Na ₂ O | 6.08 | 6.02 | 6.88 | 7.98 | 8.3 | 7.44 |
| K ₂ O/Na ₂ O | 1.10 | 1.82 | 1.21 | 0.78 | 1.03 | 0.97 |

П р и м е ч а н и е

н.п.о. – ниже предела обнаружения

Табл. 6. Представительные электронно-зондовые микроанализы карбонатов из продуктов опытов при давлении P=2.9 ГПа

| № опыта, T°C | ss19, 750 | ss5, 800 | ss17, 850 | ss18, 900 | ss6, 750 | ss7, 800 | ss2, 850 | ss3, 900 |
|------------------|-----------|----------|-----------|-----------|----------|----------|----------|----------|
| ампула | открытая | | | | закрытая | | | |
| FeO | 11.48 | 16.36 | 8.03 | 7.26 | 13.95 | 12.82 | 9.88 | 6.73 |
| MnO | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | 0.20 | н.п.о. |
| MgO | 12.22 | 30.07 | 16.79 | 15.92 | 10.33 | 11.06 | 12.61 | 7.91 |
| CaO | 29.79 | 4.30 | 30.32 | 30.13 | 27.07 | 28.74 | 28.88 | 22.39 |
| Сумма | 54.75 | 50.97 | 55.44 | 53.53 | 52.32 | 53.07 | 54.15 | 37.34 |
| Fe ²⁺ | 0.15 | 0.22 | 0.10 | 0.10 | 0.20 | 0.18 | 0.13 | 0.13 |
| Mn | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | н.п.о. | 0.00 | н.п.о. |
| Mg | 0.29 | 0.71 | 0.39 | 0.38 | 0.27 | 0.28 | 0.30 | 0.28 |
| Ca | 0.51 | 0.07 | 0.50 | 0.52 | 0.50 | 0.52 | 0.49 | 0.57 |
| X _{Mg} | 0.65 | 0.77 | 0.79 | 0.80 | 0.57 | 0.61 | 0.69 | 0.68 |
| X _{Ca} | 0.53 | 0.07 | 0.51 | 0.52 | 0.52 | 0.53 | 0.53 | 0.58 |

Примечание

$X_{Mg} = Mg / (Mg + Fe^{2+})$; $X_{Ca} = Ca / (Ca + Mg + Fe^{2+} + Mn)$

Табл. 7. Представительные электронно-зондовые микроанализы фенгита из продуктов опытов при давлении P=2.9 ГПа

| № опыта, T°C | ss19, 750 | ss5, 800 | ss17, 850 | ss6, 750 | ss7, 800 | ss2, 850 |
|--------------------------------|--------------|-------------|--------------|-------------|-------------|-------------|
| ампула | открытая | | | закрытая | | |
| SiO ₂ | 51.79 | 51.12 | 48.30 | 50.53 | 51.99 | 51.64 |
| TiO ₂ | 0.44 | 0.52 | 1.10 | 0.47 | 0.74 | 0.67 |
| Al ₂ O ₃ | 28.40 | 28.51 | 31.73 | 29.53 | 28.32 | 29.45 |
| Cr ₂ O ₃ | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о |
| FeO | 2.65 | 3.12 | 1.82 | 3.40 | 2.08 | 2.48 |
| MnO | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о |
| MgO | 2.75 | 2.51 | 3.10 | 2.52 | 2.85 | 2.46 |
| CaO | 0.02 | 0.00 | 0.01 | 0.16 | 0.02 | 0.11 |
| Na ₂ O | 0.52 | 0.59 | 0.43 | 0.74 | 0.45 | 0.39 |
| K ₂ O | 10.37 | 10.91 | 10.43 | 9.81 | 10.19 | 10.88 |
| Сумма | 96.95 | 97.28 | 96.94 | 97.18 | 96.65 | 98.08 |
| Si | 3.39 | 3.36 | 3.17 | 3.31 | 3.40 | 3.35 |
| Al | 2.19 | 2.21 | 2.45 | 2.28 | 2.18 | 2.25 |
| Cr | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о |
| Ti | 0.02 | 0.03 | 0.05 | 0.02 | 0.04 | 0.03 |
| Fe ²⁺ | 0.14 | 0.17 | 0.10 | 0.19 | 0.11 | 0.13 |
| Mn | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о | н.п.о |
| Mg | 0.27 | 0.25 | 0.30 | 0.25 | 0.28 | 0.24 |
| Ca | 0.00 | 0.00 | 0.00 | 0.01 | 0.00 | 0.01 |
| Na | 0.07 | 0.08 | 0.05 | 0.09 | 0.06 | 0.05 |
| K | 0.87 | 0.92 | 0.87 | 0.82 | 0.85 | 0.90 |
| X _{Mg} | 0.65 | 0.59 | 0.75 | 0.57 | 0.71 | 0.64 |
| Na/(Na+K) | 0.07 | 0.08 | 0.06 | 0.10 | 0.06 | 0.05 |

Примечание

н.п.о. – ниже предела обнаружения

$$X_{Mg} = \text{Mg}/(\text{Mg} + \text{Fe}^{2+})$$

Табл. 8. Фазовый состав субдукционного осадка H₂O-GLOSS при P-T условиях опытов по экспериментальным и термодинамическим данным, полученным с помощью программы PerpleX 6.8.3 (Connolly, 2005)

| T, °C при 2.9 ГПа | Результаты эксперимента* | | Результаты моделирования** |
|----------------------|--|---|--|
| | открытые ампулы | закрытые ампулы | состав H ₂ O-GLOSS |
| 750 | Grt, Dol, Omp, Ky, SiO ₂ , Phn | Grt, Dol, Omp, Ky, SiO ₂ , Phn | Grt(6), Dol(4), Omp(21), Coe(23), Phn(13), H ₂ O-CO ₂ флюид (33) |
| 800 | Grt, Mgs, Omp, Ky, SiO ₂ , Phn, L | Grt, Dol, Ky, SiO ₂ , Phn, L | Grt(6), Dol(2), Omp(23), Coe(22), Phn(13), H ₂ O-CO ₂ флюид (35) |
| 850 | Grt, Dol, Omp, Ky, SiO ₂ , Phn, L | Grt, Dol, Ky, SiO ₂ , Phn, L | Grt(8), Omp(22), Q(19), Phn(5), L(13), H ₂ O-CO ₂ флюид (32) |
| 900 | Grt, Dol, Omp, L | Grt, Dol, Ky, SiO ₂ , L | Grt(9), Omp(18), Q(14), L(33), H ₂ O-CO ₂ флюид (26) |

П р и м е ч а н и е

* Показаны все фазы, присутствующие в продуктах опыта.

** для модельных фаз в скобках приводятся объемные проценты.

Табл. 9. Фазовый состав и содержания фаз* для состава GLOSS (Plank, Langmuir, 1998) при давлении 2.9 ГПа по результатам моделирования с помощью программы PerpleX 6.8.3 (Connolly, 2005) с учетом плавления и без плавления.

| T, °C | GLOSS с плавлением | GLOSS без плавления |
|-------|--|--|
| 750 | Grт(6), Dol(6), Omp(25), Coe(29), Phn(17), H ₂ O-CO ₂ флюид (16) | Grт(6), Dol(5), Omp(25), Coe(29), Phn(17), H ₂ O-CO ₂ флюид (16) |
| 800 | Grт(6), Dol(5), Omp(27), Coe(29), Phn(17), H ₂ O-CO ₂ флюид (17) | Grт(6), Dol(5), Omp(27), Coe(29), Phn(17), H ₂ O-CO ₂ флюид (17) |
| 850 | Grт(7), Dol(4), Omp(25), Q(27), Phn(10), L(12), H ₂ O-CO ₂ флюид (14) | Grт(5), Dol(3), Omp(28), Q(30), Phn(17), H ₂ O-CO ₂ флюид (18) |
| 900 | Grт(10), Dol(3), Omp(22), Q(22), Phn(<1), L(32), H ₂ O-CO ₂ флюид (11) | Grт(5), Dol(<1), Omp(30), Q(28), Phn(17), H ₂ O-CO ₂ флюид (20) |

П р и м е ч а н и е

*объемные содержания фаз показаны в скобках