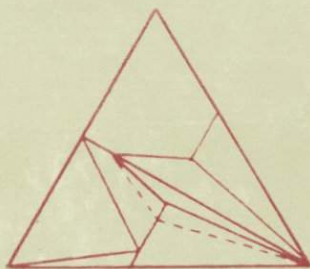


---

**ОЧЕРКИ  
ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ  
ПЕТРОЛОГИИ**

---



АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ИНСТИТУТ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛОГИИ

# ОЧЕРКИ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОЙ ПЕТРОЛОГИИ

(экспериментальное исследование  
проблем магматизма)

Выпуск XIII

Ответственные редакторы  
В.А. ЖАРИКОВ, В.В. ФЕДЬКИН



---

МОСКВА  
«НАУКА»  
1985



18460

В сборнике обобщены результаты экспериментальных и теоретических исследований магматических процессов в присутствии флюидов различных составов. Особое внимание уделено явлениям флюидно-магматической дифференциации, приводящей к образованию рудных месторождений. Рассмотрен широкий круг вопросов: дифференциация и ликвация расплавов, влияние различных факторов на вязкость расплавов, растворимость и отделение рудных компонентов.

Рецензенты

член-корр. *А.А. Маракушев*,  
канд. геол.-минерал. наук *Л.Я. Аранович*

Очерки физико-химической петрологии

Вып. XIII

*Утверждено к печати Институтом экспериментальной минералогии АН СССР*

Редактор *А.Д. Кузнецов*. Редактор издательства *Т.А. Николаева*  
Художественный редактор *М.Л. Храмцов*. Технический редактор *Г.П. Каренина*  
Корректор *В.П. Крылова*

Набор выполнен в издательстве на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 29216

Подписано к печати 04.07.85. Т — 00991. Формат 70 x 100 1/16/  
Бумага для глубокой печати. Гарнитура Пресс-Роман. Печать офсетная. Усл.печ.л. 16,9  
Усл.кр.-отт. 17,0. Уч.-изд. л. 20,5. Тираж 600 экз. Тип. зак. 483. Цена Зр. 20к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука"  
117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"  
199034, Ленинград В-34, 9-я линия, 12

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Предлагаемый читателю очередной сборник трудов сотрудников Института экспериментальной минералогии АН СССР посвящен проблемам магматизма. Тематическая направленность сборника определена актуальностью вопросов происхождения и эволюции магм различного состава, изучения их физических и динамических свойств, закономерностей растворения компонентов во флюидно-магматических системах.

Открывается сборник статьями А.А. Маракушева и Ю.А. Литвина, посвященными проблеме происхождения алмазоносных магм.

В статье А.А. Маракушева обобщаются данные по алмазосодержащим минеральным ассоциациям и теоретически рассматриваются специфические особенности образования алмаза в "первичных" мантийных ультраосновных породах — в перидотитах, эклогитах и связанных с ними пегматитах. Лампроитовые и кимберлитовые магмы возникают, по мнению автора, при магматическом замещении пироповых перидотитов и эклогитов, а содержащиеся в них алмазы захватываются совместно с другими минералами высокого давления — хромистым пиропом, омфацитом, коэситом и др. Гипотеза происхождения первичных алмазоносных мантийных магм выдвинута по аналогии с алмазоносными метеоритами.

Важной петрологической проблеме — преодолению эклогитового термального барьера — посвящена статья Ю.А. Литвина. Как известно, этот барьер "запрещает" непрерывный переход от магм, содержащих оливин (ультрабазит), к насыщенным кремнеземом магмам, производными которых являются коэситсодержащие эклогиты. На основе экспериментальных данных по плавлению при 40 кбар в системе оливин—клинопироксен—гранат показано стабилизирующее влияние железистых компонентов, хотя общие температуры плавления в системе понижаются. Проведены также опыты в крайних системах с натрием жадеит—форстерит, жадеит—энстатит, на основе которых высказывается возможность инконгруэнтного разложения пироксена, позволяющего для определенных составов переход через барьер.

В специальный раздел выделены теоретические и экспериментальные результаты, полученные при изучении термодинамического режима зарождения, миграции и дифференциации магм дна Мирового океана и океанических островов, по созданию количественной модели эволюции базальтового магматизма. Эти исследования, проведенные в рамках проекта "Литос", охватывают широкий круг вопросов экспериментального и теоретического плана от изучения конкретных магматических систем и свойств магматических расплавов до крупных геологических обобщений и создания моделей эволюции океанического магматизма. Примером являются статьи Л.Л. Перчука по системе щелочной базальт—вода и по геоструктурам Японского моря в соавторстве с Т.И. Фроловой (МГУ) и Ю.И. Коноваловым (ТОИ ДВНЦ АН СССР).

В первой статье приведены экспериментальные данные по изучению явлений плавления в системе щелочной базальт—вода. В этой работе охарактеризовано положение поверхностей ликвидусов щелочных базальтов в  $P$ - $T$  проекции в зависимости от содержания воды в расплаве (от безводного до водонасыщенного). Обнаружено резкое увеличение содержания воды при  $P = 10$ – $11$  кбар, которое объясняется автором структурными

перестройками в расплаве — переходом ортосиликатных кластеров расплава в метасиликатные.

Широкий подход к роли магматических процессов в формировании геоструктуры Японского моря с привлечением данных по петрографии, стратиграфии и абсолютного возраста пород бассейна Японского моря привел авторов второй статьи к выводу об антидромной последовательности формирования вулканических толщ этого региона. Ведущая роль в этом процессе принадлежит глубинным флюидным потокам, формирующим и регулирующим тепловой поток в зоне границы М на краю континента.

Анализу флюидно-магматического взаимодействия посвящена статья Н.С. Горбачева и Г.А. Каширцевой. Изучено распределение петрогенных компонентов между расплавом океанического базальта и флюидной фазой, обнаружена высокая экстрагирующая способность флюида при высоком давлении, оценено влияние температуры, давления и состава флюида на его кислотную агрессивность и транспортные свойства.

В статье Э.С. Персикова с соавторами приводятся новые экспериментальные данные по изучению реологических характеристик (вязкости, энергии активации вязкого течения) базальтовых расплавов.

В третьем разделе сборника собраны статьи по распределению рудных и петрогенных компонентов между гранитным расплавом и флюидом (статьи В.Ю. Чевычелова, М.Б. Эпельбаума и М.Б. Эпельбаума, Т.П. Саловой), а также по изучению растворимости серы в флюидсодержащих расплавах при высоком давлении (Н.С. Горбачев, В.Н. Зырянов, А. Бёттчер, Г.А. Каширцева). Данные по распределению рудных и петрогенных компонентов между флюидом и гранитным расплавом имеют первостепенное значение для выяснения условий образования и оценки вероятного состава рудогенерирующих и рудопереносящих магматогенных флюидов, для выявления источника и путей миграции рудного вещества. Эксперименты проведены на материале конкретного геологического объекта — Акчатауского рудного поля и направлены на создание физико-химической модели процесса, максимально приближенной к реальной рудно-магматической системе.

Экспериментальные данные по растворимости серы в основных и ультраосновных силикатных расплавах при повышенных давлениях (до 25 кбар) получены Н.С. Горбачевым и В.Н. Зыряновым, во время их работы в лаборатории проф. А. Бёттчера (Калифорнийский университет). Установлено, что содержание серы в расплавах, содержащих летучие компоненты ( $H_2O$ ,  $CO_2$ ), существенно выше, чем в сухих расплавах, и увеличивается с ростом основности и щелочности расплавов.

В заключительном, четвертом, разделе сборника представлены работы поисково-методического характера. Статьи А.Г. Симакина и М.Б. Эпельбаума посвящены вопросам происхождения, устойчивости и развития ликвационных систем в магматических расплавах. В основу этих исследований положены геологические наблюдения по ритмично-расслоенным магматическим образованиям. Авторы пытаются воспроизвести физико-химическую обстановку, приводящую к жидкостному расслоению в магме и формированию характерных магматических структур малых тел (даек). Механизм кристаллизации магм исследуется с учетом возможных конвективных и динамических факторов, приводящих к различным структурным вариантам магматических тел. Экспериментальные данные по скорости роста удлиненных магматических кристаллов и анализ влияния динамических факторов на процесс кристаллизации магмы позволили авторам (во второй статье) решить обратную задачу и подойти к вопросу реконструкции условий кристаллизации магмы в дайках по петрографическим данным.

Составители и авторы сборника надеются, что приведенные в нем экспериментальные, теоретические и петрографические данные будут интересны и полезны петрологам, геохимикам, экспериментаторам и широкому кругу геологов, занимающихся проблемами магматизма.

*В.А. Жариков, В.В. Федькин*

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ АЛМАЗОНОСНЫХ МАГМ

УДК 552.11 + 549.211

А.А. МАРАКУШЕВ

## МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ АЛМАЗА И ПРОБЛЕМА ОБРАЗОВАНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ МАГМ

Алмаз в природе возникает в условиях высокого давления, которое реализуется в принципиально различных геологических процессах: в статической обстановке формирования глубинных геосфер Земли (в алмазоносной мантии), в магматических очагах локального расплавления мантии под континентами и при метеоритных ударах (в астроблемах). Крупные ювелирные кристаллы алмаза образуются только в магматических очагах в ультраосновных и основных магмах, насыщенных углеводородными флюидами настолько, что алмаз кристаллизуется в них в числе наиболее ранних минералов (фенокристаллов) совместно с хромистым пиропом, хромитом, омфацитом и другими минералами — его спутниками. Алмазоносные магмы, частично раскристаллизованные в глубинных условиях, внедряются затем в земную кору, где окончательно застывают, давая начало сериям первичных алмазоносных пород — перидотитов, гранатовых пироксенитов и эклогитов. В трубчатых вулканических структурах первичные алмазоносные породы в той или иной мере замещаются флюидными магмами (с унаследованием ими алмазов и его спутников), которые дают начало вторичным алмазоносным породам — кимберлитам и лампроитам. Алмазы кимберлитов по свойствам и минеральным включениям относятся к перидотитовому и эклогитовому типам, которые могут рассматриваться по отношению к алмазу в качестве материнских пород. В статье обобщаются данные по минеральным ассоциациям, в которые входит алмаз в этих породах, и рассматривается специфика образования алмаза в "первичных" мантийных ультраосновных породах (гипотетических аналогах алмазоносных метеоритов), в интрузивных перидотитах, эклогитах и связанных с ними пегматитах. В особый класс выделяются магмы, продукты консолидации и алмазоносность которых обусловлены замещением ими алмазоносных пород с захватом содержащихся в них алмазов совместно с другими минералами — их спутниками (гранатом, омфацитом, хромитом, коэситом, муассанитом и др.). До недавнего времени к производным таких магм относили только кимберлиты, но в последние годы число типов пород с унаследованной алмазоносностью неуклонно увеличивается. В Австралии были обнаружены трубки, жилы, силлы щелочных лампрофиров и их вулканических аналогов — лампроитов, в которых встречены алмазы перидотитового и эклогитового типов. В метаморфических складчатых формациях, содержащих силлы алмазоносных рутиловых эклогитов и гранатовых перидотитов, устанавливается зараженность мелкими алмазами замещающих эти породы гранитов и мигматитов, гранатовых гнейсов и амфиболитов, метасоматических кварцитов и карбонатных пород, а также графитовых гранат-слюдяных диафторитов. Все эти типы пород являются также источниками алмазов в россыпях, образующихся при их разрушении.

### ПРОБЛЕМА АЛМАЗОНОСНОЙ МАНТИИ

В изучении глубинного строения Земли в последние годы достигнут значительный прогресс, главным образом в результате совершенствования геофизических методов исследования. Петрографические же материалы по составу мантии отсутствуют, и все еще сохраняется положение, определяемое известным высказыванием Г.Д. Афа-

насыева: "Ни один геолог или геофизик не держал в руках породу, добытую ниже современного раздела Мохоровичича ни в пределах континентов, ни из океанического сегмента Земли" [1, с. 339]. Правда, многие геологи склонны рассматривать нодулы перидотитов и эклогитов, содержащиеся в щелочных базальтах и кимберлитах, как ксенолиты, отторгнутые от соответствующих слоев верхней мантии, имеющих региональное распространение [7, 33]. Вулканические аппараты в подобной трактовке интерпретируются как своеобразные природные скважины, поставляющие на поверхность Земли образцы пород с различных горизонтов верхней мантии, по которым можно реконструировать ее региональные разрезы. Однако подобной интерпретации противоречат многие особенности этих пород. Обычно они составляют закономерные магматические серии, обусловленные дифференциацией магм, и содержат структурные признаки и ассоциации минералов, развивающиеся в последовательности понижения давления, при котором они кристаллизовались [18, 20]. Эти признаки характерны для интрузивных пород, образовавшихся в ходе сложных процессов дифференциации магмы в глубинных очагах и при ее внедрении. Данные магматические очаги возникают в результате полного плавления мантийного вещества под воздействием глубинных флюидов, богатых  $H_2$ ,  $CH_4$  и  $CO$ , которыми стимулируется последующее расщепление расплавов базит-гипербазитового характера, воспроизводимое экспериментально [19]. Этап глубинной (мантийной) кристаллизации в возникающих таким образом ультраосновных и основных расплавах устанавливается на основании изучения наиболее раннего поколения минералов, отвечающего режиму высокого давления. Для алмазоносных перидотитов и эклогитов кимберлитовых и лампроитовых трубок ранний этап кристаллизации относится к области алмазоносной мантии. Алмазы в этих породах содержат включения минералов перидотитов (оливина, хромита, энстатита, хромистого пирропа, хромдиоксида) или эклогитов (омфацита, граната, рутила, коэсита и др.), что позволяет разделить их на два типа — перидотитовый и эклогитовый [33, 34, 62]. Однако детальное изучение минеральных включений в алмазах [3, 4 и др.] дало основание выделить особую минеральную ассоциацию центральных частей алмазных кристаллов, представленную никель-кобальтовым троилитом, никелистым железом (тэ-нитом), франклинитом, медистым вюститом и карбидом железа (когенитом). Эти минералы принципиально настолько отличаются от обычных включений в алмазах (как эклогитового, так и перидотитового типов), что требуют особой генетической интерпретации. По-видимому, во внутренних частях кристаллов представлен первичный мантийный алмаз со свойственными ему включениями богатых никелем минералов (троилита, самородного железа), который сохранился при плавлении мантийного вещества и представлял собой своеобразные затравки при последующей кристаллизации алмаза в перидотитовых и эклогитовых магмах. К такому предположению приводит сходство минералов центральных частей алмазных кристаллов с минералами ультраосновных алмазоносных метеоритов (уреилитов) — Новый Урей, Гоалпара, Диалпур и др., которые представляются наиболее близкими аналогами пород алмазоносной мантии [19].

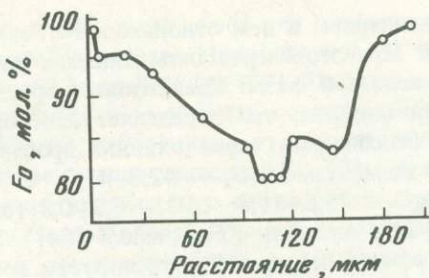
Уреилиты сложены оливином, пироксеном, самородным железом (камаситом) с содержанием  $\sim 3\%$  Ni, троилитом и графитом, а также штрейберзитом, ольдгамитом, добреелитом, нинингеритом и хромитом. Оливин этих пород с железистостью 2–17 богат хромом (в пересчете на  $Cr_2O_3$  — 0,4–0,9%) и кальцием ( $CaO$  — 0,2–0,5%) [54]. В метеорите Хаверо зерна оливина размером 0,5–2,0 мм перекристаллизованы (гранулированы) в мелкозернистый агрегат, окружены камаситом и имеют зональное строение: в центральных частях зерен содержится оливин с железистостью 15–17, ближе к краям в нем появляются и затем становятся все многочисленнее включения камасита, а железистость оливина при этом уменьшается почти до нуля. Зерна оливина в уреилите Хаверо гранулированы, но без нарушения их первичной зональности, которая возникает в ходе кристаллизации уреилитового расплава в сильно восстановительной обстановке. Ранняя кристаллизация оливина с железистостью 15–20 (внутренние части зерен) при отклонении от равновесных соотношений сопровождалась обеднением

остаточного расплава закисью железа (с повышением в нем отношения Fe/FeO), что вызывало понижение железистости оливина. При этом кристаллы оливина по мере роста захватывают все больше включений железной фазы. Камаситом и троилитом сложены также интерстиции между зернами оливина, что определяет своеобразную сидеронитовую структуру уреилитов [63]. Зональность зерен оливина прослеживается не только по железу, но и по другим элементам: SiO<sub>2</sub> — 42,0–41,5; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,6–0,9; FeO — 12,9–4,7; Mn — 0,5–0,6; MgO — 45,6–51,8; CaO — 0,3–0,3 (первая цифра — внутренняя часть зерна с  $Fa_{14}$ , вторая — внешняя с  $Fa_5$ , мас.% [54]). Показательно обогащение краевых частей зерен хромом, что прямо коррелирует с понижением железистости оливина (т.е. с нарастанием восстановительной обстановки), свидетельствуя о вхождении хрома в оливин в двухвалентном состоянии. Поздняя кристаллизация железа и сульфидов в восстановительной обстановке проявляется также в наличии прожилковых выделений этих минералов в зернах оливина. Углерод и сульфиды концентрируются в самородном железе (в остаточном расплаве).

Аналогичная зональность оливина установлена в уреилите Кенна [42], где железистость изменяется в интервале 0–20 и возрастает к центру кристаллов (рис. 1). В этом же направлении в них понижается количество включений металлической фазы.

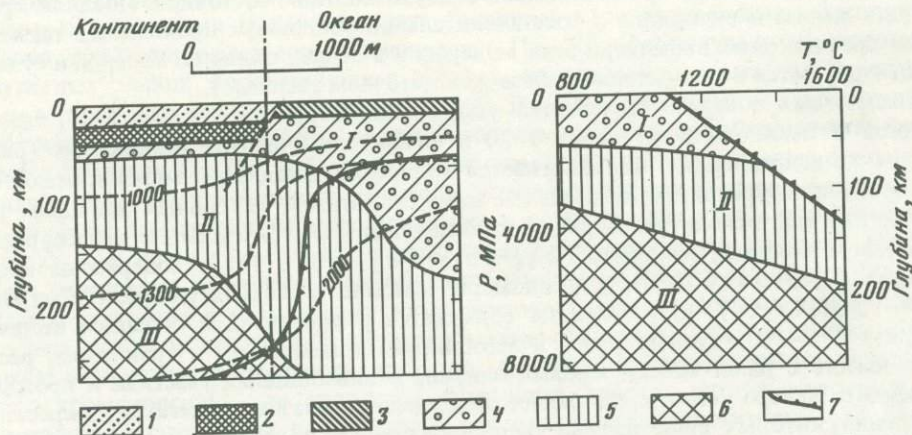
Пироксен в уреилитах представлен клиноэнстатитом (в бедных кальцием разновидности) или пижонитом. Зерна пироксена зональны, причем состав его коррелирует с составом оливина, например  $Fa_{18}$ – $Fs_{18}$ ,  $Fa_{12}$ – $Fs_{13}$  [63]; содержание хрома в оливине (0,42–0,49% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) закономерно связано с его содержанием в пироксене (1,14–1,56% Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub>) [63]. Алмазы содержатся в уреилитах в большом количестве (например, 1–2% в Новом Урее) и ассоциируют с камаситом и троилитом, располагаясь вместе с ними между зернами оливина в линзовидных участках и прожилках. В уреилите Хаверо установлено раннее образование алмазных агрегатов, жилковидные выделения которых впоследствии будинировались и подвергались позднему внедрению железа в межбудинные части. Такие структурные соотношения рассматривались П. Рамдзором в качестве аргумента против импактной гипотезы происхождения алмаза [60]. Алмаз повсеместно ассоциирует с графитом и углистым веществом, представляя собой реликты от замещения его этими минералами с образованием псевдоморфоз [64]. По времени, вероятно, это замещение соответствует таким явлениям, как грануляция кристаллов оливина и разложение зерен глиноземистого пироксена на агрегат вторичных минералов (в том числе плаггиоклаза), связанным, по-видимому, с разогревом метеоритов при ударе о Землю (т.е. с их импактным метаморфизмом). К деформационным явлениям этого типа можно отнести развитие в алмазе анизотропии и частичное превращение его в лонсдейлит. Метеоритные алмазы представлены зернами и сростками размером в сотые и десятые доли миллиметра (редко до 2 мм). Характерны темноокрашенные и бесцветные кристаллы алмаза кубического, октаэдрического и переходного габитусов. Состав типичного представителя уреилитов (Новый Урей) характеризуется следующими цифрами (по данным М.И. Дьяконовой, В.Я. Харитоновой и А.А. Явнеля (1979), мас.%): SiO<sub>2</sub> — 39,65; TiO<sub>2</sub> — 0,07; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,92; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,62; FeO — 17,56; MnO — 0,26; MgO — 34,45; CaO — 1,19; Na<sub>2</sub>O — 0,05; K<sub>2</sub>O — 0,04; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> — 0,12; S — 0,25; Fe<sub>сульф</sub> — 0,43; FeS — 0,68; Fe — 0,73; Ni — 0,09; Fe<sub>общ</sub> — 15,81. Этот алмазоносный ультраосновной ахондрит не имеет аналогов среди обычных ультраосновных пород, которые богаче алюминием и беднее железом.

На рис. 2 приведена схема строения земной коры и подстилающей ее мантии для океанических и континентальных областей. Земная кора континентальных областей имеет складчатое строение, большую мощность (30–50 км) и сложена кислыми (гранитами и гнейсами) и основными пироксен-плаггиоклазами (габбро) породами, тогда как в океанических областях земная кора маломощна (около 10 км) и состоит из основных пород (базальтов). Ниже земной коры залегает мантия, сложенная оливиновыми ультраосновными породами (перидотитами), в которых при наличии углерода может содержаться графит (в верхнем слое) или алмаз (в более глубоких частях). Схема отражает различие континентальных и океанических областей по мощности



Р и с. 1. Изменение содержания форстерита ( $Fo$ , мол.%) в поперечном сечении зерна оливина в уреилите Кенна (Нью-Мексико, США) по данным электронного микронзондирования [42]

Вначале кристаллизовался относительно железистый оливин, а по мере роста зерна железистость оливина снижалась до нуля с одновременным увеличением в оливине количества включений самородного железа



Р и с. 2. Схема распределения температуры и минеральных фаций горных пород в глубинных зонах континентальных и океанических областей

1, 2 — континентальная кора: 1 — гранито-гнейсовый слой, 2 — слой основных гранулитов; 3 — океаническая базальтовая кора; 4 — шпинелевые перидотиты с графитом; 5, 6 — гранатовые перидотиты: 5 — с графитом, 6 — с алмазом; 7 — граница литосферы (определена по положению солидуса перидотитов); изотермы температуры ( $T$ , °C) намечены с учетом расчетной модели Г. Макдональда [2, 55]; I—III — минеральные фации глубинности: I — энстатит-шпинелевая, II — пироп-энстатит-хромшпинелевая графитоносная; III — алмазоносная

слоя графитоносной мантии. Под континентами графитоносный слой имеет минимальную мощность, так что алмазоносная зона находится на сравнительно небольших глубинах, около 150 км (давление 40–60 кбар), и захватывается очагами магматизма, дающего внедрения в платформенные структуры земной коры. В противоположность континентам в океанических регионах слой графитоносных мантийных пород имеет максимальную мощность, и область устойчивости алмаза соответственно расположена на глубинах, отвечающих очень высоким давлениям (порядка 80 кбар), близким к стабильности стишовита. Они не охватываются магматизмом, достигающим верхних частей земной коры (стишовит в магматических породах алмазоносных месторождений не встречается).

Наметившееся различие континентальных и океанических регионов по глубине залегания мантийных алмазоносных пород связывается с неодинаковым тепловым режимом их недр. Мощная существенно гранито-гнейсовая земная кора континентов богата радиоактивными элементами, которые дают значительную часть теплового потока, наблюдаемого на континентах [2]. В океанах же тонкая кора имеет основной состав и не вносит существенного радиоактивного вклада в тепловой поток. Тем не менее тепловой поток в океанах близок к среднему тепловому потоку на континентах. Из этого следует, что мантия под океанами должна давать больше тепла, чем мантия под континентами. Можно поэтому полагать, что образование мощной континентальной коры привело к истощению подстилающей ее мантии радиоактивными

элементами, которые поделались между мантией и корой. Океаническая же мантия сохранила в основном первичную высокую радиоактивность.

Схема, представленная на рис. 2, составлена с учетом расчетной модели Г. Макдональда [2, 55], согласно которой мантия, подстилающая континентальную кору, обеднена радиоактивными элементами ( $^{238}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$ ,  $^{232}\text{Th}$ ,  $^{40}\text{K}$  и др.) и генерирует значительно меньше тепла по сравнению с океанической мантией. Различие глубинных зон континентальных и океанических областей компенсируется радиоактивным вкладом континентальной коры, которая имеет большую мощность и в которой сосредоточено значительно больше радиоактивных элементов, чем в океанической коре. В результате тепловые потоки на континентах и в океанах примерно одинаковы [3]. Все изложенное определяет более холодное состояние континентальной мантии, в большей мере истощенной в отношении радиоактивных элементов (генераторов тепла).

Альтернативное объяснение различного термического режима в мантии разных геоструктурных областей (см. рис. 2) дает гипотеза конвекции. Согласно этой гипотезе, в мантии под океанами имеют место течения вещества, которые поднимаются кверху вдоль рифтовых зон срединных океанических хребтов, вынося тепло из глубинных частей мантии и теряя его при движении в стороны от хребтов и под континенты. Конвективная гипотеза хорошо объясняет наблюдаемое обновление океанической коры вдоль срединных хребтов и различные типы переходных зон между океаническими и континентальными областями.

Рассмотренная схема строения мантии определяет наиболее принципиальную особенность развития алмазоносного магматизма — его исключительную приуроченность к континентальным массивам, в пределах которых алмазоносная мантия подвергается плавлению в ходе развития платформенного магматизма (в отличие от океанических областей, в которых магматические очаги располагаются выше слоя алмазоносной мантии). Можно предположить, что развитие глубинных очагов под платформами происходило путем плавления и последующего замещения вещества мантии с захватом содержащихся в ней мелких алмазов (с включениями в них железных и сульфидных фаз, богатых никелем). Этим во многом, по-видимому, обусловлена алмазоносность ультраосновных и основных расплавов, возникающих в глубинных очагах путем магматического расщепления и кристаллизационной дифференциации первичных магм. Высокое флюидное давление таких газов, как  $\text{CH}_4$  и  $\text{CO}$ , препятствовало окислению и растворению алмазов в ходе первичного плавления и последующего магматического замещения вещества мантии и, наоборот, способствовало их ранней кристаллизации (особенно на алмазных затравках) в парагенезисе с минералами, составляющими в породах поколения интрателлурических фенокристаллов. Они отличаются от последующих поколений минералов хорошо развитыми формами (для алмаза характерны октаэдры в перидотитах и кубы наряду с октаэдрами и комбинациями этих форм в эклогитах).

Как можно предположить по результатам изучения газово-жидких включений в кристаллах различного габитуса [56], перидотитовый и эклогитовый типы алмазоносного петрогенезиса существенно различались по флюидному режиму. В ультраосновной среде господствовали более восстановительные условия и алмазы кристаллизовались, по-видимому, в результате реакции типа  $\text{CH}_4 + 2\text{CO} = 3\text{C}$  (алмаз) +  $2\text{H}_2\text{O}$ . Соответственно в алмазах перидотитового типа содержатся газы в сильно восстановленном состоянии (октаэдрические кристаллы [56], табл. 1). В среде основных пород существовали более окислительные условия и кристаллизация алмаза происходила по иной схеме:  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2 = 2\text{C}$  (алмаз) +  $2\text{H}_2\text{O}$ . В алмазах явно эклогитового типа (кубические кристаллы [56], см. табл. 1) газы отличаются более окисленным характером ( $\text{CO}$  в их составе практически отсутствует). В ходе гипербазит-базитового расслоения магматических очагов флюидные компоненты контрастно расщеплялись на восстановленную и более окисленную фракции. В реакциях образования алмаза выделяется вода, которая захватывается его растущими кристаллами. Поэтому содержание  $\text{H}_2\text{O}$  во включениях (см. табл. 1) выше, чем в среде минералообразования, в которой кристаллизуются алмазы.

Состав (в об.%) флюидных включений в алмазах [56]

Компоненты	Октаэдрические кристаллы (перидотитовый тип)				Кубические кристаллы (эклогитовый тип)				
H <sub>2</sub> O	9,6	17,2	22,5	33,2	46,4	63,6	72,5	76,1	85,1
CO <sub>2</sub>	2,0	9,5	10,1	10,2	28,1	20,8	20,1	5,9	5,4
CO	45,8	14,7	0,0	9,4	12,9	0,0	0,0	0,0	0,0
CH <sub>4</sub>	0,6	12,9	8,4	8,2	3,7	5,8	2,8	5,1	4,0
C <sub>2</sub> H <sub>4</sub>	0,5	0,0	0,0	0,7	0,0	0,4	0,0	0,0	0,2
C <sub>3</sub> H <sub>6</sub>	0,3	0,0	0,0	1,2	0,3	2,0	0,0	0,0	0,0
C <sub>2</sub> H <sub>5</sub> OH	0,05	0,0	0,0	2,0	2,5	3,0	0,0	0,0	0,1
H <sub>2</sub>	1,8	43,1	59,0	29,4	1,0	1,6	2,9	8,4	1,6
N <sub>2</sub>	38,4	2,6	0,0	3,7	2,6	2,4	1,6	2,5	1,7
O <sub>2</sub>	0,0	0,0	0,0	0,0	1,2	0,0	0,1	2,0	1,9
Ar	0,9	0,0	0,0	1,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,05

Таким образом, относительная близость к поверхности алмазоносной мантии под континентами (см. рис. 2) определяет приуроченность к ним алмазоносного магматизма и месторождений алмаза (в Африке, Америке, Европе и Азии). В последние годы крупные месторождения алмазов обнаружены также в Австралии — в северной и восточной частях кратона Кимберли и в его юго-восточном и юго-западном складчатых обрамлениях [40, 48].

#### ТИПЫ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД И УСЛОВИЯ ИХ ЗАЛЕГАНИЯ

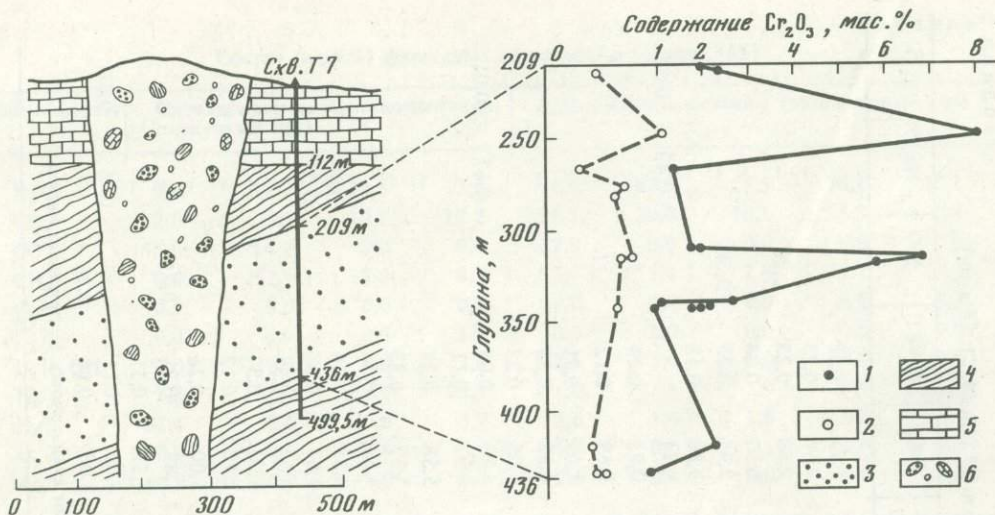
Все известные месторождения алмазов связаны с кимберлитовыми и лампроитовыми трубками (реже жилами и неправильными залежами), в которых собственно алмазоносные породы (материнские по отношению к алмазу) находятся в виде небольших включений (нодулей) и крупных глыб, а также в дезинтегрированном состоянии. Это в основном пироповые перидотиты и в меньшей мере эклогиты, гранатовые пироксениты и связанные с ними пегматиты. Родственность этих пород и алмаза, находимого время от времени в их составе, доказывается наличием минералов этих пород и характерных для них парагенезисов в виде кристаллических включений в алмазе. На основании этих включений алмазы, содержащиеся в кимберлитах и лампроитах, уверенно относятся к перидотитовому, пироксенитовому или эклогитовому типу. Самостоятельные интрузивы пироповых перидотитов (вне кимберлитовых или лампроитовых трубок) распространены очень ограниченно и слабо изучены в отношении их алмазоносности. Примером алмазоносного типа этих пород может служить перидотитовый интрузив Бени-Бушера в Марокко [50], залегающий согласно с реликтовой слоистостью палеозойских гнейсов и сланцев, совместно с которыми он образует опрокинутую антиклинальную складку. Массив сложен пироповыми перидотитами с прослоями гранатовых пироксенитов и эклогитов, составляющих около 3% объема массива и расслоенных, в свою очередь, на шпинель-пироксеновую и гранат-пироксеновую части. Алмаз приурочен к слоям, сложенным омфацитом (с 15–18% жадеита) и альмандин-пироповым гранатом (с 48–54% пироба) и содержащим оливин, энстатит, ильменит и шпинель. Он полностью замещен графитом, образующим псевдоморфозы по его октаэдрическим кристаллам [32].

Пироповые перидотиты и эклогиты, представленные самостоятельными массивами, аналогичны по петрохимии и минералогии перидотитам и эклогитам, содержащимся в виде включений и в дезинтегрированном состоянии в кимберлитах алмазоносных трубок. В качестве примера приведем данные по расслоенным интрузивам пироповых

Состав перидотитов и содержащегося в них граната (в мас.%), Богемский массив, скв. Т7 [45, 49, 51, 65 и др.]

Глубина, м	Порода, минерал	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	MnO	NiO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
210	Гранат	42,19	—	19,34	1,95	1,89	8,63	19,43	6,18	0,39	—	—	—
212	"	38,33	0,36	21,15	2,38	4,77	6,45	21,35	4,96	0,25	—	—	—
	Гарцбургит	44,03	0,19	3,69	0,44	3,00	5,65	39,64	2,88	0,23	0,25	—	—
248	Гранат	38,30	0,04	19,30	8,08	4,04	3,94	19,40	6,57	0,33	—	—	—
	Дунит	39,72	0,07	4,82	1,08	5,07	4,57	41,70	2,44	0,23	0,30	—	—
266,2	Гранат	42,79	0,60	21,61	1,30	0,20	8,91	20,55	3,86	0,18	—	—	—
	Лерцолит	43,19	0,19	1,93	0,32	11,38	—	39,08	3,44	—	—	0,43	0,04
275,4	Гарцбургит	43,62	—	1,00	0,71	4,10	4,05	45,35	0,93	0,10	0,14	—	—
282	"	44,23	—	3,10	0,62	4,06	4,79	40,28	2,69	0,12	0,11	—	—
311	Гранат (центр)	42,24	0,61	22,44	1,73	—	8,64	20,02	4,01	0,31	—	—	—
	То же (край)	42,14	0,51	22,13	1,90	—	8,85	19,60	4,52	0,35	—	—	—
315	Гранат	41,37	0,28	18,39	6,85	0,52	6,81	19,39	6,06	0,33	—	—	—
	Дунит	42,03	0,09	1,24	0,78	4,36	3,98	41,63	5,13	0,08	—	0,67	0,01
	Гарцбургит	43,54	—	1,00	0,70	8,51	—	45,22	0,92	0,11	—	—	—
320	Гранат	40,40	—	21,05	5,70	1,37	6,18	19,48	5,58	0,24	—	—	—
340	"	39,36	—	19,33	2,53	6,64	8,23	20,21	3,37	0,33	—	—	—
	"	40,10	—	21,75	1,04	5,51	6,87	20,02	4,33	0,38	—	—	—
341	То же (центр)	42,04	0,54	21,26	1,83	—	8,10	21,51	4,35	0,28	—	0,09	—
	То же (край)	41,97	0,53	21,26	2,15	—	8,93	20,10	4,66	0,35	—	0,05	—
343	Гранат	42,08	0,66	21,36	1,79	1,22	7,81	20,70	4,03	0,35	—	—	—
	"	42,40	0,61	22,24	0,95	0,88	7,85	20,70	4,00	0,37	—	—	—
	Гарцбургит	44,20	—	3,09	0,63	9,26	—	40,00	2,70	0,12	—	—	—
420	Гранат	38,94	0,30	21,00	2,20	4,00	6,70	21,60	5,00	0,26	—	—	—
	Гарцбургит	43,45	0,14	3,44	0,40	3,32	5,27	41,73	1,83	0,21	0,21	—	—
434	Гранат	42,45	0,43	22,74	0,85	0,35	7,85	20,63	4,39	0,31	—	—	—
	Лерцолит	40,67	0,17	1,75	0,43	5,22	6,47	39,35	5,07	0,11	—	0,75	0,01
	Гарцбургит	43,48	0,06	3,16	0,46	3,92	4,72	41,74	2,06	0,14	0,26	—	—

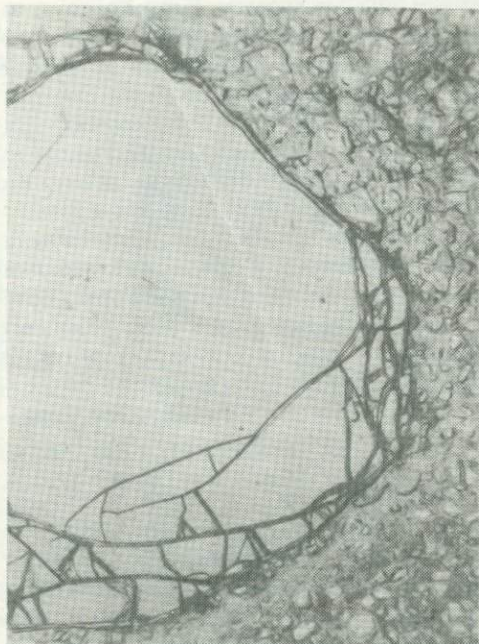
\* Примечание. Цифры, приведенные для одной из окисленных форм железа (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> или FeO), отвечают суммарному содержанию железа.



Р и с. 3. Ритмичное строение силла гранатовых перидотитов в гнейсах платформенного основания Богемского массива (Линхорка), пробуренного скв. Т7 (в интервале 209–436 м) (по [65])

1, 2 – гранатовые перидотиты (см. табл. 2): 1 – состав породы, 2 – состав содержащегося в ней граната; 3–6 – породы на геологическом разрезе: 3 – гранатовые перидотиты, 4 – вмещающие гнейсы, 5 – меловые отложения платформенного чехла, 6 – трубка кимберлитоподобных пород с нодулями гранатовых перидотитов

перидотитов (с подчиненным количеством прослоев пироповых дунитов и эклогитов) Богемского кристаллического массива в Чехословакии. Массив Линхорка пробурен скв. Т7 и детально изучен многими авторами (рис. 3, табл. 2). Обнажения аналогичных пород известны в районе Кутной Горы (Бочевар). Наиболее магнезиальные типы пород представлены дунитами и перидотитами. Ниже приводится сопоставление стандартных формул дунитов, рассчитанных на 50 атомов кислорода: дунит массива Линхорка (Чехословакия) –  $Ca_{0,29}Mg_{2,0,91}Ni_{0,07}Mn_{0,04}Fe_{1,37}^{2+}Fe_{0,47}^{3+}Cr_{0,11}Al_{0,22}Si_{13,06}O_{50}$ ; дунит кимберлитовой трубки Мир (Якутия) –  $K_{0,03}Na_{0,04}Ca_{0,13}Mg_{2,0,92}Ni_{0,06}Mn_{0,04}Fe_{1,75}^{2+}Fe_{0,33}^{3+}Cr_{0,04}Al_{0,04}Ti_{0,02}Si_{13,28}O_{50}$ . Аналогия этих пород прослеживается и по составу минералов. Дуниты массива Линхорка содержат крупные фенокристаллы хромового пироба:  $Ca_{0,51}Mg_{2,08}Mn_{0,02}Fe_{6,39}^{2+}Fe_{0,07}^{3+}Cr_{0,46}Al_{1,64}Si_{2,87}O_{12}$  с келифитовыми пироп-пироксеновыми каймами. Они ритмично переслаиваются с дунитами без пироба и с лерцолитами, фенокристаллы граната в которых бедны хромом:  $Ca_{0,34}Mg_{2,20}Mn_{0,02}Fe_{0,46}^{2+}Fe_{0,15}^{3+}Cr_{0,09}Al_{1,79}Ti_{0,03}Si_{2,94}O_{12}$ . Согласно минералогическим критериям Н.В. Соболева, приведенный выше состав хромистого пироба в дунитах близок к типичному для алмазоносных гипербазитов кимберлитовых трубок [7, 33]. Образцы этого комплекса пород были переданы нам А.В. Миловским и изучены на микрозонде В.И. Таскаевым (лаборатория ДВГИ СО АН СССР). Перидотиты из скв. Т7 (см. рис. 3) представлены порфирированными типами с крупными выделениями граната, погруженными в тонкозернистую массу серпентинизированного оливина. Эта тонкозернистая масса образовалась большей частью в результате грануляции первоначально более крупных зерен оливина, которые, по-видимому, были сопоставимы по размеру с зернами граната и в какой-то мере определяли морфологию его кристаллов, так как более идиоморфны по отношению к ним. В наиболее магнезиальных типах этих пород ксеноморфизм граната по отношению к оливину практически не проявляется, как, например, в обр. Б-1 (скв. Т7, глубина 341 м; рис. 4), составы минералов в котором характеризуются следующими формулами: гранат в центре кристалла –  $Ca_{0,33}Mg_{2,28}Mn_{0,02}Fe_{0,48}Al_{1,79}Cr_{0,10}Ti_{0,03}Si_{3,00}O_{12}$ ; гранат в краевой части кристалла –  $Ca_{0,36}Mg_{2,14}Mn_{0,02}Fe_{0,53}Al_{1,79}Cr_{0,12}Ti_{0,03}Si_{3,01}O_{12}$ ; оливин –  $Mg_{1,82}Fe_{0,18}Si_{1,00}O_4$ ; клинопироксен –  $Na_{0,18}Ca_{0,73}Mg_{0,86}Fe_{0,08}Cr_{0,02}Al_{0,18}Ti_{0,01}$



Р и с. 4. Пироповый перидотит (обр. Б-1, скв. Т7, глубина 341 м; см. табл. 2 и рис. 3). Видно крупное порфиоровое выделение граната слабо зонального строения (формулы приводятся в тексте) в тонкозернистой (гранулированной) серпентинизированной основной массе. Размер поля в поперечнике 7,4 мм, при одном никеле

Р и с. 5. Пироповый перидотит (обр. Б-3, скв. Т7, глубина 311 м; см. табл. 2 и рис. 3). Видны элементы ксеноморфизма граната (черное) по отношению к оливину (крупные зерна которого гранулированы и серпентинизированы). Размер поля в поперечнике 7,4 мм; никели скрещены

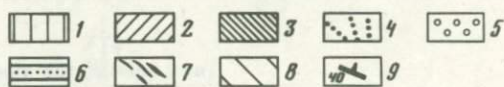
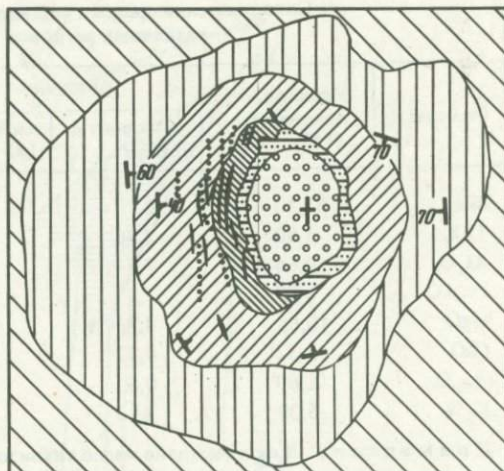
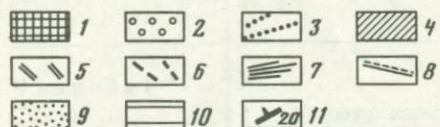
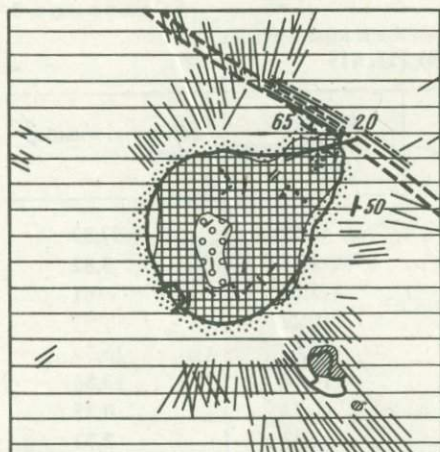
$\cdot \text{Si}_{1,96}\text{O}_6$ . При несколько более железистом составе граната проявляется ксеноморфизм его зерен по отношению к оливину, зерна которого гранулированы и представлены мелкозернистыми агрегатами, как, например в обр. Б-3 (скв. Т7, глубина 311 м; рис. 5). Минералы в этом образце имеют следующие составы: гранат в центре зерна —  $\text{Ca}_{0,31}\text{Mg}_{2,14}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,52}\text{Al}_{1,88}\text{Cr}_{0,10}\text{Ti}_{0,03}\text{Si}_{2,99}\text{O}_{12}$ ; гранат в краевой части зерна —  $\text{Ca}_{0,35}\text{Mg}_{2,08}\text{Mn}_{0,02}\text{Fe}_{0,53}\text{Al}_{1,85}\text{Cr}_{0,11}\text{Ti}_{0,03}\text{Si}_{3,01}\text{O}_{12}$ ; оливин —  $\text{Mg}_{1,81}\text{Fe}_{0,19}\text{Si}_{1,00}\text{O}_4$ ; клинопироксен —  $\text{Na}_{0,15}\text{Ca}_{0,74}\text{Mg}_{0,81}\text{Fe}_{0,08}\text{Cr}_{0,02}\text{Al}_{0,15}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{2,01}\text{O}_6$ . Ксеноморфное положение по отношению к оливину имеет также пироксен. Все это приводит к представлению о формировании в породах сложных гломеропорфировых сростков минералов и о широком диапазоне кристаллизации оливина приблизительно в такой последовательности изменения его минеральных ассоциаций: оливин—оливин + пироп—оливин + пироксен. Позднее выделение пироксена проявляется в относительно высокой его железистости по отношению к оливину. Выпадение граната из нормальной последовательности (оливин—оливин + гранат—оливин + гранат + пироксен) связано, по-видимому, с его неустойчивостью вследствие понижения давления при внедрении частично раскристаллизованной перидотитовой магмы в земную кору. Это проявляется обычно в пироповых перидотитах в образовании пироксеновых кайм вокруг зерен пироба по реакции: пироп + оливин = пироксен + шпинель (флогопит). Однако подобные каймы могут иметь и постмагматическое происхождение в связи с наложенным метаморфизмом перидотитов. К поздним наложенным процессам относится и грануляция зерен оливина, обусловленная деформациями, сопряженными со складчатостью или последующим формированием трубчатых вулканических структур в преддверии развития кимберлитового магматизма.

На рис. 3 наглядно выражено ритмичное строение тела гранатовых перидотитов, в

котором выделяются дунитовые прослои, особенно богатые хромом. В этом отношении пироповые перидотиты аналогичны хромитоносным перидотитовым массивам, в которых повышенное содержание хрома свойственно также прослоям дунитов [17]. Каждый слой в этой общей ритмичной расслоенности массива характеризуется специфическим составом пироба, причем особенно характерны вариации его хромистости. Поскольку кристаллизация пироба в этих породах связана с мантийным этапом их развития (происходила при высоком давлении), расщепление магмы на дунитовую и перидотитовую части имеет глубинный характер, что прослеживается и в хромитоносных массивах [16]. Строение массивов пироповых перидотитов усложняется наличием в них прослоев гранатовых пироксенитов и эклогитов. В Богемском кристаллическом массиве ассоциация этих пород представлена в обнажениях Кутной Горы (Бочевар), где в массиве пироповых перидотитов содержатся небольшие повторяющиеся прослои эклогитов (гриквандитов), составы минералов в которых характеризуются следующими формулами. Пироповый перидотит (обр. Б-4): гранат в центре зерна —  $\text{Ca}_{0,36}\text{Mg}_{2,16}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,53}\text{Al}_{1,91}\text{Cr}_{0,04}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$ ; гранат в краевой части зерна —  $\text{Ca}_{0,30}\text{Mg}_{2,07}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,65}\text{Al}_{1,93}\text{Cr}_{0,01}\text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{3,02}\text{O}_{12}$ ; оливин —  $\text{Ni}_{0,01}\text{Mg}_{1,81}\text{Fe}_{0,20} \cdot \text{Si}_{0,99}\text{O}_4$ ; клинопироксен —  $\text{Na}_{0,12}\text{Ca}_{0,75}\text{Mg}_{0,81}\text{Fe}_{0,09}\text{Cr}_{0,01}\text{Al}_{0,13}\text{Ti}_{0,02}\text{Si}_{2,02}\text{O}_6$ . Эклогит (обр. Б-2): гранат в центре зерна —  $\text{Ca}_{0,61}\text{Mg}_{2,00}\text{Mn}_{0,01}\text{Fe}_{0,47}\text{Al}_{1,97}\text{Cr}_{0,02} \cdot \text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{2,95}\text{O}_{12}$ ; гранат в краевой части зерна —  $\text{Ca}_{0,65}\text{Mg}_{1,94}\text{Fe}_{0,48}\text{Al}_{1,99}\text{Cr}_{0,02} \cdot \text{Ti}_{0,01}\text{Si}_{2,95}\text{O}_{12}$ ; клинопироксен —  $\text{Na}_{0,18}\text{Ca}_{0,84}\text{Mg}_{0,83}\text{Fe}_{0,05}\text{Cr}_{0,01}\text{Al}_{0,17}\text{Ti}_{0,01} \cdot \text{Si}_{1,95}\text{O}_6$ . В перидотите этого комплекса прослеживается обычная для гранатовых перидотитов зональность зерен граната, выражающаяся в понижении к краям их хромистости, что отражает эффект кристаллизационной дифференциации. Содержание хрома в пиропе примерно на порядок выше, чем в перидотитовых и дунитовых магмах, из которых они кристаллизуются. Этот эффект фракционирования хрома при отделении граната может еще больше усиливаться кристаллизацией хромшпинелидов.

Тела эклогитов и пироповых перидотитов (в том числе их алмазоносные типы) внедряются нередко еще в ходе накопления слоистых толщ, что обуславливает согласный характер их расслоенности со слоистостью вмещающих пород. В дальнейшем эти породы могут совместно испытывать складчатость, метаморфизм, явления гранитизации и последующего диафтореза, сопровождаемого интенсивным метасоматозом. Алмаз при этом хотя и подвергается графитизации, но может в значительной мере сохраняться в породах. Это определяет алмазоносность метаморфических формаций, описанных в Либерии [47] и других регионах распространения глубоко метаморфизованных пород с реликтовыми останками эклогитов и пироповых перидотитов или свойственных им ассоциаций минералов.

Более сложны взаимоотношения первично-алмазоносных пород, чаще всего докембрийского возраста, с замещаемыми ими кимберлитами и лампроитами более молодого возраста. От докембрия до позднего мезозоя выделяется несколько эпох кимберлитобразования, причем разновозрастные трубки могут быть пространственно совмещены в пределах одного рудного поля. Согласно одной из вероятных схем их взаимоотношений, предложенной В.В. Слодкевичем [32], кимберлитовые и лампроитовые трубчатые структуры развиваются на основе ранее внедренных расслоенных алмазоносных плутонов базит-гипербазитового типа, например Бени-Бушера в Марокко. С этой точки зрения рис. 3 отражает один из возможных вариантов структурных соотношений между кимберлитами и перидотитовыми первично-алмазоносными комплексами. Однако исследования алмазоносных трубок обнаруживают более тесные взаимоотношения этих пород и наличие промежуточных разновидностей — флогопитовых перидотитов, биотитовых эклогитов, глиммеритов и других пород, содержащих первичные кальцит, доломит, апатит, циркон, серпентин, мусковит и др. Биотит, флогопит, циркон (и проблематично мусковит) описаны в числе изолированных включений в алмазах. По-видимому, первично-алмазоносные породы и кимберлиты находились в тесной генетической связи и были достаточно близки по возрасту. За счет этого алмазоносные перидотиты все теснее структурно связывались с кимберлитами и контро-



Р и с. 6. Схема геологического строения массива Бор-Урях [8]

1 – оливиниты; 2 – пегматоидные рудные оливиниты; 3 – жильные пегматоидные оливиниты; 4 – ийолит-мельтейгиты; 5 – жильные ийолит-мельтейгиты; 6 – карбонатиты; 7 – щелочные сиениты; 8 – долериты; 9 – контактовый ореол; 10 – вмещающие породы (известняки, мергели, кварциты); 11 – элементы залегания

Р и с. 7. Схема геологического строения Саллантвинского массива, по А.А. Кухаренко и М.П. Орловой [25]

1 – мельтейгиты; 2 – ийолиты; 3 – уртиты; 4 – уртит-пегматиты; 5–7 – карбонатиты: 5 – доломит-сидеритовые, 6 – кальцитовые с флогопитом и магнетитом, 7 – кальцитовые; 8 – вмещающие породы (метадиабазы); 9 – элементы залегания

лировались при внедрении, как и кимберлиты, вулканическими структурами (трещинными зонами и диатремами). Поэтому нельзя исключить вариант развития кимберлитовых трубок на основе трубообразных внедрений перидотитов, свойственных платформенным структурам (рис. 6), как это доказано для интрузивов щелочных пород и карбонатитов, имеющих обычно концентрически-зональное строение (рис. 7). Щелочно-карбонатитовые комплексы всегда развиваются по трубообразным внедрениям более древнего возраста путем их магматического замещения, хотя они, несомненно, генетически тесно связаны с ними [25]. Замещением ультраосновных пород обусловлен и щелочной уклон магматизма в связи с десилификацией магм и кислотнощелочным взаимодействием компонентов по принципу Д.С. Коржинского [10]. Даже в вулканической фации переход от базальтового к щелочно-базальтовому и более щелочному магматизму неизменно сопровождается появлением ультраосновных нодул (останцов от замещения) ультраосновных пород, выносимых лавами из очагов под вулканами. С возрастанием глубинности и соответственно флюидного давления характер расплавов, генерируемых в ходе магматического замещения перидотитов, изменяется в сторону повышения в них содержания летучих компонентов и соответственно снижения температуры кристаллизации и сближения их состава с составом замещаемых перидотитов. Это коррелирует со следующим рядом пород: щелочные базальты–щелочно-карбонатитовые комплексы–лампроиты–кимберлиты. При этом замещению подвергаются интрузивы перидотитов, связанные со все более глубинными магматическими очагами, так что кимберлитовые и отчасти лампроитовые магмы генерируются в ходе замещения в основном пироповых перидотитов, наследуя их алмазоносность. В рассматриваемом ряду пород состав кимберлитов максимально

Сопоставление средних составов лампронтов и кимберлитов различных регионов (в мас.%) [11, 61]

Оксиды	Испания, лампронты (15)	Австралия		Африка, кимберлиты (80)	Якутия, кимберлиты (3)
		лампронты (9)	кимберлиты (3)		
SiO <sub>2</sub>	57,50	56,78	47,51	46,22	37,33
TiO <sub>2</sub>	1,50	5,46	4,49	1,28	3,82
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10,65	7,64	5,13	3,85	4,61
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,39	7,64	10,27	10,27	11,81
MgO	10,65	8,73	20,54	21,83	25,59
CaO	5,32	4,37	7,70	14,12	13,86
Na <sub>2</sub> O	1,60	0,65	0,51	0,51	0,25
K <sub>2</sub> O	6,39	8,73	3,85	1,92	2,73

Примечание. В скобках дано число анализов.

Таблица 4

Типы ильменитов кимберлитовых трубок

№ анализа	Зона кристалла	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti
1	Ядро	0,003	0,473	0,006	0,404	0,085	0,118	0,025	0,886
	Промежуточная зона	0,001	0,332	0,013	0,526	0,105	0,119	0,028	0,875
	Край	0,003	0,044	0,056	0,777	0,106	0,113	0,025	0,877
2	Ядро	0,001	0,436	0,006	0,500	0,078	0,022	0,014	0,943
	Промежуточная зона	0,001	0,347	0,027	0,584	0,062	0,023	0,014	0,946
3	Край	0,003	0,006	0,199	0,742	0,060	0,024	0,016	0,950
	Ядро	0,001	0,391	0,007	0,551	0,081	0,011	0,008	0,950
4	Край	0,005	0,024	0,085	0,851	0,043	0,015	0,012	0,965
	Ядро	—	0,090	0,065	0,803	0,051	0,024	0,009	0,958
5	Промежуточная зона	—	0,018	0,096	0,851	0,034	0,024	0,009	0,967
	Край	0,002	0,003	0,115	0,841	0,039	0,024	0,015	0,961
6	Ильменит	—	0,530	0,010	0,410	—	0,100	—	0,950
7	"	—	0,452	0,002	0,546	0,054	0,008	0,002	0,952
8	"	—	0,020	0,080	0,840	0,120	—	—	0,940
9	"	0,001	0,006	0,014	1,002	—	—	0,006	0,984
10	"	—	0,396	0,006	0,583	0,021	0,004	0,006	0,984
11	"	—	0,340	0,004	0,638	0,027	0,003	0,006	0,982
12	"	—	0,340	0,005	0,607	—	0,001	0,007	1,018

Ан. 1—4 — кимберлитовая трубка Премьер [68]: от центра трубки (1) к краю (2—4); ан. 5—11 — ильмениты алмазосодержащих пород: ан. 5 — трубка Удачная [29], ан. 6 — трубка Мир [28]; ан. 7 — трубка Сытканская [12], ан. 8 — из россыпи Бразилии [58], ан. 9—11 — трубка Мир [33].

сближен с составом замещаемых ими перидотитов, что иллюстрируется ниже данными по трубке Мир в Якутии: перидотит —  $K_{0,08}Na_{0,34}Ca_{1,57}Mg_{14,39}Ni_{0,04}Mn_{0,04}Fe_{2,05} \cdot Fe^{3+}_{0,97}Al_{1,43}Ti_{0,15}Si_{13,85}Po_{0,04}O_{50}$ ; кимберлит —  $K_{0,18}Na_{0,13}Ca_{2,15}Mg_{15,89}Ni_{0,05} \cdot Mn_{0,02}Fe^{2+}_{0,87}Fe^{3+}_{1,65}Cr_{0,04}Al_{1,07}Ti_{0,38}Si_{12,87}Po_{0,09}O_{50}$ . Кимберлит отличается более высокой степенью окисления железа и повышенным содержанием калия, фосфора,

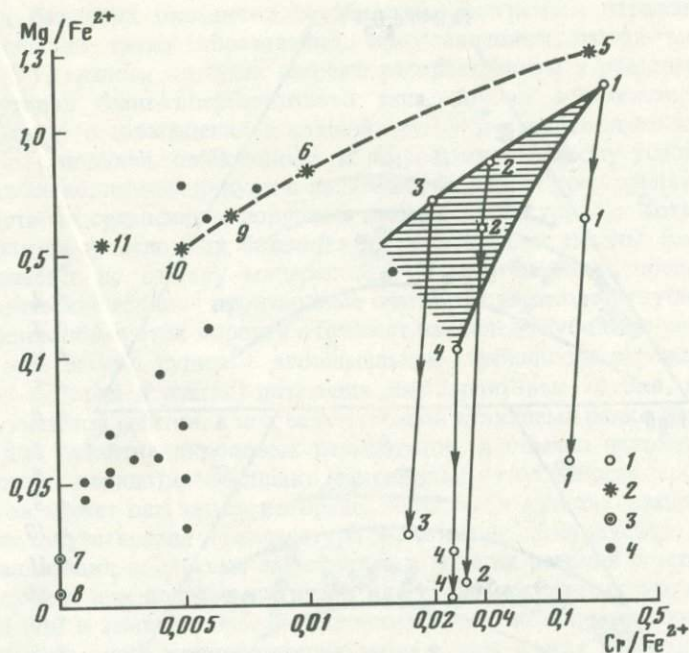
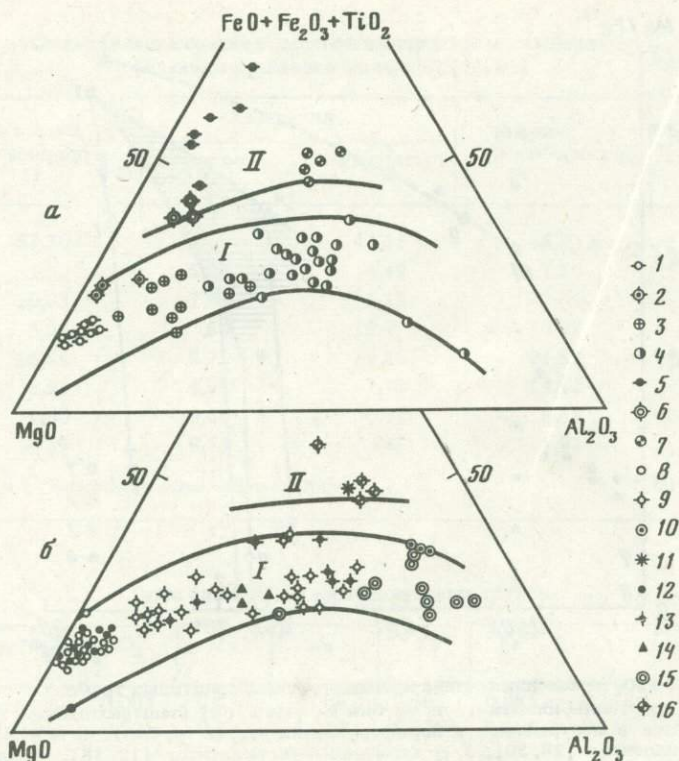


Рис. 8. Главные тренды изменения состава ильменитов кимберлитовых трубок

1 — зональные кристаллы ильменита из трубки Премьер [68] (заштрихованное поле характеризует ядра кристаллов в центральных и периферических частях трубки); 2 — алмазонасных перидотитов [28, 30], 3 — алмазонасных эклогитов [12, 58], 4 — в мегакристаллах граната и пироксена и отдельные кристаллы и сростки в кимберлитах; цифры на рисунке (1—11) соответствуют номерам анализов в табл. 4

кальция и других элементов (редких земель и щелочей, циркония, фтора и др.), накапливающихся в остаточных магмах и переходящих затем во флюиды, вызывающие кимберлитизацию перидотитов. Эти флюидные потоки связаны, по-видимому, с развитием тех же глубинных очагов, которые дают алмазонасные перидотиты и эклогиты, хотя между ними устанавливается значительный разрыв в возрасте. Лампроиты, кристаллизация расплавов которых происходила при значительно более высокой температуре (при более низком флюидном давлении), закономерно отличаются по составу от кимберлитов, составляя промежуточное звено между кимберлитами и щелочными породами. Содержание щелочей в них (особенно калия) достигает высоких значений (табл. 3). В Маймеча-Котуйском и Чадобецком районах на Сибирской платформе дайки кимберлитов пересекают дайки щелочно-ультраосновных пород и содержат их обломки. Пространственная связь кимберлитов с дайками щелочно-ультраосновного состава и карбонатитами прослеживается в Куонамском и других районах на севере Сибирской платформы.

Проведенная выше аналогия кимберлитовых трубок со щелочно-карбонатитовыми комплексами предопределяет элементы их концентрически-зонального строения. В связи с этим важны минералогические различия центральных и периферических частей трубок, выявленные, например, по составу ильменита для трубки Премьер [68] (табл. 4; рис. 8). В центральных частях этой трубки распространены хромистые ильмениты, а к ее краям хромистость ильменитов существенно снижается. Кроме того, ильменит представлен исключительно зональными кристаллами (с резким уменьшением магнезиальности к периферии), так что кимберлитовые расплавы трубки, скорее всего, развивались путем магматического замещения гипабиссальных (субвулканических) порфировых и порфировидных ильменитовых перидотитов, характеризующихся зональным строением зерен содержащегося в них ильменита. На рис. 8 и в табл. 4 при-



Р и с. 9. Петрохимические диаграммы (в мас.%) ультраосновных и основных пород, образующих нодули в кимберлитах (а) и в щелочных базальтах (б)

1-7 - нодули в кимберлитах: 1 - гранатовые дуниты и перидотиты, 2 - их разновидности с ильменитом и флогопитом, 3 - гранатовые пироксениты и их разновидности с ильменитом и флогопитом, 4 - эклогиты и кианитовые эклогиты, 5 - флогопит-ильменитовые перидотиты, 6 - флогопит-ильменитовые пироксениты, 7 - рутиловые эклогиты; 8-11 - нодули в щелочных базальтах и габбро-долеритах на платформах: 8 - шпинелевые дуниты и перидотиты, 9 - шпинелевые и гранатовые пироксениты, 10 - камптониты, 11 - ильменитовый пироксенит; 12-16 - нодули в щелочных базальтах океанических островов и островных дуг: 12 - шпинелевые дуниты и перидотиты, 13 - шпинелевые пироксениты, 14 - гранатовые пироксениты, 15 - габбро, 16 - рудное титанавгитовое габбро; I-II - магматические серии магнезиально-глиноземистых (I) и железо-титанистых (II) пород

ведены для сравнения составы ильменита алмазоносных перидотитов (высокохромистые типы, ан. 5, 6), подчиненных им пегматитов (малохромистые ильмениты из сростков с алмазами, ан. 9-11) и эклогитов (ильмениты, практически не содержащие хрома, ан. 7-8). Рассматриваемые ильмениты из кимберлитов трубки Премьер относительно близки по составу к высокохромистым ильменитам алмазоносных перидотитов только в центральных частях зональных кристаллов, представляющих, по-видимому, этап самой ранней (глубинной) кристаллизации этих пород. В кимберлитовых трубках залегают в виде включений алмазоносные породы различных типов совместно с глубинными породами, не содержащими алмазов (ксенолиты вмещающих пород здесь не рассматриваются). В каждой трубке устанавливается набор петрографических типов глубинных пород, которые группируются в два ряда (I и II), принципиально различающихся по содержанию в них железа и титана (железо-титанистый ряд пород II обогащен также калием, что выражается в обычном наличии в породах флогопита и биотита). Аналогичные петрохимические два ряда пород выделяются и по включениям (нодулям) в щелочно-базальтовых и щелочно-карбонатитовых трубках и лавах.

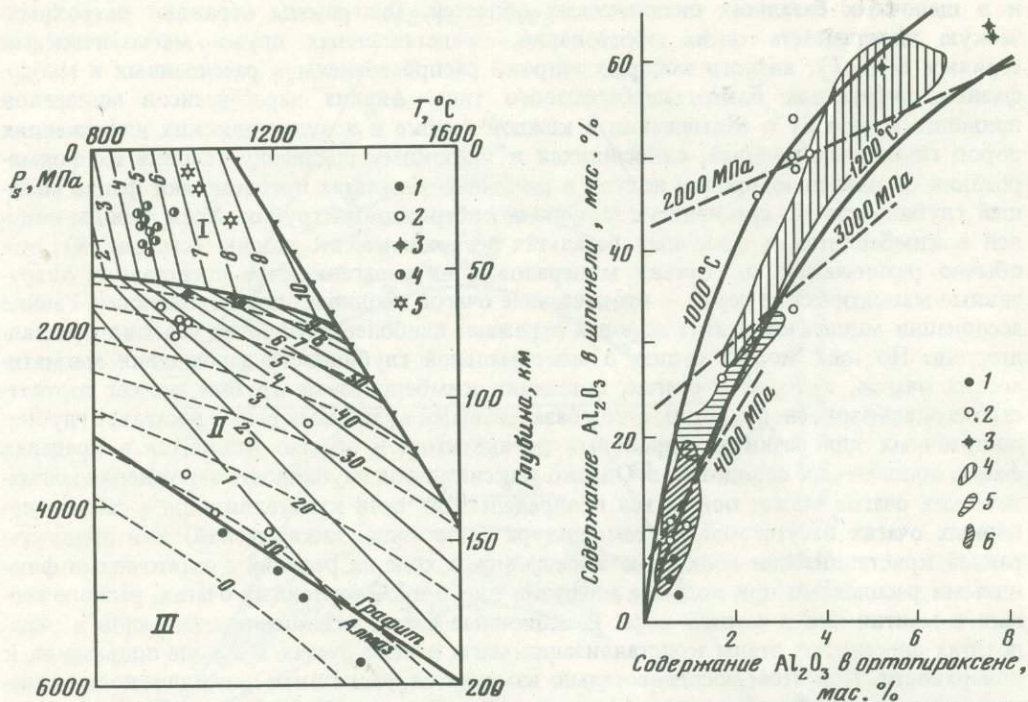
На диаграммах рис. 9 представлена сводка петрохимических данных по нодулям глубинных пород в кимберлитах и щелочных базальтах континентальных регионов

и в щелочных базальтах океанических областей. Диаграммы отражают петрохимическую идентичность таких образований, представленных двумя магматическими сериями (I и II), аналоги которых широко распространены в расслоенных и многофазных интрузивах базит-гипербазитового типа. Анализ парагенезисов минералов приводит к выводу о совмещении в каждой трубке и в вулканических извержениях пород глубинных нодулей, относящихся к широкому диапазону условий их формирования по давлению, причем нодули в щелочных базальтах представляют фации меньшей глубинности по сравнению с нодулями кимберлитовых трубок. Хотя породы нодулей в кимберлитах и щелочных базальтах петрохимически сходны (см. рис. 9), они обычно различаются по составу минералов и их парагенезисам, представляя интрузивные магматические серии — производные очагов неодинаковой глубинности. Ранние ассоциации минералов в этих породах отражают наиболее глубинные условия кристаллизации. По ним можно судить о максимальной глубинности зарождения магматических очагов, которая в очагах, питающих кимберлитовые трубки, может соответствовать алмазносной мантии, а под базальтовыми вулканами редко достигает глубин, достаточных для развития пироповых перидотитов, и обычно находится в пределах фации шпинелевых перидотитов. Однако максимальная глубинность зарождения магматических очагов может оставаться неопределенной, если кристаллизация в самых глубинных очагах отсутствовала (температура была выше ликвидусной) или продукты ранней кристаллизации полностью замещались в ходе их реакций с остаточными флюидными расплавами при подъеме интрузии или в промежуточных очагах, расположенных в мантии или в земной коре. Реакционные взаимоотношения минералов в перидотитах фиксируют этапы кристаллизации магм в этих очагах и в ходе подъема их к поверхности. При этом последовательно изменяется фациальная принадлежность минеральных парагенезисов перидотитов в последовательности III—II—I (рис. 10).

Поздние ассоциации минералов в основной массе или в интерстициях зерен ранних минералов с нередким замещением их и образованием келифитовых кайм отражают условия последовательной кристаллизации и окончательной консолидации магм на различных уровнях мантии и земной коры. Представление об этих соотношениях глубинности формирования ультраосновных и основных пород в расслоенных и других интрузивных телах (до захвата их в виде нодулей кимберлитами или щелочными базальтовыми магмами) можно составить по минеральным ассоциациям. Для ультраосновных пород важное индикаторное значение имеет ассоциация шпинели с энстатитом (см. рис. 10). При давлении порядка 1500 МПа (глубинность около 50 км) эти минералы реагируют с образованием ассоциации оливина с гранатом (пиропом). Однако с возрастанием содержания хрома в шпинели (т.е. с понижением в ней роли алюминия) эта реакция происходит при все большем давлении, что на диаграмме показано в виде серии изолиний содержания  $Al_2O_3$  (в мас.%) в составе шпинели гранатовых перидотитов, относящихся на рис. 10 к фациям II и III. В алмазносной фации III в гранатовых перидотитах стабильны только шпинели с содержанием  $Al_2O_3$  ниже 10%.

Диаграмма отражает также вариации состава энстатита в перидотитах в зависимости от температуры и давления, по расчетам Р.С. Ньютона [22]. Сходные зависимости получены Л.Л. Перчуком с сотрудниками [26] и другими авторами. При отсутствии в перидотитах граната содержание  $Al_2O_3$  в энстатите мало зависит от давления и определяется в основном температурой (см. рис. 10, фация I). В перидотитах фации II глиноземистость энстатита быстро понижается с ростом давления (т.е. с увеличением глубинности кристаллизации ультраосновных магм), что отражает расширение поля стабильности граната в этих породах. В алмазносной фации III в гранатовых перидотитах стабильны только энстатиты, бедные  $Al_2O_3$  (ниже 1%).

На рис. 11 даны изотермические и изобарические сечения диаграммы рис. 10, отражающие однонаправленность изменения состава равновесных хромшпинели и энстатита в гранатовых перидотитах. С ростом давления оба этих минерала обедняются глиноземом, который связывается в составе граната. Заштрихованные поля составов этих минералов оконтурены по сводке [41], в которой энстатит-хромшпинелевые



Р и с. 10. Равновесие гранат + форстерит = ортопироксен + клинопироксен + шпинель и содержание  $Al_2O_3$  (в мас.%) в ортопироксене (сплошные изолинии 1-10 - по [22]) и в хромшпинели (пунктирные изолинии 0-60)

I-III - минеральные фации: I - шпинелевых перидотитов, II - гранатовых перидотитов с графитом, III - гранатовых перидотитов с алмазом; 1 - кристаллические включения в алмазе; 2, 3 - нодулы гранатовых перидотитов: 2 - в кимберлитах, 3 - в базальтах; 4 - нодулы шпинелевых перидотитов в базальтах; 5 - келифитовые каймы в нодулах гранатовых перидотитов в кимберлитах

Р и с. 11. Сопряженность изменения состава хромшпинели и энстатита в гранатовых перидотитах в зависимости от температуры и давления

1000 и 1200°C - изотермы равновесия по рис. 10; 1, 2 - нодулы в кимберлитах: 1 - идиоморфные кристаллические включения в алмазах, 2 - идиоморфные минералы перидотитов; 3 - нодулы в щелочных базальтах; 4-6 - области составов энстатита и хромшпинели ультраосновных нодулей: 4 - в базальтах, 5, 6 - в кимберлитах (5 - минералы поздней генерации, 6 - минералы ранней генерации), по [41]

ассоциации в перидотитах относятся к включениям в базальтах (см. рис. 11, 4) и к включениям в кимберлитах. В последних различают ранние и поздние ассоциации минералов (см. рис. 11, 6 и 5 соответственно). Ранняя ассоциация минералов в перидотитовых нодулах в кимберлитах представлена минеральными включениями в алмазах и порфиоровыми выделениями минералов в перидотитах, причем шпинель образует октаэдрические кристаллы размером 0,1-1,0 мм [41]. Более позднее поколение минералов в гранатовых перидотитах алмазоносных грубок охватывает ассоциации хромшпинели и энстатита, кристаллизовавшиеся из остаточных магматических расплавов в промежутках между зернами ранних минералов (в зернистых типах перидотитов) и в основной массе порфиоровых разновидностей пород, нередко в виде симплектитовых эвтектоидных сростаний. К этой же группе относятся и пироксен-шпинелевые ассоциации со структурой распада твердых растворов, в которых расположение шпинели контролируется кристаллографическими элементами включающих ее зерен энстатита. "Шпинели в основной массе той же самой породы имеют почти идентичный состав со шпинелями, образующимися в результате распада твердых растворов" [41, с. 938].

Характерный сдвиг составов энстатита и шпинели с переходом от ранних минеральных ассоциаций к поздним (см. рис. 11, 6 → 5) отражает значительное понижение давлe-

ния в ходе формирования гранатовых перидотитов кимберлитовых трубок, подчеркивая их интрузивную природу. Согласно сводке [41], минеральные ассоциации перидотитов образуют непрерывный ряд (см. рис. 11, заштрихованные поля 6-5-4) от нодулей в базальтах до алмазоносных нодулей в кимберлитах.

В табл. 5 и на диаграммах (рис. 10, 11) приведены дополнительные данные, свидетельствующие о более значительной области перекрытия составов рассматриваемых минералов, входящих в поздние ассоциации в перидотитах из кимберлитов и слагающих перидотитовые включения в щелочных базальтах. Прежде всего сюда относятся энстатит-шпинелевые ассоциации келифитовых кайм, обычно замещающих с краев зерна граната пироповых перидотитов. Они содержат очень богатый  $Al_2O_3$  энстатит (28-30 мас. %, см. табл. 5) и формируются при высокой температуре и умеренном давлении (см. рис. 10) в результате реакций ранних минералов с остаточными жидкостями, богатыми калием, или при последующем метаморфизме перидотитов, замещаясь затем флогопитом. Келифитовые каймы обычно образуются в перидотитах за пределами устойчивости граната (см. рис. 10, Л), хотя в некоторых случаях в их состав входит новообразованный гранат. На участие остаточных жидкостей в формировании келифитовых кайм указывает обычная обогащенность их калием (ассоциация пироксенов и шпинели в них часто вытесняется флогопитом). В келифитовых каймах отмечается также стекло, что является прямым свидетельством образования келифитовых кайм еще в магматическую стадию формирования пород (при наличии остаточного интергранулярного расплава, обогащенного калием). Однако нельзя исключить возможность их постмагматического образования в ходе метаморфизма перидотитовых тел, когда расслоенные тела перидотитов подвергаются складчатости и метаморфизму совместно с вмещающими их породами, как это можно предположить, например, для Богемского массива в Чехословакии (см. рис. 3) или для массива Бени-Бушера в Марокко. Во всяком случае келифитовые каймы в пироповых перидотитах являются типичным коровым образованием и указывают на сравнительно умеренное давление окончательной консолидации перидотитов или их метаморфических преобразований. Процессы деформационных изменений перидотитов и грануляция в них зерен оливина (формирование так называемых катакластических перидотитов) происходят в них после образования келифитовых кайм, которые подвергаются деформациям с характерным "растаскиванием" их вдоль деформационных плоскостей. Это определяет катаклиз перидотитов как малоглубинное коровое явление, которое устанавливается в пироповых перидотитах нодулей кимберлитовых трубок Якутии, Африки, Австралии, США и в породах интрузивных залежей, например в Богемском кристаллическом массиве (см. рис. 3-5). Катаклазу чаще всего подвергаются перидотиты субвулканической фации, в которых порфирированная и порфировая структуры выражены особенно отчетливо. До замещения и захвата останцов этих пород кимберлитовой магмой они слагали, по-видимому, небольшие субвулканические тела, в различной мере деформированные и катаклазированные. Грануляция зерен оливина обычна также в перидотитах щелочно-ультраосновных трубчатых массивов. Она описана, например, Ю.Р. Васильевым (1984 г.) в Гулинском интрузиве, в котором перидотиты в зонах деформации и грануляции оливина подвергаются флогопитизации. Перидотиты этого массива характеризуются порфировым сложением (вкрашеники оливина в них погружены в основную массу существенно клинопироксенового состава).

В зернистых типах перидотитов, представляющих интрузивную (плутоническую) фацию, катаклиз не проявлялся или проявлялся в значительно меньшей степени, так как стрессовые напряжения в этих условиях реализовались пластическими деформациями. Катаклиз пород вообще свойствен только верхним частям земной коры. Порфирированные катаклазированные и зернистые типы перидотитов закономерно различаются в плане общего различия субвулканических и плутонических пород. Порфирированные типы являются более высокотемпературными образованиями (1100-1300°C) по сравнению с зернистыми (900-1000°C), и соответственно минералы в них характеризуются более разупорядоченной атомной структурой и более широкими диапазонами изоморфных

Составы сосуществующих энстатита и хромшпиннели в перидотитах нодулей из кимберлитов и базальтов (в мас. %, пересчитано на безводное вещество)

№ обр.	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO <sub>общ</sub>	NiO	MgO	MnO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	T, °C	P <sub>3</sub> , МПа
<b>Кристаллические включения в алмазах из кимберлитов [33, 57]</b>													
1	57,39	0,01	0,44	0,33	4,30	—	37,06	0,12	0,35	—	—	1080	4300
	0,26	0,05	6,80	63,83	14,52	—	14,52	0,01	0,01	—	—		
2	58,69	—	0,61	0,36	4,24	—	35,71	0,07	0,24	0,08	—	1260	5000
	0,07	0,19	4,77	64,49	18,30	—	11,86	0,32	—	—	—		
3	58,70	0,15	0,64	0,11	4,18	—	35,64	0,09	0,32	0,17	—	1210	4700
	0,12	0,12	6,85	63,87	16,01	—	12,77	0,26	—	—	—		
4	57,77	0,01	0,78	0,31	4,36	—	36,26	0,09	0,42	—	—	1380	5800
	0,30	0,09	3,33	62,91	32,12	—	0,56	0,42	0,27	—	—		
<b>Гранатовые перидотиты в кимберлитах [7, 53 и др.]</b>													
5	57,56	0,13	0,60	0,45	5,01	—	34,92	0,15	0,98	0,20	—	1070	4100
	0,14	4,58	8,96	47,07	27,79	—	11,10	0,36	—	—	—		
6	52,78	0,20	1,86	0,26	6,35	—	38,02	0,12	0,41	—	—	1140	3350
	0,26	0,31	26,23	43,54	14,56	—	14,95	0,07	0,08	—	—		
7	57,47	0,22	2,54	0,47	4,50	—	32,29	0,11	0,79	1,00	0,61	990	2100
	2,57	0,44	45,76	16,70	11,31	—	21,81	0,06	1,35	—	—		
8	53,67	0,15	3,30	0,67	5,21	—	35,92	0,05	1,03	—	—	1000	1900
	0,10	0,21	50,13	17,57	11,67	—	20,21	—	0,11	—	—		
9	55,16	0,26	3,32	—	5,36	—	34,76	0,04	1,10	—	—	1280	3150
	8,36	1,02	33,73	20,13	20,59	—	15,03	0,05	1,09	—	—		
10	56,18	—	3,64	0,58	4,16	—	35,26	—	0,18	—	—	1020	1950
	—	—	50,62	19,15	8,42	0,32	21,22	—	—	0,27	—		
11	55,36	0,05	3,26	0,30	6,44	0,10	33,58	0,17	0,41	0,33	—	950	1750
	—	0,03	54,06	14,16	11,82	0,31	19,38	0,24	—	—	—		
12	55,64	0,03	3,33	0,42	6,01	0,11	33,92	0,13	0,36	0,05	—	1000	2000
	—	0,03	48,97	19,42	12,39	0,22	18,68	0,29	—	—	—		
13	57,36	0,25	0,95	0,44	4,83	0,12	34,82	0,10	0,86	0,27	—	1195	4300
14	58,19	0,03	0,69	0,27	4,37	0,09	35,60	0,10	0,50	0,16	—	1010	3700
<b>Гранатовые перидотиты в базальтах [26, 66]</b>													
15	52,38	0,28	5,20	—	11,23	—	29,85	—	0,83	0,18	0,05	1010	1650
	0,17	0,47	59,57	—	21,52	—	18,20	—	0,02	0,03	0,02		
16	52,22	0,59	7,70	—	12,77	—	24,83	—	1,89	—	—	1140	1750
	0,91	0,47	63,56	0,07	20,62	—	14,37	—	—	—	—		
17	51,52	0,11	7,73	—	10,30	—	29,37	—	0,97	—	—	1115	1700
	—	0,01	63,83	2,70	14,30	0,26	18,90	—	—	—	—		
<b>Шпинелевые перидотиты в базальтах [7, 46, 67]</b>													
18	53,95	—	4,56	0,58	7,10	0,09	33,12	0,16	0,31	0,13	—	910	1070
	5,50	—	54,26	9,35	11,12	0,23	19,40	0,13	—	—	0,01		
19	52,29	—	4,71	0,60	6,60	0,16	34,69	0,19	0,59	0,11	0,06	900	870
	4,05	0,25	49,02	12,05	12,98	0,25	20,60	0,30	0,23	0,11	0,16		
20	54,25	—	4,71	0,37	7,06	0,10	32,92	0,13	0,26	0,20	—	910	710
	4,20	0,08	55,42	8,59	11,25	0,34	20,04	0,05	—	0,02	0,01		
21	53,64	—	4,80	0,22	7,48	0,09	33,29	0,14	0,21	0,13	—	925	1120
	4,55	—	55,76	7,81	11,47	0,32	19,91	0,17	—	—	0,01		
22	53,76	—	4,96	0,41	7,40	0,10	32,79	0,14	0,31	0,13	—	915	790
	4,16	0,06	53,83	9,98	11,69	0,28	19,66	0,26	—	0,07	0,01		
23	51,07	0,12	5,05	0,47	7,87	—	34,31	0,15	0,85	0,11	—	925	920
	—	—	62,05	7,71	8,81	—	21,32	0,11	—	—	—		
24	53,79	0,02	5,21	0,41	6,21	—	33,35	0,20	0,71	0,10	—	920	640
	—	—	57,62	9,96	10,67	0,92	20,63	0,20	—	—	—		
25	54,30	—	5,22	0,43	6,26	0,10	32,90	0,18	0,42	0,17	0,02	940	1020
	4,40	0,10	49,60	14,43	10,78	0,34	20,04	0,22	—	0,07	0,02		
26	54,03	0,15	5,42	0,15	7,23	—	32,13	0,20	0,69	—	—	94,0	900
	—	0,20	63,71	5,08	10,97	—	19,94	0,10	—	—	—		
27	52,97	0,19	6,28	0,67	6,52	—	31,10	0,11	2,10	0,06	—	985	710
	—	0,32	47,00	18,12	15,45	—	19,11	—	—	—	—		
<b>Келифитовые каймы (28–30) в гранатовых перидотитах (10, 13, 14) из кимберлитов [53]</b>													
28	51,84	—	8,60	0,66	7,25	—	28,80	0,42	2,17	0,26	—	1105	810
29	52,18	0,46	7,53	1,40	6,16	0,01	30,40	0,27	1,44	0,15	—	1020	250
	0,08	0,69	49,92	16,82	11,67	0,03	20,49	0,28	0,01	0,01	—		
30	52,22	0,08	7,85	1,25	6,59	—	30,11	0,38	1,40	0,12	—	1040	470
	0,09	0,07	50,84	16,72	12,24	0,06	19,55	0,37	0,04	0,02	—		

замещений. Например, гранаты (в том числе хромистые разновидности) в порфириновых перидотитах богаты титаном, что способствует вхождению в их состав некоторого количества натрия. Хромистые их типы ассоциируют с хромшпинелью, также богатой титаном. Ниже приводится сопоставление составов граната и хромшпинели из этих пород, по [6] (в мас. %, в скобках — состав хромшпинели):  $\text{SiO}_2$  — 41,21 (0,25);  $\text{TiO}_2$  — 0,99 (4,24);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 14,33 (5,65);  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 9,61 (49,85);  $\text{FeO}$  — 8,89 (25,35);  $\text{MnO}$  — 0,18 (0,12);  $\text{MgO}$  — 19,66 (13,18);  $\text{CaO}$  — 6,04 (нет);  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,08 (нет); сумма — 100,99 (98,64). В ассоциацию с этими минералами входит оливин с железистостью около 13. Вместо хромшпинели в состав порфириновых перидотитов часто входит ильменит. Кристаллы граната нередко зональны по хрому (краевые части кристаллов бедны хромом), причем малохромистые и богатые хромом гранаты могут совместно образовывать вкрапленники в одной породе.

Порфириновые типы перидотитов являются особенно ярким свидетельством внедрения в верхние слои перидотитовых магм, содержащих глубинные (интрателлурические) фенокристаллы. В одном образце этих пород из трубки Удачная обнаружены фиолетовые и оранжевые фенокристаллы граната различного состава [29]. Очевидно, происходило обычное для вулканических образований телескопирование вкрапленников вследствие их оседания в интродуцирующей ультраосновной магме. По общему составу порфириновые типы перидотитов закономерно отличаются от зернистых повышенным содержанием щелочей, кальция, алюминия, железа, титана и пониженным содержанием магния. Это иллюстрируется путем сопоставления состава типичных образцов этих пород из трубок Северного Лесото [44] (в мас. %, в скобках — порфириновый тип):  $\text{SiO}_2$  — 43,57 (43,09);  $\text{TiO}_2$  — 0,02 (0,16);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,60 (1,86);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 1,82 (1,70);  $\text{FeO}$  — 4,68 (6,27);  $\text{MnO}$  — 0,10 (0,12);  $\text{MgO}$  — 46,23 (41,85);  $\text{CaO}$  — 0,52 (2,04);  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,07 (0,25);  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,06 (0,02);  $\text{H}_2\text{O}$  — 2,42 (2,27);  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,16 (0,20);  $\text{NiO}$  — 0,24 (0,22); сумма — 100,49 (100,05). Из приведенных данных очевидно, что порфириновые типы перидотитов образовались из расплавов, претерпевших кристаллизационное фракционирование (т.е. остаточных) и связанных с эффектом оседания кристаллов в ходе подъема перидотитовых расплавов. Глубинные кристаллы в них слабают сравнительно редко рассеянные вкрапленники, тогда как в зернистых более глубинных типах произошло их относительное накопление. Парагенезисы глубинных (интрателлурических) вкрапленников в порфириновых типах перидотитов отвечают условиям очень высокого давления, при которых они кристаллизовались, соответствующего глубинам фации алмазоносных горных пород (150–200 км). Тем не менее алмаз в порфириновых типах перидотитов не встречается, а все его находки связаны с зернистыми плутоническими типами перидотитов [34]. Очевидно, алмаз как минерал высокой плотности (наряду с ильменитом и шпинелью, которые встречаются в порфириновых типах перидотитов много реже, чем в зернистых) фракционировался в ходе восходящего внедрения частично раскристаллизованных перидотитовых магм в большей мере, чем силикаты.

В свете рассмотренных закономерностей становится понятной более высокая алмазоносность глубоко эродированных кимберлитовых трубок в Якутии по сравнению с менее глубоко эродированными трубками, широко представленными, например, в Южной Африке и других регионах. При размещении порфириновых и зернистых перидотитов в одном эрозионном срезе, т.е. на одном уровне глубинности, более богатые титаном и железом порфириновые разности должны представлять более ранние этапы внедрения (обычно дайки предшествуют трубкам), а в трубках и дайках больше тяготеть к их краевым (зальбандовым) частям (по сравнению с обогащенными магнием и хромом зернистыми перидотитами). Это отражает общие закономерности внедрения ультраосновных магм, обладающих скрытой вертикальной расслоенностью вследствие оседания кристаллов в частично раскристаллизованном состоянии. Они прослеживаются, например, в строении даек меймечитов, зальбандовые части которых более богаты железом и титаном относительно центральных, обогащенных магнием вследствие концентрации в них интрателлурических вкрапленников оливина. Ниже приво-

дится пример составов пород (в пересчете на безводное вещество) из одной меймечитовой дайки (Сибирская платформа, данные Ю.Р. Васильева (1984 г.), в скобках — состав зальбандовой части, мас. %):  $\text{SiO}_2$  — 40,36 (41,98);  $\text{TiO}_2$  — 1,43 (1,74);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 3,19 (3,05);  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  — 4,96 (3,61);  $\text{FeO}$  — 7,26 (8,61);  $\text{MnO}$  — 0,16 (0,16);  $\text{MgO}$  — 38,18 (35,48);  $\text{CaO}$  — 2,79 (3,51);  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,35 (0,29);  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,12 (0,59);  $\text{P}_2\text{O}_5$  — 0,41 (0,12);  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  — 0,58 (0,59);  $\text{NiO}$  — 0,21 (0,27). Различия составов этих пород по направленности отражают разницу между зернистыми и порфиристыми типами перидотитов.

Таким образом, петрохимически и структурно различаются тип порфиристых перидотитов, в составе которого большую роль играет претерпевшая кристаллизационное фракционирование богатая железом и титаном перидотитовая матрица, и тип зернистых перидотитов, обогащенных интрателлурическими вкрапленниками, в число которых входит и алмаз. Аналогичные два типа пород намечаются и в эклогитах, которые всегда входят в ассоциацию с пироповыми перидотитами. Тип порфиристых пород, богатых железом и титаном, представлен здесь рутиловыми эклогитами, широко распространенными в кимберлитовых трубках, бедных алмазами или вообще их не содержащих (Обнаженная, Русловая и другие трубки Якутии). Находки алмазов размером более 1 мм в эклогитовых нодулях кимберлитовых трубок относятся в основном к типу зернистых эклогитов, относительно бедных железом и титаном [33, 34, 62 и др.], образование которых, как и зернистых перидотитов, в значительной мере связано с накоплением кристаллов глубинного происхождения (интрателлурических вкрапленников).

Выделение вулканических и плутонических типов рассматриваемых пород, различающихся петрохимически и по их продуктивности, связывается с представлением о неодинаковой глубинности их консолидации и позволяет прийти к выводу о возрастной с глубиной содержания и крупности алмазов кимберлитовых трубок как типичной закономерности их геологического строения. Однако этот вывод справедлив только для достаточно крупных алмазов, подверженных гравитационному фракционированию. Мелкие зародышевые алмазы (с размером зерен менее 0,1 мм), наоборот, должны накапливаться в остаточных расплавах, богатых железом и титаном, и сохраняться в результате закалки в порфиристых типах пород при их внедрении в земную кору. В обобщении по породам базит-гипербазитовых формаций Д.С. Штейнберг и М.В. Лагутина [38] указывают на систематическое присутствие в них свободного углерода, представленного графитом, содержание которого (сотые доли процента) не зависит от серпентинизации, т.е. является первичным: в гарцбургите Срединного Атлантического хребта — 0,08%, в дуните расслоенного Йоко-Довыренского массива в Прибайкалье — 0,067, в дуните Иджимского плутона в Западных Саянах — 0,05, в пикритовых порфиритах Урала — 0,05, в пикритах Тянь-Шаня — 0,04% и др. Эти цифры близки к среднему содержанию свободного углерода в метеоритах (0,04%).

Помимо первичного углерода, по данным этих авторов, имеется вторичный углерод в виде графита, выделяющийся при антигоритизации перидотитов. Первичный графит находится в тонкодисперсном состоянии в виде чешуек размером 0,1–0,01 мкм и шариков диаметром порядка 0,5 мкм. Наличие шариков отражает несмесимость силикатных и углеродных флюидных расплавов в ходе формирования перидотитов и позволяет рассматривать приведенные выше значения содержания углерода в качестве предельных, отвечающих пределу растворимости углерода в силикатных расплавах. Если выявленные соотношения справедливы и для пород алмазносной фации, представленных эклогит-перидотитовыми комплексами, можно ожидать систематического распространения в них тонкодисперсного (мелкого) алмаза. Однако в кимберлитах, развивающихся путем магматического замещения этих пород, тонкая алмазная фракция практически отсутствует. В них сохраняются только крупные алмазы, представляющие в перидотитах и эклогитах поколение глубинных (интрателлурических) фенокристаллов. Растворяющее воздействие на них кимберлитовой магмы выражено вполне определенно, хотя, как подчеркивалось выше, и неодинаково в различных трубках. С этим воздействием связано, по-видимому, полное растворение алмазов очень

мелкой фракции, которые, однако, устанавливаются во включениях глубинных пород, содержащихся в кимберлитах, например в рутиловых эклогитах. В этих породах очень мелкая фракция алмазов может быть обильно представлена в виде кубических и октаэдрических кристаллов, а также их комбинаций. Рутиловые эклогиты широко распространены в кимберлитовых трубках Якутии (Обнаженная, Русловая и др.) в виде нодулей, вместе с которыми встречаются пироповые перидотиты, в том числе (в трубках Русловая, Университетская, Коллективная) их титан-клиногумитовые разновидности. Формация рутиловых эклогитов представлена также в метаморфических комплексах, в которых глубинная природа этих пород устанавливается по их ассоциации с титан-клиногумитовыми пироповыми перидотитами и пироксенитами, сохраняющимися в небольших останках в мигматитах и других метаморфических породах. Гранат (цифры в скобках) и титан-клиногумит из перидотитов характеризуются следующими составами (в мас. %; обр. К-2, аналитик В.И. Таскаев, лаборатория ДВГИ СО АН СССР):  $\text{SiO}_2$  — 35,82 (41,03);  $\text{TiO}_2$  — 4,14 (0,04);  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 0,05 (22,66);  $\text{FeO}$  — 12,14 (13,68);  $\text{MnO}$  — 0,05 (0,17);  $\text{MgO}$  — 46,02 (16,18);  $\text{CaO}$  — 0,01 (5,45);  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,03 (0,04);  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,01 (нет); сумма — 98,27 (99,25). Породы богаты пироксеном, который местами становится преобладающим минералом (в мас.%; обр. К-2):  $\text{SiO}_2$  — 55,60;  $\text{TiO}_2$  — 0,14;  $\text{Al}_2\text{O}_3$  — 2,11;  $\text{FeO}$  — 9,51;  $\text{MnO}$  — 0,05;  $\text{MgO}$  — 32,49;  $\text{CaO}$  — 0,21;  $\text{Na}_2\text{O}$  — 0,02;  $\text{K}_2\text{O}$  — 0,01; сумма — 100,14.

Мелкие алмазы рутиловых эклогитов, пироксенитов и перидотитов представляют собой метастабильную фазу, сохраняющуюся вследствие закалки при внедрении этих пород в земную кору, большей частью в зальбандовых частях силлов и других интрузивных тел. Эти части тел в дальнейшем наиболее интенсивно подвергаются метаморфизму, замещению их мигматитами, метасоматозу и диафорезу. При этом метаморфические и метасоматические породы в той или иной мере наследуют алмазоносность перидотит-эклогитовых комплексов. В этом отношении они подобны кимберлитам, так как содержат алмазы, но не являются по отношению к ним материнскими породами. При разрушении этих пород мелкие алмазы накапливаются в россыпях [39]. От сходных с ними по размеру импактных алмазов они отличаются большей чистотой, правильными кристаллическими формами и характерной ассоциацией минералов (муассанит [14], рутил, ильменит и гранат).

Обрисованное выше разнообразие алмазоносных пород (перидотитов, эклогитов и др.), обусловленное вариациями в них содержания железа, титана, магния, хрома и других компонентов, в значительной мере наследуется кимберлитовыми магмами, возникающими путем их замещения. Кимберлиты, богатые железом, титаном, фосфором и калием (обычно также карбонатные), слагают жильную фацию, развитие которой предшествует внедрению кимберлитов трубок, отличающихся более магниезальным и хромистым составом. Зональное строение некоторых трубок, рассмотренное выше (см. рис. 8, табл. 4), также является, по-видимому, отражением неоднородного распределения перидотитов различного типа в трубообразных внедрениях их в платформенные структуры.

В настоящее время накапливается все больше данных, свидетельствующих о развитии кимберлитового магматизма путем замещения перидотитовых интрузивов на сравнительно небольших глубинах (в пределах земной коры), после того как на перидотиты были наложены такие, несомненно, коровые малоглубинные процессы, как образование келифитовых кайм вокруг зерен граната и катаклаз, сопровождающийся грануляцией зерен оливина. Фенокристаллы граната в катаклазированных перидотитах, окруженные келифитовыми каймами, отчетливо срезаются контактами их с кимберлитами (рис. 12).

Все изложенное позволяет связывать кимберлитовый магматизм с магматическим замещением интрузивных внедрений пироповых перидотитов в пределах земной коры, как это очевидно для щелочно-карбонатитовых комплексов (см. рис. 6,7). Однако по отношению к ним кимберлитовый магматизм представляет фацию большей глубинности, в которой флюидное давление поддерживается на более высоком уровне. Вследствие

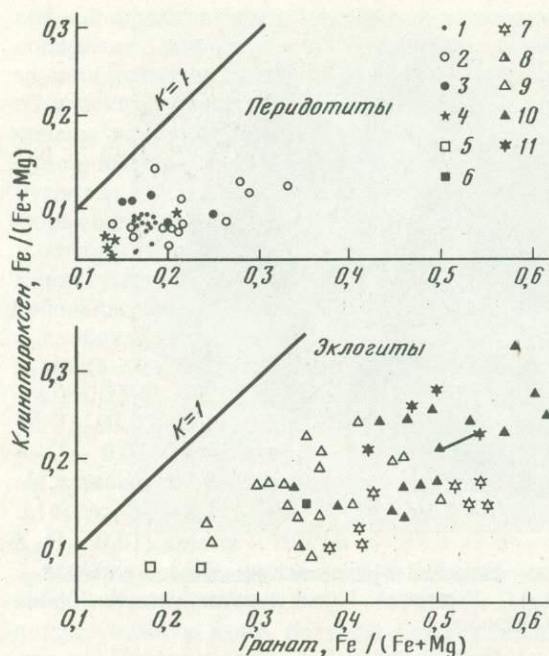


Р и с. 12. Контакт нодуля катаклазированного порфирового перидотита с вмещающим его кимберлитом (трубка Удачная, образец из коллекции А.Д. Харькива). Видно срезание контактом фенокристаллов пиропса, окруженных келифитовыми каймами

этого магматическому замещению подверглись интрузивы пироповых алмазоносных перидотитов, а относительно низкая температура замещения ( $300\text{--}500^\circ\text{C}$ ) способствовала сохранению в них алмаза, который захватывался кимберлитовыми магмами, получавшими, таким образом, алмазоносную специализацию. Эта специализация усиливается с возрастанием глубинности генерации кимберлитовой магмы, чему способствует ослабление ее растворяющего воздействия на захваченные алмазы (вследствие понижения температуры). Примером наиболее оптимального развития кимберлитового магматизма может служить трубка Мир. Перидотиты во включениях этой трубки представлены в основном зернистыми разновидностями, что указывает на глубинное (плутоническое) развитие кимберлитового магматизма; соответственно растворяющее воздействие кимберлитовой магмы на захваченные алмазы оказывалось здесь минимальным. Трубка Удачная отличается широким распространением во включениях порфировых типов перидотитов, что свидетельствует о менее глубинном уровне генерации кимберлитовой магмы и о ее более высокотемпературном характере. Поэтому растворяющее воздействие кимберлитового магматизма на алмазы выражено в этой трубке более сильно. Дальнейший шаг на пути понижения алмазоносности кимберлитового магматизма представляют, по-видимому, трубки Южной Африки, в которых его вулканическая природа сказывается в появлении кимберлитовых туфов и расщепленных кимберлит-карбонатитовых силлов.

Кимберлитовый магматизм по химизму является углекисло-водным. Поскольку углекислота — более миграционный компонент по сравнению с водой, можно полагать, что отношение  $\text{H}_2\text{O}/\text{CO}_2$  должно прямо коррелировать с глубинностью генерации кимберлитовых магм. Соответственно с повышением в трубках роли порфировых типов перидотитов (относительно зернистых) и переходом к собственно вулканическим проявлениям кимберлитового магматизма доля углекислого компонента в его составе должна повышаться. Продолжением этой тенденции служит развитие карбонатитового и щелочного магматизма путем замещения перидотитов, не содержащих пиропса.

Водно-углекислая вертикальная зональность кимберлитовых трубок усиливается за счет развития жидкостной несмесимости кимберлитовых магм, проявляющейся в образовании автолитов (водно-кимберлитовых капель, заключенных в углекисло-кимберлитовую матрицу). При внедрении расщепленных расплавов в трубчатые струк-



Р и с. 13. Распределение железа и магния между гранатом и клинопироксеном в перидотитах и эклогитах из сибирских кимберлитовых трубок, по [33]

1, 2 — перидотиты: 1 — порфировые, 2 — зернистые; 3 — хромититы; 4 — алмазы (включения перидотитовых минералов); 5 — корундовые эклогиты; 6 — алмазоносные корундовые эклогиты; 7 — кианитовые эклогиты и гроспидиты; 8 — алмазоносные кианитовые эклогиты; 9 — эклогиты; 10 — алмазоносные эклогиты; 11 — алмазы (включения эклогитовых минералов); сосуществующие минеральные парагенезисы в эклогитах соединены коннодой

туры углекисло-кимберлитовые магмы опережают водно-кимберлитовые, усиливая приуроченность богатых карбонатом кимберлитов к верхним частям трубок и к жилам, предшествующим их внедрению. С глубиной серпентин (главный силикатный минерал кимберлитов) должен существенно вытесняться флогопитом с соответствующим сдвигом состава в сторону лампроитов. Однако в целом составы

пород лампроитов и кимберлитов (см. табл. 4), водных и карбонатных кимберлитов образуют очень дискретную последовательность, что указывает на явления жидкостной несмесимости в развитии этой серии пород.

Перейдем к рассмотрению пород, являющихся материнскими по отношению к алмазу (перидотитов и эклогитов).

Универсальный (проходящий) парагенезис алмазоносных пород, свойственный всем их типам, — парагенезис граната с клинопироксеном, детально исследованный Н.В. Соболевым [33]. На диаграммах (рис. 13) приводится характеристика этого парагенезиса в отношении железистости сосуществующих граната и клинопироксена алмазоносных и сходных с ними пород кимберлитовых трубок. Согласно диаграммам, изменение состава граната в перидотитах и эклогитах, в том числе алмазоносных, происходит сопряженно, отражая равновесные условия кристаллизации этих минералов. Как видно на верхней диаграмме, алмазы в перидотитах входят в ассоциацию только с самыми магниезальными минералами, которые относятся к наиболее ранней кристаллизации ультраосновных магм. Соответственно магниезальные породы наиболее алмазоносные, а трубки с обильными их включениями относятся к числу особенно богатых. Переход к неалмазоносным порфировым типам перидотитов прослеживается по постепенному повышению  $Fe/(Fe + Mg)$  отношения, которое выражается в изменении цвета вкрапленников граната и в появлении фенокристаллов ильменита (перцолиты трубки Удачная [33]): с фенокристаллами фиолетового граната —  $K_{0,07}Na_{0,13}Ca_{0,67}Mg_{18,75}Mn_{0,04} \cdot Fe_{1,40}^{2+}Fe_{0,83}^{3+}Cr_{0,15}Al_{0,58}Ti_{0,04}Si_{13,31}O_{50}$ ; с фенокристаллами оранжевого граната —  $K_{0,07}Na_{0,18}Ca_{0,75}Mg_{18,38}Mn_{0,04}Fe_{1,66}^{2+}Fe_{0,58}^{3+}Cr_{0,11}Al_{1,02}Ti_{0,05}Si_{13,19}O_{50}$ ; с фенокристаллами оранжевого граната и ильменита —  $K_{0,04}Na_{0,30}Ca_{0,36}Mg_{18,80}Mn_{0,02} \cdot Fe_{1,22}^{2+}Fe_{1,23}^{3+}Al_{0,47}Ti_{0,34}Si_{13,10}O_{50}$ .

В противоположность перидотитам эклогиты содержат алмазы в ассоциации с силикатами, имеющими очень широкий диапазон  $Fe/(Fe + Mg)$  отношения (см. рис. 13, нижняя диаграмма). Согласно Н.В. Соболеву [33], кристаллические включения в алмазе могут быть менее магниезальными, чем те же минералы в заключающем его эклогите (см. конноду на нижней диаграмме, рис. 13). Это объясняется тем, что железистость граната, кристаллизующегося совместно с алмазом, выше, чем железистость рас-

Таблица 6

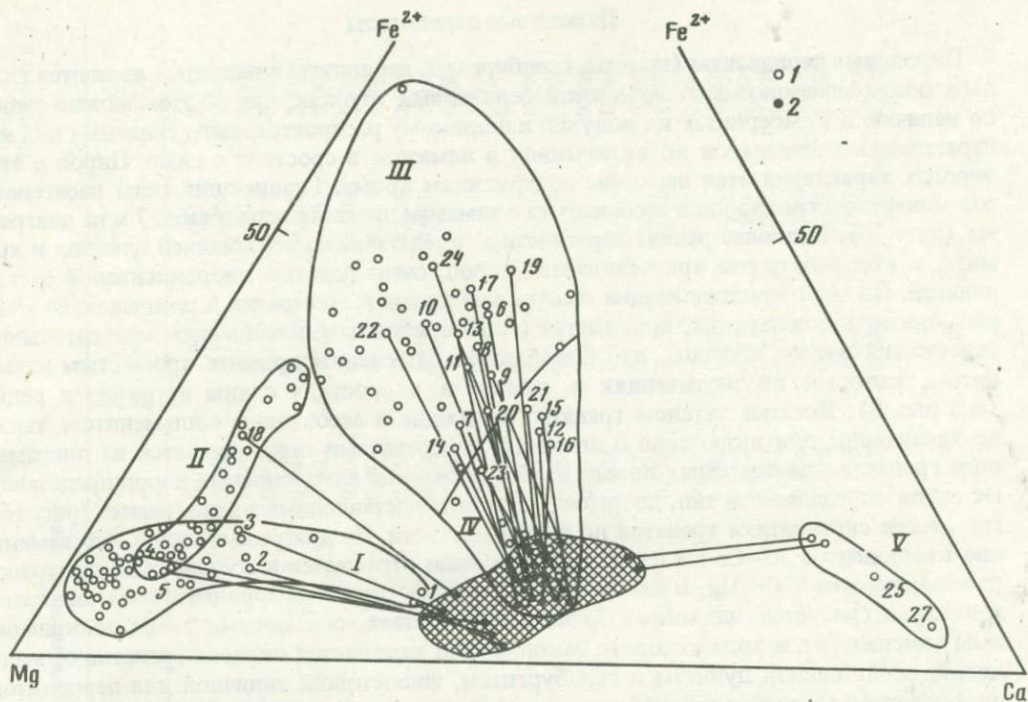
## Гранаты и пироксены в парагенезисе с алмазом (включения и сростки)

№ анализа	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
1	0,001	1,053	1,711	0,018	0,191	0,097	0,456	1,419	0,024	3,008
	0,092	0,866	0,917	0,001	0,033	—	0,048	0,066	0,002	1,981
2	—	0,531	2,145	0,018	0,313	0,038	0,246	1,694	0,022	2,991
	0,301	0,652	0,703	0,009	0,040	0,006	0,100	0,195	0,011	1,986
3	0,006	0,414	2,095	0,022	0,431	0,121	0,215	1,646	0,017	3,014
	0,065	0,744	1,025	0,005	0,098	0,004	0,017	0,044	0,001	1,998
4	0,022	0,185	2,428	0,021	0,339	0,064	0,176	1,756	0,004	3,007
	0,449	0,417	0,633	0,002	0,034	0,030	0,085	0,334	0,002	2,006
5	—	0,287	2,358	0,016	0,285	0,070	0,071	1,834	0,025	3,021
	0,171	0,736	0,865	0,002	0,045	0,017	0,020	0,134	0,009	1,996
6	0,032	0,724	0,950	0,013	1,145	0,127	0,009	1,928	0,023	3,005
	0,525	0,441	0,408	—	0,092	0,035	0,001	0,495	0,011	1,989
7	0,027	0,883	1,292	0,015	0,843	0,103	0,009	1,809	0,067	2,969
	0,278	0,645	0,664	—	0,140	0,039	0,001	0,248	0,009	1,981
8	0,014	0,767	1,092	0,018	1,064	0,023	0,007	1,958	0,014	3,021
	0,490	0,430	0,417	—	0,089	—	0,001	0,529	0,009	2,003
9	0,028	0,836	1,052	0,018	0,950	0,080	0,007	1,861	0,052	3,052
	0,472	0,464	0,396	0,002	0,143	0,012	0,003	0,519	0,007	1,972
10	0,022	0,562	1,129	0,027	1,083	0,216	0,006	1,870	0,031	2,994
	0,406	0,521	0,526	—	0,141	0,028	0,002	0,364	0,013	1,996
11	0,018	0,789	1,150	0,018	1,011	0,045	0,006	1,931	0,018	3,007
	0,491	0,472	0,408	—	0,086	—	0,001	0,530	0,009	1,987
12	0,010	1,116	1,030	0,032	0,812	0,096	0,005	1,853	0,036	3,001
	0,164	0,750	0,690	0,002	0,202	0,039	—	0,221	0,004	1,938
13	0,027	0,693	1,107	0,027	1,139	0,047	0,004	1,924	0,025	3,004
	0,479	0,491	0,482	0,001	0,072	0,065	0,002	0,400	0,015	1,992
14	0,024	0,910	1,343	0,022	0,720	0,141	0,003	1,882	0,027	2,950
	0,420	0,518	0,512	—	0,091	—	0,001	0,425	0,011	2,004

Таблица 6 (окончание)

№ анализа	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
15	0,018	1,076	0,980	0,009	0,854	0,022	0,003	1,951	0,023	3,031
	0,607	0,368	0,301	0,002	0,050	—	0,001	0,668	0,009	1,977
16	0,022	1,108	0,972	0,014	0,713	0,127	0,003	1,962	0,023	2,999
	0,476	0,466	0,426	—	0,068	0,068	0,001	0,519	0,009	1,951
17	0,027	0,658	1,005	0,032	1,286	0,024	0,002	1,947	0,027	2,996
	0,469	0,508	0,481	0,002	0,079	0,071	0,001	0,417	0,013	1,968
18	0,019	0,239	1,814	0,017	0,770	0,174	0,002	1,923	0,013	2,988
	0,337	0,539	0,690	0,002	0,098	0,044	0,001	0,294	0,015	1,982
19	0,021	0,735	0,840	0,023	1,328	0,042	0,002	1,933	0,023	3,026
	0,516	0,431	0,397	—	0,129	0,010	—	0,496	0,011	2,002
20	0,024	0,919	1,137	0,014	0,850	0,028	0,002	1,946	0,023	3,029
	0,523	0,434	0,410	—	0,103	0,030	0,011	0,488	0,011	1,989
21	0,018	1,034	1,044	0,014	0,859	0,050	0,001	1,917	0,032	3,012
	0,510	0,464	0,429	—	0,089	—	—	0,522	0,011	1,979
22	0,019	0,481	1,337	0,018	1,108	0,053	—	1,934	0,013	3,020
	0,601	0,340	0,356	0,002	0,079	0,039	—	0,556	0,008	2,007
23	0,023	1,020	1,264	0,004	0,657	0,035	—	1,934	0,031	3,014
	0,712	0,250	0,218	—	0,039	—	—	0,778	0,012	1,973
24	0,027	0,511	1,055	0,023	1,324	0,137	—	1,936	0,009	2,973
	0,496	0,453	0,438	0,002	0,139	0,080	0,001	0,399	0,017	1,983
25	0,044	2,354	0,323	0,010	0,311	0,087	0,005	1,804	0,103	2,965
26	0,213	0,785	0,651	—	0,132	—	—	0,225	0,011	1,983
27	0,032	2,631	0,216	—	0,154	0,031	0,011	1,876	0,082	2,971
28	0,070	0,892	0,858	—	0,016	—	—	0,118	0,004	2,007

Ан. 1–6, 8–11, 13–24 – кимберлитовая трубка Мир, Якутия [7, 33]; ан. 7 – Урал [7]; ан. 12 – Африка [7]; ан. 25–28 – россыпи Юго-Восточной Австралии [36]. В каждом парагенезисе верхняя строка соответствует гранату, нижняя – пироксену.



Р и с. 14. Главные типы алмазоносных пород кимберлитовых трубок, выделенные по изоморфным рядам содержащихся в них граната и клинопироксена

*I* — перидотиты; *II* — пироксениты и флогопит-ильменитовые пегматиты; *III* — эклогиты; *IV* — кианитовые эклогиты; *V* — гроспидиты; 1 — гранат; 2 — клинопироксен; составы минералов приведены в табл. 6; штриховкой выделено поле составов пироксена

плава, так что в остаточном расплаве в ходе кристаллизационного фракционирования компонентов железо-магниевое отношение понижается. Это отношение при кристаллизации эклогитовых магм может возрастать, если кристаллизация их будет начинаться с пироксена, железистость которого ниже железистости расплава, из которого он кристаллизуется. В перидотитах понижение железистости остаточного расплава могло бы быть вызвано кристаллизацией граната, шпинели и ильменита (их железистость выше железистости расплава), но эффект их кристаллизации в перидотитах не прослеживается, перекрываясь эффектом выделения оливина, железистость которого значительно ниже железистости расплава. Поэтому в перидотитах выделяющиеся минералы ранней кристаллизации, в парагенезисы с которыми входит алмаз, имеют повышенную магнетизальность, тогда как в эклогитах алмаз может ассоциировать с очень железистыми минералами, например, в рутиловых типах этих пород.

Систематика алмазоносных пород по составу граната и пироксена, входящих в ассоциацию с алмазом, дана на диаграмме (рис. 14). Типичные парагенезисы этих минералов, положенные в основу предлагаемой систематики, приведены в табл. 6 (по материалам Н.В. Соболева [33] и других авторов). Для построения диаграммы использовано более 120 анализов граната, находящегося в парагенезисе с алмазом из кимберлитовых трубок. Выделяются пять типов алмазоносных пород, обозначенных на диаграмме римскими цифрами: пироповые перидотиты (*I*), гранатовые пироксениты и пегматиты (*II*), эклогиты (*III*), кианитовые и корундовые эклогиты (*IV*) и гроспидиты (*V*).

## Пироповые перидотиты

Пироповые перидотиты (дуниты, гарцбургиты, лерцолиты и верлиты) являются главным типом алмазоносных пород в кимберлитовых трубках, как об этом можно судить по наличию в кимберлитах их нодулей и широкому распространению типичных для них парагенезисов минералов во включениях в алмазе и в сростках с ними. Пироп в этих породах характеризуется высоким содержанием хрома. Главнейшие типы парагенезисов минералов этих пород в ассоциациях с алмазом представлены в табл. 7 и на диаграмме (рис. 15). Наиболее ранние парагенезисы представлены ассоциацией оливина и хромита, к которым затем присоединяется пироп, очень богатый кноррингитовой составляющей. По мере кристаллизации содержание хрома в минералах и расплавах, из которых они кристаллизуются, понижается с одновременным повышением относительного содержания железа и титана. Это приводит к вытеснению хромита хромистым ильменитом, который во включениях в алмазе и в сростках с ним встречается редко (см. рис. 8). Богатые титаном гранаты, входящие в ассоциацию с ильменитом, также не характерны для включений в алмазе, и их составами ограничивается на диаграмме поле гранатов алмазоносных пород. В общем гранаты алмазоносных пород представляют собой определенный тип, достаточно полно представленный на диаграмме (рис. 16), где дается систематика гранатов по их хромистости. На диаграмме видно, что замещение компонентов Al—Cr в составе гранатов мало отражается в составе этих минералов на изоморфизме Ca → Mg. В целом перидотитовый (пироп-кноррингитовый) ряд гранатов характеризуется широкими вариациями состава, связанными с магний-кальциевым замещением, в ходе которого закономерно изменяется окраска гранатов от малиновой, свойственной дунитам и гарцбургитам, фиолетовой, типичной для лерцолитов, до фиолетово-зеленой и зеленой, характерной для верлитов, в которых гранат наиболее богат кальцием. Типы граната перидотитов, которые выделяются на диаграмме (см. рис. 16) по хромистости (1–3%), отражают расщепление ультраосновных алмазоносных магм на дунитовую (очень богатую хромом) и перидотитовую (с умеренным содержанием хрома) составляющие. Оно реализуется в интрузивах в виде ритмичного расслоения (см. рис. 3, табл. 2). В пределах каждого типа этих пород прослеживается понижение хромистости граната в результате кристаллизационной дифференциации. К этому заключение приводят данные по зональности кристаллов граната в перидотитах, частично представленные в табл. 8, в которой намечены главные типы, обозначенные I–IV. Их различия и сходные черты наглядно выражены на диаграмме (рис. 17). Все типы зональности отражают последовательное понижение кноррингитовой составляющей в пиропе от центральных частей зерен к их краям. Эта универсальная закономерность строения зональных кристаллов граната обусловлена тем, что в составе этого минерала содержание хрома обычно на порядок выше, чем содержание его в магме, из которой он кристаллизуется. Этот эффект фракционирования хрома в связи с кристаллизацией граната может еще более усиливаться за счет кристаллизации хромита, обычно сопровождающего гранат на ранних стадиях его выделения. Зерна хромита образуют включения в центральных частях зональных кристаллов граната, хорошо коррелируя по составу с заключающим их гранатом (рис. 18). Во внешних частях гранатовых кристаллов включения хромита вытесняются включениями ильменита, хромистость которого также закономерно падает по мере кристаллизации, так что в периферийных зонах ильменит почти не содержит хрома (рис. 19). Содержание кальция в зональных кристаллах пироба, кристаллизующегося в дунитовых и гарцбургитовых магмах, вначале увеличивается, так как пироп и минералы, сопровождающие его кристаллизацию (хромит, оливин), бедны кальцием и их фракционирование приводит к накоплению кальция в расплавах. Затем начинается кристаллизация клинопироксена — минерала, значительно более богатого кальцием, чем расплав, из которого он кристаллизуется, и соотношения резко изменяются, так что кристаллизующийся гранат обедняется кальцием по мере роста его кристаллов. Таким образом, кальциевость граната проходит через экстремум, приходящийся на начало кристаллизации клинопироксена

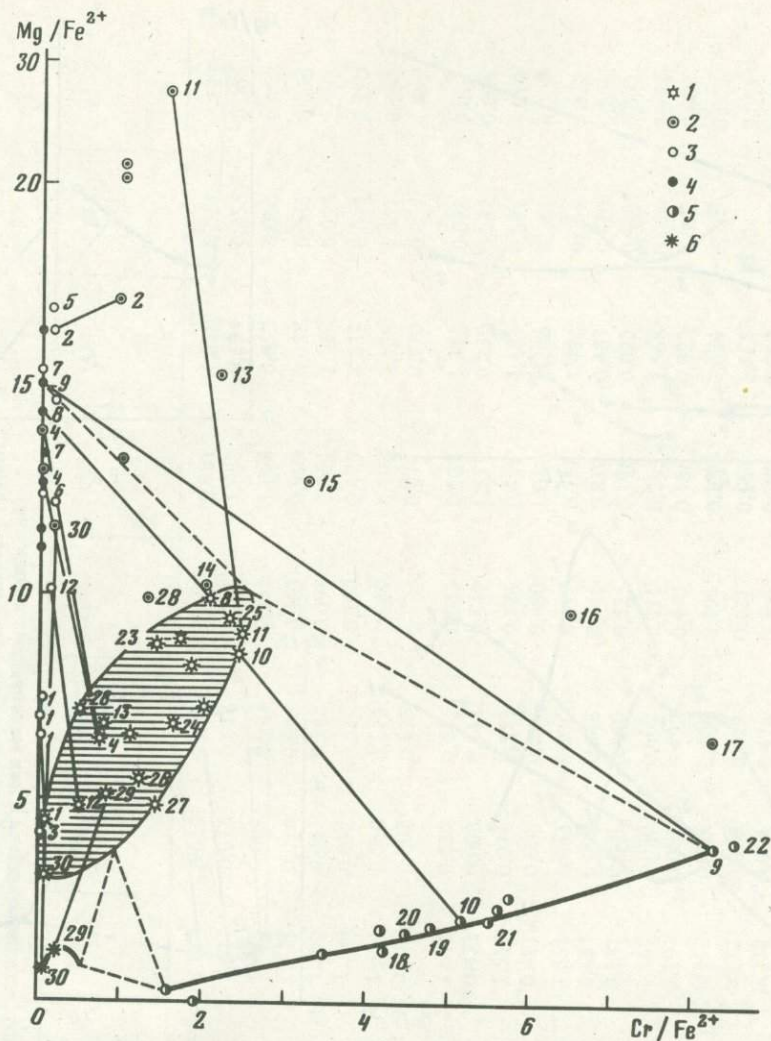
Минеральные парагенезисы алмазов перидотитового типа

№ анализа	Минерал	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
1	Гранат	—	0,005	0,318	2,195	0,027	0,492	0,051	0,039	1,919	0,021	2,955
	Пироксен	0,008	0,128	0,690	0,835	0,006	0,114	—	0,008	0,186	0,004	1,994
	”	0,001	0,009	0,024	1,631	0,006	0,248	—	0,002	0,054	0,001	2,000
2	”	0,005	0,090	0,484	1,080	0,006	0,155	—	0,006	0,147	0,003	1,996
	”	0,005	0,157	0,754	0,839	0,002	0,049	—	0,044	0,118	0,006	2,010
	”	—	0,003	0,011	1,840	0,002	0,113	—	0,003	0,004	0,002	2,009
3	”	0,028	0,280	0,574	0,592	0,002	0,140	—	0,004	0,360	0,009	1,987
	Рутил	—	—	0,003	—	0,001	—	0,011	0,004	0,021	0,968	0,003
4	Гранат	—	0,029	0,329	2,320	0,023	0,352	0,107	0,254	1,600	0,026	2,984
	Пироксен	0,001	0,011	0,027	1,780	0,002	0,126	—	0,006	0,016	0,001	2,012
	Оливин	—	—	0,001	1,860	0,003	0,145	—	0,003	—	—	0,993
5	Пироксен	—	0,002	0,010	1,810	0,002	0,107	—	0,008	0,012	—	2,020
	Оливин	—	—	0,001	1,853	0,002	0,149	—	0,002	—	—	0,996
6	”	—	—	0,001	1,850	0,002	0,147	—	0,002	0,002	—	0,997
	Рутил	—	—	0,006	0,001	0,001	—	0,073	0,002	0,033	0,914	0,001
7	Оливин	—	—	0,001	1,858	0,002	0,140	—	0,001	0,001	—	0,998
	Пироксен	—	—	0,012	1,888	0,004	0,122	—	0,008	0,020	—	1,966
8	Оливин	—	—	—	1,889	0,002	0,134	—	0,001	0,001	—	0,986
	Гранат	—	—	0,091	2,630	0,016	0,268	0,088	0,571	1,351	0,001	2,989
9	Оливин	—	—	—	1,892	0,002	0,125	—	0,002	—	—	0,989
	Хромит	—	—	0,002	0,795	—	0,203	0,082	1,680	0,226	—	0,009
10	”	—	—	—	0,677	—	0,323	0,093	1,664	0,231	0,001	0,008
	Гранат	—	—	0,138	2,554	0,017	0,298	0,073	0,721	1,228	0,001	2,979
11	”	—	0,001	1,053	1,711	0,018	0,191	0,097	0,456	1,422	0,024	3,008
	Пироксен	—	0,092	0,866	0,917	0,001	0,033	—	0,048	0,066	0,002	1,981
12	Гранат	—	0,006	0,414	2,095	0,022	0,431	0,121	0,215	1,646	0,017	3,014
	Пироксен	—	0,065	0,744	1,025	0,005	0,102	—	0,017	0,044	0,001	1,999

Таблица 7 (окончание)

№ анализа	Минерал	K	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
13	Гранат	—	—	0,531	2,145	0,018	0,313	0,038	0,246	1,694	0,022	2,991
	Пироксен	—	0,301	0,652	0,704	0,009	0,046	—	0,100	0,195	0,011	1,987
14	”	0,001	0,416	0,535	0,656	0,002	0,064	—	0,128	0,211	0,004	2,009
15	”	—	0,351	0,574	0,701	0,002	0,055	—	0,180	0,136	0,004	2,005
16	”	0,002	0,504	0,414	0,504	0,002	0,053	—	0,342	0,134	0,007	2,023
17	”	—	0,718	0,245	0,342	0,002	0,053	—	0,435	0,199	0,004	2,020
18	Хромит	—	—	—	0,592	0,009	0,404	0,091	1,703	0,189	0,005	0,005
19	”	—	—	—	0,653	0,007	0,344	0,092	1,640	0,256	0,004	0,003
20	”	—	—	—	0,641	0,008	0,365	0,066	1,652	0,266	0,002	0,003
21	”	—	—	—	0,685	—	0,313	0,080	1,716	0,196	0,003	0,004
22	”	—	—	—	0,799	—	0,199	0,081	1,686	0,224	—	0,008
23	Гранат	—	0,001	0,085	2,550	0,016	0,290	0,054	0,408	1,521	—	3,042
24	”	—	0,002	0,244	2,401	0,018	0,353	0,046	0,569	1,367	0,001	3,004
25	”	—	0,001	0,167	2,466	0,017	0,262	0,077	0,609	1,311	0,002	3,044
26	”	—	—	0,340	2,240	0,020	0,410	0,040	0,490	1,450	0,010	3,000
27	”	—	—	0,450	2,040	0,030	0,410	0,030	0,580	1,370	0,010	3,040
28	”	—	0,022	0,185	2,428	0,021	0,339	0,064	0,176	1,756	0,004	3,007
	Пироксен	—	0,449	0,417	0,634	0,002	0,064		0,085	0,334	0,002	2,013
29	Гранат	—	—	0,425	2,235	0,016	0,440		0,347	1,461	0,105	2,981
	Ильменит	—	—	—	0,530	0,010	0,410	—	0,100	—	0,950	—
30	Гранат	—	0,011	0,290	2,040	0,009	0,662	—	0,043	1,946	0,019	2,986
	Пироксен	0,001	0,178	0,738	0,815	—	0,070	0,056	0,014	0,123	0,004	1,995
	Ильменит	—	—	—	0,452	0,002	0,546	0,054	0,008	0,002	0,952	—

Примечание. В составе оливинов содержится: Ni — 0,008 (4); 0,004 (5); 0,006 (6); 0,008 (7); 0,007 (8); 0,008 (9). Ан. 1—6 — Западная Африка [62]; ан. 7, 10 — Гана [57]; ан. 8, 9 — Венесуэла [57]; ан. 11—20, 23—25, 28 — трубка Мир, Якутия [7, 33]; ан. 21 — Африка [33]; ан. 22 — Венесуэла [33]; ан. 26, 27 — трубка Удачная, Якутия [37]; ан. 29 — трубка Удачная [30]; ан. 30 — трубка Мир, Якутия [28].

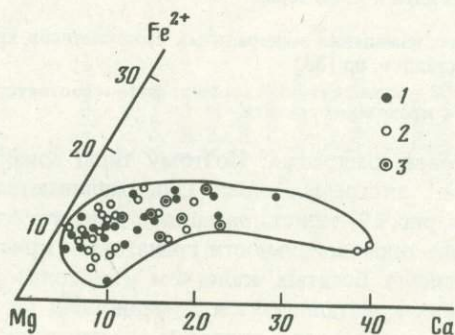


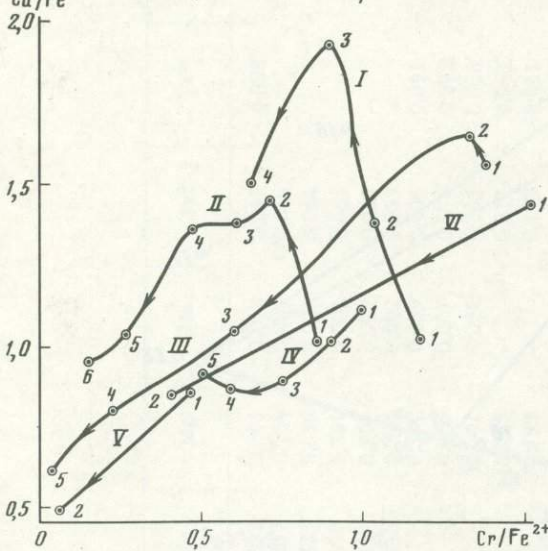
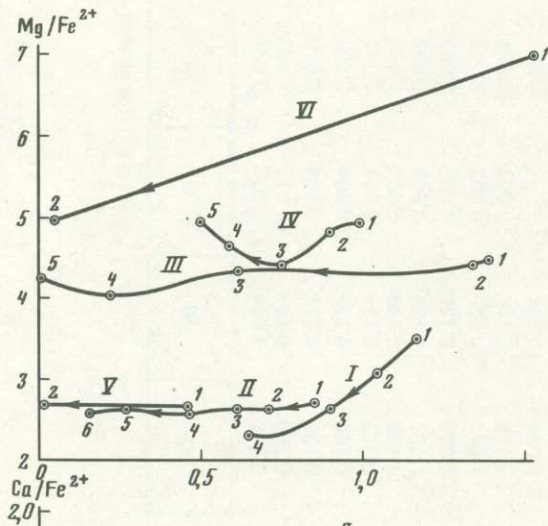
Р и с. 15. Схема парагенезисов минералов, ассоциирующих с алмазом в перидотитах нодулей кимберлитовых трубков

1 — гранат (заштрихованное поле); 2 — клинопироксен; 3 — ортопироксен; 4 — оливин; 5 — хромит; 6 — ильменит; цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 7; точки без номеров взяты из сводки [58]; сплошные и пунктирные контоды отвечают соответственно наблюдаемым и предполагаемым парагенезисам минералов

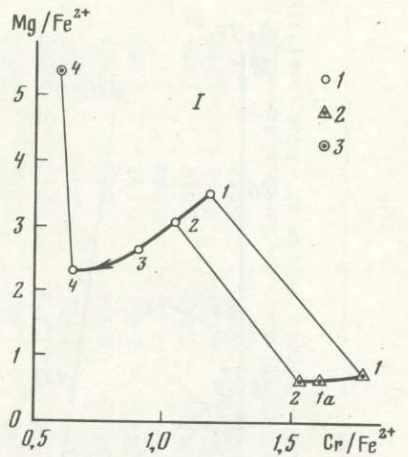
Р и с. 16. Гранаты перидотитового типа, ассоциирующие с алмазом (из включений и сростков)

1 — очень богатые хромом; 2 — богатые хромом; 3 — с умеренным содержанием хрома

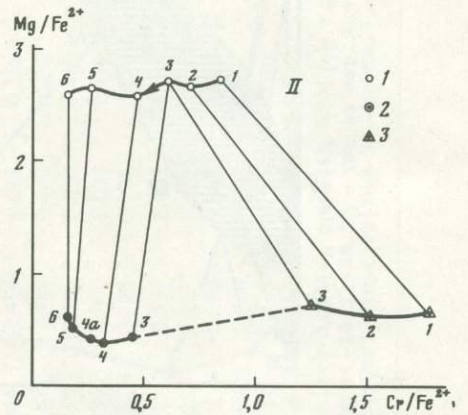




Р и с. 17



Р и с. 18



Р и с. 19

Р и с. 17. Общая схема зональности кристаллов граната перидотитового типа из кимберлитовых трубок (I-VI и I-6 соответствуют табл. 8)

Р и с. 18. Схема зональности зерна хромистого граната и составы ассоциирующих с ним минералов, по [33]

1 - гранат; 2 - хромит; 3 - клинопироксен; цифры соответствуют табл. 8; стрелкой обозначено направление от ядра к краю зерна

Р и с. 19. Схема изменения минеральных парагенезисов хромистого граната в ходе развития зональности его кристаллов, по [33]

1 - гранат; 2 - ильменит; 3 - хромит; цифры соответствуют табл. 8; стрелкой обозначено направление от ядра к краю зерна граната

в перидотитовых расплавах. Поэтому типы зональности граната I и II (см. рис. 17) можно назвать экстремальными. Они различаются по отсутствию (см. рис. 18) или наличию (см. рис. 19) кристаллизации ильменита одновременно с гранатом.

Следующие типы зональности гранатовых кристаллов возникают в перидотитовых магмах, первично богатых кальцием (лерцолитовых и верлитовых). В них уже на ранних стадиях кристаллизуется хромдиопсид (в парагенезисе с хромистым пирропом и хромитом; рис. 20), что приводит к монотонному понижению кальциевости и хро-

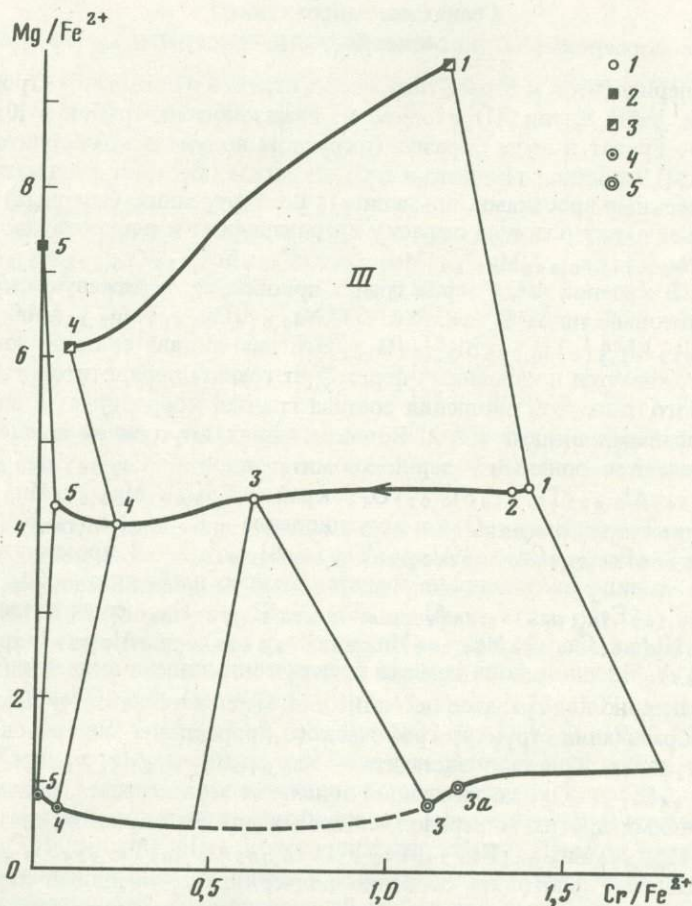
Зональность кристаллов граната в перидотитах кимберлитовых трубок  
(составы зон и находящихся в них минеральных включений)

Тип кристаллов граната	Зона	Минерал	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
I	1	Гранат	—	0,540	1,887	0,037	0,531	0,055	0,621	1,310	0,014	2,999
		Хромит	—	—	0,414	0,013	0,628	0,246	1,002	0,634	0,055	0,006
	1a	”	—	—	0,445	0,009	0,603	0,258	1,068	0,552	0,056	0,007
	2	”	—	—	0,421	0,010	0,655	0,363	0,999	0,458	0,086	0,006
		Гранат	—	0,748	1,668	0,042	0,542	0,093	0,564	1,319	0,023	2,995
	3	”	—	1,025	1,399	0,042	0,532	0,140	0,479	1,337	0,044	2,990
	4	”	—	0,918	1,414	0,060	0,613	0,089	0,396	1,478	0,037	2,988
		Пироксен	0,184	0,731	0,679	0,007	0,126	—	0,076	0,270	0,031	1,892
	1	Гранат	—	0,627	1,692	0,037	0,621	0,083	0,527	1,372	0,018	3,007
		Хромит	—	0,004	0,432	0,008	0,643	0,444	1,151	0,230	0,082	0,006
II	2	Гранат	—	0,833	1,516	0,036	0,573	0,124	0,405	1,431	0,041	3,010
		Хромит	—	0,002	0,417	0,008	0,688	0,480	1,044	0,206	0,141	0,004
	3	Гранат	—	0,788	1,551	0,031	0,570	0,117	0,351	1,496	0,036	3,021
		Хромит	—	—	0,467	0,008	0,648	0,466	0,810	0,487	0,110	0,006
		Ильменит	—	—	0,187	0,001	0,440	0,525	0,198	0,022	0,625	0,002
	4	Гранат	—	0,820	1,560	0,032	0,602	0,111	0,285	1,568	0,036	2,984
		Ильменит	—	—	0,194	0,001	0,492	0,443	0,156	0,023	0,687	0,003
	4a	”	—	—	0,211	0,003	0,504	0,406	0,134	0,024	0,715	0,003
	5	Гранат	—	0,647	1,652	0,036	0,629	0,131	0,163	1,665	0,041	3,008
		Ильменит	—	—	0,238	0,004	0,476	0,364	0,090	0,050	0,759	0,004
6	Гранат	—	0,614	1,675	0,030	0,647	0,060	0,097	1,803	0,040	3,007	
	Ильменит	—	—	0,291	0,006	0,483	0,346	0,077	0,017	0,777	0,003	

Таблица 8 (окончание)

Тип кристаллов граната	Зона	Минерал	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
III	1	Гранат	0,014	0,656	1,887	0,024	0,419	0,056	0,578	1,336	0,040	2,986
		Пироксен	0,143	0,683	0,910	0,002	0,096	—	0,109	0,092	0,009	1,959
	2	Гранат	0,014	0,692	1,851	0,024	0,419	0,056	0,558	1,356	0,040	2,986
		Хромит	—	0,003	0,668	0,010	0,462	0,092	0,283	1,589	0,046	2,986
	3а	Хромит	—	0,003	0,668	0,010	0,854	—	0,948	0,422	0,194	0,011
		Хромит	—	0,001	0,676	0,011	0,699	—	0,838	0,732	0,116	0,013
	4	Гранат	0,017	0,404	2,055	0,019	0,504	0,127	0,113	1,717	0,052	2,985
		Ильменит	—	0,002	0,371	0,006	0,507	0,169	0,034	0,029	0,876	0,007
		Пироксен	0,170	0,554	0,990	0,005	0,162	—	0,014	0,122	0,018	1,982
	5	Гранат	0,017	0,309	2,150	0,019	0,504	0,127	0,019	1,811	0,052	2,985
		Ильменит	—	0,007	0,419	0,001	0,500	0,134	0,003	0,009	0,924	0,003
		Пироксен	0,010	0,035	1,719	0,005	0,235	—	—	0,034	0,006	1,969
IV	1	Гранат	—	0,469	2,095	0,022	0,424	0,041	0,419	1,540	0,002	2,993
	2	Гранат	—	0,440	2,092	0,026	0,431	0,048	0,387	1,547	0,018	3,001
	3	Гранат	—	0,419	2,069	0,026	0,470	0,054	0,349	1,545	0,052	2,995
	4	Гранат	—	0,396	2,112	0,025	0,453	0,068	0,267	1,601	0,063	2,992
	5	Гранат	—	0,394	2,117	0,022	0,427	0,098	0,217	1,621	0,063	3,005
V	1	Гранат	—	0,462	1,879	0,030	0,718	0,123	0,329	1,513	0,035	2,947
	2	Гранат	—	0,361	1,956	0,028	0,730	0,110	0,048	1,808	0,034	2,954
VI	1	Гранат	—	0,452	2,199	0,019	0,313	0,077	0,476	1,433	0,014	3,005
	2	Гранат	—	0,364	2,135	0,021	0,429	0,133	0,175	1,630	0,062	3,010

Примечание. В составе пироксенов содержится: Ni—0,002 (III, №1); 0,001 (III, №4); K—0,002 (III, №1); 0,002 (III, №4). Типы кристаллов граната: I (обр. М-49), II (обр. М-41) — трубка Мир [33]; III — трубка Weltevreden Floors, Южная Африка [59]; IV (обр. ТУВ-43) — трубка Удачная [13]; V (обр. 56/904), VI (обр. 62 1176) — трубка Мир [31].



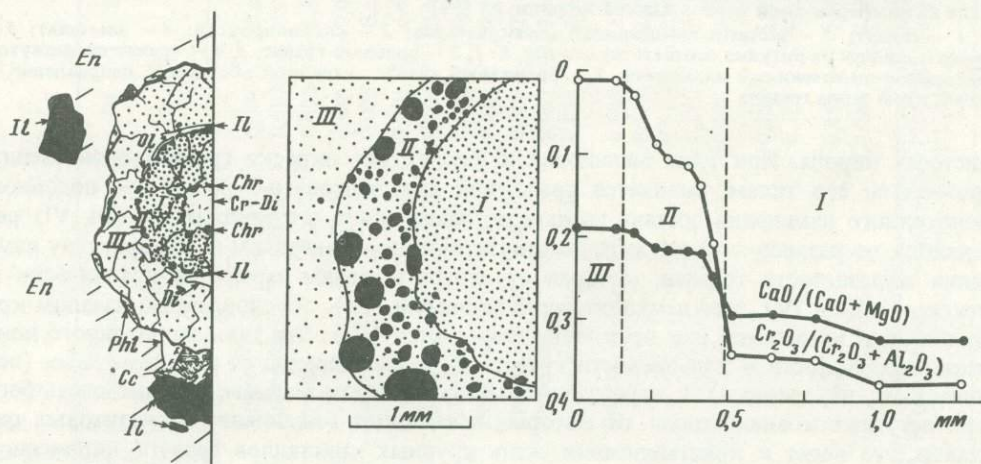
Р и с. 20. Зональность зерна граната и схема изменения его парагенезисов в энстатитовом мегакристалле из кимберлитовой трубки Южной Африки, по [59]

1 — гранат; 2 — энстатит вмещающего мегакристалла; 3 — клинопироксен; 4 — ильменит; 5 — хромит; цифры на рисунке соответствуют табл. 8: 1, 2 — розовый гранат, 3, 4 — гранат промежуточной зоны с включениями ильменита, 5 — оранжевый гранат; стрелкой обозначено направление от ядра к краю зерна граната

мистости пирропа. При этом малиновая и фиолетовая окраска граната, свойственная хромистым его типам, сменяется оранжевой или желтовато-бурой. Типы подобного монотонного изменения состава граната по зонам роста его кристаллов (III–VI) различаются по размаху зональности, по сопутствующим минералам и по характеру изменения железистости граната, которая от центра к краям зерен или практически не меняется (III и IV), или проходит через минимум (IV), обусловленный началом кристаллизации ильменита, или неуклонно понижается (VI). Эти типы монотонного понижения хромистости и кальциевости граната отражают переход от перидотитовых (лерцолитовых, верлитовых) к пироксенитовым остаточным магмам, нередко очень богатым летучими компонентами, от которых происходит отщепление пегматитовых расплавов, что ведет к кристаллизации очень крупных кристаллов граната, пироксенов, ильменита, флогопита, оливина и циркона (в кимберлитах они образуют так называемые мегакристы). В ходе обеднения граната кальцием и хромом происходит изменение схемы изоморфного замещения компонентов в гранате с переходом от ряда I (Mg–Ca), свойственного хромистым гранатам перидотитов, к Mg–Fe изоморфному ряду II (см. рис. 14). Этот переход рассмотрен на примере зональности гранатового кристалла, представленного на рис. 20 (см. табл. 8).

## Гранатовые пироксениты и флогопит-ильменитовые пегматиты

Переход от перидотитов к этому типу пород отражен в зональном строении кристалла граната (см. табл. 8, тип III) в одной из алмазоносных трубок в Южной Африке [59] (рис. 21). Гранат в этом образце (округлом нодуле в кимберлите) заключен в крупный (17 см) кристалл магнезиального энстатита, местами с пегматитовой структурой (графическими вростками ильменита). Во внутренних (ядерных) частях этого кристалла гранат имеет розовую окраску и принадлежит к перидотитовому типу I (см. рис. 17):  $\text{Na}_{0,014}\text{Ca}_{0,656}\text{Mg}_{1,887}\text{Mn}_{0,024}\text{Fe}_{0,419}^{2+}\text{Fe}_{0,055}^{3+}\text{Cr}_{0,578}\text{Al}_{1,337}\text{Ti}_{0,040}$  ·  $\text{Si}_{2,986}\text{O}_{12}$ . В краевой части зерна гранат приобретает оранжевую окраску и представлен пегматитовым типом II (см. рис. 17):  $\text{Na}_{0,016}\text{Ca}_{0,309}\text{Mg}_{2,150}\text{Mn}_{0,020}\text{Fe}_{0,504}^{2+}$  ·  $\text{Fe}_{0,127}^{3+}\text{Cr}_{0,019}\text{Al}_{1,812}\text{Ti}_{0,052}\text{Si}_{2,984}\text{O}_{12}$ . Эти два состава связаны зоной граната, в которой прослеживается постепенный переход от граната перидотитового типа к гранату пегматитового типа. Эта эволюция состава граната коррелирует с содержащимися в нем минеральными включениями. Во включениях внутренней зоны (в хромовом гранате) встречаются зональные зерна хромита: ядро —  $\text{Ca}_{0,003}\text{Mg}_{0,668}\text{Mn}_{0,010}$  ·  $\text{Fe}_{0,854}\text{Cr}_{0,948}\text{Al}_{0,422}\text{Ti}_{0,194}\text{Si}_{0,011}\text{O}_4$ ; край —  $\text{Ca}_{0,001}\text{Mg}_{0,676}\text{Mn}_{0,011}\text{Fe}_{0,699}$  ·  $\text{Cr}_{0,838}\text{Al}_{0,732}\text{Ti}_{0,116}\text{Si}_{0,013}\text{O}_4$ ; и хромдиопсида —  $\text{K}_{0,002}\text{Na}_{0,143}\text{Ni}_{0,002}\text{Ca}_{0,683}$  ·  $\text{Mg}_{0,910}\text{Mn}_{0,002}\text{Fe}_{0,096}\text{Cr}_{0,109}\text{Al}_{0,090}\text{Ti}_{0,009}\text{Si}_{1,959}\text{O}_6$ . В промежуточной (ильменитовой) зоне в виде включений в гранате, помимо ильменита —  $\text{Ca}_{0,002}\text{Mg}_{0,371}$  ·  $\text{Mn}_{0,006}\text{Fe}_{0,507}^{2+}\text{Fe}_{0,169}^{3+}\text{Cr}_{0,034}\text{Al}_{0,029}\text{Ti}_{0,876}\text{Si}_{0,007}\text{O}_3$ , содержатся диопсид —  $\text{K}_{0,002}\text{Na}_{0,170}\text{Ni}_{0,001}\text{Ca}_{0,554}\text{Mg}_{0,990}\text{Mn}_{0,005}\text{Fe}_{0,162}\text{Cr}_{0,014}\text{Al}_{0,122}\text{Ti}_{0,018}\text{Si}_{1,981}\text{O}_6$  и оливин ( $\text{Fo}_{87}$ ). Внешняя зона граната практически лишена включений других минералов, что характерно для гранатов пегматитовой медленной надэвтектической кристаллизации (до образования структур графического прорастания минералов), а также для мегакристов граната. Кристалл энстатита —  $\text{Na}_{0,010}\text{Ca}_{0,035}\text{Mg}_{1,719}\text{Mn}_{0,005}\text{Fe}_{0,235}$  ·  $\text{Al}_{0,034}\text{Ti}_{0,006}\text{Si}_{1,969}\text{O}_6$ , заключающий зональное зерно граната, также относительно беден включениями других минералов, типичных для мегакристов, таких, как ильменит —  $\text{Ca}_{0,007}\text{Mg}_{0,419}\text{Mn}_{0,001}\text{Fe}_{0,500}^{2+}\text{Fe}_{0,134}^{3+}\text{Cr}_{0,003}\text{Al}_{0,009}\text{Ti}_{0,924}\text{Si}_{0,003}\text{O}_3$  и флогопит. Наличие флогопита особенно подчеркивает флюидный характер ультрамафитового магматизма. Этот минерал преимущественно кристаллизуется в позднюю



Р и с. 21. Зональный кристалл граната в пегматитовом мегакристе энстатита ( $\text{En}_{88}$ ), содержащем графические и неправильные вростки ильменита (Il), флогопита (Phl), кальцита (Cc). В гранате различаются три зоны последовательного нарастания, неодинаковые по составу и включениям минералов — хромдиопсида (Cr-Di), хромита (Chr), ильменита, оливина (Ol) и диопсида (Di). Характерна кристаллизация флогопита на поверхности гранатового кристалла [59]. Соответствует рис. 20 и табл. 8 (кристалл III)

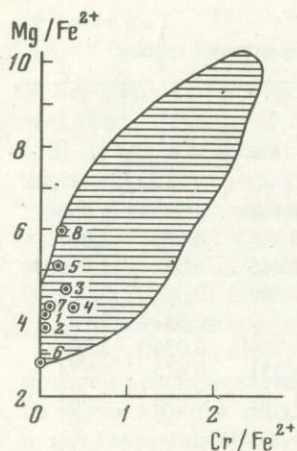
Примеры состава граната мегакристов (размером 3–5 см) из кимберлитовых трубок

№ анализа	Na	Ca	Mg	Mn	Fe <sup>2+</sup>	Fe <sup>3+</sup>	Cr	Al	Ti	Si
1	0,001	0,439	2,019	0,030	0,512	0,133	0,034	1,794	0,039	2,990
2	0,009	0,434	2,007	0,026	0,553	0,110	0,034	1,825	0,034	2,977
3	0,009	0,375	2,128	0,017	0,471	0,136	0,134	1,665	0,052	2,999
4	0,008	0,422	2,064	0,022	0,505	0,109	0,192	1,589	0,065	3,009
5	0,008	0,366	2,181	0,018	0,428	0,091	0,083	1,780	0,043	2,993
6	0,008	0,358	1,922	0,027	0,686	0,112	—	1,854	0,036	2,991
7	0,009	0,364	2,107	0,017	0,502	0,175	0,051	1,731	0,060	2,975
8	0,009	0,379	2,227	0,013	0,373	0,178	0,090	1,709	0,056	2,963

Ан. 1–4 – трубка Дальняя, Якутия [21]; ан. 5,6 – Ангола [44]; ан. 7,8 – трубка Мир, Якутия [21].

пегматитовую стадию вместе с энстатитом и другими минералами мегакристов, но кристаллизация его прослеживается еще при формировании перидотитов, где он входит в ассоциацию с хромовым пиропом. Состав флогопита закономерно изменяется по мере эволюции магматизма (по зонам роста кристалла граната, см. рис. 21), что характеризуется следующими значениями его химического состава (первая цифра – в хромовом пиропе внутренних зон, вторая – в краевой пироповой зоне, мас. %): SiO<sub>2</sub> – 39,4–39,1; TiO<sub>2</sub> – 5,89–7,38; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 14,8–14,5; Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – 2,14–0,07; FeO – 7,12–8,45; MnO – 0,06–0,07; MgO – 18,3–17,3; Na<sub>2</sub>O – 0,22–0,43; K<sub>2</sub>O – 9,12–9,40; сумма – 97,05–96,70. Характерно увеличение в составе флогопита в ходе кристаллизации роли титана и понижение – хрома. На основании состава энстатита, равновесного с пироксеном, развитие рассмотренной зональности граната можно отнести к глубинным мантийным условиям (5000–6000 МПа) кристаллизации алмаза. Переход к породам типа II (см. рис. 17), завершающим развитие ультраосновного магматизма, сопровождается медленной (пегматоидной) кристаллизацией минералов (мегакристов), что относится к алмазу, сингенетичному рассматриваемым разновидностям граната и других минералов, образующих магакристы. Эти гранаты представлены в основном пиропом, но в отличие от перидотитовых типов пиропов они бедны хромом и образуют в порядке возрастания железистости следующий ряд [7, 12, 33]: Ca<sub>0,287</sub>Mg<sub>2,358</sub>Mn<sub>0,016</sub>Fe<sub>0,285</sub>Fe<sub>0,070</sub> · Cr<sub>0,071</sub>Al<sub>1,834</sub>Ti<sub>0,025</sub>Si<sub>3,021</sub>O<sub>12</sub>; Ca<sub>0,290</sub>Mg<sub>2,040</sub>Mn<sub>0,009</sub>Fe<sub>0,651</sub>Fe<sub>0,011</sub>Cr<sub>0,043</sub> · Al<sub>1,946</sub>Ti<sub>0,019</sub>Si<sub>2,986</sub>O<sub>12</sub>; Na<sub>0,019</sub>Ca<sub>0,239</sub>Mg<sub>1,814</sub>Mn<sub>0,017</sub>Fe<sub>0,770</sub>Fe<sub>0,174</sub>Cr<sub>0,002</sub> · Al<sub>1,923</sub>Ti<sub>0,013</sub>Si<sub>2,988</sub>O<sub>12</sub>. Выделение этого типа гранатов в кимберлитовых трубках, как и другой минерализации, свойственной пегматитовому процессу (например, циркона), имеет важное значение для оценки возможностей нахождения в них крупных кристаллов алмаза. В табл. 9 приведены составы граната мегакристов. На диаграмме (рис. 22) наглядно выражено их положение относительно поля составов гранатов алмазоносных пород, отражающее их кристаллизацию в заключительные стадии развития алмазоносного магматизма.

Развитие пегматитов свойственно ультраосновному магматизму, как и другим его типам (основным, щелочным и кислым), и связано с образованием остаточных расплавов и их последующим расщеплением. Пегматиты широко представлены в перидотитовых массивах кольцевого строения. Примером может служить интрузив Бор-Урхя на водоразделе рек Меймеца и Котуй (Сибирская платформа), прорывающий отложения нижнего кембрия (Ю.Р. Васильев, 1984 г.). В краевой части этого интрузива (грушевидной формы в плане, площадью 18,5 км<sup>2</sup>) залегают мелкозернистые плотные порфиновые дуниты, которые к центру сменяются зернистыми хромитоносными дунитами и затем оливинитами, содержащими титаномагнетитовое оруденение. Все эти породы



Р и с. 22. Состав граната мегакристов из трубок Якутии (по данным К.Н. Никишова) и Анголы [44] в сопоставлении с составами граната алмазоносных пород (заштрихованное поле — по рис. 15); цифры на рисунке соответствуют номерам анализов в табл. 9

рассечены дайками пегматитов, особенно в центральной и северо-восточной частях массива, приуроченными к линейной зоне северо-восточного простирания. Пегматиты имеют такситовое сложение и представлены агрегатами очень крупных (10–15 см) кристаллов оливина, флогопита, клинопироксена, клиногумита, титаномагнетита, перовскита, кальцита, циркона и других минералов. В оливине отмечаются многочисленные газовой-жидкие включения. В пегматитах обычны графические сростания силикатов и рудных минералов. Кроме жил, пегматиты образуют шширы и гнезда в оливинитах. В интрузивах пироповых перидотитов, кото-

рые подвергались замещению кимберлитовыми магмами, имелись, по-видимому, аналогичные жилы пегматитов, но содержащие комплекс минералов высокого давления (пироп и др.), в том числе алмаза, образующего сростки с другими минералами и крупными кристаллы. Пересечения пироповых перидотитов жилами гигантокристаллических оливин-ильменит-флогопитовых пегматитов изредка встречаются во включениях этих пород в кимберлитах. А.И. Пономаренко [27] описал резкий контакт между ними, обнаруженный в одном включении: гранатовый перидотит —  $K_{0,11}Na_{0,45}Ca_{2,14}Mg_{12,92}Mn_{0,04}Ni_{0,04}Fe_{0,74}^{2+}Fe_{0,78}^{3+}Cr_{0,37} \cdot Al_{3,09}Ti_{0,09}Si_{13,60}P_{0,04}O_{50}$ ; ильменитовый пегматит —  $K_{0,39}Na_{0,13}Ca_{0,37} \cdot Mg_{12,56}Mn_{0,04}Ni_{0,02}Fe_{3,35}^{2+}Fe_{2,87}^{3+}Cr_{0,17}Al_{1,00}Ti_{6,60}Si_{7,02}P_{0,04}O_{50}$ . С пегматитами связано наличие в кимберлитах мегакристов граната, пироксена, ильменита, флогопита, оливина, циркона и др., среди которых наряду с минералами, бедными хромом (преобладающий тип), встречаются богатые хромом разновидности (хромдиопсиды, хромистые пиропы, хромиты). Они представляют, по-видимому, особый тип пегматитов, связанный с флюидными расплавами, отщеплявшимися на ранних стадиях развития гипербазитового магматизма.

Во многих трубках широко представлены пегматоидные флогопит-ильменитовые и флогопитовые пироксениты, характеризующиеся наличием сложных графических сростков минералов. Для алмаза типичны сростки с ильменитом, хромитом и хромдиопсидом [33]. Ильмениты, образующие сростки с алмазами, отличаются высоким содержанием титана и низкой хромистостью (в мас. %, обр. БМ-30 [33]):  $SiO_2 - 0,02$ ;  $TiO_2 - 55,0$ ;  $Al_2O_3 - 0,20$ ;  $Cr_2O_3 - 0,13$ ;  $Fe_2O_3 - 2,8$ ;  $FeO - 32,1$ ;  $MnO - 0,25$ ;  $MgO - 9,62$ ; сумма — 100,12. Они в какой-то мере близки только к крайним (бедным хромом) ильменитам гипербазитов, состав которых варьирует в широких пределах (в мас. %, обр. А-287, УД-112 [33]):  $SiO_2 - 0,59-0,38$ ;  $TiO_2 - 34,6-51,2$ ;  $Al_2O_3 - 0,42-0,57$ ;  $Cr_2O_3 - 5,67-0,36$ ;  $Fe_2O_3 - 22,1-6,5$ ;  $FeO - 28,0-26,8$ ;  $MnO - 0,00-0,34$ ;  $MgO - 8,23-12,1$ ; сумма — 99,61–98,25. Это указывает на образование алмаз-ильменитовых сростков из остаточных ультраосновных расплавов, бедных хромом и богатых титаном. На диаграмме (см. рис. 8) составы ильменита из сростков с алмазом (см. табл. 4, ан. 9–11) находятся на продолжении тренда изменения состава ильменита алмазоносных перидотитов (намечающегося анализами 5 → 6) и представляют, по-видимому, пегматитовую фацию этих пород. Они сходны с ильменитами пироповых перидотитов по их высокой магнезиальности, но закономерно отличаются от них более низким содержанием хрома, алюминия и трехвалентного железа и более высоким содержанием титана (55–60%  $TiO_2$ ). Эта специфика состава ильменитов и других минералов, образующих мегакристы (см. табл. 9 и др.), может использоваться для оценки кимберлитовых трубок в отношении перспективы нахождения в них крупных кристаллов алмаза. Одной из характерных особенностей состава мегакристов являет-

ся сочетание высокой магнезиальности с низкой хромистостью. Тем не менее встречаются сростки алмазов с сильно хромистыми минералами — хромитом, хромдиопсидом, богатым щелочным юритовым компонентом ( $\text{NaCrSi}_2\text{O}_6$ ), и др. [33].

Гранаты пироксенитов и ультраосновных пегматитов (мегакристы) образуют специфический изоморфный ряд пироп—альмандин с относительно постоянным содержанием кальциевого компонента, что принципиально отличает их от изоморфного ряда пироп (кноррингит)—гроссуляр (спессартин), типичного для гипербазитов (см. рис. 17, I, II).

### Эклогиты и гроспидиты

Гранаты рассмотренных типов алмазоносных пород, представленные пиропами, богатыми хромом (I) или бедными этим элементом (II), отличаются от гранатов эклогитов и гроспидитов (см. рис. 17, III—V), относящихся к другому типу алмазоносных пород [35]. Они также образуют включения (нодули) в кимберлитах и содержатся в них в дезинтегрированном состоянии. Эклогитовые гранаты, находящиеся в парагенезисах с алмазом, образуют серию составов от очень богатых железом (в рутиловых ферроэклогитах) до существенно кальциевых (в корундовых и кианитовых эклогитах и в гроспидитах), но по содержанию магния различаются два ряда, соответствующих относительно магнезиальным и бедным кальцием эклогитам и гранатовым пироксенитам (обычно содержат энстатит) и нормальным эклогитам и их кианитовым и корундовым разновидностям.

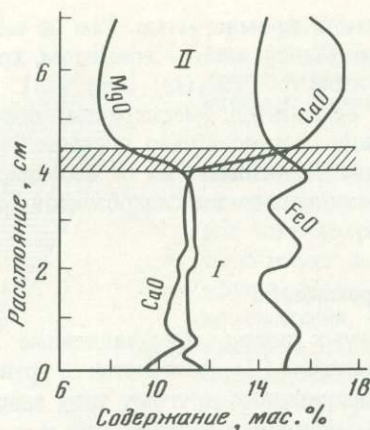
Гранаты алмазоносных энстатитовых эклогитов и пироксенитов образуют следующую последовательность составов, относящихся к типам III и IV (см. рис. 17) [12, 33]:  
 $\text{Na}_{0,019}\text{Ca}_{0,285}\text{Mg}_{1,288}\text{Mn}_{0,032}\text{Fe}_{1,326}^{2+}\text{Fe}_{0,064}^{3+}\text{Cr}_{0,003}\text{Al}_{1,914}\text{Ti}_{0,019}\text{Si}_{3,025}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Na}_{0,012}\text{Ca}_{0,421}\text{Mg}_{1,411}\text{Mn}_{0,022}\text{Fe}_{1,071}^{2+}\text{Fe}_{0,058}^{3+}\text{Cr}_{0,007}\text{Al}_{1,917}\text{Ti}_{0,018}\text{Si}_{3,030}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Ca}_{0,686}\text{Mg}_{1,547}\text{Mn}_{0,018}\text{Fe}_{0,736}^{2+}\text{Fe}_{0,106}^{3+}\text{Al}_{1,845}\text{Ti}_{0,026}\text{Si}_{3,017}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Ca}_{1,071}\text{Mg}_{1,676}\text{Mn}_{0,018}\text{Fe}_{0,198}^{2+}\text{Fe}_{0,091}^{3+}\text{Cr}_{0,470}\text{Al}_{1,413}\text{Ti}_{0,026}\text{Si}_{3,012}\text{O}_{12}$ .

Гранаты из эклогитов, более бедных магнием, отличаются широким диапазоном изменения состава в пределах поля биминеральных корундовых и кианитовых эклогитов и характеризуются следующими формулами [7, 12, 33]:  
 $\text{Ca}_{0,110}\text{Mg}_{0,882}\text{Mn}_{0,026}\text{Fe}_{1,928}^{2+}\text{Fe}_{0,054}^{3+}\text{Cr}_{0,004}\text{Al}_{1,922}\text{Ti}_{0,016}\text{Si}_{3,026}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Na}_{0,027}\text{Ca}_{0,658}\text{Mg}_{1,005}\text{Mn}_{0,032}\text{Fe}_{1,286}^{2+}\text{Fe}_{0,024}^{3+}\text{Cr}_{0,002}\text{Al}_{1,947}\text{Ti}_{0,027}\text{Si}_{2,996}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Na}_{0,028}\text{Ca}_{0,836}\text{Mg}_{1,052}\text{Mn}_{0,018}\text{Fe}_{0,950}^{2+}\text{Fe}_{0,080}^{3+}\text{Cr}_{0,007}\text{Al}_{1,861}\text{Ti}_{0,052}\text{Si}_{3,052}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Na}_{0,025}\text{Ca}_{1,164}\text{Mg}_{1,324}\text{Mn}_{0,009}\text{Fe}_{0,495}^{2+}\text{Fe}_{0,043}^{3+}\text{Cr}_{0,011}\text{Al}_{1,919}\text{Ti}_{0,027}\text{Si}_{2,991}\text{O}_{12}$ ;  
 $\text{Ca}_{1,407}\text{Mg}_{1,332}\text{Mn}_{0,030}\text{Fe}_{0,226}^{2+}\text{Fe}_{0,103}^{3+}\text{Cr}_{0,003}\text{Al}_{1,921}\text{Ti}_{0,010}\text{Si}_{2,972}\text{O}_{12}$ .

Эклогиты с очень железистым гранатом, близким по составу к альмандину, свойственны рутиловым эклогитам, с которыми могут быть связаны месторождения мелких алмазов кубического и октаэдрического габитуса с размером зерен в сотые и десятые доли миллиметра. Признаком высокого давления, при котором они образовались, служит высокое содержание жадеита в пироксене, равновесном с гранатом. Кристаллы последнего нередко имеют зональное строение, как в обр. 3/8 из Кокчетавской глыбы (аналитик В.И. Таскаев, лаборатория ДВГИ СО АН СССР): гранат в центре зерна —  $\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,78}\text{Mg}_{0,71}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,48}\text{Al}_{1,99}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$ ; гранат в краевой части зерна —  $\text{Na}_{0,02}\text{Ca}_{0,82}\text{Mg}_{0,66}\text{Mn}_{0,03}\text{Fe}_{1,51}\text{Al}_{1,98}\text{Si}_{3,00}\text{O}_{12}$ ; клинопироксен —  $\text{Na}_{0,42}\text{Ca}_{0,64}\text{Mg}_{0,55}\text{Fe}_{0,14}\text{Al}_{0,36}\text{Si}_{1,96}\text{O}_6$ .

На диаграмме (см. рис. 14) показано различие перидотитовых и эклогитовых типов граната, ассоциирующих с алмазом, не только по их составу, но и в отношении состава равновесных с ними моноклиновых пироксенов. Выкручивание коннод, связывающих составы этих минералов, с переходом от перидотитов к эклогитам отражает изменение состава клинопироксенов, представленных в перидотитах субкальциевыми хромдиопсидом и диопсидом, а в эклогитах — омфацитом с высоким содержанием жадеита.

Эклогиты в трубках обычно встречаются в подчиненном количестве по сравнению с перидотитами, в расслоенных массивах которых они, по-видимому, образовывали



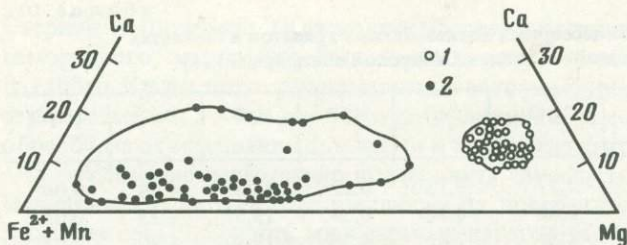
Р и с. 23. Характер изменения состава граната во включении эклогита, расслоенного на собственно эклогитовую — гранат-клинопироксеновую (I) и кyanит-эклогитовую — кyanит-гранат-пироксеновую (II) части (трубка Робертс-Виктор [52])

прослой. Сами эклогиты также неоднородны, причем их биминеральные и кyanитовые разновидности, вероятно, переслаивались друг с другом, как это устанавливается в некоторых эклогитовых включениях (рис. 23). Богатые гроссуляром гранаты рассматриваемых пород образуют особую (гроссуляр-альмандиновую) изоморфную серию (см. рис. 14, V). Во включениях в алмазе они были обнаружены Н.В. Соболевым [36] в россыпях Юго-Восточной Австралии. Эти гранаты аналогичны гроспидитам (гроссуляр-кyanитовым эклогитам), но пироксен, также образующий включения в алмазах, отличается от пироксена гроспидитов более низким содержанием глинозема, что, по мнению Н.В. Соболева [36], исключает возможность вхождения кyanита в материнские породы этих алмазов. Из других минералов для таких гроссуляровых эклогитов (гроспидитов, по Н.В. Соболеву) характерен козсит, образующий включения в алмазе наряду с гроссуляром и пироксеном.

#### ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ АЛМАЗОНОСНОСТИ БАЗИТ-ГИПЕРБАЗИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ

Рассмотренные выше эклогит-перидотитовые комплексы, широко представленные в кимберлитовых трубках, характеризуются глубинной кристаллизацией, которая предшествовала внедрению их в земную кору и определила их ярко выраженную алмазонасность. Этот этап глубинной кристаллизации расплавов в области алмазонасной мантии является специфическим для формации пироповых дунитов и эклогитов, отличающим ее от других базит-гипербазитовых формаций (офиолитовых и платобазальтовых), в которых глубинная (мантийная) кристаллизация магм или вообще не устанавливается или обнаруживается только при тщательном изучении акцессорных минералов пород, входящих в эти формации. Такие минералы, как хромистый пироп и муассанит [38] — характерные спутники алмаза, а также алмаз [9] в последние годы все чаще находят среди акцессорных минералов гипербазитов различных формационных типов.

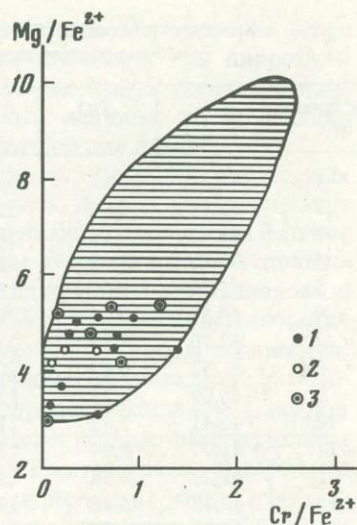
Первые сообщения о наличии алмазов в гипербазитах офиолитовой формации связаны с исследованиями М.Ф. Шестопалова в Восточном Саяне (1938 г.), А.С. Павленко, Р.Г. Геворкяна, А.Т. Асланяна и др. в Армении (1974), Ф.В. Каминского и В.И. Ваганова в Платиноносном поясе Урала (1976) и Н.А. Шило, Ф.В. Каминского, С.А. Паланджяна и др. на Северо-Востоке СССР (1978). Эти факты суммированы в обзоре Д.С. Штейнберга и М.В. Лагутиной [38]. В работе Н.А. Шило и др. (1978 г.) впервые приведены точные данные о параметрах решетки алмазов, извлеченных путем сплавления со щелочами и растворения в кислотах из типичных альпийнотипных ультрабазитов (гарцбургитов и лерцолитов) Корякского нагорья на Северо-Востоке СССР. Алмаз представлен двумя обломками бесцветных монокристаллов размером в десятые доли миллиметра



Р и с. 24. Два типа первичных (магматических) гранатов в базальтах и габбро-долеритах трапсов Сибирской платформы и в плейстоценовых лавах Камчатки [23]

1 — пиропы с переменным содержанием хрома (см. табл. 10); 2 — пироп-альмандиновые гранаты

Р и с. 25. Хромсодержащие пиропы из пород трапсовой формации Сибирской платформы (1 — габбро-долериты, 2 — базальты) и Западной Камчатки (3 — базальты) [24] в сопоставлении с составами граната алмазоносных перидотитов (заштрихованное поле соответствует рис. 15); составы минералов приведены в табл. 10



(0,4 × 0,2 и 0,2 × 0,1 мм) с параметром решетки 3,554 и 3,560 Å и люминесценцией при облучении ультрафиолетовыми лучами в желто-зеленых тонах, не характерных для большинства алмазов из кимберлитов.

Алмаз в гипербазитах офиолитовых формаций является акцессорным минералом, но может концентрироваться при эрозии гипербазитовых тел и перетолжении материала и служить одним из источников мелких алмазов в россыях [39]. Помимо акцессорного алмаза, в интрузивных гипербазитах отмечается и другая мантийная минерализация [38], представленная когенитом в сростаниях с самородным железом и сульфидами (Иджимский массив Западного Саяна) и муассанитом (Кытлымский, Нижне-Тагильский, Кемпирсайский массивы и пикриты р. Большая Мойва на Урале, гипербазиты Кольского полуострова и Восточного Саяна).

Массивы альбинотипных алмазоносных ультрамафитов в 1980—1982 гг. установлены в Тибете. Алмазы содержатся в двух массивах на юге и на севере провинции Хизанг [69] в гарцбургитах и хромитовых рудах. Алмазы в них представлены небольшими зернами (размером от 0,1—0,2 до 0,5 мм) октаэдрической и додекаэдрической или кубо-октаэдрической формы. Они бесцветны или окрашены в желтовато-, серовато- или темно-зеленые цвета. Среди акцессорных минералов ультрамафитов и алмазоносных хромитовых руд отмечаются хромит, муассанит, гранат, рутил, корунд и циркон, а также графит.

Важным достижением последних лет является обнаруженное широкое распространение гранатов среди акцессорных минералов базальтов и габбро-долеритов трапсовых формаций [23, 24]. Эти гранаты представлены пиропами и пироп-альмандиновыми разновидностями (рис. 24), а форма их выделения свидетельствует о кристаллизации из магмы. Эти данные имеют большое значение для понимания природы базит-гипербазитового магматизма. Наличие в базальтах и габбро-долеритах акцессорного пироба, богатого хромом (табл. 10) и относящегося к гипербазитовому типу алмазоносных пород (рис. 25), проливает свет на зарождение базитового магматизма, связанного, как предполагалось ранее [15], с полным плавлением мантийного вещества, в результате которого возникали первичные ультраосновные магмы. Плавление мантийного вещества происходило под воздействием сильно восстановленных глубинных флюидов углеродистого характера (богатых CH<sub>4</sub>, CO и др.), которые понижали температуру плавления пород и препятствовали разложению мантийного алмаза, по-видимому, частично перешедшего в образующиеся первичные ультраосновные магмы в виде взвеси очень мелких кристаллов (в ассоциации с муассанитом, самородным железом, когенитом и некоторыми другими мантийными минералами). В этих первичных магмах и кристал-

Химический состав (в вес.%) аксессуарных магниезильных гранатов в базальтах и габбро-долеритах грапповой формации Сибирской платформы [24]

№ анализа	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O
1	42,44	0,96	20,59	0,77	9,15	0,22	21,23	4,58	0,06
2	42,64	0,05	22,62	1,26	8,18	0,34	19,96	4,93	0,02
3	43,02	0,28	18,26	4,39	7,82	0,38	19,92	5,90	0,03
4	41,66	0,98	21,21	0,45	11,31	0,31	19,15	4,80	0,13
5	41,59	0,07	19,86	5,56	7,02	0,31	20,95	4,59	0,05
6	40,57	0,11	18,72	6,82	8,03	0,45	19,06	6,21	0,03
7	42,70	0,15	22,08	1,01	7,29	0,27	21,31	5,18	0,01
8	41,52	0,67	20,29	4,05	7,77	0,32	20,92	4,35	0,11
9	40,09	0,23	17,84	8,32	6,73	0,38	19,78	6,58	0,05
10	41,41	1,03	21,38	0,28	10,19	0,31	20,83	4,51	0,06
11	41,77	0,04	17,70	5,95	7,81	0,49	21,41	4,79	0,04
12	41,23	0,38	13,78	11,30	7,47	0,45	18,75	6,54	0,10
13	42,18	0,46	19,70	2,69	7,78	0,33	21,65	5,17	0,04
14	42,00	0,50	21,95	0,56	10,68	0,26	19,66	4,36	0,03
15	43,54	0,20	17,18	4,91	7,57	0,40	20,89	5,26	0,05
16	40,18	1,13	17,64	6,16	8,15	0,30	20,19	6,16	0,09
17	41,20	1,10	20,78	0,54	11,11	0,35	19,94	4,89	0,09
18	40,03	0,81	20,99	2,88	7,95	0,32	22,13	4,84	0,05
19	42,33	0,14	18,28	7,38	7,16	0,37	21,08	3,23	0,03

Гранаты базальтов: 1–3 – Ыгыаттинская впадина (1 – оранжевый, 2 – оранжево-красный, 3 – фиолетово-красный), 4–6 – Ключевской вулкан (4 – оранжевый, 5,6 – фиолетово-красный), 7–9 – Плоский Толбачик (7 – розовый, 8, 9 – фиолетово-красный). Гранаты габбро-долеритов: 10–12 – Усть-Ханнинский интрузив (10 – оранжево-красный, 11 – фиолетовый, 12 – бледно-фиолетовый), 13 – Биллэ-Эхский интрузив (фиолетовый), 14–16 – Амовский интрузив (14 – оранжево-красный, 15, 16 – фиолетово-красный), 17–19 – Черногорский интрузив (17 – оранжевый, 18 – оранжево-красный, 19 – фиолетовый). Анализы (в мас. %) пересчитаны на безводное вещество.

лизовался ранний пироп, начиная с богатых хромом фиолетовых типов и далее при последовательном снижении содержания в нем хрома изменяя окраску на оранжевую, что типично для перидотитовых расплавов, кристаллизующихся на больших глубинах в мантии. При последующем базит-гипербазитовом расщеплении первичных ультраосновных магм, воспроизводимом экспериментально [19], кристаллы пироба захватывались как гипербазитовыми, так и базитовыми расплавами. После этого в базитовой магме начиналась кристаллизация гранатов пироп-альмандинового ряда (см. рис. 24), соответствующих по составу гранатам эклогитов и характерных для базитовых расплавов, кристаллизующихся в глубинных мантийных условиях. Этот процесс не приводил к образованию эклогитовых магм (богатых кристаллами граната и омфацита) вследствие внедрения расплавов в верхние части земной коры и излияния на поверхность.

Таким образом, существование двух типов граната (см. рис. 24), устанавливаемых в базальтах и долеритах (гипербазитовый и базитовый), хорошо согласуется с представлениями о происхождении основных магм в результате полного плавления мантийного ультраосновного субстрата и последующего базит-гипербазитового расщепления первичной магмы. Образование граната связано с кристаллизацией первичной и затем расщепленной магм, происшедшей, судя по составу гранатов, в глубинных зонах мантии, где гранаты могли сопровождаться другими минералами высокого давления, в том числе алмазом. Наиболее перспективными на алмазы, по-видимому, являются базиты сильно восстановленного характера, содержащие самородное железо и когенит. Эти породы, согласно обзору [38], встречены в следующих районах. Когенит впервые обнаружен в теллурическом железе из базальтов Овифака, Диско и Ниаkoriака (Гренландия), а также Бюлля около Касселя (ФРГ). В габбро-долеритах р. Курейки на горах

Озерной и Цирковой (Красноярский край) когенит развивается по периферии зерен самородного железа или отделен от последнего ободком ильменита или пирротина. В габбро Кусинского титаномагнетитового месторождения на Урале когенит в виде зерен размером  $2 \times 0,3$  мм образует сростания с самородным железом; эта ассоциация обособлена от ассоциации ильменита и титаномагнетита, обычной для данных пород.

В заключение необходимо подчеркнуть сложность вопросов генезиса алмазоносных магматических пород, обусловленную их полифациальностью. В этих породах прослеживается совмещенность минеральных парагенезисов, отвечающих различным фациям глубинности (мантийным и коровым) и неодинаковым геохимическим условиям кристаллизации, особенно в отношении окислительно-восстановительной обстановки. Минеральные включения в алмазах по низкой степени окисления элементов отличаются даже от тех минералов перидотитов и эклогитов, в которых эти алмазы содержатся. Восстановительная обстановка, характерная для глубокой кристаллизации алмазоносных перидотитовых магм, обусловлена водно-углеводородным составом флюидов (см. табл. 1), стимулировавших развитие магматизма этого типа, и буферующим влиянием мантийного вещества, содержащего, по аналогии с метеоритами, самородное железо и углерод. Особенно восстановительные условия свойственны началу кристаллизации алмаза, в центральных зонах кристаллов которого содержатся самородное железо, вюстит и богатый никелем троилит (минералы, свойственные окружающей мантии), однако по мере роста кристаллов алмаза восстановительный режим несколько редуцируется, и для их краевых частей характерны сульфиды более окислительного характера, в том числе калиевые — джерфшерит [3]. Среди минеральных включений в алмазе встречен даже магнетит [58]. Изменение в процессе кристаллизации обстановки на более окислительную фиксируется обычно повышением роли тяжелого изотопа углерода от центра кристаллов алмаза к его краям. Это соответствует сдвигу реакции образования алмаза, обозначенному стрелкой:  $1,5 \text{CH}_4 + (\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2) = 3,5 \text{C}$  (алмаз) +  $3 \text{H}_2\text{O}$ . Изменение изотопного состава алмаза в ходе подобного сдвига реакции его образования объясняется тем, что  $\text{CO}_2$  богаче тяжелым изотопом углерода по сравнению с  $\text{CO}$ . Однако эта закономерность изменения изотопного состава углерода хотя и преобладает, но не является универсальной. Встречаются и обратные соотношения изотопов углерода по зонам роста кристаллов алмаза, что обусловлено его вторичной перекристаллизацией и колебаниями температуры, давления и влиянием других углеродных компонентов флюидов (сложных углеводородов, металлоорганических соединений,  $\text{CN}$  и др.), принимающих участие в реакциях кристаллизации алмаза. Зональное строение кристаллов алмаза проявляется также в окраске этого минерала (обычно бесцветного во внутренних и желтоватого в наружных зонах), а также в изменении вида и состава минералов во включениях по зонам роста. Распределение минеральных включений по зонам роста кристаллов алмаза отражает эффект кристаллизационной дифференциации алмазоносных магм: к внутренним частям тяготеют минералы, богатые магнием и хромом (оливин, хромит, хромистый пироп и хромшпинелиды), а к краям — содержащие титан и калий минералы (ильменит, рутил, магнетит, джерфшерит и фтористый биотит). Зональность кристаллов свойственна также всем другим минералам алмазоносных пород, причем она неизменно сопровождается возрастанием степени окисленности элементов при переходе от внутренних частей кристаллов к внешним. Многие зональные кристаллы алмазоносных пород завершали формирование, вероятно, уже в более окислительной коровой обстановке, возникающей вследствие снижения давления, что способствовало селективной миграции более подвижных восстановленных флюидных компонентов ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CH}_4$ ) и повышению окислительного состояния магм (увеличению в них отношений  $\text{H}_2\text{O}/\text{H}_2$  и  $\text{CO}_2/\text{CO}$ ). В отличие от перидотитового кимберлитовый магматизм развивался в относительно окислительной (углекислородной) обстановке и характеризовался полной окисленностью углерода, входящего при кристаллизации кимберлитов в состав карбонатов. Такие минералы, как алмаз, графит и муассанит, содержащиеся в кимберлитах, являются неустойчивыми реликтовыми минералами перидотитов и эклогитов, захваченными кимберлитовой магмой в ходе

замещения этих пород. Кристаллизация их из кимберлитовой магмы полностью исключается.

Генетические соотношения между генерирующим алмазы перидотитовым и эклогитовым магматизмом и более поздним (наложенным на его производные) кимберлитовым магматизмом во многом остаются еще неясными, главным образом вследствие возрастного разрыва, который устанавливается между их проявлениями. В результате проведенного исследования выявлена очень высокая устойчивость алмаза и многих его минералов-спутников при различных внедрениях и превращениях горных пород. После кристаллизации в глубинах мантии в области термодинамической стабильности алмаз затем остается в метастабильном состоянии при внедрении алмазоносных магм в земную кору, где происходит окончательная консолидация его материнских пород (пироповых перидотитов и эклогитов). Алмаз сохраняется также при магматическом замещении этих пород кимберлитовыми и лампроитовыми магмами и в процессе их последующих перемещений в пределах платформенных структур. Удивительная устойчивость алмаза прослеживается в метаморфических комплексах, где мелкие алмазы рутиловых эклогитов сохраняются при гранитизации и мигматизации, а также в ходе метасоматических и метаморфических преобразований, наследуясь разнообразными метаморфическими производными.

Опыт изучения алмазоносных пород должен использоваться в деле экспериментального выращивания кристаллов алмаза из ультраосновных и основных силикатных расплавов при параметрах его термодинамической устойчивости. При этом давление газовых смесей ( $\text{CH}_4 + \text{CO}$  и  $\text{CH}_4 + \text{CO}_2$ ) должно быть достаточно высоким для того, чтобы алмаз выделялся из этих расплавов в виде фенокристаллов до образования в них силикатов и окислов.

В заключение остановимся на некоторых общих проблемах природного алмазообразования, связанного, как отмечалось, с самыми различными формациями горных пород. На глубинах порядка 150 км под континентами и около 200 км под океанами графит, содержащийся в виде примеси в ультраосновных мантийных породах, становится неустойчивым и вытесняется алмазом. Однако эти представления остаются полностью гипотетическими, так как невероятны геологические процессы, с которыми можно было бы связать поступление образцов мантийных пород с таких больших глубин. По-видимому, могут быть оправданы некоторые аналогии этих первично-алмазоносных мантийных пород с ультраосновными метеоритами, такими, как уреилиты, в которых алмаз ассоциирует с самородным железом и троилитом и кристаллизуется вместе с ними в составе самой поздней ассоциации минералов. Однако происхождение метеоритов связывается с распадом планет меньшего размера, чем Земля, так что в состав алмазоносных мантийных пород входят, вероятно, минералы более высокого давления. Кроме того, метеориты испытывают при падении ударный метаморфизм, которым обусловлена грануляция зерен многих минералов, в том числе и алмаза, обнаруживающего такие признаки деформационных структур, как анизотропия зерен и замещение их лонсдейлитом. Это придает алмазам метеоритов сходство с очень мелкими импактными алмазами из астроблем, возникающих в результате падения крупных метеоритов.

Образование алмазов связывается с магматическими очагами в алмазоносной мантии под континентами, формирующимися путем практически полного плавления мантийного вещества в результате воздействия на него глубинных сильно восстановленных флюидов ( $\text{H}_2$ ,  $\text{CH}_4$ ,  $\text{CO}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{O}$ ). Первым этапом эволюции образующихся первичных магм явилось их базит-гипербазитовое расщепление, в результате которого возникли две главные магматические системы алмазообразования — основная (пироксенит-эклогитовая) и ультраосновная (перидотитовая). Обе они обнаруживают признаки такого сильного насыщения газовыми компонентами, что алмаз в них кристаллизовался в составе самого первого (ликвидусного) поколения минералов (интрателлурических фенокристаллов), образование которого в глубинах мантии предшествовало внедрению алмазоносных магм на более высоких мантийные уровни и в земную кору.

Обобщение данных по минералам (гранатам, пироксенам, хромшпинелям, ильменитам и др.), входящим в ассоциацию с алмазом, позволяет установить основные этапы эволюции пироксенит-эклогитовой и перидотитовой систем алмазообразования, в результате которой закономерно изменяются минеральные спутники алмаза и его изотопный состав. Тяжелый изотоп углерода имеет более высокое химическое сродство к кислороду, чем легкий, и в газах он преимущественно концентрируется в  $\text{CO}_2$  (по сравнению с  $\text{CO}$  и  $\text{CH}_4$ ). Поэтому в более окислительной обстановке минералообразования происходит, как отмечалось выше, изотопное утяжеление углерода, входящего в состав алмаза в результате реакций типа  $1,5 \text{ CH}_4 + (\text{CO} \rightarrow \text{CO}_2) = 3,5 \text{ C (алмаз)} + 3 \text{ H}_2\text{O}$ . В ходе кристаллизационного развития основных магм последовательно возрастают отношения  $\text{Mg}/\text{Ca}$  в гранате, входящем в состав алмазоносных пород, в ряду: пироповые пироксениты и магнезиальные эклогиты—эклогиты—гроссуляровые эклогиты (гроспиты и гроспидиты). Этот ряд характеризуется также усилением в породах роли калия и повышением степени окисления элементов с соответствующим изотопным утяжелением состава алмаза, причем, судя по материалам Э.М. Галимова [5], в очень широком диапазоне  $\delta^{13}\text{C}$ : от  $-34,4$  до  $+2,4$ ‰.

Алмазы перидотитового типа отличаются более умеренными вариациями изотопного состава углерода (от  $-1,0$  до  $-8,1$ ‰), что отвечает более стабильному окислительно-восстановительному режиму формирования материнских пород (перидотитов). Изменения изотопных характеристик алмаза по мере эволюции гипербазитового магматизма характеризуются большей сложностью. Вначале, с переходом от дунитов к гарцбургитам и лерцолитам, прослеживается нормальное изотопное утяжеление алмаза, которое коррелирует с повышением отношения  $\text{Mg}/\text{Ca}$  и степени окисления элементов в составе гранатов этого ряда пород. Однако на лерцолитовой стадии возможно усложнение этой зависимости, связанное с кристаллизацией клинопироксена и ильменита, обогащенного ферритовым компонентом. Отделение этих минералов приводит к обеднению остаточных расплавов кальцием и понижению в них степени окисления элементов с соответствующим изотопным облегчением углерода, входящего в состав алмаза. Выше уже подчеркивался экстремальный характер зональности граната алмазоносных перидотитов, в зернах которого возрастание относительного содержания кальция сменяется к концу кристаллизации его понижением (см. рис. 17). Соответственно различаются зерна граната с прямой (накопление кальция к краям) и обратной зональностью. Им отвечают кристаллы алмаза, в которых по направлению к краям утяжеляется изотопный состав углерода (нормальный преобладающий тип прямой зональности) и зерна, в которых по направлению к краям незначительно повышается содержание легкого изотопа углерода (обратная зональность).

Вариации изотопного состава углерода алмазов связаны также с вторичными изменениями, которые выражаются в перекристаллизации монокристаллов в мелко- и тонкозернистые агрегаты с образованием таких разновидностей алмазов, как карбонадо, баллас и др. Эта перекристаллизация происходит в более окислительной обстановке (по сравнению с условиями роста алмазов) и сопровождается частичной миграцией углерода с относительно высокой долей тяжелого изотопа углерода (в форме  $\text{CO}_2$ ), так что по мере развития этого процесса остающийся мелкозернистый агрегат алмаза во все большей мере обогащается легким изотопом углерода ( $\delta^{13}\text{C}$  бразильских карбонадо равно  $-28$ ‰). При этом алмаз может частично переходить в графит. Так, в карбонадо, найденном С.А. Щекоей в Приморье (цит. по [9, с. 30]): "в свежих сколах видно, что зерна образуют пористый агрегат мелких кристалликов алмаза. Поры включают мелкие (0,4—0,8 мм) дипирамиды желтого анатаза или заполнены глинистым минералом. Вокруг пор иногда концентрируется тонкораспыленный графит". В карбонадо из россыши Якутии Ю.Л. Орловым и Ф.В. Каминским [9] обнаружен лонсдейлит, что свидетельствует об интенсивной деформации, которой сопровождался процесс перекристаллизации алмаза. Вообще "не только по структурно-текстурным особенностям, но и по дефектам кристаллической решетки кристаллы алмаза, слагающие карбонадо, существенно отличаются от монокристаллов алмаза" [9, с. 37]. Явления раство-

рения алмазов (с переходом их в  $\text{CO}_2$ ), метастабильного образования тонкокристаллических агрегатов (с облегченным изотопным составом углерода) и частичного превращения в графит происходят при замещении алмазоносных перидотитов и эклогитов кимберлитовыми, лампроитовыми и щелочно-базальтовыми магмами, которые в той или иной мере наследуют алмазоносность замещаемых пород, а также в ходе метаморфических преобразований интрузивных алмазоносных залежей в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах (при тектонических деформациях, диафторезе, гранитизации и др.). В кимберлитах перекристаллизация алмазов выражена сравнительно слабо, и типичные карбонадо в них не отмечаются. Однако минимальные значения  $\delta^{13}\text{C}$ , например, в трубке Мир ( $-34,2$ ,  $-34,3$ ,  $-34,4\%$ ) отвечают случаям, когда алмаз представлял собой поликристаллические сростки, состоящие из мелких кристаллов октаэдрической формы с включениями графита, пироба, хромдиоксида. В трубке Удачная была обнаружена алмазная жеода, сложенная поликристаллической массой, имевшей изотопный состав  $-22,2\%$  [5, с. 1093]. Возможно, вторичное происхождение имеют и некоторые оболочки алмазных кристаллов, сложенные изотопно облегченным углеродом, образование которых связано с растворяющим воздействием кимберлитовой магмы и переходом части алмазного вещества в углекислотную форму. С переходом от кимберлитового к лампроитовому и щелочно-базальтовому магматизму растворяющее воздействие расплавов на алмазы, захваченные ими в ходе замещения алмазоносных перидотитов, должно возрастать, что обусловлено повышением температуры этого процесса. В щелочных базальтах (лейцитовых и нефелиновых) алмаз и его характерные минеральные спутники (в том числе муассанит) сохраняются только в виде незначительных реликтов, представляя собой, по существу, уже акцессорную минерализацию этих пород. Характерно при этом, что алмазы, найденные в калиевых щелочных базальтах и базальтоидах, "представлены поликристаллическими агрегатами небольшого размера" [9, с. 83]. "Для алмазов этого типа характерны включения графита от единичных до значительных скоплений. Алмазы могут быть корродированы в различной степени, вплоть до образования губчатых форм" [9, с. 98].

Более благоприятными для образования алмазных агрегатов типа карбонадо представляются низко- и среднетемпературные метаморфические преобразования алмазоносных пород (эклогитов и перидотитов), слагающих силлы в осадочных и вулканогенно-осадочных толщах и подвергающихся совместно с ними складчатости и другим деформациям, диафторезу, метасоматозу, гранитизации и мигматизации. При этом метаморфические комплексы наследуют алмазоносность эклогитовых и перидотитовых пород, но уже в существенно преобразованном виде, фактически представляя собой метаморфические алмазоносные формации, подобные графитовым алмазоносным сланцам Либерии [47]. Такие комплексы в большей мере свойственны докембрийским эклогитовым формациям, с которыми связываются алмазные россыпи (например, в Бразилии, Венесуэле и Восточной Австралии). Эти россыпи характеризуются существенным содержанием карбонадо и вообще мелких алмазов метаморфического происхождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Афанасьев Г.Д. Магматические формации и общие проблемы геологической петрологии. М.: Наука, 1981. 514 с.
2. Ботт М. Внутреннее строение Земли. М.: Мир, 1974. 373 с.
3. Буланова Г.П., Шестакова О.Е., Лескова Н.В. Джерфишперит в сульфидных включениях из алмаза. — Докл. АН СССР, 1980, 255, № 2, с. 430–433.
4. Варшавский А.В., Буланова Г.П., Лескова Н.В., Никишова Л.В. Центральные включения — индикаторы условий зарождения природных алмазов. — В кн.: 27-й Междунар. геол. конгр., 1984, т. 5, секция 10–11, с. 193–194.
5. Галимов Э.М. Вариации изотопного состава алмазов и связь их с условиями алмазообразования. — Геохимия, 1984, № 8, с. 1091–1118.
6. Гаранин В.К., Кудрявцева Г.П., Харьков А.Д. Ксенолиты катаклазированных хромшпинелид-

- гранатовых ультрабазитов из кимберлитовой трубки Удачная. — Геология и разведка, 1985, № 5.
7. Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
  8. Егоров Л.С. Глубинные разломы и закономерности размещения интрузивных тел в Маймеча-Котуйской провинции щелочных ультраосновных пород. — В кн.: Глубинные разломы. М.: Недра, 1964, с. 168–178.
  9. Каминский Ф.В. Алмазонасность некимберлитовых изверженных пород. М.: Недра, 1984, 173 с.
  10. Коржинский Д.С. Кислотно-основное взаимодействие компонентов в расплавах. — В кн.: Исследование природного и технического минералообразования. М.: Наука, 1966, с. 5–9.
  11. Корнилова В.П., Никишов К.Н., Ковальский В.В., Зольников Г.В. Атлас текстур и структур кимберлитовых пород. М.: Наука, 1983. 158 с.
  12. Лазько Е.Е. Минералы — спутники алмаза и генезис кимберлитовых пород. М.: Недра, 1979. 192 с.
  13. Лазько Е.Е., Серенко В.П., Муравицкая Г.Н. Катаклазированный перидотит с гранатом изменяющегося состава из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). — Докл. АН СССР, 1983, 268, № 6, с. 1458–1462.
  14. Лунев Б.С., Тюрин В.М., Осовецкий Б.М. Об обнаружении мелких алмазов и муассанита в Вишерском алмазонасном районе. — Учен. зап. Перм. ун-та, 1967, вып. 1, № 170, с. 151–154.
  15. Маракушев А.А. Петрогенезис и рудообразование (геохимические аспекты), М.: Наука, 1979. 262 с.
  16. Маракушев А.А. Проблема генезиса расслоенных интрузивов. — В кн.: Контактные процессы и орудование в габбро-перидотитовых интрузивах. М.: Наука, 1979, с. 5–29.
  17. Маракушев А.А. О генезисе хромитовых руд и вмещающих их гипербазитов. — Геология руд месторождений, 1980, № 1, с. 3–23.
  18. Маракушев А.А. Вулканическая природа алмазонасных пород кимберлитовых трубок. — Геология и геофизика, 1982, № 8, с. 15–27.
  19. Маракушев А.А., Безмен Н.И. Эволюция метеоритного вещества, планет и магматических серий. М.: Наука, 1983. 185 с.
  20. Маракушев А.А., Безмен Н.И., Мальков Б.А. Зональность кристаллов в алмазонасных горных породах. — Минерал. журн., 1981, 3, № 3, с. 37–44.
  21. Никишов К.Н. Петролого-минералогическая модель кимберлитового процесса: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Якутск: Ин-т геол. ЯФ СО АН СССР, 1981. 41 с.
  22. Ньютон Р.С. Использование методов термодинамики в геотермометрии перидотитов. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 103–117.
  23. Округин А.В., Махотко В.Ф. Протокристаллы гранатов в базитах Сибирской платформы. — В кн.: Минералогия и геохимия кимберлитовых и траповых пород. Якутск: Ин-т геол. ЯФ СО АН СССР, 1979, с. 87–99.
  24. Олейников Б.В., Округин А.В., Махотко В.Ф. Базитовый источник хромистых пиропов. — Докл. АН СССР, 1979, 246, № 2, с. 439–442.
  25. Орлова М.П. Щелочные магматические формации территории СССР и их минерагеническая специализация: Автореф. дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Л.: ВСЕГЕИ, 1983. 35 с.
  26. Перчук Л.Л., Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, № 4, с. 3–25.
  27. Пономаренко А.И. О включении глубинной породы флогопит-оливин-пикроильменитового состава из кимберлитов Якутии и ее взаимоотношение с пироповым перидотитом. — Докл. АН СССР, 1971, 200, № 6, с. 1429–1432.
  28. Пономаренко А.И. Первая находка гранат-ильменитового перидотита с алмазами из кимберлитовой трубки Мир. — Докл. АН СССР, 1977, 235, № 4, с. 914–917.
  29. Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Гранаты различного состава в образце катаклазированного лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная. — В кн.: XI съезд Междунар. минерал. ассоц. Новосибирск: Наука, 1978, т. 2, с. 78–88.
  30. Похиленко Н.П., Соболев Н.В., Соболев В.С., Лаврентьев Ю.Г. Ксенолит алмазонасного ильменит-пиропового лерцолита из кимберлитовой трубки Удачная (Якутия). — Докл. АН СССР, 1976, 231, № 2, с. 438–441.
  31. Серенко В.П., Никишов К.Н., Лазько Н.Е. Зональные гранаты в порфиробластовых лерцолитах из кимберлитовой трубки Мир. — Докл. АН СССР, 1982, 267, № 2, с. 438–442.
  32. Слудкевич В.В. Расслоенные плутоны — возможный источник алмазонасных мантийных ксенолитов. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1980, с. 94–95.
  33. Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 263 с.
  34. Соболев Н.В. Минеральные парагенезисы природных алмазов. — В кн.: Научные методы прогнозирования, поисков и оценки месторождений алмазов, М.: ВИЭМС, 1980, с. 33–35.
  35. Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Усова Л.В. Эклогитовый парагенезис алмазов кимберлитовой труб-

- ки Мир. — В кн.: Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. Новосибирск: Наука, 1983, с. 4–16.
36. *Соболев Н.В., Ефимова Э.С., Лаврентьев Ю.Г., Соболев В.С.* Преобладающая известково-силикатная ассоциация кристаллических включений в алмазах из россыпей юго-восточной Австралии. — Докл. АН СССР, 1984, 274, № 1, с. 172–178.
  37. *Харькив А.Д., Афанасьев В.П.* Гранаты кимберлитовой трубки Мало-Ботуобинского района и их генетические особенности. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 1, с. 98–108.
  38. *Штейнберг Д.С., Лагутина М.В.* Углерод в ультрабазитах и базитах. М.: Наука, 1984. 110 с.
  39. *Юрк Ю.Ю., Кашкаров И.Ф., Полканов Ю.А.* и др. Алмазы песчаных отложений Украины. Киев: Наук. думка, 1973. 167 с.
  40. *Atkinson W.J., Hughes F.E., Smith C.B.* A review of the kimberlitic rocks of Western Australia. — Terra Cognita, 1982, 2, N 3, p. 204.
  41. *Basu A.R., MacGregor J.D.* Chromite spinels from ultramafic xenoliths. — Geochim. et cosmochim. acta, 1975, 39, p. 937–945.
  42. *Berkley J.L., Brown G., Keil K.* The Kenna ureilite: An ultramafic rocks with evidence for igneous, metamorphic and shock origin. — Geochim. et cosmochim. acta, 1976, 40, N 12, p. 1429–1437.
  43. *Boyd F.R., Danchin R.V.* Discrete nodules from the Artur de Paiva kimberlite, Angola. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1974, 73, p. 278–282.
  44. *Boyd F.R., Nixon P.H.* Structure of the upper mantle beneath Lesotho. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, 72, p. 431–445.
  45. *Fiala J.* Pyrope of some garnet peridotites of the Czech-massif. — Krystallinikum, 1965, 3 s. 55–74.
  46. *Frey F.A., Green G.H.* The mineralogy, geochemistry and origin of lherzolite inclusions in Victorian basanites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1974, 38, p. 1023–1059.
  47. *Haggerty S.T., Toft P.B., Tompkins L.A.* Diamonds in graphitic schists. — Trans. Amer. Geophys. Union, 1981, 62, N 17, p. 416.
  48. *Jaques A.L., Gregory G.P., Lewis J.D., Ferguson J.* The ultrapotassic rocks of the west Kimberley region, Western Australia and a new class of diamondiferous kimberlite. — Terra Cognita, 1982, 2, N 3, p. 251–252.
  49. *Kopesky L., Sattran V.* Zur Genese des Pyrop im böhmischen Mittelgebirge. — Vestn. Inst. Geol., 1962, 36, p. 269–283.
  50. *Kornprobst J.* Le massif ultrabasique des Beni Bouchera (Rif Interne, Maroc): Etude des peridotites de haute temperature et de haute pression, et des pyroxenolites, a grenat ou sans grenat, qui leur sont associees. — Contribs Miner. and Petrol., 1969, 23, N 4, p. 283–322.
  51. *Kralova M.* Pyrope in granat-pyroxen-peridotiten des Böhmischen Mittelgebirges. — Abh. Acad. Wiss. USSR. Ser. Geol., 1965, 10, S. 102–107.
  52. *Lappin M.A., Dawson J.B.* Two Roberts Victor cumulate eclogites and their re-equilibration. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9, p. 351–365.
  53. *Lock N.P., Dawson J.B.* Carnet-olivine reaction in the upper mantle: Evidence from peridotite xenolith in the Letseng-la-Terae kimberlites, Lesotho. — Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci., 1980, 71, N 1, p. 47–53.
  54. *Lovering J.F.* Pressures and temperatures within a typical parent meteorite body. — Geochim. et cosmochim. acta, 1957, 12, N 3, p. 253–261.
  55. *MacDonaki G.J.F.* Geophysical deductions from observation of heat flow. — In: Terrestrial heat flow. Wash., 1965, p. 191–210. (Geophys. Monogr.; N 8).
  56. *Melton C.E., Giardini A.A.* The composition and significance of gas released from natural diamonds from Africa and Brazil. — Amer. Miner., 1974, 59, N 7/8, p. 775–782.
  57. *Meyer H.O.A., Boyd F.R.* Composition and origin of crystalline inclusions in natural diamonds. — Geochim. et cosmochim. acta, 1972, 36, N 11, p. 1255–1274.
  58. *Meyer H.O.A., Tsai H.M.* The nature and significance of mineral inclusions in natural diamonds: A review. — Miner. Sci. and Eng., 1976, 8, N 4, p. 242–261.
  59. *Meyer H.O.A., Tsai H.M., Gurney J.J.* A unique enstatite megacryst with coexisting Cr-poor and Cr-rich garnet, Weltevreden Floors, South Africa. — In: Proc. of second Intern. kimberlite conf., Wash., 1979, vol. 2, p. 279–291.
  60. *Moniot R.R.* Noble-gas-rich separates from ordinary chondrites. — Geochim. et cosmochim. acta, 1980, 44, p. 253–271.
  61. *Nixon P.H., Thirlwall M.F., Buckley F.* Kimberlite-lamproite consanguinity. — Terra Cognita, 1982, 2, N 3, p. 252–253.
  62. *Prinz M.D.V., Manson P.F., Hlava P.F., Keil K.* Inclusions in diamonds: Garnet lherzolite and eclogite assemblages. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9, p. 797–815.
  63. *Ringwood A.E.* The Novo Urei meteorite. — Geochim. et cosmochim. acta, 1960, 20, p. 1–4.
  64. *Rodgers K.A.* A comparison of the geology of the Papuan and New Caledonian ultramafic belts. — J. Geol., 1975, 83, N 1, p. 47–61.
  65. *Rost F., Grigel W.* Sur Geochemie und Genese Granat-führender Ultramafitite des mitteleuropäischen Grundgebirges. — Chem. Erde, 1969, 28, N 1/2, S. 91–177.
  66. *Shervais J.W., Wilshire H.G., Schwarzman E.C.* Garnet clinopyroxenite xenolith from Dish Hill, California. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1973, 19, p. 120–130.

67. Varne R. On the origin of spinel lherzolite inclusions in basaltic rocks from Tasmania and Elsewhere. — J. Petrol., 1977, 18, N 1, p. 1–23.
68. Wyatt B. Manganian ilmenite from the Premier kimberlite. — In: Kimberlite symposium-II — Cambridge, 1979, p. 86–90.
69. Yan Binggang, Liang Rixuan, Yang Fengying, Fang Qingsong. Some problems of diamond and diamond-bearing ultramafic rocks in Xizang (Tibet). — In: 27th Intern. geol. Congr. 1984, abstr. vol. 5, sect. 10/11, p. 204–205.

УДК 552.002.2 + 552.11 : 552.321.6

Ю.А.ЛИТВИН

## ЭКЛОГИТОВЫЙ ТЕРМАЛЬНЫЙ БАРЬЕР И ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ АЛМАЗОНОСНЫХ ПОРОД

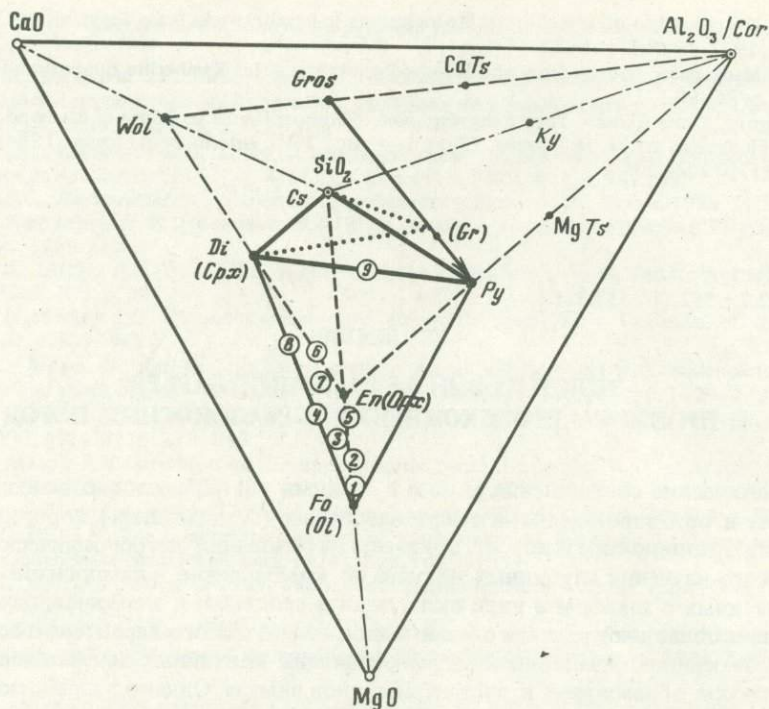
Парагенетические соотношения алмаза с сериями ультрабазитовых мантийных пород с оливином и ортопироксеном, а также базитовых (эклогитовых) пород, в том числе содержащих ортопироксен и коэзит, доказаны на основании петрографического и минералогического изучения глубинных нодулей из кимберлитов и лампроитов, минералов, ассоциированных с алмазом в виде включений и сростков, и алмазоносных пород. Эти исследования позволяют сделать общий вывод генетического характера о сопряженности процессов кристаллизационной дифференциации мантийных магматических расплавов и процессов образования и роста кристаллов алмаза. Однако разработка петрогенетической теории образования алмазоносных пород требует выявления и анализа физико-химических факторов, контролирующих как генерацию и эволюцию магматических расплавов, так и кристаллизацию минералов и минеральных ассоциаций, определяющих состав и тип этих пород.

Ключевое значение для решения этой проблемы имеют прежде всего фазовые соотношения при плавлении в системе оливин—клинопироксен—гранат—коэзит (составы минералов в которой наиболее близко соответствуют составам реальных минералов), особенно структура ликвидусной поверхности системы и характер фазовых соотношений минералов и расплавов в области субликвидуса. Таким образом, основной задачей петрологии алмазоносных пород является объяснение природы реально наблюдаемых минеральных ассоциаций на основе анализа факторов физико-химического контроля процессов плавления и кристаллизации, реализуемых в указанной фундаментальной для процессов мантийного магматизма системе в области 40–80 кбар и 1200–1600°С. Фазовые соотношения при плавлении в системе оливин—клинопироксен—гранат—коэзит при высоких давлениях могут быть определены только экспериментально.

Целью настоящей работы является обсуждение физико-химической возможности эволюции магматических расплавов с образованием единой серии алмазоносных пород от оливинсодержащих перидотитов до коэзитсодержащих эклогитов с использованием имеющихся и полученных впервые экспериментальных данных.

### АЛМАЗОНОСНЫЕ ПОРОДЫ: ПАРАГЕНЕЗИСЫ, ХИМИЗМ МИНЕРАЛОВ, ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

Аналитические данные, характеризующие петрографические особенности алмазоносных пород и химический состав слагающих их минералов, получены при исследовании нодулей таких пород, сростков алмаза с другими минералами и кристаллических вclusions в алмазах из кимберлитовых и лампроитовых месторождений СССР, Африки, Австралии, Индии, Южной и Северной Америки. На схематической диаграмме системы CaO—MgO—Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—SiO<sub>2</sub> (рис. 1) представлены соотношения главных минеральных фаз и типов алмазоносных пород [2]. Диаграмма также иллюстрирует фундаментальное



Р и с. 1. Взаимоотношения фаз и типов пород в системе  $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  в условиях гранат-перидотитовой фации верхней мантии

1 – дунит; 2 – гарцбургит; 3 – лерцолит; 4 – верлит; 5 – оливинный ортопироксенит; 6 – вебстерит; 7 – оливинный вебстерит; 8 – оливинный клинопироксенит; 9 – эклогит

значение этой системы, особенно производной системы  $\text{Ol}-\text{Cpx}-\text{Gr}-\text{Cs}^1$ , для теории петрогенезиса как алмазонасных, так и других пород гранат-перидотитовой фации верхней мантии. Плоскостью  $\text{Opx}-\text{Cpx}-\text{Gr}$  эта система делится на два объема:  $\text{Ol}^1 - \text{Opx}-\text{Cpx}-\text{Gr}$ , к которому принадлежат оливинсодержащие ультрабазитовые породы, ненасыщенные кремнеземом, и  $\text{Opx}-\text{Cpx}-\text{Gr}-\text{Cs}$ , к которому относятся базитовые породы, насыщенные кремнеземом, в том числе козситсодержащие. С плоскостью  $\text{Opx}-\text{Cpx}-\text{Gr}$  сопряжен эклогитовый термальный барьер [23, 25], накладывающий запрет на возможность эволюционного перехода от ультрабазитовых расплавов, насыщенного оливинном, к базитовым расплавам, насыщенным козситом.

В реальной ситуации мы имеем дело с системой  $\text{Na}_2\text{O}-\text{FeO}-\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$  (по преобладающим компонентам в составе минералов алмазонасных пород), при этом  $\text{FeO}$  входит во все содержащие магний минералы, а  $\text{Na}_2\text{O}$  концентрируется главным образом в клинопироксенах. Поэтому схематическая диаграмма  $\text{Ol}-\text{Cpx}-\text{Gr}-\text{Cs}$  сохраняет свое значение и в случае присутствия  $\text{Fe}$ - и  $\text{Na}$ -компонентов. Фигуративная точка граната лежит на линии  $\text{Py}-\text{Gros}$  и может менять свое положение в зависимости от соотношения  $\text{Py}/\text{Gros}$  в составе  $\text{Gr}$ . Соединительная линия  $\text{Gr}-\text{Ol}$  не показана.

<sup>1</sup> Приняты следующие условные обозначения минералов: *Akm* – акмит, *Alm* – альмандин, *Wol* – волластонит, *Hed* – геденбергит, *Gr* – гранат, *Gros* – гроссуляр, *Di* – диопсид, *Jd* – жадеит, *Prt* – ильменит, *Qz* – кварц, *Ky* – кианит, *Cpx* – клинопироксен, *Cor* – корунд, *Cs* – козсит, *CaTs* – Ca-молекула Чермака, *MgTs* – Mg-молекула Чермака, *Ol* – оливин, *Opx* – ортопироксен, *Py* – пироп, *Fa* – фаялит, *Fs* – ферросилит, *Fo* – форстерит, *Chr* – хромит, *Sp* – шпинель, *En* – энстатит.

## Перидотиты

Нодули алмазоносных перидотитов редки и обычно серпентинизированы. Ортопироксены и клинопироксены в них не устанавливаются, и эти нодулы относятся к дунит-гарцбургитовому парагенезису [8]. Состав гранатов определяется содержаниями (в мас.%):  $Al_2O_3 + Cr_2O_3$  — порядка 25,4–26,6 (при повышенном  $Cr_2O_3$  — 4,91–14,1);  $FeO$  — 6,63–7,28;  $MgO$  — 18,8–22,1;  $CaO$  — 1,93–6,24.

Во включениях в алмазе, однако, минералы перидотитов преобладают, и на этой основе выделяются дунит-гарцбургитовый ( $Gr + Ol \pm Opx + Chr$ ), лерцолитовый ( $Gr + Ol + Opx + Cpx \pm Chr \pm Ilm$ ) и верлитовый ( $Gr + Cpx + Di \pm Chr$ ) парагенезисы [8].

**Дунит-гарцбургитовый парагенезис.** Гранаты во включениях по составу аналогичны наблюдаемым в нодулах: бедны  $CaO$  с существенной примесью хромистого кноррингитового компонента (до 46 мол.%), а их железистость ( $FeO/(FeO + MgO)$ ) невысока и колеблется в пределах 9,5 — 18% (4,64–8,12 мас.%  $FeO$ ). Железистость ортопироксенов низкая (6,1 — 6,5%, 4,22 — 4,48 мас.%  $FeO$ ), в них практически отсутствует  $Na_2O$ . Оливины в наибольшей мере обогащены  $MgO$  (железистость 5,5 — 8,5%, 5,52 — 8,34 мас.%  $FeO$ ).

**Лерцолитовый парагенезис.** Гранаты имеют средние содержания  $CaO$  3,81 — 5,0 мас.% при обычно низком содержании хрома (3,6–4,6 мас.%). Характерна пониженная железистость всех минералов: гранатов — 13,1 — 13,4% (6,02 — 6,21 мас.%  $FeO$ ), клинопироксенов — 5,0–6,7% (1,56–2,05 мас.%  $FeO$ ), ортопироксенов — 6,2–6,5% (4,22–4,43 мас.%  $FeO$ ), оливинов — 6,5–7,3% (6,30–7,01 мас.%  $FeO$ ). В клинопироксенах содержится 2,12–2,44 мас.%  $Na_2O$ .

**Верлитовый парагенезис.** Высокохромистые (7,82–15,6 мас.%  $Cr_2O_3$ ) гранаты богаты  $CaO$  (до 13,3–13,5 мас.%). Все минералы характеризуются низкой железистостью: гранаты — 10,1–14,6% (4,64–6,31 мас.%  $FeO$ ), клинопироксены — 4,0–4,4% (1,11–1,36 мас.%  $FeO$ ), оливины — 6,0–6,1% (6,0–6,15 мас.%  $FeO$ ). Содержание  $Na_2O$  в клинопироксенах невысокое (1,31–1,40 мас.%).

## Эклогиты

Главные породообразующие минералы нодул алмазоносных эклогитов — пироп-альмандиновые гранаты с переменным содержанием кальция и содержащие жадеитовый компонент клинопироксены. Установлены биминеральные, кианит-, корунд- и козсит-содержащие разновидности [8, 26]. Повышенная железистость гранатов (55–63, иногда до 69%, 13,9–22,7 мас.%  $FeO$ ) сопровождается высоким содержанием  $Na_2O$  (4,5–9,0 мас.%) в клинопироксенах биминеральных эклогитов и еще более высоким его количеством (до 70% жадеитового компонента) в клинопироксенах кианитовых и корундовых эклогитов.

В гранатах — включениях в алмазе железистость изменяется в пределах 39–69% при колебаниях кальциевого компонента от 3,7 до 37,3%, кроме того, в них присутствует небольшая примесь  $Na_2O$  (0,10–0,22 мас.%). Клинопироксены содержат 3,93–6,89 мас.%  $Na_2O$  и характеризуются резко повышенной железистостью (21,2–28,1%). Во включениях в алмазах установлен козсит.

## Соотношения алмазоносных перидотитов и эклогитов

Исследования глубинных нодул и включений в алмазах показывают, что состав алмазоносных пород изменяется от дунит-гарцбургитов до корундовых и козситовых эклогитов, причем ультрабазитовые породы преобладают. В отношении химизма (общая железистость пород по отношению к содержаниям  $MgO$ ,  $Al_2O_3$  и  $CaO$ ) показано [8], что резкая граница между ультрабазитовыми и базитовыми составами отсутствует. Хотя типичные лерцолиты четко отличаются от эклогитов, устанавливается область переходных пород, главным образом вебстеритов. Пироповые вебстериты (энстатитовые эклогиты) представляют собой как бы связующее звено между перидотитовыми

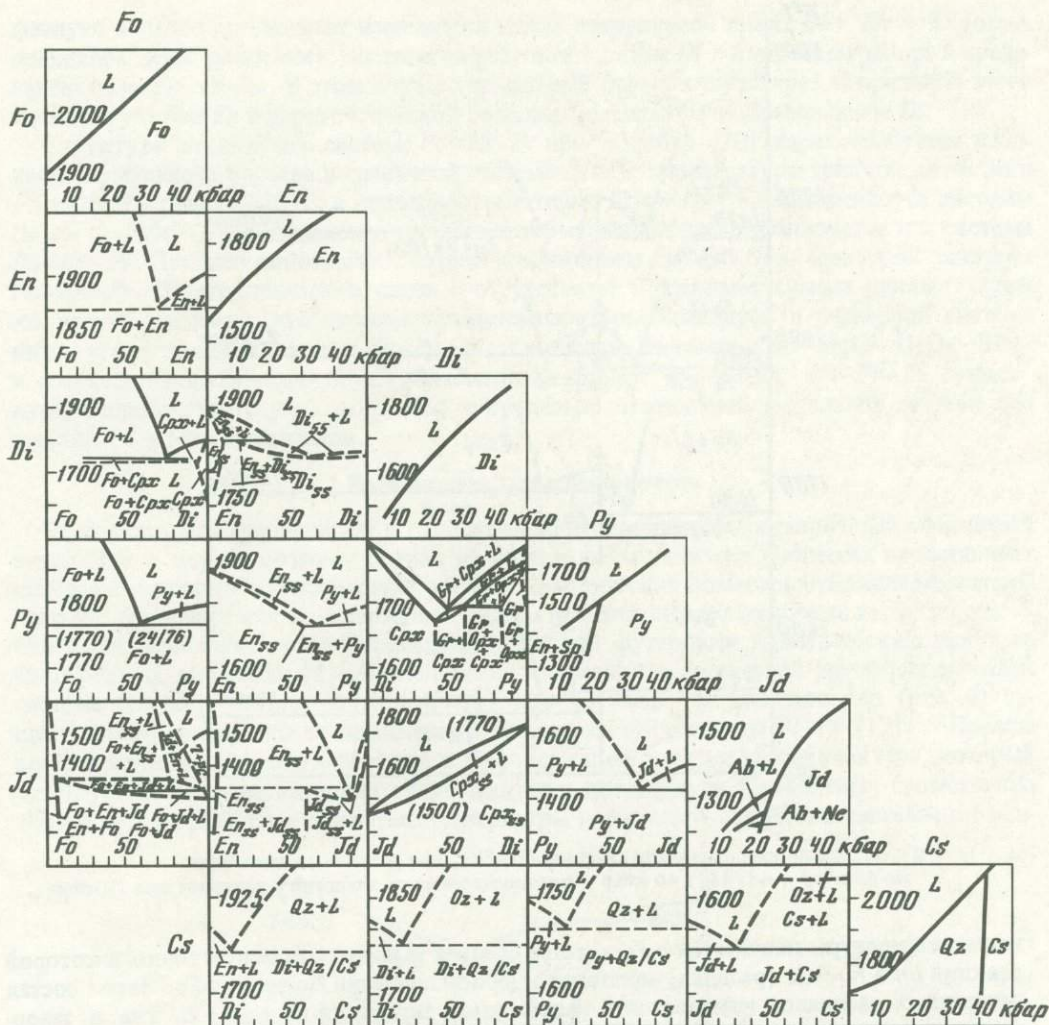
и эклогитовыми составами [8]. В нодулях сложного состава пироксениты сосуществуют с лерцолитами. Известны расслоенные нодули, состоящие из дунита, верлита, гранатового верлита и гранатового вебстерита, рассматриваемые как результат фракционной кристаллизации [16]. Вместе с тем отмечено образование непрерывной серии эклогитовых пород от энстатитсодержащих разностей и пироксенитов с пиротитовым гранатом до кианитовых и корундовых эклогитов и гроспидитов [8]. Гранаты вебстеритов как по железистости, так и по содержанию хрома представляют собой переходный тип от ультрабазитовых пород к базитовым.

Следовательно, аналитические данные свидетельствуют о существовании единой серии алмазоносных пород от дунит-гарцбургитов до козситовых гроспидитов. Однако физико-химическая возможность реализации такой непрерывной серии пород может быть обеспечена только при условии "преодоления" ультрабазитовыми расплавами в процессе фракционной кристаллизации эклогитового термального барьера с образованием остаточных расплавов, пересыщенных кремнеземом.

### ЭКЛОГИТОВЫЙ ТЕРМАЛЬНЫЙ БАРЬЕР

Таким образом, в теории петрогенезиса пород гранат-перидотитовой фазии верхней мантии проблема эклогитового термального барьера приобретает ключевое значение при определении физико-химических факторов, контролирующих кристаллизационную дифференциацию магматических расплавов и образование глубинных пород, в том числе алмазоносных. Эклогитовый, или гранат-пироксеновый, барьер стабилизируется при давлениях более 27 кбар [23–25]. Фигуративная точка состава первичного мантийного гранатового перидотита, представляющего собой ассоциацию  $Ol(Mg_2SiO_4, Fe_2SiO_4) + Opx(MgSiO_3, FeSiO_3) + Cpx(CaMgSi_2O_6, CaFeSi_2O_6, NaAlSi_2O_6, MgSiO_3, FeSiO_3, MgAl_2SiO_6 \text{ и др.}) + Gr(Mg_3Al_2Si_3O_{12}, Ca_3Al_2Si_3O_{12}, Fe_3Al_2Si_3O_{12})$ , лежит в объеме  $Ol-Opx-Cpx-Gr$ , расположенном на оливиновой стороне эклогитового барьера. Образующиеся при частичном плавлении гранат-перидотитовой мантии первичные магматические расплавы характеризуются достаточно высоким содержанием оливиновых и ортопироксеновых компонентов и являются насыщенными по отношению к ним. В рестите  $Ol$  и  $Opx$  присутствуют при более высоких (на  $400^\circ C$ ) температурах, чем температуры начала плавления гранатового перидотита [21]. При относительно более высоком содержании в первичной мантии граната, чем клинопироксена, ортопироксен образуется за счет реакции между ними, что определяет фазовый состав субсолидусных и субликвидусных ассоциаций. Это проявляется в системе  $Di-Py$  [17, 22], в железосодержащей системе  $Cpx(Di_{80}Hed_{20})-Gr(Py_{80}Alm_{20})$  [6], а также, как будет показано ниже, в системе  $(Di, Hed)_{60}Jd_{18}(En, Fs)_{22}-Py_{73,4}Gros_{10,0}Alm_{16,6}$ , моделирующей составы реальных минералов гранатовых лерцолитов по содержаниям главных породообразующих компонентов (наименее истощенных базальтовыми компонентами).

Это не единственный случай сложного взаимодействия между породообразующими компонентами мантии. На рис. 2 представлена сводка фазовых соотношений при плавлении в бинарных системах с участием  $Fo, En, Di, Py, Jd$  и  $Cs$  при высоких давлениях (безжелезистые системы). Если взаимодействие  $Fo$  с  $En, Di$  и  $Py$  относится к эвтектическому типу, то система  $Fo-Jd$  является псевдобинарной, на ликвидусе и в субликвидусе присутствует  $En$ .  $En$  с  $Di$  взаимодействуют перитектически с образованием в то же время твердых растворов  $Cpx$  в широком диапазоне составов. Аналогичная картина наблюдается и в системе  $En-Jd$ . Учитывая, что жадеитовый и диопсидовый компоненты неограниченно смешиваются в клинопироксеновой фазе, указанная аналогия систем  $En-Di$  и  $En-Jd$  имеет важное петрогенетическое значение. Наконец, система  $Py-Jd$  является простой эвтектической системой без твердых растворов. Fe-компоненты играют существенную роль в магматических процессах, однако некоторые экспериментальные данные по системам с их участием получены только в последнее время и будут рассмотрены ниже.

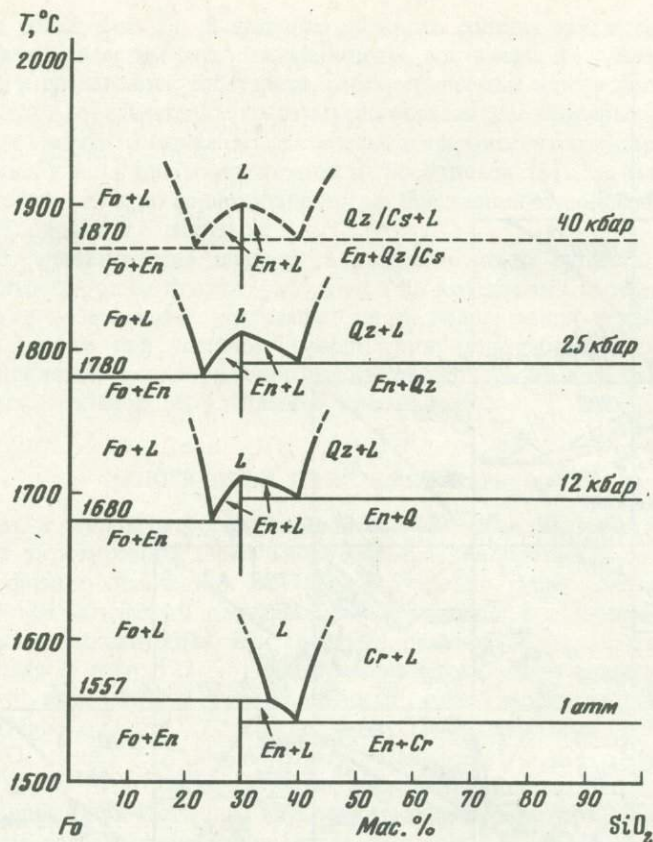


Р и с. 2. Сводная  $T-X$  диаграмма ( $T$  — в  $^{\circ}\text{C}$ , состав — в мас.%) фазовых соотношений при плавлении между  $Fo$ ,  $En$ ,  $Di$ ,  $Py$ ,  $Jd$  и  $Cs$  (40 кбар), а также кривых плавления  $Fo$  [19],  $En$  [14],  $Di$  [27],  $Py$  [12],  $Jd$  [10],  $Qz$  [1] и  $Cs$  (экстраполяция)

Системы:  $Fo-En$  — предполагаемая по аналогии с данными для 25 кбар [15];  $Fo-Di$  — [17];  $En-Di$  — предполагаемая по аналогии с данными для 30 кбар [18];  $Fo-Py$  — [17];  $En-Py$  — предполагаемая по аналогии с данными для 30 кбар [13];  $Di-Py$  — [17];  $Fo-Jd$ ,  $En-Jd$ ,  $Py-Jd$  — [3];  $Di-Jd$  — [9];  $En-Cs$  — предполагаемая для 25 кбар [15];  $Di-Cs$ ,  $Py-Cs$  — предположительно;  $Jd-Cs$  — по прогнозу [10]

Применительно к алмазонасным породам необходимо установить, существуют ли факторы физико-химического контроля (структура субликвидуса) в реальных системах, способные обеспечить непрерывный ряд магматической дифференциации от оливин-до козситсодержащих пород.

Базовым элементом системы  $Ol-Cpx-Gr-Cs$  является граничная система  $Fo-Cs$ . Это пример предельно истощенной легкоплавкими петрогенными компонентами системы. С ее помощью наглядно иллюстрируются возможности и механизм эволюции от ультрабазитовых расплавов к базитовым. До 1,3 кбар система  $Fo-Qz$  характеризуется наличием перитектической точки на ликвидусе вследствие инконгруэнтного плавления энстатита (рис. 3). Кристаллизация насыщенных в отношении  $Fo$  расплавов с пониже-



Р и с. 3. Диаграмма плавкости системы  $Fo-SiO_2$  при различных давлениях  
 До 25 кбар — по [15]; 40 кбар — предполагаемая по аналогии с данными для 25 кбар

нием температуры начинается с  $Fo$  и далее следует к перитектической точке, в которой реакция  $En = Fo + L$  (расплав) приводит к кристаллизации  $En$  вместо  $Fo$ . Затем состав остаточных расплавов изменяется в направлении эвтектики  $En + Qz + L$ , где и завершается кристаллизация системы с образованием кварцсодержащей ассоциации. В рассмотренном случае термальный барьер отсутствует.

При 1,3 кбар инконгруэнтное плавление  $En$  сменяется конгруэнтным (сингулярная точка), что радикально преобразует систему  $Fo-Qz$ . Кристаллизация насыщенных  $Fo$  расплавов завершается в эвтектике  $Fo + En + L$ . Существование температурного максимума на ликвидусе, отвечающего  $En$ , препятствует непрерывной эволюции составов кристаллизующихся расплавов к расплавам, насыщенным  $Qz$  ( $Cs$ ). В этом случае имеет место энстатитовый термальный барьер, накладывающий запрет на обсуждаемое изменение составов расплавов. Ключевая роль в этом принадлежит ортопироксеновой фазе — энстатиту.

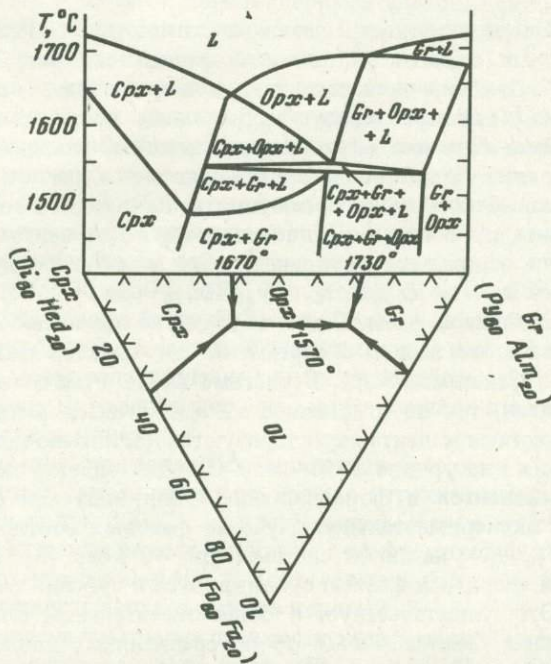
Сохраняет ли  $En$  такую же роль в системах более сложного состава, возникают ли при этом новые особенности систем, играющие роль термальных барьеров? Плавление в системе  $Fo-(En)-Di-Cs$  при 40 кбар не изучено. Однако обратим внимание на участие  $En$  в перитектической реакции  $En + L = Crx$  в системе  $En-Di$ , тогда как другие крайние системы ( $Fo-Di$  и  $Fo-En$ ) относятся к эвтектическому типу. Вероятно, в тройной системе  $Fo-En-Di$  структура ликвидусной поверхности отвечает приподнятой развилке (приподняты ветви  $Fo + En + L$  и  $Fo + Di + L$ ). Состав расплава, насыщенного  $Fo$ , кристаллизация которого начинается в поле  $Fo$ , достигает четырехфазной инвариантной ассоциации  $Fo + Di + En + L$ , которая превращается в трех-

фазную, и далее продолжает изменяться вдоль пограничной линии  $Di + En + L$  (опускающаяся ветвь развилки), достигая в результате линии  $Di + En$  и затем входя в пределы системы  $En - Di - Cs$ . В этом случае термальный барьер отсутствует, и причиной этого является участие  $En$  в перитектической реакции с расплавом с образованием  $Di$ .

Структура ликвидуса в системе  $Fo - Di - Py$  при 40 кбар [20] характеризуется наличием термального барьера в граничной системе  $Di - Py$ : температура тройной эвтектики  $Fo + Di + Py$  равна  $1670^\circ\text{C}$ , а неинвариантной точки  $Cpx + Gr + L$  на ликвидусе системы  $Di - Py$  —  $1690^\circ\text{C}$ . По-видимому, подобный термальный барьер реализуется и в системе  $Fo - En - Py$ . Прогноз ликвидусной структуры системы  $En - Py - Di$  и четверной системы  $Fo - En - Py - Di$  затрудняется в связи с отсутствием экспериментальных данных. Однако весьма вероятно, что минимальные температуры ликвидуса в четверной системе ниже, чем в тройной системе  $En - Py - Di$ , т.е. что в системах  $CaO - MgO - Al_2O_3 - SiO_2$  и соответственно  $Ol - Cpx - Gr - Cs$  эвтектический барьер в сечении  $En - Py - Di$  существует. Однако этот случай относится к предельно истощенной модельной системе без участия Fe- и Na-компонентов.

### Роль железистых компонентов

Fe-компоненты принадлежат к относительно легкоплавкой составляющей мантийных минералов и пород, поэтому оценка их роли в магматических процессах представляет интерес с петрогенетической точки зрения. Методическая возможность экспериментального исследования железосодержащих систем при плавлении в условиях высоких давлений была обеспечена применением вольфрамовой футеровки герметических ампул из благородных металлов [4]. Исследование плавления в модельной железосодержащей системе  $Cpx (Di_{80}Hed_{20}) - Gr (Py_{80}Alm_{20})$  при 40 кбар [6] выявило ряд (рис. 4) существенных ее отличий от аналогичной безжелезистой системы  $Di - Py$  [17]. Прежде всего в качестве ликвидусной фазы в Fe-содержащей системе установлен  $Orx$ , который участвует также в ассоциациях субликвидуса и субсолидуса. Кроме того, существенно (более чем на  $200^\circ\text{C}$ ) снижаются температуры первичного плавления системы с Fe-со-



Р и с. 4. Диаграмма структуры ликвидусной поверхности при 40 кбар железосодержащей системы  $Ol (Fo_{80}Fa_{20}) - Cpx (Di_{80}Hed_{20}) - Gr (Py_{80}Alm_{20})$  и граничная система  $Di_{80}Hed_{20} - Py_{80}Alm_{20}$

держажими минералами. Положение котектики  $Cpx-Opx-L$  обеспечивает кристаллизацию двухфазовой ассоциации  $Cpx + Gr$ . Выделено поле четырехфазовой ассоциации  $Cpx + Gr + Opx + L$ . Присутствие  $Opx$  в качестве ликвидусной фазы свидетельствует о том, что ликвидус системы  $Di_{80}Hed_{20}-Py_{80}Alm_{20}$  является термальным барьером для ультрабазитовых расплавов, образующихся в системе  $Fo_{80}Fa_{20}-Di_{80}Hed_{20}-Py_{80}Alm_{20}$  [3]. Эта система также изучена экспериментально при 40 кбар.

На рис. 4 представлена полученная диаграмма поверхности ликвидуса тройной железосодержащей системы  $Ol(Fo_{80}Fa_{20})-Cpx(Di_{80}Hed_{20})-Gr(Py_{80}Alm_{20})$ . В структуре ликвидуса присутствует обширное поле  $Opx$ , которого нет в аналогичной безжелезистой системе  $Fo-Di-Py$  [20], т.е. термальный барьер обусловлен стабилизацией в присутствии Fe-содержащих компонентов ликвидусного  $Opx$ .

Таким образом, полученные данные позволяют оценить роль Fe-компонентов при плавлении в системе  $Ol-Opx-Cpx-Gr$ . Эта роль существенна как в формировании субликвидусной структуры системы (и, следовательно, для физико-химического контроля процессов мантийного магматизма), так и в значительном понижении температуры первичного плавления по сравнению с аналогичными безжелезистыми системами. Следует отметить, что Fe-компоненты главных минералов мантии, образующие твердые растворы с соответствующими Mg-компонентами в широком интервале составов, судя по всему не изменяют конгруэнтный характер плавления минералов и прежде всего  $Ol$  и  $Opx$ . В условиях общего понижения температуры первичного плавления железосодержащих систем и распределения железистых компонентов в равновесиях минерал-расплав в пользу расплавов это как бы стабилизирует  $Ol$  и  $Opx$  в качестве ликвидусных или субликвидусных фаз, что, разумеется, является важным фактором формирования субликвидусной структуры системы.

В отношении обсуждаемой проблемы происхождения серии алмазоносных пород следует, очевидно, сделать вывод, что железистые компоненты выступают в качестве фактора, стабилизирующего эклогитовый термальный барьер.

#### Роль жадеитового компонента

Жадеитовый компонент находится в различных отношениях с главными породообразующими компонентами гранат-перидотитовой фации (см. рис. 2). Если в системе  $Jd-Py$  существует простая бинарная эвтектика и твердые фазы не образуют твердых растворов, то система  $Jd-Di$  характеризуется наличием непрерывного ряда твердых растворов. В системе  $Jd-En$  имеет место перитектическая реакция  $En_{ss} + L = Jd_{ss}$ , а в системе  $Jd-Fo$  наряду с  $Fo$  и  $Jd$  на ликвидусе появляется  $En$ .

Поскольку жадеитовый компонент преимущественно входит в состав клинопироксенов, интересно сравнить его поведение с диопсидовым компонентом. В системе  $Di-Py$  фазовые соотношения осложнены появлением  $Opx$  в субликвидусе и субсолидусе, а в железосодержащей системе  $Di_{80}Hed_{20}-Py_{80}Alm_{20}$  (см. рис. 4)  $Opx$  присутствует также в качестве ликвидусной фазы. Таким образом, по отношению к  $Py$  диопсид ведет себя химически активнее, чем жадеит. В системе  $Di-En$  характер фазовых соотношений аналогичен таковому в системе  $Jd-En$ . В системе  $Di-Fo$  отмечаются эвтектические отношения компонентов, т.е. по отношению к  $Fo$  химически активнее  $Jd$ , чем  $Di$ . В целом системы с участием жадеита характеризуются достаточно низкими температурами солидусных границ (на уровне 1350–1450°C). Для оценки вкладов жадеитового и диопсидового компонентов в формирование субликвидусной структуры системы  $Jd-Di-Py$  проведено экспериментальное изучение фазовых соотношений при плавлении в сечении  $Di_{50}Jd_{50}-Py$  указанной системы при 40 кбар [3]. Оказалось, что как ликвидусными, так и твердыми фазами субликвидуса и субсолидуса являются исключительно  $Cpx$  и  $Gr$ . Это свидетельствует о более значительном влиянии жадеитового компонента на плавление в системе  $Jd-Di-Py$  по сравнению с диопсидовым. Отметим, что состав  $Di_{50}Jd_{50}$  близко моделирует составы глубинных омфацитов. Таким образом, анализ простейших по составу систем главных породообразующих компонентов

и жадеита показывает, что роль Na-компонентов в процессах мантийного магматизма может быть значительной не только в снижении температуры начала магматической деятельности, но и в формировании субликвидусной структуры системы  $Ol-Cpx-Gr-Cs$ . Интересно, что жадеитовый компонент ведет себя в физико-химическом смысле противоположно железистым компонентам, прежде всего по отношению к  $Fo$  и  $En$ . Стабилизирующей роли Fe-компонентов противопоставляется активная роль Na-компонента, выражающаяся в его реакционных отношениях как с  $Fo$ , так и с  $En$ . Это позволяет говорить о возможности своего рода физико-химической конкуренции Fe- и Na-компонентов в процессах мантийного магматизма и образования пород гранат-перидотитовой фации, в том числе алмазоносных. Формирование субликвидусной структуры реальной системы  $Ol-Cpx-Gr-Cs$ , по-видимому, осуществляется в условиях указанной конкуренции, при этом преимущественное влияние того или иного компонента определяется соотношениями их концентраций и химической активности.

Можно полагать, что Na-компоненты в реальных мантийных системах выступают в качестве фактора, разрушающего эклогитовый термальный барьер. В этом плане знаменательно возрастание концентрации Na-компонентов с увеличением общей кислотности пород от оливинсодержащих ультрабазитов до коэзитсодержащих эклогитов [5, 8].

#### ПЛАВЛЕНИЕ В СИСТЕМАХ РЕАЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ МАНТИИ

Наибольший интерес для теории мантийного петрогенезиса представляют экспериментальные исследования плавления систем, компонентный состав которых моделируют составы реальных минералов мантии в отношении главных породообразующих компонентов —  $Na_2O$ ,  $FeO$ ,  $CaO$ ,  $MgO$ ,  $Al_2O_3$ ,  $SiO_2$ . Возможность проведения таких исследований обеспечена разработкой методов синтеза кристаллических минеральных фаз, содержащих одновременно все указанные компоненты [7].

Представляет интерес сопоставить особенности фазовых соотношений при плавлении в системе  $Cpx-Gr$ , состоящей из реальных минералов мантийных перидотитов, с одной стороны, и эклогитов — с другой. Для экспериментального исследования выбраны представительные минералы перидотитовой ассоциации и биминеральных эклогитов, составы которых были преобразованы в модельные (см. таблицу).

Подобные эксперименты проводились с использованием природных минералов, отобранных из нодулей гранатового лерцолита и эклогита [25], однако полученные результаты вызвали критические замечания как в отношении выбора составов исследуемых минералов (занижено содержание  $Na_2O$  в клинопироксене эклогита), так и по существу сделанных выводов (более высокая температура начала плавления эклогитов по сравнению с гранатовыми лерцолитами) [8]. Кроме того, указанные эксперименты небезупречны и в методическом отношении: они проводились в открытых платиновых ампулах с выдержками 30 (1500–1575°C) и 60 мин (1400–1450°C). За 30 мин железо-содержащие расплавы теряют более 60%, а за 60 мин — около 75%  $FeO$  [4]. Такие высокие потери  $FeO$  приводят к искаженным (завышенным) данным о температурах границ плавления. Тем не менее сопоставление результатов работы [25] с полученными в настоящем исследовании небезынтересно, поэтому в таблице приведены использованные в обеих работах составы минералов.

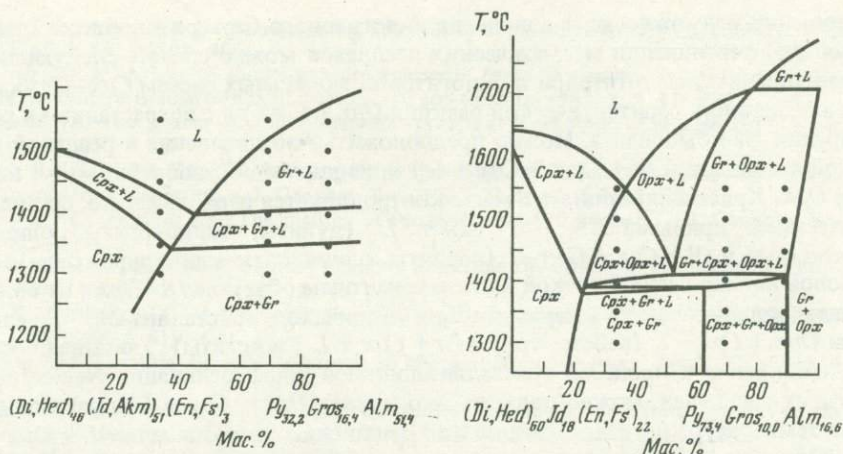
Синтез исходных для экспериментов минералов проходил в несколько этапов [7]: приготовление гелевых смесей заданного состава с трехвалентным железом; обработка гелей в токе водорода при 700°C с восстановлением железа до двухвалентного; синтез кристаллических фаз в платиновых ампулах с вольфрамовой футеровкой при высоком давлении и температуре 1200–1400°C (образование при этом буферной пары W/WO обеспечивало устойчивость двухвалентного железа).

На рис. 5 представлена диаграмма плавкости эклогитовой системы  $Cpx (Ca_{0,45}Mg_{0,45} \cdot Fe_{0,19}Na_{0,51}Al_{0,39}Si_2O_6) - Gr (Mg_{0,97}Ca_{0,49}Fe_{1,54}Al_2Si_3O_{12})$ . Топологически эта диаграмма аналогична диаграмме системы  $Di_{50}Jd_{50} - Py$ , и это свидетельствует об опреде-

Составы глубинных минералов (в мас.%), использованных в экспериментах автора и [25]

Окислы	Перидотиты						Эклогиты					
	клинопироксены			гранаты			клинопироксены			гранаты		
	реальный [11]	модельный	природный [25]	реальный [11]	модельный	природный [25]	реальный [8]	модельный	природный [25]	реальный [8]	модельный	природный [25]
SiO <sub>2</sub>	55,1	55,90	53,90	41,7	42,66	41,78	55,3	55,74	52,04	39,2	40,44	39,04
TiO <sub>2</sub>	0,20	—	0,20	0,68	—	0,17	0,52	—	0,54	0,44	—	0,21
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,88	4,40	2,40	21,0	22,24	22,26	9,07	9,12	6,93	21,1	21,54	21,85
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	1,34	—	—	1,91	—	—	2,59	—	—	0,13
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,50	—	1,55	1,10	—	2,32	0,07	—	0,02	0,06	—	0,084
FeO	4,13	4,27	1,28	8,84	9,23	7,08	6,15	6,21	4,10	22,7	23,48	18,42
MnO	0,12	—	0,08	0,32	—	0,45	0,07	—	0,09	0,40	—	0,47
NiO	—	—	0,05	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—
CoO	—	—	—	—	—	0,004	—	—	—	—	—	—
MgO	17,1	17,32	16,39	21,0	21,14	20,13	8,93	8,91	11,65	8,32	8,52	9,04
CaO	15,1	15,32	20,57	4,68	4,73	4,60	12,7	12,67	19,49	5,81	6,02	10,63
Na <sub>2</sub> O	2,77	2,79	1,80	0,11	—	0,04	7,29	7,35	2,22	0,20	—	0,06
K <sub>2</sub> O	—	—	0,02	—	—	Сл.	0,07	—	—	—	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	—	0,01	—	—	0,02	—	—	—	—	—	—
Сумма	98,9	100,0	99,59	99,4	100,0	100,78	100,24	100,0	99,67	98,13	100,0	99,93

Примечание. Перидотитовые клинопироксен и гранат из ассоциации дискретных мегакристов [11, № 327]; эклогитовые клинопироксен и гранат — сосуществующие минералы во включениях в алмазе [8, № А 45/2].



Р и с. 5. Диаграмма плавки при 40 кбар модельной эклогитовой системы  $Cpx(Ca_{0,46}Mg_{0,45}Fe_{0,19}Na_{0,51}Al_{0,39}Si_2O_6) - Gr(Mg_{0,97}Ca_{0,49}Fe_{1,54}Al_2Si_3O_{12})$

Р и с. 6. Диаграмма плавки при 40 кбар модельной перидотитовой системы  $Cpx(Ca_{0,60}Mg_{0,90}Fe_{0,14}Na_{0,18}Al_{0,18}Si_2O_6) - Gr(Mg_{2,20}Ca_{0,30}Fe_{0,50}Al_2Si_3O_{12})$

ляющем значении Na-компонента в формировании субликвидусной структуры системы эклогитовых минералов. Ликвидусными и твердыми фазами субликвидуса и субсолидуса являются исключительно  $Cpx$  и  $Gr$ . Минимальная температура солидусной границы около  $1340^\circ C$ .

Диаграмма плавки перидотитовой системы  $Cpx(Ca_{0,60}Mg_{0,90}Fe_{0,14}Na_{0,18}Al_{0,18}Si_2O_6) - Gr(Mg_{2,20}Ca_{0,30}Fe_{0,50}Al_2Si_3O_{12})$  имеет существенные отличия от предыдущей (рис. 6). Ликвидусной фазой наряду с  $Cpx$  и  $Gr$  является  $Orx$ .  $Orx$  присутствует также в составах субликвидусных и субсолидусных ассоциаций. Очевидно, определяющую роль здесь играют Ca- и Fe-компоненты. Минимальная температура солидусной границы выше или около  $1380^\circ C$ . Минимальная температура ликвидуса перидотитовой системы ( $1550^\circ C$ ) на  $150^\circ C$  выше, чем температура эклогитового ликвидуса ( $1400^\circ C$ ). Значения минимальных температур солидуса и ликвидуса, полученные в экспериментах с природными минералами [25], в случае эклогитовой системы равны  $1510$  и  $1530^\circ C$ , а в случае перидотитовой системы соответственно  $1565$  и  $1580^\circ C$ . Отметим общее сходство природной и модельной эклогитовых систем в отношении фазовых равновесий (за исключением ассоциаций со шпинелью, так как работа [25] выполнялась при 30 кбар). В то же время в природной перидотитовой системе не обнаружен  $Orx$ , который, как указывалось, является важнейшей фазой модельной перидотитовой системы. Это различие трудно объяснить, так как составы перидотитовых природных и модельных гранатов практически идентичны (см. таблицу), а составы соответствующих клинопироксенов также близки и отличаются только несколько более высоким содержанием CaO и пониженным  $Na_2O$  в природном  $Cpx$ . Возможно, имеют место погрешности в диагностике фаз в работе [25].

#### ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты, полученные в перидотитовой и эклогитовой системах  $Cpx-Gr$ , свидетельствуют о конкурирующем влиянии Ca-, Fe- и Na-компонентов на формирование субликвидусной структуры системы  $Ol-Cpx-Gr-Cs$ . В эклогитовой системе превалирует роль Na-компонентов, хотя содержание FeO в системе очень высокое. В перидотитовой системе определяющее значение имеют Ca-компоненты. Совместное участие Fe- и Na-компонентов приводит к достаточно низким температурам начала плавления как перидотитовой, так и эклогитовой систем.

В отношении возможности преодоления эклогитового барьера в процессе кристаллизационной дифференциации магматических расплавов можно сделать следующие выводы. Сопоставление перидотитовой и эклогитовой модельных систем  $Cpx-Gr$  указывает на усиление значения перитектической реакции  $Opx + L = Cpx$  с возрастанием в расплаве концентрации Na-компонента. Можно предположить, что плавление в реальной мантии, сложенной ассоциацией  $Ol + Opx + Cpx + Gr$ , приводит к образованию магм, насыщенных  $Ol$  и  $Opx$ . Кристаллизация этих магм контролируется первоначально, по-видимому, котектическими кривыми  $Ol + Opx + Gr + L$  (дуниты, гарцбургиты, оливиновые ортопироксены) и  $Ol + Cpx + Gr + L$  (верлиты, оливиновые клинопироксены), а затем пятифазовой инвариантной точкой или дивариантным объемом  $Ol + Opx + Cpx + Gr + L$  (лерцолиты, оливиновые вебстериты). Дальнейший ход кристаллизации определяется кривыми  $Opx + Cpx + L$  (вебстериты) и  $Gr + Cpx + L$  (эклогиты). Учитывая последовательное накопление в процессе кристаллизационной дифференциации Na-компонентов в остаточных расплавах, можно полагать, что кривая  $Opx + Cpx + L$  является опускающейся по температуре ветвью развилки (по отношению к ассоциации  $Ol + Opx + Gr + Cpx + L$ ) и определяется реакцией перитектического характера, в результате которой исчезает  $Opx$ . В таком случае эклогитовый термальный барьер не имеет места.

Тем не менее однозначное решение данной проблемы требует проведения дальнейших экспериментальных исследований субликвидусной структуры системы  $Ol-Cpx-Gr-Cs$ , моделирующей реальные составы минералов мантии и прежде всего сечения, характеризующего переход от пятифазовой ассоциации  $Ol + Opx + Cpx + Gr + L$  по кривой  $Opx + Cpx + Gr + L$  к плоскости эклогитового термального барьера  $Opx-Cpx-Gr$ .

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Бойд Ф.* Фазовые равновесия в силикатных системах при высоких давлениях и температурах; аппаратура и некоторые результаты. — В кн.: Современная техника сверхвысоких давлений. М.: Мир, 1964, с. 238–255.
2. *Доусон Дж.* Кимберлиты и ксенолиты в них. М.: Мир, 1983. 300 с.
3. *Жариков В.А., Литвин Ю.А., Ищенко С.А.* и др. Экспериментальные исследования плавления при 40 кбар в системе оливин—клинопироксен—гранат—коэзит с участием Fe- и Na-компонентов. — В кн.: 1-й Советско-японский симпозиум по фазовым превращениям при высоких давлениях и температурах: (Докл.). Черногловка: ИХФ АН СССР, 1985, с. 9–16.
4. *Литвин Ю.А.* К методике исследования при высоком давлении фазовых равновесий с участием железосодержащих магматических расплавов. — Геохимия, 1981, № 8, с. 1234–1242.
5. *Литвин Ю.А.* К проблеме происхождения кимберлитовой ассоциации пород и минералов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1984, вып. 12, с. 15–39.
6. *Литвин Ю.А.* Плавление в железосодержащей системе клинопироксен—гранат при 40 кбар. — Докл. АН СССР, 1985, 280, № 6, с. 1418–1421.
7. *Литвин Ю.А., Редькина Л.П., Новиков Г.В., Ищенко С.А.* Синтез минералов с двухвалентным железом и натрием для исследования фазовых равновесий с участием расплавов при высоких давлениях. — В кн.: Современная техника и методы экспериментальной минералогии. М.: Наука, 1985.
8. *Соболев Н.В.* Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1974. 264 с.
9. *Bell P.M., Davis B.T.S.* Melting relations in the system jadeite—diopside at 30 and 40 kilobars. — Amer. J. Sci., 1969, 261-A, p. 17–22.
10. *Bell P.M., Roseboom E.H.* Melting relationships of jadeite and albite to 45 kilobars with comments on melting diagrams of binary systems at high pressures. — Miner. Soc. Amer. Spec. Pap., 1969, 2, p. 151–161.
11. *Boyd F.R., Danchin R.V.* Lherzolites, eclogites and megacrysts from some kimberlites of Angola. — Amer. J. Sci., 1980, 280-A, p. 528–549.
12. *Boyd F.R., England J.L.* Effect of pressure on the melting of pyrope. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1962, 61, p. 109–112.
13. *Boyd F.R., England J.L.* The system enstatite—pyrope. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1964, 63, p. 157–161.
14. *Boyd F.R., England J.L., Davis B.T.C.* Effect of pressure on the melting and polymorphism of enstatite,  $MgSiO_3$ . — J. Geophys. Res., 1964, 68, p. 2101–2109.

15. *Chen C.H., Presnall D.S.* The system  $Mg_2SiO_4-SiO_2$  at pressures up to 25 kilobars. — *Amer. Miner.*, 1975, 60, N 5/6, p. 398–406.
16. *Daniels L.R.M.* A layered dunite-wehrlite-websterite from Newlands, South Africa: Evidence for small scale fractional crystallization in the mantle. — *Terra Cognita*, 1982, 2, N 3, p. 225.
17. *Davis B.T.C.* The system diopside–forsterite–pyrope at 40 kilobars. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1964, 63, p. 165–171.
18. *Davis B.T.C., Boyd F.R.* The join  $Mg_2Si_2O_6-CaMgSi_2O_6$  at 30 kilobars, pressure and its application to pyroxenes from kimberlite. — *J. Geophys. Res.*, 1966, 71, N 14, p. 3567–3576.
19. *Davis B.T.C., England J.L.* The melting of forsterite up to 50 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1964, 63, p. 1113–1116.
20. *Davis B.T.C., Schairer J.F.* Melting relations in the join *Di–Fo–Py* at 40 kbar and 1 atm. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1965, 64, p. 183–187.
21. *Ito K., Kennedy G.C.* Melting and phase relations in a natural peridotite to 40 kilobars. — *Amer. J. Sci.*, 1967, 265, p. 519–539.
22. *O'Hara M.J.* The join diopside–pyrope at 30 kilobars. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1963, 62, p. 116–118.
23. *O'Hara M.J.* The bearing of phase equilibria studies in synthetic and natural systems on the origin and evolution of basic and ultrabasic rocks. — *Earth-Sci. Rev.*, 1968, 4, N 2, p. 63–133.
24. *O'Hara M.J., Yoder H.S.* Partial melting of the mantle. — *Carnegie Inst. Wash. Yb.*, 1983, 62, p. 67–71.
25. *O'Hara M.J., Yoder H.S.* Formation and fractionation of basic magmas at high pressures. — *Scott. J. Geol.*, 1967, 3, N 1, p. 67–117.
26. *Smyth J.R., Hatton C.J.* A coesite – sanidine grosspydite from the Roberts Victor kimberlite. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1977, 34, p. 284–290.
27. *Williams D.W., Kennedy G.C.* Melting curve of diopside to 50 kilobars. — *J. Geophys. Res.*, 1969, 74, N 17, p. 4309–4316.

# ПРОИСХОЖДЕНИЕ, ЭВОЛЮЦИЯ И ДИНАМИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ И ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ РАБОТЫ ПО ПРОЕКТУ "ЛИТОС")

УДК 552.002.2:552.323.5+54=143

Л.Л. ПЕРЧУК

## СИСТЕМА ЩЕЛОЧНОЙ БАЗАЛЬТ – ВОДА.

### II. ПОВЕРХНОСТЬ ЛИКВИДУСА В ИНТЕРВАЛЕ ДАВЛЕНИЯ 1 АТМ – 20 КБАР

#### ВВЕДЕНИЕ

Геофизические и геологические исследования земной коры и верхней мантии под краевыми морями, а также состава и последовательности излияний магм при формировании глубоководных котловин ставят перед экспериментом новые задачи. До недавнего времени считалось, что генерация и транспортировка мантийных расплавов базальтового состава осуществляются без заметной роли воды. Однако все чаще появляются геофизические данные о существовании астенолитных линз на глубинах около 100 км в областях с континентальным геотермическим градиентом. При этом во всем интервале глубин намечаются интенсивные процессы частичного плавления земной коры и мантии с излияниями на поверхности андезитов и андезито-базальтов. Такая зона прослеживается, например, под всей западной частью о-ва Хонсю в Японском море [11].

Я.Б. Смирнов и В.М. Сутробов [12] выделяют область интенсивного частичного плавления мантии под Командорской котловиной и хребтом Ширшова на глубинах более 40 км при 1100–1200°С. Такие же условия возникают, по-видимому, во многих геоструктурах, которые можно отнести к категории краевых и внутренних глубоководных впадин, развитых на коре континентального типа [1, 6, 11]. Это означает, что в процессах частичного плавления существенную роль играет вода, снижающая температуру ликвидусов перидотитового вещества мантии. Однако количественная оценка этого эффекта невозможна из-за отсутствия экспериментальных данных по ликвидусам в системе базальт–вода в широком интервале составов этой системы и до давлений порядка 20 кбар.

Предлагаемая работа преследует цель восполнить этот пробел. Кроме того, изучение растворимости воды в базальтовых расплавах вблизи поверхности ликвидуса может пролить свет на структурное состояние этих расплавов и форму нахождения в них  $H_2O$  – проблему, теоретически рассмотренную В.А. Жариковым [4] и экспериментально исследованную в целом ряде работ [3, 14, 20, 33, 34]. Очевидно, что перечисленные выше проблемы взаимосвязаны, и их экспериментальное изучение даст надежную основу для создания термодинамической модели силикатного расплава с переменным содержанием  $H_2O$ .

Таким образом, с учетом геологических и геофизических приложений данная работа посвящена решению двух экспериментальных задач<sup>1</sup>: 1) определению поверхности ликвидуса базальтового расплава в координатах  $T-P_s-N_{H_2O}^L$ ; 2) изучению

<sup>1</sup> Приняты следующие условные сокращения: *Am* – амфибол, *Ol* – оливин, *Cpx* – клинопироксен, *Orx* – ортопироксен, *Pl* – плагиоклаз, *Fsp* – щелочной полевой шпат, *Il* – ильменит, *Mt* – магнетит, *L* – расплав, *g* – стекло, *r* – порода,  $X_{Cu} = Ca/(Na + K + Ca)$  в *Pl*,  $P_{H_2O}$  – давление воды,  $P_s$  – давление на твердые фазы и (или) расплав,  $\Delta S$  – энтропийный эффект плавления,  $\Delta V$  – объемный эффект плавления, *V* – водяной пар, *S* – кристаллы, *f* – летучесть  $N_{H_2O}^L$  – содержание  $H_2O$  в расплаве, мас.%,  $X_{Mg} = Mg/(Mg + Fe + Mn)$ ,  $X_{Ca}^{Cpx} = Ca/(Ca + Mg + Fe)$  в *Cpx*, буферы: *QMF* – кварц–фаялит–магнетит, *FFO* – железо–вюстит, *HM* – гематит–магнетит, *NNO* – никель–бунзенит.

закономерностей растворения  $H_2O$  в насыщенных и недосыщенных водой расплавах в интервале давления от 1 атм до 20 кбар.

После работы Р. Горансона [25] исследования расплавов в присутствии воды стали едва ли не главной тематикой различных лабораторий мира. В настоящее время известно большое число работ, в той или иной мере затрагивающих проблему взаимодействия силикатного расплава и водяного пара в весьма широком интервале давлений [5, 13–21, 24–37, 39].

Н.И. Хитаров и др. [13] впервые оценили растворимость воды в силикатном расплаве природного базальта. Позднее Д. Гамильтон и др. [26], Р. Несбитт и Д. Гамильтон [35] определили растворимость воды в силикатных расплавах с ростом  $P_{H_2O}$ , однако влияние температуры на содержание  $H_2O$  в магме при  $P = \text{const}$  оставалось неясным. С помощью статистической обработки имевшихся в то время экспериментальных данных удалось показать [9], что при давлении 2 кбар растворимость воды в расплаве слабо возрастает до температуры  $1100^\circ\text{C}$ , но выше этого значения  $N_{H_2O}^L$  уменьшается. Тогда же были рассчитаны изобарические ( $P_{H_2O} = \text{const}$ ) проекции ликвидусов и солидусов базальтов разного состава на плоскость  $P_s - T$  до  $P_s = 12$  кбар [9]. Однако эти расчеты не имели надежной экспериментальной основы.

#### МЕТОДИКА И ТЕХНИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В экспериментах использовали образец щелочного базальта А-90 из Кузнецкого Алатау, предоставленный Е.Д. Андреевой. Химический анализ (табл. 1) сделан, однако, из другой части того же образца — зерна из скважины. Поэтому состав исходного материала определялся также с помощью рентгенофлуоресцентного анализа в Геологическом институте университета г. Токио (см. табл. 1). Образец базальта в шлифе содержит 20% вкрапленников  $Cr_x$ ,  $Ol$  и криптопертитового  $Fsp$ , основная масса сложена  $Pl$ ,  $Cr_x$ ,  $Pl$  с небольшим количеством интерстициального стекла, близкого по составу к  $Fsp$ . Каемки  $Cr_x$  вокруг зерен  $Ol$  свидетельствует о том, что именно  $Ol$  был ликвидусным минералом. Составы минералов и их кристаллохимические формулы приведены в табл. 1. Определение состава минералов проводилось на микроанализаторе "Самебах" в Институте экспериментальной минералогии АН СССР по программе "ППД", разработанной К.В. Ваном.

Образец базальта измельчали до частиц размером 20 мкм в механическом истреателе. Часть порошка прокачивали при  $1100^\circ\text{C}$ , а остаток расплавляли в высокотемпературной печи при  $1300^\circ\text{C}$  и  $f_{O_2} = 10^{-8}$  атм в течение 20–30 мин. Затем это стекло снова растирали и высушивали при  $110^\circ\text{C}$ . Оба порошка — базальта (породы) и стекла — использовали в наших экспериментальных исследованиях.

Рассчитанные по методу А.А. Аппена [2] плотности базальта и его расплава равны соответственно 2,718 и 2,639 г/см<sup>3</sup>, так что изменение плотности при фазовом переходе ( $P = 1$  атм) составляет 0,079 г/см<sup>3</sup>.

Эксперименты при 1 атм выполняли в высокотемпературных печах при  $f_{O_2}$ , соответствующей буферу Ni–NiO, и различных выдержках. Маленький кусочек базальтового стекла обвязывали тонкой (диаметром 0,1 мм) проволокой, потеря Fe в которую в ходе опыта меньше чувствительности современных приборов. Опыты при  $P \leq 5,5$  кбар выполняли в газовых бомбах, сконструированных и созданных проф. Иияма в Геологическом институте г. Токио. Летучесть кислорода в ампуле с базальтом контролировали буферной ассоциацией Ni + NiO, порошок которой помещали вместе с  $H_2O$  в заваренную внешнюю золотую (в опытах до  $1050^\circ\text{C}$ ) либо никелевую ампулу. Опыты при  $P \geq 10$  кбар проводили в аппаратах типа цилиндр–поршень в режиме "piston out". В экспериментах использовали ансамбли 0,5" и 0,75", созданные на основе мягкой керамики [29]. В ансамблях 0,75" применяли графитовые нагреватели, расточенные изнутри к обоим торцам под углом  $3^\circ$  [29], что уменьшает градиент температуры до  $5^\circ\text{C}$  в пределах рабочей зоны. В таких ансамблях обычно удавалось размещать четыре-пять ампул с заданной навеской, а в ячейках диаметром 0,5" — одну-две ампулы. Тем-

Химические составы (в мас.%) щелочного базальта А-90  
и кристаллохимические формулы минералов из этого образца

Окислы	Анализ		Элементы	ОI	ОI		Срх		Fзр	II
	химический*	рентгенофлюоресцентный			матрица	вкрапленники	матрица	вкрапленники		
SiO <sub>2</sub>	49,50	49,73	Na	0	0,54	0,38	0,01	0,01	0,48	0
TiO <sub>2</sub>	1,87	2,10	K	0	0,05	0,03	0	0	0,52	0
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,06	Нет	Ca	0,01	0,30	0,59	0,80	0,80	0	0
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,20	15,82	Mg	1,43	0	0	0,64	0,77	0	0,02
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,76	9,57**	Fe***	0,54	0,03	0,01	0,45	0,32	0,03	0,96
FeO	8,72	—	Mn	0,02	0	0	0,01	0,01	0	0,03
MgO	8,16	6,41	Al	0	1,36	1,58	0,13	0,09	0,97	0
MnO	0,15	0,16	Ti	0	0	0	0,06	0,04	0	0,99
CaO	8,71	9,30	Si	1	2,66	2,41	1,89	1,94	3,00	0,01
Na <sub>2</sub> O	3,21	3,45	Сумма	3,00	4,94	5,00	3,99	3,97	5,00	2,00
			катионов							
K <sub>2</sub> O	1,25	1,34	Кислород	4,00	8,00	8,00	6,00	6,00	8,00	3,00
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,96	Нет	X <sub>Mg</sub>	0,73	—	—	0,59	0,70	—	—
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,33	X <sub>Ca</sub>	—	0,34	0,59	0,42	0,42	—	—
F	0,05	Нет								
CO	0,54	"								
Сумма	99,59	98,21								

\* Химический анализ относится к другой части этого образца; выполнен в химической лаборатории ИГЕМ АН СССР.

\*\* Все железо как FeO (аналитик Такехиро Коягучи).

\*\*\* Все железо как Fe<sup>2+</sup>.

температуру в ходе опыта измеряли милливольтметром с помощью Pt—Pt<sub>10</sub>Rh<sub>90</sub> термопары с точностью ± 0,5°С при регуляторе температуры, работавшем с точностью ± 2°С.

В опытах по определению сухого ликвидуса использовали графитовые контейнеры, а в присутствии воды — серебряно-паладиевые (Ag<sub>70</sub>Pd<sub>30</sub>) капсулы с внутренним диаметром 1,5 мм. Взвешивание исходных материалов и взятие навесок воды проводили с точностью ± 0,01 мг на прецизионных весах M51 AR фирмы "Mettler".

Длительность опытов в зависимости от заданных P—T параметров и содержания воды в навеске изменялась в пределах 1—16,5 ч. Потерю железа в Ag<sub>70</sub>Pd<sub>30</sub> ампулы контролировали с помощью микросондового анализа; практически во всех исследованных случаях стенки ампул, находившиеся в ходе опыта в контакте с базальтом или его стеклом, не содержали определяемых количеств Fe. Продукты опытов исследовали оптически и с помощью микросонда.

#### ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОВЕРХНОСТИ ЛИКВИДУСА

##### В КООРДИНАТАХ T—P—N<sub>H<sub>2</sub>O</sub><sup>L</sup>—БАЗАЛЬТ

Исследование проводили в изобарических сечениях в координатах T—N<sub>H<sub>2</sub>O</sub><sup>L</sup>. Положение ликвидуса определяли при P ≥ 10 кбар по исчезновению кристаллов в базальтовом стекле при плавлении, а при P ≤ 9,5 кбар — подходом с двух сторон, т.е. по появлению или исчезновению кристаллов ОI при кристаллизации или плавлении базальта соответственно. До тех пор пока ОI является минералом ликвидуса, т.е. до 9,5—10 кбар,

подход к равновесию с двух сторон (из поля расплава и из поля расплав + кристаллы) не представлял какой-либо сложности, поскольку *Ol* легко кристаллизуется из водо-содержащего расплава. Выше 9,5–10 кбар минералом ликвидуса является *Срх*, который хорошо кристаллизуется только из сухого расплава и из расплавов, содержащих воду в количестве не более 4–5 мас.%. Поэтому пришлось разработать методику определения ликвидуса базальта в водонасыщенных (выше 5 мас.%  $H_2O$ ) условиях, основанную на подходе лишь со стороны поля кристаллы + расплав [9]. Смысл ее заключается в том, что в поле  $L + Срх$  реликтовые кристаллы клинопироксена обрастают каймами нового, равновесного с расплавом *Срх* с развитой зональностью. Чем дальше данный базальт отстоит от точки полного плавления, тем более четко выражена эта зональность. Вблизи ликвидуса *Срх* почти незональный, не содержит реликтов и представлен хорошо ограниченными кристаллами, окаймленными в продуктах опыта заключенными кристаллами амфибола и (или) клинопироксена. Эту методику применяли во всех опытах, проведенных при 10 кбар и выше.

Для решения поставленной задачи необходимо было прежде всего изучить положение сухого ликвидуса базальта в координатах температура–давление. При 1 атм эксперименты проводили в трубчатых печах с помощью метода "проволочной петли". Летучесть кислорода задавали автоматическим дозатором смеси  $CO_2$  и  $H_2$ , состав которой соответствовал буферу между  $Fe-FeO$  и  $FeO-Fe_3O_4$ . Такой же буфер применяли при  $P \approx 5$  кбар в газовой бомбе. При этом образец помещали в графитовую ампулу, заваренную без летучих в платиновую трубку. Эту трубку вкладывали в никелевый контейнер, наполненный  $H_2O$ ,  $Fe$  и  $FeO$  в заданных пропорциях; этот контейнер заваривали с помощью ацетиленовой горелки. При  $P \geq 10$  кбар опыты ставили в графитовых ампулах на установке типа цилиндр–поршень.

### РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Результаты экспериментов приведены в табл. 2 и на рис. 1. Температура ликвидуса при  $P = 1$  атм равна  $1208^\circ C (\pm 2^\circ)$ , а при  $P = 10$  кбар ликвидус установлен при  $1248^\circ C (\pm 2^\circ)$ , но первым кристаллизующимся минералом в этом случае является не *Ol*, а *Срх*. Скорее всего, смена ликвидусной фазы (*Ol* на *Срх*) осуществляется при давлении 9,5 кбар, отвечающем пересечению линий ликвидусов на  $P-T$  диаграмме, проведенных через точки 0 и 5 кбар, с одной стороны, и 10, 15 и 20 кбар – с другой. Таким образом, в интервале давления 0–2,5 кбар  $dT/dP$  ликвидуса равен  $\sim 4$  град/кбар весьма обычный градиент для базальтов самого различного состава с оливином на ликвидусе [23, 40]. Значение  $dP/dT$  определяется в точке плавления оливина соотношением  $\Delta S/\Delta V$  – величиной постоянной и практически не зависящей от состава базальта. Это дает возможность внести барическую поправку в температурную зависимость ликвидусных температур базальтов в сухих системах [8], что наметило новые возможности оценки давления при генерации толеитовых магм.

Водонасыщенный ликвидус базальта А-90 определен в  $P-T$  координатах при давлениях 1; 2; 3; 5; 10; 11; 12,5; 15; 20 кбар. Экспериментальные данные приведены в табл. 3–7. Опыты на твердофазовых установках проводили без специального буферирования. Летучесть кислорода может быть примерно оценена по экспериментальной диаграмме Р. Томпсона и И. Куширо [40], построенной ими до 25 кбар. Судя по этой диаграмме, все опыты проведены нами в поле магнетита вблизи линии равновесия  $Fe_3O_4 = 3FeO + 0,5O_2$ .

В газовых бомбах осуществлена проверка влияния  $f_{O_2}$  на состав ликвидусной ассоциации [26]. Два опыта (114 и 156, см. табл. 3) проведены при  $P = 3$  кбар и  $1045-1050^\circ C$ . Один из них буферировался реакцией  $Ni + 0,5O_2 = NiO$ , а другой выдержан в условиях эксперимента без буфера. Продукты опытов оказались одинаковыми (см. табл. 3).

Как отмечалось выше, определение положения поверхности ликвидуса в координатах

Результаты "сухих" экспериментов по определению ликвидуса базальта А-90

№ п/п	№ опыта	T, °C	P, кбар	Время, ч	Продукты опыта	Минерал
1*	1	1252	1*	1	100g	Нет
2	2	1195	1	1	60g 40C**	Ol
3	5	1260	1	8	100g	Нет
4	6	1210	1	1	100g	"
5	9	1205	1	1	99g 1C	Ol
6	11	1245	10	1	99g 1C	Ol
7	13	1225	10	1	90g 10C	Ol
8	14	1235	10	1	95g 5C	Ol
9	16	1240	10	1	95g 5C	Ol
10	17	1250	10	1	100g	Ol
11	22	1285	15	1	98g 2C	Срх
12	26	1290	15	2,5	~ 100g***	?
13	27	1345	20,9	16,5	100g	Нет
14	28	1335	20,9	3,5	95g 5C	Срх
15	29	1415	30,4	1	80g 20C	Срх
16	32	1230	5,3	4,5	100g	Ol
17	31	1220	5,0	4,0	~ 100g	Ol
18	33	1220	5,0	4,0	100g	Ol

\*Опыты при 1 атм проводили при  $f_{O_2} = -8$ .

\*\*Количество кристаллов оценивали на глаз.

\*\*\*Здесь и далее знак ~ обозначает ликвидус.

Примечание. Исходный материал: № 1-8, 10, 11, 13, 15, 16, 18 - порошок породы, № 9, 12, 14, 17 - стекло этой породы. Капсула: № 1-5 - без капсулы, № 6-18 - графитовая капсула.

Таблица 3

Результаты опытов в системе вода-базальт А-90 при давлении 1-3,3 кбар

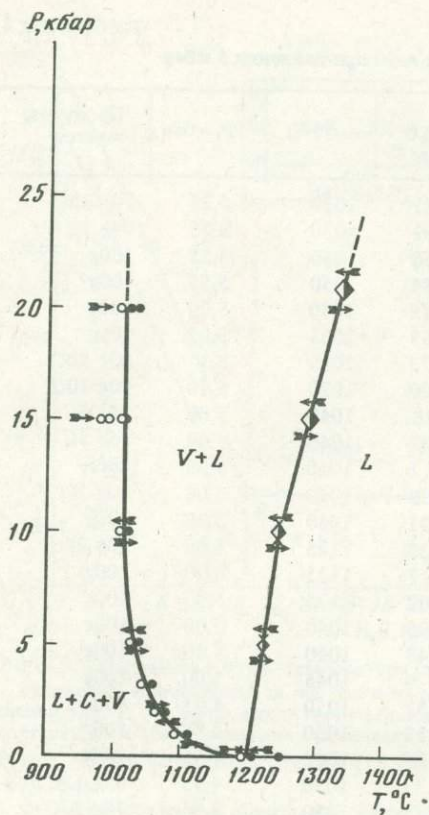
№ п/п	№ опыта	Время, мин	Масса, мг		H <sub>2</sub> O, мас. %	T, °C	P, кбар	Продукты опытов
			базальт	H <sub>2</sub> O				
1	113	120	9,38	0,85	8,30	1040	3,25	50g* 50C
2	114	120	8,37	0,79	8,62	1050	3,00	95g 5C
3	115	120	8,36	0,68	7,52	1060	3,30	~ 100g
4	118	120	9,62	0,86	8,21	1080	2,00	100g
5	140	120	9,00	0,83	8,44	1080	2,00	100g
6	137	150	9,65	0,40	3,98	1100	1,00	100g
7	143	150	16,25	0,50	3,00	1085	1,00	95g 5C
8	156	200	7,28	2,47	2,33	1045	3,00	95g 5C

\*\*"Стекло" (g) в этом и во всех последующих опытах содержит закалочные фазы (At и хлорит).

Примечание. Исходный материал: № 1, 5-8 - порода, № 2-4 - стекло. Буфер: № 8 - NNO, № 1-7 - без буфера. AgPd капсула.

натах  $P-T-N_{H_2O}^L$  осуществляли в изобарических сечениях 5; 10; 11; 15; 20 кбар. Ниже проводится обсуждение полученных экспериментальных данных.

При давлении 5 кбар провели 27 опытов. Прежде всего необходимо было оценить влияние летучести кислорода на температуру водонасыщенного ликвидуса базальта А-90. Судя по данным Д. Гамильтона и др. [26, 35], этот эффект может быть существенным, и, следовательно, пренебречь им нельзя. Кроме того, по данным тех же исследователей при буферах *HM* и *QFM* минералами ликвидуса являются магнетит и клинопироксен, тогда как нам необходимо было получить на ликвидусе оливин, стабильный при более низкой летучести кислорода в интервале давления 1 атм -

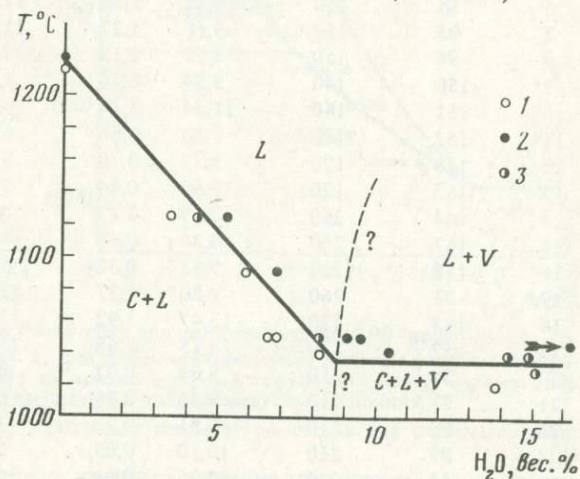


Р и с. 1. Сухой и водонасыщенный ликвидусы базальта А-90

Смена минерала ликвидуса ( $Ol \rightleftharpoons Crx$ ) осуществляется при давлении 9,5 кбар; разнонаправленными стрелками показана обратимость фазового перехода (плавления); водонасыщенный ликвидус при 20 и 15 кбар определен по методу, описанному в [9] и в тексте

Р и с. 2. Диаграмма состав-температура при  $P = 5$  кбар для системы базальт А-90-вода

1 - стабильные кристаллы + стекло; 2 - только стекло; 3 - несколько стабильных кристаллов в стекле (ликвидус); стрелка указывает в сторону реального положения точки, отвечающей оп. 157 (см. табл. 4)



9,5 кбар. Эксперименты проводили с базальтом А-90 в присутствии различных буферов: *QFM*, *NNO*, *FFO* и без буфера. Лишь при буфере *FFO* минерал ликвидуса представлен оливином ( $T = 1035-1040^\circ\text{C}$ ), а во всех остальных случаях появляются  $Crx + Mt$ . Оливин сохраняется на ликвидусе и при буфере *QFM*, если внешняя ампула изготовлена из никеля.

На появление  $Crx + Mt$  большое влияние оказывает также скорость закалки. В использованных нами газовых бомбах она составляла 1-1,5 мин, и в этом случае на ликвидусе был оливин. Когда же скорость закалки увеличивали до 3-5 мин,  $Crx + Mt$  появились даже в случае буфера *NNO*.

Положение водонасыщенного и недосыщенного водой ликвидуса на диаграмме базальт А-90- $\text{H}_2\text{O}$ -температура при  $P = 5$  кбар показано на рис. 2. Эта диаграмма обобщает данные табл. 4 и демонстрирует закономерное возрастание ликвидуса с понижением содержания воды в системе. Граница между гомогенным водонасыщенным расплавом и равновесным флюидом не установлена и намечена на диаграмме весьма условно, поскольку ее определение сопряжено со значительными методическими трудностями. При  $P = 5$  кбар на водонасыщенном ликвидусе содержание воды составляет 8,9 мас. %.

При давлении 10 кбар эксперименты проводили в аппаратах типа цилиндр-поршень. Ожидали, что минералом ликвидуса окажется *Ol*, но он, по-видимому, стабилен только до 9,5 кбар [23]. С помощью оптического изучения и микронзондового анализа установлено, что на ликвидусе появляется *Crx*. Тем не менее положение ликвидуса удалось определить подходом с двух сторон, несмотря на слабую кристаллизацию *Crx* из расплава. О кинетике достижения равновесия  $Crx$  с *L* судили по зональности клинопироксена: по мере роста зерен от зоны к зоне возрастают его железистость и особенно глиноземистость (рис. 3).

Результаты опытов в системе вода-базальт А-90 при давлении 5 кбар

№ п/п	№ опыта	Время, мин	Масса, мг		Н <sub>2</sub> О мас. %	Т, °С	Р, кбар	Продукты опытов
			базальт	Н <sub>2</sub> О				
1	41	145	10,97	1,02	8,51	1030	5,25	70g 30C
2	67	145	13,00	1,43	9,91	1030	5,25	98g 2C
3	35	130	9,73	0,89	8,38	1050	5,55	100g
4	36	130	9,69	0,94	8,84	1050	5,55	100g
5	99	150	15,05	1,57	9,45	1040	5,00	100g
6	84	150	10,47	1,38	11,65	1035	5,00	100g
7	95	150	9,56	1,27	11,73	1025	5,1	80g 20C
8	98	150	8,22	1,12	12,00	1025	5,10	90g 10C
9*	150	140	9,24	0,78	7,78	1040	5,00	95g 5C
10*	151	140	11,54	1,14	9,00	1040	5,00	95g 5C
11*	152	140	9,20	0,60	6,12	1040	5,00	100g
12	149	120	8,77	0,70	7,38	1040	5,00	80g 20C
13	153	120	10,65	0,84	7,31	1040	5,00	100g
14	144	260	10,69	0,37	3,35	1125	5,00	80g 20C
15	147	260	10,34	0,45	4,17	1125	5,00	~ 100g
16	148	260	9,83	0,52	5,02	1125	5,00	100g
17	81	260	9,20	1,37	12,96	1040	5,00	~ 100g
18	183	120	13,47	1,92	12,48	1040	5,00	100g
19	157	120	8,13	2,68	25,79	1045	5,00	100g
20	34	210	9,81	0,92	8,57	1050	4,95	100g
21	37	210	9,46	0,86	8,33	1050	4,95	100g
22	38	210	8,81	0,72	7,56	1050	4,95	~ 100g
23	39	210	10,10	0,69	6,39	1050	4,95	85g 15C
24	44	210	13,35	0,91	6,38	1050	4,95	70g 30C
25	184	140	8,41	1,27	13,12	1035	5,00	~ 100g
26	181	120	11,00	0,76	6,46	1090	4,95	100g
27	182	120	14,85	0,89	5,65	1090	4,95	~ 100g

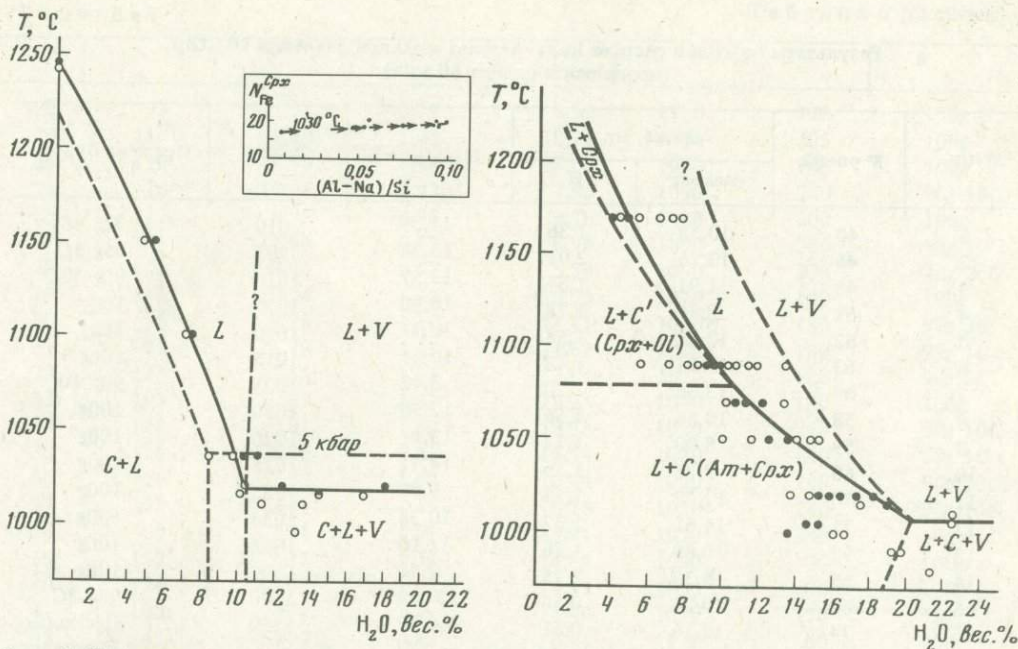
\*Пояснение в тексте.

Примечание. Исходный материал: № 1, 4, 7, 10, 12, 14-16, 18-27 - порода, № 2, 3, 5, 6, 8, 9, 11, 13, 17 - стекло. Буфер: № 1-5 - без буфера, № 6-8 - FFO, № 9-11, 14-27 - NNO, № 12, 13 - QFM. Капсула: № 1-5 - AgPd, № 6-13 - Au, № 14-27 - Ni.

В табл. 5 и на рис. 3 приведены экспериментальные данные для  $P = 10$  кбар. Согласно этим данным, растворимость воды на ликвидусе базальта А-90 составляет  $10,5 \pm \pm 0,5$  мас. %.

Как в сухих, так и в водных условиях минералом ликвидуса базальта выше 10 кбар также является *Srx*. Он хорошо кристаллизуется из сухого или слабо насыщенного водой (до 5 мас. %) расплава, причем именно при той температуре, при которой он последним исчезает из расплава при нагревании или увеличении воды в системе. В более водонасыщенных расплавах и при более низких температурах *Srx* не кристаллизуется из расплава, но исчезает в точке ликвидуса при вполне определенном составе, равновесном с расплавом. Как отмечалось выше, в предликвидусной области кристаллы *Srx* зональны, и от центра к периферии кристаллов возрастают их железистость и глиноземистость. Чем дальше отстоит фигуративная точка системы от ликвидуса, тем полнее выражена эта зональность (от безглиноземистых до высокоглиноземистых *Srx*). Примеры такой зональности приведены в [9], где также отмечались ее исчезновение и резорбция зерен *Srx* при смещении фигуративной точки в сторону ликвидуса.

Более 50 опытов проведено при давлении 15 кбар. Их результаты приведены в табл. 6 и на диаграмме рис. 4. Наибольшая продолжительность опытов составляла 4 ч. В тече-



Р и с. 3. Диаграмма состав—температура при  $P = 10$  кбар для системы базальт А-90—вода

Условные обозначения те же, что и на рис. 2; для сравнения приведены границы фазовых превращений при  $P = 5$  кбар (пунктирные линии); на врезке — слабая корреляция между параметрами состава  $Crx$  в ходе достижения равновесия с расплавом в предликвидусных условиях

Р и с. 4. Изобарическое сечение ( $15$  кбар) диаграммы температура—состав для системы базальт А-90—вода

Залитые кружки — опыты, продукты которых изучены с помощью микросонда [9]; положение точек на диаграмме соответствует данным, приведенным в табл. 6

ние этого времени сформировались отчетливые зональность и близликвидусная резорбция кристаллов  $Crx$  (более подробно см. в [9]).

С помощью описанного ранее [9] метода удалось определить растворимость воды в расплаве: она составила  $20,7 \pm 0,5$  мас.%, что в 2 раза больше, чем при давлении 10 кбар. Возник вопрос: будет ли возрастать растворимость воды в базальтовом расплаве обр. А-90 с увеличением давления столь же интенсивно или же мы столкнулись с явлением "скачка" растворимости?

Для ответа на этот вопрос изучено изобарическое сечение 20 кбар данной системы. Использовали тот же метод оценки ликвидуса по растворению реликтов клинопироксена или образованию зон нарастания новых составов на первичные [9]. Пример формирования такой зональности приведен на диаграмме рис. 5. Здесь центральные части зерен сложены реликтовыми составами  $Crx$ . При температуре  $1030^\circ\text{C}$  этот  $Crx$  реагирует с расплавом вблизи ликвидуса и возникает "кинетическая" зональность, отражающая закономерную направленность изменения состава кристаллов в процессе достижения равновесия [9]: сначала резко снижается железистость и глиноземистость  $Crx$ , а затем они сопряженно возрастают, как это показано на диаграмме рис. 5. Результаты экспериментальных исследований при давлении 20 кбар приведены в табл. 7, а их графическая интерпретация — на диаграмме рис. 6. Положение неинвариантной точки на диаграмме определяется координатами  $1008^\circ\text{C}$  и  $N_{\text{H}_2\text{O}}^L = 20,7 \pm 0,5$  мас.%. Величина растворимости  $\text{H}_2\text{O}$  не отличается от величины  $N_{\text{H}_2\text{O}}^L = 20,7$  мас.%, определенной при давлении 15 кбар. Это означает, что между давлениями 10 и 15 кбар существует "скачок" растворимости воды в расплаве. Для уточнения параметров, при которых происходит это явление, изучили ликвидус при давлениях 12,5 и 11 кбар.

Таблица 5

Результаты опытов в системе вода-базальт А-90 при давлении 10 кбар  
(продолжительность 60 мин)

№ п/п	№ опыта	Масса, мг		H <sub>2</sub> O, мас.%	T, °C	Продукт опыта
		базальт	H <sub>2</sub> O			
1	40	10,58	1,36	11,39	1010	92g 8C
2	45	13,16	2,01	13,24	995	95g 5C
3	48	11,91	1,87	13,57	1010	90g 10C
4	61	8,76	1,78	16,90	1015	100g
5	62	13,22	1,53	10,37	1020	~ 100g
6	63	13,25	1,48	10,05	1015	100g
7	69	13,06	1,20	8,42	1035	90g 10C
8	58	10,86	1,56	12,56	1020	~ 100g
9	59	8,00	1,77	18,11	1020	100g
10	60	9,26	1,56	14,41	1015	100g
11	70	12,22	1,33	9,82	1035	~ 100g
12	71	11,61	1,33	10,28	1035	100g
13	72	10,89	1,36	11,10	1035	~ 100g
14	65	15,39	1,25	7,51	1100	100g
15	66	10,78	0,83	7,15	1100	98g 2C
16	74	12,16	0,61	4,78	1150	Несколько кристаллов
17	75	13,85	0,79	5,40	1150	100g

Примечание. Исходный материал: № 1-3 - порода, № 4-17 - стекло.

Таблица 6

Результаты опытов в системе вода-базальт А-90 при давлении 15 кбар

№ п/п	№ опыта	Масса, мг		H <sub>2</sub> O, мас.%	T, °C	Время, мин	Продукты опыта
		базальт	H <sub>2</sub> O				
1	2	3	4	5	6	7	8
1	42	7,01	1,73	19,79	990	134	100g
2	46	7,44	2,00	21,19	980	70	80g 20C
3	50	10,18	2,43	19,27	990	120	95g 5C
4	77	10,93	1,62	12,91	1000	135	~ 100g*
5	78	6,03	1,19	16,48	1000	135	70g 30C
6	79	11,07	2,12	16,07	1000	135	100g
7	80	12,24	1,92	13,56	1000	135	95g 5C
8	82	10,44	1,78	14,57	1005	70	80g 20C
9	89	9,70	1,75	15,28	1005	70	80g 20C
10	93	6,67	1,55	18,86	1015	65	~ 100g
11	94	6,42	1,79	21,80	1015	65	100g
12	68	13,44	1,42	9,56	1170	75	100g
13	105	11,12	0,89	7,41	1170	75	100g
14	87	11,26	1,47	11,54	1050	95	97g 3C
15	88	13,73	1,24	9,97	1050	95	97g 3C
16	85	11,84	1,52	11,38	1090	85	100g
17	86	9,59	1,28	11,78	1090	85	100g
18	83	9,51	1,47	13,39	1050	180	99g 1C
19	107	10,28	1,48	12,59	1050	180	95g 5C
20	109	11,54	1,86	13,88	1050	140	100g
21	106	10,66	0,56	4,91	1170	120	~ 100g (расплав)

Таблица 6 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
22	73	11,71	0,79	6,32	1170	120	100g
23	117	8,89	1,00	10,11	1090	105	100g
24	119	16,79	1,58	8,60	1090	105	100g
25	76**	10,65	0,92	7,95	1090	200	90g 10C
26	112	9,98	1,08	9,76	1090	200	~ 100g
27	104	11,00	0,82	6,94	1090	200	90g 10C
28	120	9,74	0,57	5,53	1090	200	80g 20C
29	111	10,74	1,22	10,20	1070	180	100g
30	96	9,28	1,16	11,11	1070	180	97g 3C
31	121	11,79	1,55	11,62	1070	180	99g 1C
32	123	12,55	1,75	12,24	1070	180	98g 2C
33	103	10,61	1,62	13,25	1070	180	100g
34	125	10,01	1,60	13,78	1020	240	90g 10C
35	128	6,76	1,21	15,18	1020	240	95g 5C
36	126	7,22	1,42	16,44	1020	240	90g 10C
37	127	7,41	1,43	16,18	1020	240	90g 10C
38	129	7,41	1,35	15,41	1020	240	50g 50C
39	122	7,17	1,23	14,64	1050	70	100g
40	124	10,41	1,83	14,95	1050	70	100g
41	100	7,69	1,19	13,40	1090	120	100g
42	43	10,99	0,82	6,94	1170	60	100g
43	139	10,85	0,60	5,24	1170	60	100g
44	135	13,48	0,66	4,67	1170	60	100g
45	136	10,99	0,44	3,85	1170	60	95g 5C
46	132	13,77	1,37	9,05	1090	120	99g 1C
47	134	10,70	1,16	9,78	1090	120	~ 100g
48	133	10,07	1,18	10,49	1090	120	100g
49	130	9,45	2,09	18,11	1020	120	~ 100g
50	131	9,00	1,85	17,05	1020	120	80g 20C
53	185	30,77	8,58	21,80	1015	90	50g 50C
54	186	9,70	3,36	25,73	1015	90	~ 100g
55	187	14,79	3,60	19,58	1015	90	95g 5C

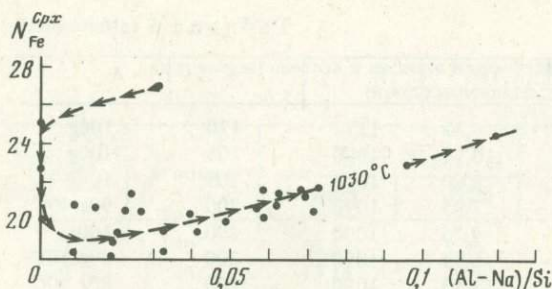
\*Обнаружено несколько маленьких зональных кристаллов *Срх*.

\*\*Эта ампула побывала с одной и той же навеской в условиях опыта три раза.

Примечание. Исходный материал: № 1, 6, 8, 11-19, 21-25, 27-29, 31, 34, 35 - стекло, № 2-5, 9, 10, 20, 26, 30, 39, 40, 42-55 - порода, № 36-38, 41 - стекло + порода.

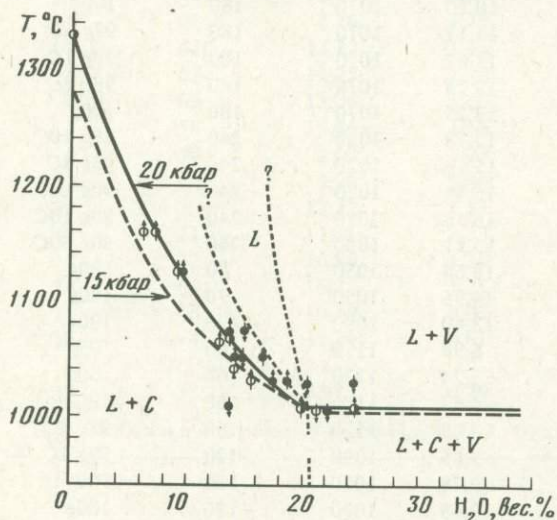
При давлении 12,5 кбар невариантная точка зафиксирована при температуре 1012°C и  $N_{H_2O}^L \approx 20,5 \pm 0,7$  мас.%. Это значение растворимости воды также весьма близко к тому, которое определено на изобаре 15 кбар. Поэтому изучили еще одно сечение при  $P = 11$  кбар. Полученные результаты суммированы в табл. 8 и на диаграмме рис. 7, где изобара 11 кбар показана в сравнении с изобарами 15 и 10 кбар. На диаграмме хорошо видно резкое смещение невариантной точки при давлении 11 кбар по отношению к ее положению при 10 кбар. Следовательно, резкое изменение (возрастание) растворимости воды на ликвидусе базальтового расплава имеет место между давлениями 10 и 11 кбар. Причем этот эффект наблюдается не только на водонасыщенном ликвидусе (рис. 8), но и во всем интервале концентраций  $H_2O$  в базальте, т.е. и на недосыщенном водой ликвидусе.

Следует рассмотреть причину столь резкого изменения равновесного содержания воды на границе двухфазной области ( $L + C$ ) с расплавом ( $L$ ) в системе базальт-вода. Выше уже отмечалось явление смены химического состава кристаллов на ликвидусе при возрастании давления: оливин сменяется клинопироксеном как в сухой, так



Р и с. 5. Изменение состава клинопироксена в ходе достижения равновесия с расплавом вблизи ликвидуса при давлении 20 кбар и температуре 1030°С (оп. 163)

Эволюция состава  $Cpx$  в течение 250 мин показана стрелками; наиболее глиноземистый  $Cpx$  равновесен с расплавом



Р и с. 6. Диаграмма состав-температура в изобарическом сечении 20 кбар для системы базальт А-90-вода, построенная по данным табл. 7

Условные обозначения те же, что на рис. 1; направление стрелок соответствует подходу к линии ликвидуса (из поля природного базальта  $C + L + V$  или  $C + L$ ) в поле расплава ( $L$ ) или наоборот); для сравнения пунктиром нанесен ликвидус при  $P = 15$  кбар (см. рис. 4)

и в содержащей воду системах. Происходит смена ортосиликатных комплексов на метасиликатные:  $SiO_4^{4-} \rightarrow SiO_3^{3-} + O^{2-}$  или  $SiO_4^{4-} + H_2O \rightarrow H_2SiO_3 + 2O^{2-}$ . Правые части этих условных реакций более плотные, чем левые. При  $P_{H_2O} \geq 11$  кбар на ликвидусе вместе с  $Cpx$  появляется роговая обманка. Это означает, что каркасные и цепочечные метасиликатные комплексы с возрастанием давления воды превращаются в ленточные:  $8SiO_4^{4-} + H_2O = H_2Si_8O_{22}^{10-} + 11O^{2-}$  или  $8SiO_3^{3-} + H_2O = H_2Si_8O_{22}^{10-} + 3O^{2-}$ . Вероятно, при  $P_{H_2O} > 20$  кбар метасиликатные комплексы могут превращаться в слоистые по схеме  $6SiO_3^{3-} + 2H_2O = H_4Si_6O_{12}^{2-}$ . Таким образом, при высо-

Таблица 7

Результаты опытов в системе вода-базальт А-90 при давлении 20 кбар

№ п/п	№ опыта	Масса, мг		$H_2O$ , мас.%	$T$ , °С	Время, мин	Продукты опыта
		базальт	$H_2O$				
1	2	3	4	5	6	7	8
1	47	5,93	1,70	24,18	1028	65	100g
2	90	7,49	1,92	20,40	1028	65	100g
3	91*	7,00	1,98	22,04	1005	70	100g
4	92*	7,85	1,95	19,90	1005	70	~ 100g
5	155	7,10	2,32	24,62	1008	75	Только реликты
6	101	9,02	1,41	13,51	1008	75	100g
7	97	8,33	1,31	13,60	1075	180	100g

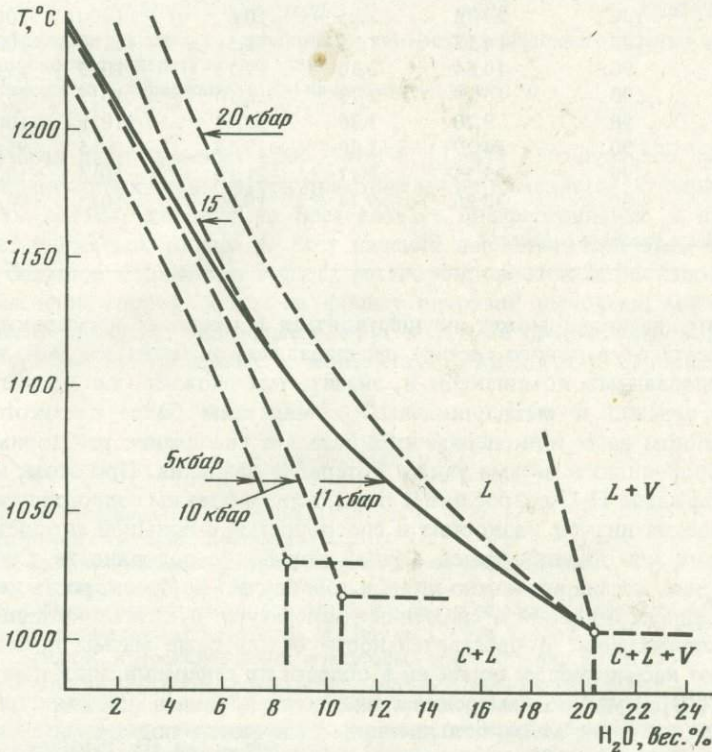
Таблица 7 (окончание)

1	2	3	4	5	6	7	8
8	108	9,74	1,69	14,79	1075	180	100g
9	110	9,70	1,59	14,08	1050	75	100g
10	116	4,04	0,71	14,95	1050	75	100g
11	146	9,09	0,56	5,80	1160	120	100g
12	158	9,94	0,75	7,02	1160	120	100g
13	160	8,77	1,46	14,27	1050	180	95g 5C
14	159	11,70	2,30	16,43	1050	180	100g
15	49	13,14	1,30	9,00	1125	78	~ 100g
16	161	10,53	8,90	9,38	1125	78	100g
17	102	7,91	1,25	13,65	1065	240	~ 100g
18	162	9,05	1,33	12,81	1065	240	95g 5C
19	154	8,82	2,03	18,71	1030	250	100g
20	164	4,61	0,95	17,09	1030	250	100g
21	163	9,66	1,79	15,63	1030	250	95g 5C

\* $P = 20,3$  кбар.

Примечание. Исходный материал: № 1, 4, 5, 7, 8, 11–21 – порода, № 2, 3, 6, 9, 10 – стекло.

ких давлениях воды имеет место химическое растворение воды в силикатном расплаве, сопровождающееся образованием кластеров цепочечных, ленточных и слоистых метасиликатов. Последовательное возникновение таких структур может происходить в очень узком интервале давления воды, либо в зависимости от термодинамики кластерообразования и числа разновидностей кластеров одного класса переход к новой струк-

Р и с. 7. Сопоставление изобарических сечений ликвидусов базальта при давлениях 10, 11 и 15 кбар. Видно резкое смещение инвариантной точки в сторону  $H_2O$  при  $P=11$  кбар

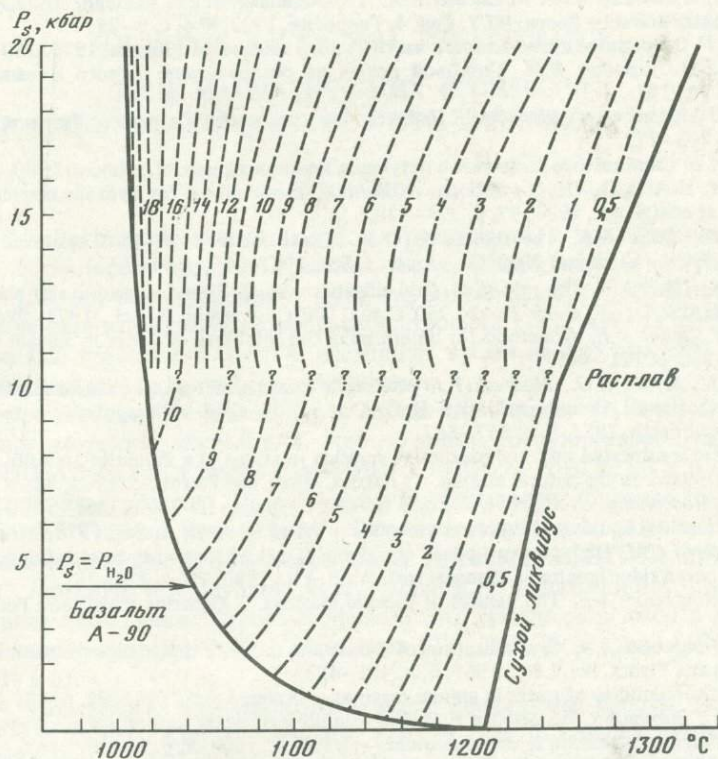
Результаты опытов в системе вода-базальт А-90 при давлении 11 кбар

№ п/п	№ опыта	Время, мин	Масса, мг		H <sub>2</sub> O, мас.%	T, °C	Продукты опыта
			базальт	H <sub>2</sub> O			
1	190	90	8,96	2,00	18,20	1015	85g15C
2	191	90	11,98	2,84	19,16	1015	95g5C
3	192	90	8,29	2,07	19,98	1015	100g
4	193	90	7,35	2,41	24,90	1015	100g
5	194	180	9,78	2,65	22,3	1015	100g
6	196	180	9,73	1,06	9,8	1015	85g25C
7	197	180	9,82	1,16	11,10	1015	80g20C
8	198	180	10,15	1,50	12,9	1015	90g10C
9	199	180	9,45	1,44	15,00	1015	90g10C
10	200	90	7,49	1,98	20,9	1018	97g3C
11	201	90	7,49	1,98	20,9	1018	Несколько кристаллов
12	202	90	8,59	1,70	16,5	1018	То же
13	203	90	18,41	1,88	9,3	1018	75g25C
14	204	90	12,35	1,32	9,7	1040	90g10C
15	205	90	20,6	2,6	11,2	1040	95g5C
16	206	90	9,29	1,35	12,7	1040	99g1C
17	208	120	11,57	1,82	15,7	1040	90g10C
18	210	270	9,33	1,51	13,9	1040	85g15C
19	211	270	7,47	1,29	14,7	1040	99g1C
20	212	270	9,78	1,77	15,3	1040	~100g
21	213	120	15,82	1,55	8,9	1100	~100g
22	214	120	17,73	1,85	10,6	1100	100g
23	215	120	14,18	1,84	11,5	1100	100g
24	222	90	10,54	2,30	17,72	1015	85g15C
25	223	90	15,19	2,73	15,10	1015	85g15C
26	186	90	9,70	3,36	25,73	1015	100g
27	187	90	14,79	3,60	19,58	1015	95g5C
28	188*	90	25,75	7,77	21,18	1015	~100g
29	189*	90	38,86	9,74	19,00	1015	90g10C

\* Опыты проведены в газовом сосуде.

туре силикатного расплава может осуществляться в пределах нескольких килобар. Это будет зависеть от валового состава расплава: чем он более кислый, тем больше в нем полимеризованных комплексов и, значит, тем сложнее, т.е. энергетически затруднительней, переход к метасиликатным комплексам более высокого порядка.

В использованном нами в экспериментах базальте увеличение растворимости воды на ликвидусе произошло в весьма узком интервале давления. При этом, как отмечалось выше, содержание H<sub>2</sub>O возросло в 2 раза. Расплав с таким содержанием воды должен обладать весьма низкой вязкостью и способностью с большой скоростью перемещаться из мантии или нижних частей земной коры к ее поверхности. Очевидно, что такое продвижение магмы возможно лишь в том случае, когда скорость дегидратации расплава при падении давления и снижении температуры существенно выше, чем скорость его кристаллизации. В действительности базальтовые магмы практически никогда не бывают насыщенными водой ни в области их генерации, ни в приповерхностных условиях [10]. Судя по измерениям теплового потока в областях генерации базальтовых и андезитовых магм повышенной щелочности под окраинными морями [11, 12], на глубинах до 100 км температура верхней границы астеносферных линз составляет 1200–1500°С. Измерения температуры базальтовых расплавов в лавовых



Р и с. 8. Обобщенная диаграмма с проекциями ликвидусов щелочного базальта разной водонасыщенности на плоскость температура–давление

Цифры на изоплетах – содержание воды на ликвидусе (в вес.%)

потоках и озерах дают значения 1200–1300°C [7, 41]. Это означает, что при подъеме магм к поверхности их температура практически не изменяется. Следовательно, водонасыщенность магмы, которая не претерпевает дифференциации в промежуточных очагах, будет снижаться только за счет падения давления. При этом из нее должно выделяться большое количество водных растворов, способных производить метасоматическое изменение пород коры на фронте интрузий щелочных магм. Таковы, например, зоны фенитизации, развитые вокруг массивов щелочных пород, скарны магматической стадии, приуроченные к контактам габброидов с карбонатными породами, и т.п.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Артюшков Е.В. Геодинамика. М.: Наука, 1979. 324 с.
2. Аппен А.А. Химия стекла. М.: Химия, 1970. 240 с.
3. Бернэм К.В. Гидротермальные флюиды магматической стадии. – В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 40–74.
4. Жариков В.А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. – В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 62–79.
5. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 135 с.
6. Левин Л.Э. Геология окраинных и внутренних морей. М.: Недра, 1979. 215 с.
7. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 316 с.
8. Перчук Л.Л. Барическая зависимость ликвидусных температур базальтов в сухих системах. – Докл. АН СССР, 1983, 271, № 3, с. 702–705.
9. Перчук Л.Л. Система щелочной базальт–вода: I. Анализ продуктов опытов вблизи ликвидуса при  $P = 15$  кбар. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1983, вып. 11, с. 103–120.

10. Перчук Л.Л., Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, № 4, с. 3–25.
11. Родников А.Г. Островные дуги западной части Тихого океана. М.: Наука, 1979. 250 с.
12. Смирнов Я.Б., Сугробов В.М. Тепловой поток на северо-западе Тихого океана. — Природа, 1979, № 1, с. 94–101.
13. Хитаров Н.И., Кадик А.А., Лебедев Е.Б. Растворимость воды в расплаве базальта. — Геохимия, 1968, № 7, с. 763–772.
14. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 243 с.
15. Burnham C.W.  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$  solutions: A thermodynamic model for hydrous magmas. — Bull. Soc. franç. minér. et cristallogr., 1974, 97, p. 223–230.
16. Burnham C.W., Davis N.F. The role of  $\text{H}_2\text{O}$  in silicate melts. 1.  $P\text{-V-T}$  relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$  to 10 kb and 1000°C. — Amer. J. Sci., 1971, 270, p. 54–79.
17. Burnham C.W., Davis N.F. The role of  $\text{H}_2\text{O}$  in silicate melts. 2. Thermodynamic and phase relations in the system  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-H}_2\text{O}$  to 10 kb, 750°C to 1100°C. — Amer. J. Sci., 1974, 274, p. 902–940.
18. Burnham C.W., Jahns R.H. A method for determining the solubility of water in silicate melts. — Amer. J. Sci., 1962, 260, p. 721–745.
19. Boettcher A.L., Mysen B.O., Modreski P.J. Melting in the mantle: Phase relationships in natural and synthetic peridotite- $\text{H}_2\text{O}$  and peridotite- $\text{H}_2\text{O-CO}_2$ , C-H-O-S with application to kimberlite. — Phys. and Chem. Earth, 1975, 9, p. 857–867.
20. Egger D.N. Water-saturated and undersaturated melting relations in a Paricutin andesite and an estimate of water content in the natural magma. — Contribs. Miner. and Petrol., 1972, 34, N 4, p. 91–109.
21. Egger D.H., Rosenhauer M. Carbon dioxide in silicate melts. II. Solubilities of  $\text{CO}_2$  and  $\text{H}_2\text{O}$  in  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$  (diopside) liquids and vapors at pressures to 40 kb. — Amer. J. Sci., 1978, 278, N 1, p. 64–94.
22. Elthon D., Scarfe C.M. High-pressure phase equilibria of a high-magnesia basalt: Implications for the origin of mid-ocean ridge basalts. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1980, 79, p. 276–281.
23. Green D.H., Ringwood A.E. The genesis of basaltic magmas. — Contribs. Miner. and Petrol., 1967, 15, p. 103–120.
24. Green D.H., Ringwood A.E. Crystallization of basalt and andesite under high pressure hydrous conditions. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1967, 3, p. 481–489.
25. Goranson R. The solubility of water in granitic magmas. — Amer. J. Sci., 1931, 22, p. 481–502.
26. Hamilton D.L., Burnham C.W., Osborn E.F. The solubility of water and effect of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. — J. Petrol., 1964, 5, p. 21–39.
27. Hodges F.N. Solubility of  $\text{H}_2\text{O}$  in forsterite melt at 20 kb. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1973, 72, p. 495–497.
28. Hodges F.N. The solubility of  $\text{H}_2\text{O}$  in silicate melts. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1974, 73, p. 251–255.
29. Kushiro I. The system forsterite-diopside-silica with and without water at high pressures. — Amer. J. Sci., 1969, 269, p. 269–294.
30. Kushiro I. Changes in viscosity and structure of melt of  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$  compositions at high pressures. — J. Geophys. Res., 1976, 81, p. 6347–6350.
31. Kushiro I., Yoder H.S. Melting of forsterite and enstatite at high pressures under hydrous conditions. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1969, 67, p. 153–158.
32. Kushiro I., Yoder H.S., Mysen B.O. Viscosities of basalt and andesite melts at high pressures. — J. Geophys. Res., 1976, 81, N 35, p. 6351–6356.
33. Mysen B.O. Solubility of  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CO}_2$  in the predicted pressures and temperature range of magma genesis in the upper mantle, and some petrological and geophysical implications. — Rev. Geophys., 1977, 15, p. 351–361.
34. Mysen B.O., Virgo D., Scarfe C.M., Harrison W.J. Solubility mechanisms of water in silicate melts at high pressure and temperature. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1980, 79, p. 320–322.
35. Nesbitt R.W., Hamilton D.H. Crystallisation of an alkali-olivine basalt under controlled  $P_{\text{O}_2}$ ,  $P_{\text{H}_2\text{O}}$  conditions. — Phys. Earth and Planet. Intern., 1970, 3, p. 309–315.
36. Rosenhauer M., Egger D.M. Solution of  $\text{H}_2\text{O}$  and  $\text{CO}_2$  in diopside melt. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1975, 74, p. 474–479.
37. Sorapure R. The solubility of water in albite melt determined from nucleation of vesicles following isothermal decompression. — In: Natur. Environ. Res. Council of U.K., progr. in exp. petrol., 5th rep. 1981, p. 7–9.
38. Takahashi E. Melting relations of an alkali-olivine basalt to 30 kb and their bearing on the origin of alkali basaltic magmas. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1980, 79, p. 271–276.
39. Tatsumi Y. Melting experiments on a high-magnesian andesite. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 54, p. 357–365.
40. Thompson R.N., Kushiro I. The oxygen fugacity within graphite capsules in piston-cylinder apparatus at high pressures. — Carnegie Inst. Wash. Yb., 1972, 71, p. 615–616.
41. Thompson R.N., Tilley C.E. Melting and crystallization relations of Kilauean basalt of Hawaii: The lavas of the 1959–1960 Kilauea eruption. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1969, 5, N 7, p. 469–477.

## РОЛЬ МАГМАТИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ФОРМИРОВАНИИ ГЕОСТРУКТУРЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

### ВВЕДЕНИЕ

Впадина Японского моря возникла у края континента, в зоне его перехода к Тихому океану, и является составной частью классической морфологической триады краевое море [26, 65, 66]—островная дуга—глубоководный желоб. В пределах Японской впадины земная кора имеет гетерогенное строение [11], причем здесь намечаются участки, лишенные гранитного слоя. В настоящее время на дне впадины не регистрируется сейсмическая и вулканическая деятельность.

Геологическое строение и вещественный состав дна Японского моря стали известны благодаря ряду морских экспедиций, проведенных сотрудниками Тихоокеанского института ДВНЦ АН СССР, а также СахКНИИ, ТЭ Мингео, ДВГУ, МГУ и океанографическими учреждениями Японии. В 1973 г. было произведено бурение глубоководных скважин с судна "Гломар Челленджер". Результаты этих исследований освещены в многочисленных публикациях И.И. Берсенева, Б.И. Васильева, Е.П. Леликова, В.Л. Безверхнего, Ю.С. Липкина, И.К. Пушина, Б.Я. Карпа, В.П. Филатьева и других исследователей, а крупные обобщения геолого-геофизических материалов даны в монографиях Н.В. Васильковского и др. [19], В.М. Ковылина [28], Ю.В. Шевалдина [67], А.Г. Родникова и др. [58] и др.

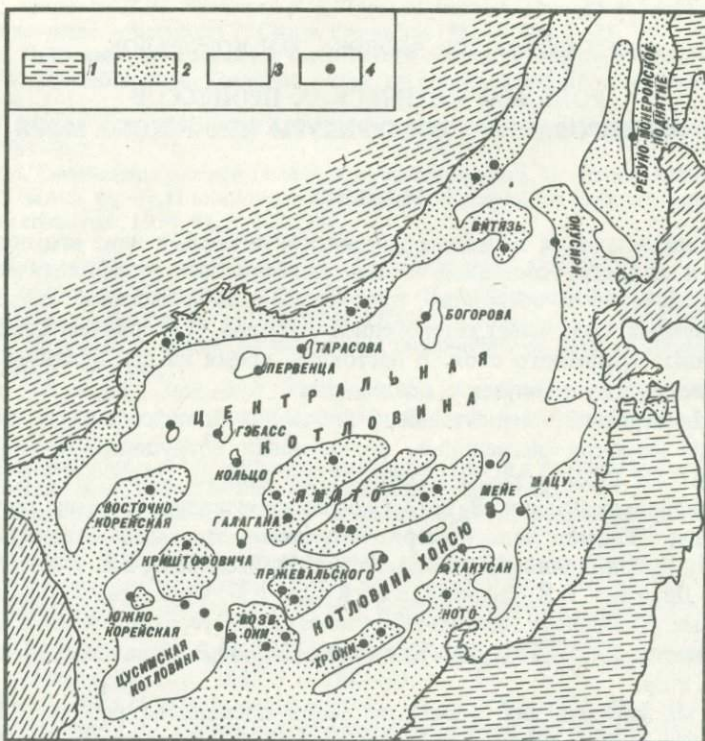
Проблемам магматизма дна Японского моря посвящены работы Е.П. Леликова и др. [38—43, 61] и Ю.И. Коновалов и др. [24, 29—32]. В первых разработана схема эволюции кайнозойского вулканизма дна Японского моря и выделены четыре возрастные серии; наиболее древняя из них, базальт-липаритовая ( $P_2-N_1^1$ ), связывается с заключительными стадиями орогенеза области моря, а возникновение трех остальных — трахиандезитовой ( $P_3-N_1^1$ ), щелочно-оливин-базальтовой ( $N_1^1-N_2$ ) и щелочно-базальтоидной ( $N_1^2-Q$ ) — с активизацией Японской впадины и заложением глубинных разломов. Ю.И. Коноваловым и Т.И. Фроловой [30, 64] обобщены все имеющиеся данные по вулканизму Японского моря, выявлены закономерности пространственного распределения отдельных комплексов и проведено их расчленение. Данные по петрографии и петрохимии вулканов Японского моря, их относительному и абсолютному возрасту, эволюционным сериям и физико-химическим закономерностям становления будут использованы и обсуждены в этой работе.

В задачу наших исследований входило не только выявление эволюции магматизма в сегменте Японского моря, но и поиск ее связи с процессами, происходившими в земной коре и верхней мантии, сведения о которых известны из геофизической литературы [12, 14—16, 21, 80, 82]. Такое обобщение закономерностей магматизма для одного из наиболее изученных участков земной коры в зоне перехода от континента к океану может способствовать дальнейшему усовершенствованию модели образования и развития глубоководных котловин.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ И ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЬ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

Как отмечалось выше, детальное описание вулканических комплексов Японского моря приведено в работах Ю.И. Коновалова и Т.И. Фроловой [30, 64]. Здесь будут кратко рассмотрены только некоторые закономерности геологических разрезов опорных точек драгирования каменного материала, анализ которых может пролить свет на формирование Японской котловины.

В пределах этой котловины можно выделить три главных типа структур земной



Р и с. 1. Три главных типа структур земной коры в ложе Японского моря

1 — кора континента и островной дуги; 2 — субконтинентальная кора бордерлендов; 3 — переработанная континентальная кора котловин, представленная андезито-базальтами, перекрытыми двухкилометровой толщиной морских осадков позднечетвертичного и современного возраста; 4 — места драгирований, материалы которых использованы в этой статье

коры (рис. 1): 1) кора континента и островной дуги; 2) субконтинентальная кора бордерлендов; 3) переработанная континентальная кора котловин, сложенная андезито-базальтами и щелочными базальтами, как правило, перекрытыми толщей морских осадков позднечетвертичного возраста, мощность которых достигает 2, а местами и 3 км. Разрезы структур континентального типа, включающие шельф, материковый (островной) склон и крупные подводные возвышенности, сложены разнообразными по составу породами докембрия и фанерозоя [15, 17]. Разрезы структур океанического типа, к которым относятся глубоководные котловины, изучены слабо из-за упомянутого выше мощного чехла морских осадков, перекрывающих фундамент. Последний доступен драгированию только в пределах небольших возвышенностей и подводных гор, среди которых выделяются два генетических типа — фрагменты (мелкие блоки) структур континентального типа, где, помимо вулканических пород неогенового и более молодого возраста, обнаружены мезозойские терригенные образования, прорванные гранитами (возвышенности Гэбасс, Первенца), и четвертичные подводные горы и возвышенности вулканического происхождения.

По особенностям геологического разреза структуры континентального типа можно отнести к трем зонам — северо-западной, юго-западной и восточной. Каждая из этих зон по характеру допалеогеновых, или донеогеновых разрезов сходна с прилегающим к ней участком суши. Кайнозойские комплексы, развитые в пределах моря, являются специфичными и не имеют аналогов на суше.

Северо-западная зона, включающая шельф и континентальный склон Приморья и Северо-Восточной Кореи, характеризуется развитием ряда комплексов, аналогичных комплексам в прибрежных структурах: докембрийского гранито-метаморфического,

пермского и юрского осадочных, позднемеловых вулканогенного и интрузивного и палеогенового вулканогенного. Позднемеловой туфо-игнимбритовый комплекс сопоставим с породами, слагающими южную часть Прибрежного вулканогенного пояса Сихотэ-Алиня. Палеогеновый комплекс эффузивов основного состава сходен с однотипными породами амгинской серии той же структуры. Оба комплекса сформировались в наземных условиях и связаны с заключительными фазами орогенеза и посторогенной активизацией Сихотэ-Алинской геосинклинальной системы. Наиболее молодой раннемиоценовый вулканогенный комплекс формировался, очевидно, синхронно с опусканием этой части моря. Он сложен базальтами и андезито-базальтами с уклоном до трахиандезито-базальтов, реже до трахиандезитов. Юго-западная (Прикорейская) зона включает ряд подводных возвышенностей (Восточно-Корейскую, Криштофовича, Южно-Корейскую), разрез которых в донеогеновой части сложен комплексами, близкими по составу и возрасту к породам Корейского полуострова. К ним относятся докембрийский гранито-гнейсовый, палеозойский (средне-позднекаменноугольный) терригенно-осадочный, мезозойский интрузивный, преимущественно гранитоидный и палеогеновый комплексы. Последний представлен вулканитами (туфами и игнимбритами) среднего-кислого состава, сформированными в наземных условиях. Неогеновый вулканогенный комплекс состоит из пород основного состава, дифференцированных до андезитов. Этот комплекс обнаруживает признаки смены наземных условий морскими и фиксирует погружение этой части территории.

Восточная, Японо-Сахалинская, зона образована рядом подводных возвышенностей, простирающихся параллельно структурам Японо-Сахалинской системы. В ней выделяются северный участок, примыкающий к о-вам Сахалину и Хоккайдо, и южный, примыкающий к о-ву Хонсю.

Северный участок включает возвышенность Витязь, хребет Окусири и Ребуно-Монеронское поднятие. В его разрезах выделяются среднепалеозойский, позднеюрско-меловой, позднемеловой и кайнозойский (среднепалеоген-неогеновый) вулканогенно-осадочные комплексы, из которых первые два образовались в пределах интенсивно прогибавшегося эвгеосинклинального бассейна пояса Хидака (о-в Хоккайдо) и Западного Сахалина. Позднемеловой комплекс сложен песчаниками с прослоями туфов, андезитов и дацитов, образованными в субэвральном условиях. Кайнозойский комплекс обладает сложным строением. В пределах Ребуно-Монеронского поднятия и хребта Окусири до середины миоцена включительно этот комплекс формировался в подводных условиях, причем в первой структуре изливались вулканиты основного состава, в то время как во второй накапливались преимущественно осадочные образования. В это же время на возвышенности Витязь существовали условия суши и формировался комплекс эффузивов и пирокластов среднего-кислого состава. С позднего миоцена начал образовываться достаточно широко развитый подводный комплекс эффузивов, не имеющий себе равных на прилегающей суше, где в это время фиксируются условия воздымания. По степени дифференцированности и характеру щелочности породы этого возрастного интервала на подводных возвышенностях имеют пестрый состав. Особенно выделяются слабой дифференцированностью и повышенной щелочностью породы хребта Окусири.

Южный участок, куда входят структуры бордерленда Хонсю (возвышенности и хребты Оки, Пржевальского, Хакусан) и возвышенность Ямато, отделенная от них котловиной Хонсю, по своему строению аналогичен прибрежным структурам Японии. В его состав входят докембрийские метаморфические, палеозойские метаморфизованные вулканогенно-осадочные, мезозойские (ранне-меловые) терригенно-осадочные, поздне-меловые вулканогенные и кайнозойские вулканогенные и осадочные образования. Палеозойские и раннемезозойские вулканиты отвечают преимущественно основным зеленокаменно-измененным эвгеосинклинальным вулканитам. Поздне-меловые вулканиты сложены эффузивами, туфами и игнимбритами среднего-кислого состава, которые формировались в наземных условиях, отвечающих орогенному этапу развития геосинклинали. Среди кайнозойских отложений выделяется ряд комплексов,

приуроченных к различным структурам и, возможно, находящихся в фаціальных взаимоотношениях.

Самый древний, эоценовый, комплекс выделен в пределах возвышенности Ямато, где он представлен андезитами и в меньшей степени базальтами. Широко развит олигоцен-миоценовый комплекс пропилитизированных наземных и мелководных пород с преобладанием эффузивов и туфов среднего и кислого состава, соответствующих формации зеленых туфов Японии, появление которых знаменует начало современного островодужного этапа. По направлению к возвышенности Ямато они, очевидно, замещаются слабо дифференцированным базальтовым комплексом повышенной щелочности. Среднемиоцен-четвертичный комплекс возвышенностей бордерленда Хонсю сложен преимущественно базальтами и андезитами подводного происхождения, сменяясь вверх по разрезу плиоцен-четвертичным комплексом резко повышенной щелочности, состоящим в основном из трахибазальтов с небольшим количеством дифференциатов — трахитов и андезитов.

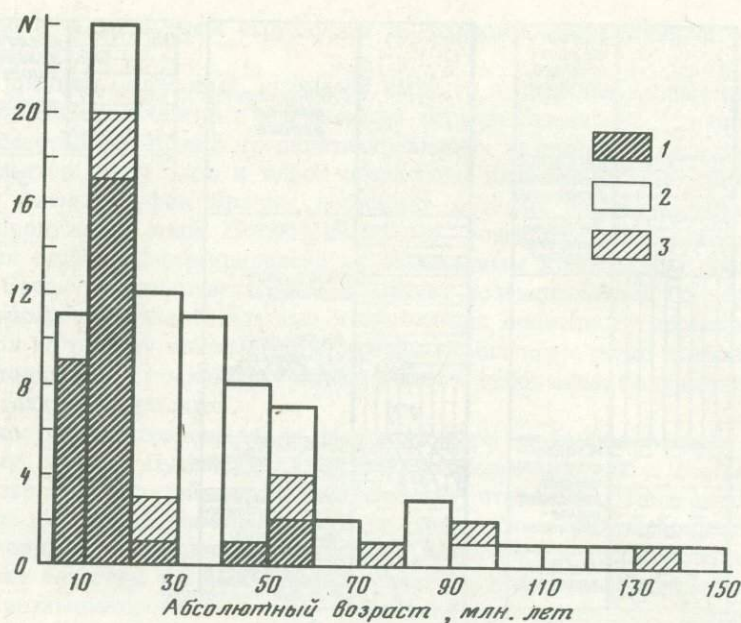
Труднодоступны исследованию в Японском море три глубоководные котловины — Центральная, Хонсю и Цусимская. В пределах наиболее крупной — Центральной — котловины известны мезозойские и кайнозойские отложения. Раннемеловые породы обнаружены на возвышенности Гэбасс и представлены кварц-полевошпатовыми песчаниками, сходными с песчаниками на Ямато. Они прорваны гранитоидами, аналоги которых также известны на Ямато и в Японии. Верхнемеловые образования, драгированные на возвышенности Первенца в западной части котловины, сходны с разновозрастными аркозовыми и туфогенными песчаниками континентального склона и Приморья, так же как и интрузирующие их гранитоиды. Таким образом, Центральную котловину следует рассматривать как наложенную структуру, приуроченную к зоне сочленения континента и Японо-Сахалинской складчатой системы. Кайнозойские вулканические комплексы Центральной котловины преимущественно среднемиоценового возраста представлены базальтами, иногда с небольшим количеством средних дифференциатов. Базальты однородны по составу, как правило, содержат оливин и отличаются от базальтов из структур с континентальной корой устойчивой повышенной щелочностью. Все базальтовые комплексы формировались в подводных условиях.

Кайнозойские комплексы котловины Хонсю несколько отличаются от комплексов Центральной котловины. Наиболее древние, эоценовые, развитые на возвышенностях П-5 и Мейё-2, сложены порфиоровыми, слабо дифференцированными базальтами нормальной щелочности, сформированными в наземных условиях. Повсеместно развитые неогеновые породы образовались в подводных условиях и характеризуются более высокой степенью дифференцированности. Среди них встречаются как вулканы нормальной щелочности, так и субщелочные, как, например, комплекс Мейё-2; развитый на продолжении рифтогенного желоба Тояма.

Наиболее сильно от остальных кайнозойских комплексов моря отличаются вулканические комплексы Цусимской котловины. Данные по ним ограничены тремя подводными возвышенностями, две из которых увенчаны островами (Уллыndo и Чукто), а вершина третьей (Глебова) расположена на незначительной глубине (402 м). Это щелочные базальты и базаниты с низким содержанием кремнезема и высоким — магния, титана и щелочей, не имеющие аналогов в Японском море.

Наиболее яркой характеристикой вулканизма Японского моря является четко выраженная антидромная последовательность излияний лав наземного и подводного режимов. Эта закономерность неизменно вытекает из анализа стратиграфической последовательности формирования кайнозойских вулканических комплексов и данных по абсолютному возрасту различных типов пород, представляющих эти комплексы. Еще в работе А.Г. Родникова с сотр. [58] было подмечено, что характерной особенностью вулканизма Японского моря является более раннее излияние кислых лав, постепенно сменяющихся все более основными. Эта последовательность еще более четко вырисовывается при просмотре многочисленных стратиграфических разрезов, составленных Ю.И. Коноваловым и Т.И. Фроловой [30, 64]. В качестве примера на





Р и с. 3. Гистограмма абсолютных возрастов вулканитов Японского моря по обобщенным данным [30, 33]

1 – бордерленды; 2 – возвышенности и острова; 3 – котловины

ливо видно на гистограмме, представленной на рис. 3. Однако для всех этих возвышенностей отсутствуют определения возраста более кислых и, как правило, более древних вулканических продуктов. Действительно, ряд датировок пород из котловин (хребет Богорова – 52,7 и 49,4 млн. лет, возвышенность Ц-5 – 52,7 млн. лет) дает основания полагать, что интенсивные вулканические процессы протекали в них и в палеогене. В то же время для верхов разрезов ряда возвышенностей характерен весьма молодой возраст вулканитов (андезито-базальт возвышенности Витязь – 16 млн. лет, трахиандезит Оки – 3,5 млн. лет, андезит Хакусана – 7,7 млн. лет, базальт Ребуно-Монеронского поднятия – 14,5 млн. лет [56], базальт поднятия Глебова – 15,5 млн. лет и др.). Однако не исключено, что вулканизм на большей части возвышенностей закончился раньше, чем в котловинах. Анализ вулканизма возвышенностей с континентальной корой, для которых имеются более многочисленные данные по начальным этапам кайнозойского вулканизма, показывает также, что в палеогене вулканизм был везде наземным, а его продукты характеризовались большим содержанием кремнекислоты. Они сложены дацитами, риолитами, их туфами, местами игнимбритами и значительно реже андезитами и базальтами по сравнению с более поздними этапами развития вулканизма, которые повсюду представлены базальтами, сформировавшимися в подводных условиях и как бы фиксирующими этап формирования собственно Японской котловины. Антидромная последовательность вулканизма на континентальных поднятиях проявлена практически повсеместно, но в различных возрастных интервалах. Так, наиболее древний вулканизм фиксируется на Ямато, где он закончился уже к началу миоцена. Наиболее молодой вулканизм характерен для возвышенностей Прикорейского бордерленда и для хребта Оки. В последней структуре наиболее древние датировки вулканизма соответствуют началу миоцена, а его завершение имело место в плиоцене.

Вулканизм котловин по имеющимся определениям возраста происходил преимущественно в миоцене, продолжаясь вплоть до плиоцена (самые молодые датировки – 3,5 млн. лет), и в подавляющем большинстве случаев имел базальтовый характер.

В следующем разделе будет показано, что эти базальты обладали более щелочным составом по сравнению с базальтами возвышенностей с континентальной корой. В тех редких случаях, когда в котловинах встречаются кислые породы, они, как правило, имеют более древний возраст.

Итак, можно сделать следующие выводы: 1) наиболее дифференцированный и кислый вулканизм свойствен поднятиям с континентальной корой; 2) вулканизм поднятий развивался в антидромной последовательности; 3) в процессе вулканизма наземные условия закономерно сменялись подводными (режим погружения); 4) вулканизм котловин в целом моложе вулканизма поднятий с континентальной корой.

#### ПЕТРОХИМИЯ ВУЛКАНИТОВ И ВОЗМОЖНЫЙ РЕЖИМ ИХ ФОРМИРОВАНИЯ

В предыдущем разделе было показано, что нижние части разрезов практически всех морфологических структур Японского моря представлены кремнекислыми вулканитами, в то время как верхи этих разрезов сложены базальтами повышенной щелочности.

Зачастую временной разрыв между формированием нижних и верхних вулканических толщ достигает 30–20 млн. лет. Отсюда следует, что смена одних типов пород другими не может отражать развитие одного и того же магматического очага, т.е. что они не принадлежат к единым генетическим сериям, развитие которых происходит в относительно короткий промежуток времени, как показано в работах Х. Куно [74, 75], Л.Л. Перчука и В.И. Ваганова [52] и Л.Л. Перчука и Т.И. Фроловой [53]. Поэтому здесь мы ограничимся поиском закономерностей в изменении состава вулканических пород по латерали и по вертикали. И тот и другой подход может оказаться информативным с точки зрения анализа условий зарождения и эволюции ложа нынешнего Японского моря.

В настоящее время имеется свыше 400 анализов вулканитов [17, 30, 40, 41, 61, 76]. Было привлечено к рассмотрению 303 наиболее информативных и представительных анализа пород из различных частей Японского моря. На этой основе проведена типизация вулканических комплексов и выделены определенные формационные типы. В пределах каждого формационного типа намечен ряд серий, отражающих закономерные вариации составов пород в различных участках Японского моря. Эти данные обобщены в табл. 2 и на диаграмме рис. 4, составленной в координатах  $(Ca, Mg, Fe)O - (Al, Fe)_2O_3 - SiO_2$ . Такая диаграмма была предложена в работе [51], где она использовалась для анализа вариаций химического состава пород земной коры и верхней мантии. При этом была установлена эмпирическая закономерность: независимо от типа земной коры — континентальной или океанической — ее глиноземистость, т.е. относительное содержание  $Al_2O_3$ , остается постоянной. На рис. 4 вулканические серии Японского моря сопоставлены с трендом земной коры. Видно, что для них не выдерживается правило постоянства глиноземистости: в общем случае она существенно выше, чем в коре в целом, но закономерно изменяется от кремнекислых к основным породам. Большинство точек составов ложится вблизи линии твердого раствора плагиоклаза, что свидетельствует о лейкократовом характере вулканитов ложа Японского моря, а изгиб тренда отражает их повышенную щелочность [34]. Об этом можно также судить по тому, что при пересчете химических анализов ряда базальтов повышенной щелочности, драгированных из Центральной и Цусимской котловин, на нормы  $SPW$  в них появляется нормативный нефелин.

Вариации составов вулканитов Японского моря в пределах выделенных серий показаны также на диаграммах рис. 5. Первая из них показывает, что эти серии не имеют прямого генетического родства, т.е. не являются продуктами дифференциации магм, возникших из единого источника: их тренды не сходятся в одной точке, как это должно было быть [52, 53] в случае развития базальтовых серий от общего источника через множество промежуточных очагов (гомодромные серии). Для сравнения на верхнюю

Таблица 2.

Средние химические составы (в мас. %) пород кайнозойских вулканических комплексов Японского моря

Оксиды	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	50,06	53,81	59,51	62,65	65,59	69,74	74,22
TiO <sub>2</sub>	1,17	1,04	0,56	0,74	0,54	0,41	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,10	18,24	17,29	17,49	15,84	15,65	12,21
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,19	5,34	2,79	2,22	2,31	1,26	1,77
FeO	4,26	3,28	2,69	2,25	3,03	1,94	1,78
MnO	0,11	0,15	0,07	0,08	0,05	0,07	0,04
MgO	4,37	3,72	2,30	1,71	1,27	0,97	0,52
CaO	9,28	7,48	4,94	2,73	2,28	1,34	1,03
Na <sub>2</sub> O	3,29	3,55	3,38	4,15	3,43	3,60	2,83
K <sub>2</sub> O	0,90	1,32	2,63	3,21	2,86	3,31	3,93
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,24	0,32	0,23	0,29	0,20	0,25	0,12
Число анализов	25	15	12	2	15	4	8

1-17 — формация наземных и мелководных дифференцированных эффузивов базальт-андезит-дацит-риолитового состава (известково-щелочная серия). 1-13 — континентальные структуры: 1-7 — объединенные континентальный склон Приморья (P<sub>2-3</sub>), Витязь (P<sub>2-N<sub>2</sub></sub>), Ребуно-Монеронское поднятие (P<sub>3-N<sub>2</sub></sub>), Ямато (P<sub>2</sub>), 8-13 — бордерлендо-ва Хонсю, зеленые туффы (P<sub>3-N<sub>1</sub></sub>) (8-11 — хребет Оки, 12 — возвышенность Пржевальского, 13 — возвышенность Оки); 14-17 — котловины (объединенные П-5 [29], Первенца, Медведева, П-8 (N<sub>1</sub>-N<sub>2</sub>)). 18-28 — формация подводных базальтов и их дифференциатов повышенной щелочности (субщелочная серия). 18-24 —

Таблица 2 (окончание)

Оксиды	17	18	19	20	21	22	23	24
SiO <sub>2</sub>	65,75	48,81	53,65	58,79	46,62	58,75	46,22	59,57
TiO <sub>2</sub>	0,53	1,51	0,95	1,01	0,60	0,40	2,99	0,48
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	14,28	18,10	17,08	15,47	16,29	17,45	17,89	18,81
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,78	6,87	6,29	5,97	4,69	4,17	5,60	3,50
FeO	3,11	2,86	2,48	2,88	2,70	1,38	3,35	0,83
MnO	0,09	0,15	0,10	0,37	0,11	0,03	0,16	0,19
MgO	0,46	3,93	4,24	1,71	7,37	1,01	4,77	0,84
CaO	2,55	9,65	7,45	3,60	6,94	1,30	8,65	1,74
Na <sub>2</sub> O	4,74	3,39	3,43	3,08	2,67	3,75	4,16	5,71
K <sub>2</sub> O	2,99	1,28	2,42	3,37	1,33	8,13	3,39	6,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	0,32	0,30	—	0,25	0,33	0,10	0,05
Число анализов	6	22	12	2	16	3	6	8

диаграмму рис. 5 нанесены тренды дифференциации щелочно-базальтовых магм на островах Сахалин (10) и Шикотан (11). Путь их развития не только гомодромный, но и короткий по времени. Возможно, такой же путь характерен для серии базальтов (6), развитой в нижнем миоцене на возвышенностях Богорова, Тарасова, Галагана и др., расположенных в Центральной котловине Японского моря.

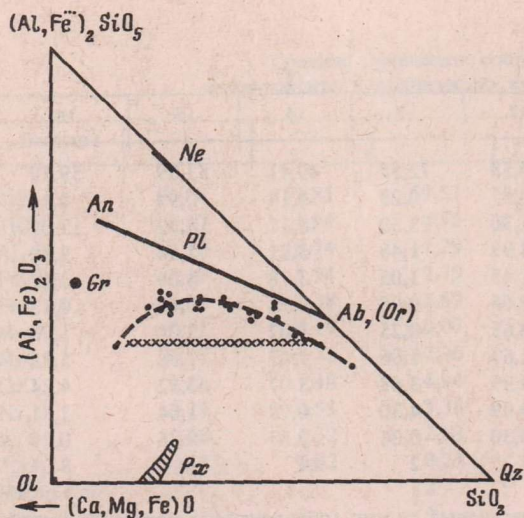
На верхней диаграмме рис. 5 отчетливо видна разнонаправленность трендов выделенных серий, что в какой-то мере отражает степень "переработки" коры, т.е. степень замещения базальтами гранитного слоя земной коры под Японским морем. Из той же диаграммы следует, что ограниченные изменения суммы щелочей в комплексах 8, 9, 1 и 4 имеют место при разной кремнекислотности пород и практически от нее не зависят. На нижних диаграммах рис. 5 видно, что изменение Na/K отношения во всех "сериях" весьма сходно, хотя вторая группа (2, 3, 5-7) отличается более широкими вариациями суммы щелочей. Таким образом, можно говорить о двух группах вулка-

	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	53,17	60,40	69,63	72,52	69,58	72,55	49,41	53,89	59,19
	0,74	0,49	0,36	0,19	0,57	0,23	1,14	0,99	0,57
	13,63	11,32	12,56	11,26	11,36	13,59	18,11	18,32	17,09
	9,51	5,52	3,29	1,79	3,92	1,48	5,21	3,82	2,69
	1,32	0,98	1,86	1,29	1,45	1,05	3,78	4,09	3,19
	0,10	0,11	0,07	0,05	0,06	0,05	0,18	0,10	0,13
	2,70	0,77	0,33	0,14	0,65	0,25	5,02	3,07	1,73
	5,21	2,87	1,28	2,09	1,63	1,06	9,67	7,98	5,35
	3,13	3,66	4,64	3,58	3,99	3,69	3,07	3,52	4,24
	2,07	4,49	4,47	4,67	4,99	4,30	0,98	1,64	2,71
	0,37	0,71	0,47	0,64	0,30	0,04	0,37	0,38	0,20
	3	4	2	5	5	2	14	11	8

континентальные структуры: 18-20 — калиево-натриевый подтип (объединенные континентальный склон Приморья (N<sub>1</sub>), Ямато (P<sub>3-N<sub>1</sub></sub>), Восточно-Корейская (N<sub>2</sub>), Криштофовича (N<sub>2-3</sub>)); 21-22 — натриево-калиевый подтип Окусири (N<sub>1</sub><sup>2</sup>-N<sub>2</sub>); 23-24 — калиевый подтип Оки (N<sub>2</sub>-Q); 25-31 — котловины: 25-28 — калиево-натриевый подтип (объединенные Кольцо (N<sub>2</sub>-Q), П-4 (N<sub>1</sub>-N<sub>2</sub>), Гэбасс (N<sub>1</sub>), Мейе-2 (N<sub>2</sub>-N<sub>2</sub>)); 29-31 — натриево-калиевый подтип (объединенные Богорова (P<sub>3-N<sub>2</sub></sub>), Тарасова (N<sub>1</sub><sup>2</sup>-N<sub>2</sub>), Галагана (N<sub>1</sub><sup>3</sup>)); 32-33 — формация щелочных базальтов Цусимской котловины (N<sub>1</sub><sup>2</sup>-Q).

	25	26	27	28	29	30	31	32	33
	47,87	55,18	57,72	65,93	47,53	54,85	59,62	44,42	44,59
	1,31	0,72	0,75	0,20	1,58	1,32	0,81	2,01	3,34
	18,13	18,15	18,89	15,88	18,38	16,77	16,90	14,00	17,27
	5,79	3,63	3,68	2,30	5,80	6,13	4,74	3,78	4,98
	3,68	3,21	1,71	1,04	3,39	2,38	1,32	7,44	6,05
	0,12	0,13	0,27	0,06	0,15	0,41	0,09	0,17	0,18
	4,34	2,24	1,84	0,48	4,49	1,42	0,58	11,09	5,27
	10,19	5,76	5,16	1,32	9,88	5,57	3,08	10,49	9,61
	2,91	4,52	5,23	5,71	2,89	5,01	5,66	2,72	3,28
	1,09	2,60	3,32	5,16	1,67	3,89	5,20	0,80	3,00
	0,59	0,32	0,28	0,03	0,58	0,25	0,03	0,19	0,29
	28	7	2	5	28	3	5	2	11

нических комплексов, различающихся темпом накопления Na<sub>2</sub>O к заключительному этапу вулканической деятельности. В первую группу с высоким темпом накопления Na<sub>2</sub>O попадают комплексы почти всех бордерлендов, возвышенностей Витязь, Ямато, Ребуно-Монеронского поднятия, Глебова, а также Цусимской котловины. Эти комплексы действительно отражают заключительный этап вулканизма дна Японского моря (3,5-11 млн. лет) и, по-видимому, мало связаны с эволюцией земной коры под ним. Вторую группу образуют все остальные "серии" с низким темпом накопления Na<sub>2</sub>O (по сравнению с K<sub>2</sub>O) при интенсивном спаде общей щелочности. Сюда относятся комплексы, слагающие возвышенности Ока, Медведева, Первенца, Окусири, Кольцо, Гэбасс, Богорова, Тарасова, Галагана и др. Правда, базальтовый член "серии" 3 (возвышенности Медведева и Первенца) весьма сходен по темпу изменения Na/K отношения с сериями первой группы. Такое же промежуточное положение "серия" 3 занимает и на диаграмме в координатах щелочи-кремнезем.



Р и с. 4. Составы вулканических пород ложа Японского моря (см. табл. 2) в сравнении с трендом вариации состава земной коры (заштрихованная горизонтальная полоса), по [51], на диаграмме  $(Ca, Mg, Fe)O - (Al, Fe)_2O_3 - SiO_2$

Ab - альбит; An - анортит; Gr - гранат; Ne - нефелин; Ol - оливин; Or - ортоклаз; Pl - плагиоклаз; Px - пироксен; Qz - кварц

Р и с. 5. Серии вулканитов Японского моря на диаграммах щелочи-кремнезема (в мас.%) и сумма щелочей - Na/K (по данным табл. 1)

В серии объединены следующие средние составы из табл. 2: 1 - 1,2; 2 - 28,29; 3 - 12-15; 4 - 16-18; 5 - 23,24; 6 - 25-27; 7 - 19-22; 8 - 5-11; 9 - 3,4; 10 - серия Мороту [85]; 11 - серия Шикотан [54]

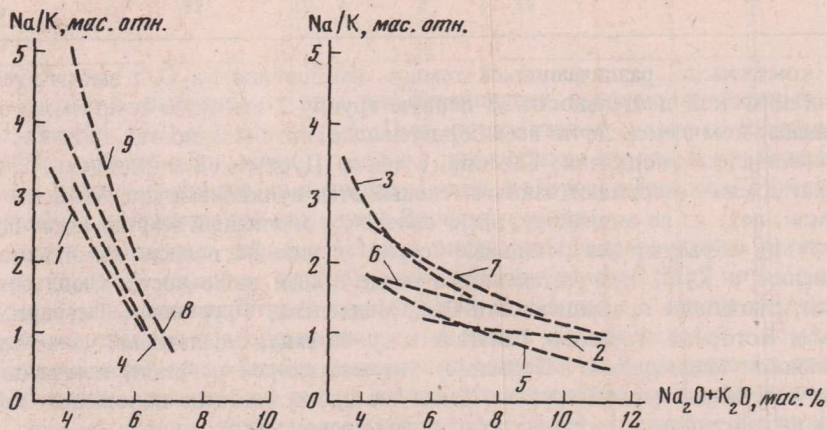
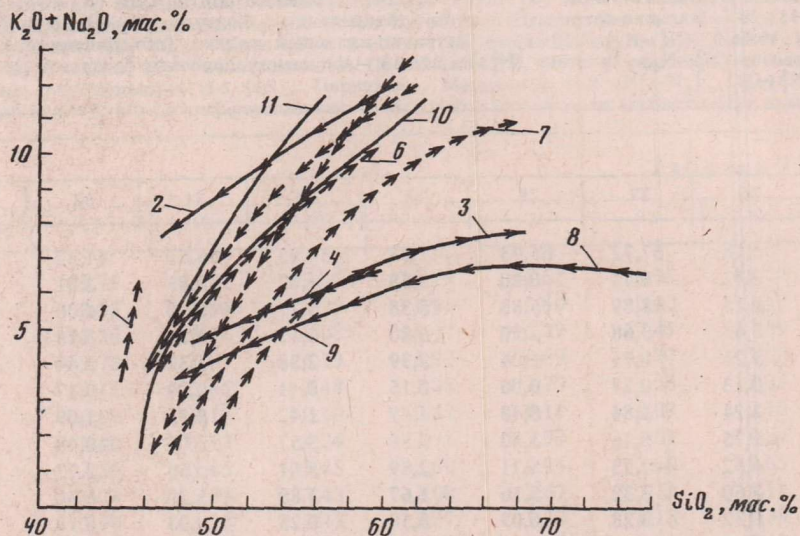


Таблица 3

## Средние химические и нормативные составы пород вулканических комплексов возвышенностей Ямато и Витязь

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	59,52	64,80	49,56	53,64	59,64	65,94	63,74	73,22	50,57	53,60	50,79	54,50	60,08	65,18	75,23
TiO <sub>2</sub>	0,82	0,80	1,18	1,28	0,52	0,49	0,41	0,19	1,10	0,34	0,87	0,76	0,53	0,60	0,18
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	17,44	13,28	19,14	17,65	16,51	16,04	15,65	13,03	17,35	16,72	18,26	18,81	17,05	15,62	11,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,37	4,98	7,22	6,05	3,25	1,31	1,26	1,52	7,08	6,27	3,51	4,49	2,90	3,45	2,02
FeO	2,75	2,74	3,12	2,87	1,77	4,06	1,94	2,37	2,65	2,59	4,76	3,16	3,09	1,86	1,19
MnO	0,13	0,74	0,12	0,23	0,24	0,07	0,07	0,07	0,24	0,10	0,10	0,9	0,06	0,03	0,01
MgO	2,86	1,54	4,08	3,42	2,64	1,23	0,97	0,51	3,74	4,52	5,15	4,03	2,47	1,32	0,53
CaO	5,11	3,88	8,30	7,33	4,41	2,78	1,34	0,99	8,10	7,54	8,41	7,42	5,83	3,00	1,08
Na <sub>2</sub> O	4,02	4,00	3,63	3,92	4,00	3,40	3,60	3,44	3,23	3,43	3,45	3,33	3,32	3,46	2,23
K <sub>2</sub> O	1,73	1,62	0,90	1,37	2,04	2,84	3,31	3,96	1,82	2,34	1,54	1,48	2,55	2,88	3,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,21	0,16	0,21	0,31	0,14	0,13	0,25	0,18	0,43	0,29	0,37	0,42	0,21	0,29	0,06
Число анализов	14	1	8	6	1	8	4	4	5	11	2	4	4	7	4
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	5,75	5,62	4,53	5,29	6,12	6,24	6,91	7,41	5,10	5,77	4,99	4,81	5,87	6,34	6,13
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,32	2,47	4,03	2,86	2,00	1,20	1,09	0,87	1,80	1,47	2,24	2,25	1,3	1,2	0,57
<i>Ap</i>	0,5	0,4	0,5	0,8	0,4	0,3	0,6	0,4	1,1	0,7	0,9	1,0	0,5	0,7	0,2
<i>Il</i>	1,6	1,6	2,3	2,5	1,0	1,0	0,8	0,4	2,1	1,8	1,7	1,5	1,0	1,2	0,4
<i>Mt</i>	3,4	3,4	4,0	4,1	3,1	1,0	1,9	2,2	3,9	3,6	3,5	3,4	3,0	3,1	2,5
<i>Di</i>	—	4,2	5,7	0,7	0,3	—	—	—	9,2	10,3	8,2	3,1	3,0	—	—
<i>Hu</i>	11,9	9,6	12,9	12,2	10,1	8,9	4,5	4,2	15,7	14,3	12,3	15,4	9,56	6,42	2,46
<i>Ol</i>	—	—	3,2	—	—	—	—	—	—	—	3,3	—	—	—	—
<i>Pl</i>	60,05	57,9	71,4	69,3	70,7	59,6	56,0	56,7	67,7	67,5	70,1	69,1	68,6	60,9	48,0
<i>Qz</i>	13,0	23,0	—	4,4	14,4	25,7	32,0	34,5	0,34	1,7	—	6,6	14,2	25,6	44,9
<i>T</i> , °C	—	—	—	1154	1139	—	—	—	1153	1162	1186	1161	—	—	—

Примечание. Ямато: 1, 2 — позднемеловой комплекс; 3—8 — эоценовый комплекс; 9, 10 — олигоцен-раннемеловой комплекс. Для вычисления средних составов 3, 4, 9, 10, кроме материалов авторов, использованы данные из работ [17, 41, 61]. Витязь: 11—15. Обозначения нормативных минералов: *Ap* — апатит, *Il* — ильменит, *Mt* — магнетит, *Di* — диопсид, *Hu* — гиперстен, *Ol* — оливин, *Pl* — плагиоклаз, *Qz* — кварц, *Ne* — нефелин.

Различия в темпе изменения щелочей, очевидные из верхней диаграммы рис. 5, могут отражать различия в анионном составе флюидов, равновесных с магмами: чем более слабая кислота растворена в водном растворе, тем выше темп приращения щелочей по отношению к изменению  $\text{SiO}_2$  в расплаве [54]. В этом плане можно предположить, что заключительные этапы вулканизма Японского моря в интервале 3,5–11 млн. лет протекали при участии существенно углекислых флюидов. Предшествующая вулканическая деятельность, видимо, отличалась хлоридным составом флюидов.

Выделенные выше группы "серий" лишь косвенно отражают временную последовательность формирования вулканических комплексов, отвечая преимущественно латеральной распространённости различных комплексов. Однако для воссоздания эволюции Японского моря и происхождения самой впадины необходимо более четко определить изменение главных петрохимических характеристик вулканических пород во времени. Для этого сопоставим между собой на диаграммах щелочи—кремнезем и сумма щелочей— $\text{Na}/\text{K}$  вулканиты из разных частей стратиграфических разрезов различных участков дна Японского моря. В качестве примера мы рассмотрим здесь три таких участка, различающихся по типу коры.

Таблица 4

Средние химические и нормативные составы пород вулканических комплексов Центральной и Цусимской котловин

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
$\text{SiO}_2$	49,57	54,54	59,84	71,92	48,30	65,74	48,32	47,47	50,49
$\text{TiO}_2$	1,67	0,89	0,64	0,28	1,37	0,21	1,38	1,26	1,81
$\text{Al}_2\text{O}_3$	18,67	16,82	15,28	15,53	17,94	18,83	17,86	18,45	16,90
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	5,74	3,33	1,30	2,37	5,16	2,69	5,97	5,86	6,18
$\text{FeO}$	2,96	4,56	5,88	0,39	4,28	2,07	3,73	3,36	3,57
$\text{MnO}$	0,22	0,07	0,19	0,30	0,15	0,05	0,11	0,10	0,10
$\text{MgO}$	4,65	5,20	2,55	0,50	4,16	0,10	4,25	4,24	2,78
$\text{CaO}$	8,75	8,02	8,16	1,68	9,87	1,1	10,11	10,54	10,16
$\text{Na}_2\text{O}$	3,40	3,50	3,15	3,62	3,02	4,33	2,85	2,79	2,92
$\text{K}_2\text{O}$	1,03	1,33	1,48	4,00	1,15	4,62	1,02	1,03	1,65
$\text{P}_2\text{O}_5$	0,37	0,28	0,05	0,26	0,60	0,01	0,5	0,60	0,26
Число анализов	5	2	1	1	7	1	5	14	4
$\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$	4,43	4,83	4,63	7,62	4,17	8,95	3,87	3,82	4,57
$\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$	3,3	2,6	2,1	0,9	2,6	0,9	2,7	2,7	1,8
<i>Ap</i>	0,9	0,7	0,1	0,6	1,5	0,03	1,5	1,5	0,6
<i>Il</i>	3,3	1,7	1,2	0,5	2,7	0,4	2,7	2,5	3,6
<i>Mt</i>	4,8	3,5	1,9	2,6	4,3	2,6	4,4	4,2	5,0
<i>Di</i>	7,2	9,8	14,5	—	11,5	0,7	11,7	12,0	17,7
<i>Hu</i>	13,4	13,1	8,4	1,6	12,8	3,9	13,1	11,5	4,4
<i>Ol</i>	—	—	—	—	—	—	—	0,9	—
<i>Pl</i>	69,7	64,7	59,5	61,8	67,1	72,5	65,7	76,5	64,8
<i>Qz</i>	0,8	4,5	14,5	32,1	0,1	19,9	0,9	—	3,9
<i>Ne</i>	—	—	—	—	—	—	—	—	—
<i>C</i>	1176	1166	1126	1076	1164	1053	1163	1164	1137

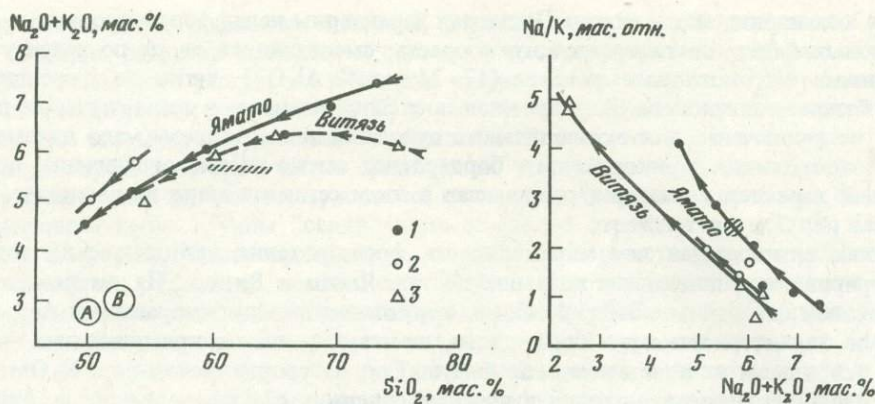
Примечание. Центральная котловина. 1–4 — известково-щелочная серия, возвышенность Первенца; 5–8 — субщелочная калиево-натриевая серия: 5, 6 — возвышенность Гэбасс, 7 — возвышенность Кольцо, 8 — возвышенность П-4; 9–15 — субщелочная натриево-калиевая серия: 9–11 — возвышенность Тарасова; 12, 13 — хребет Богорова; 14, 15 — возвышенность Галагина.

Для континентального склона Приморья характерны недифференцированные толщи толеитовых базальтов палеогенового возраста, сменяющиеся вверх по разрезу более щелочными высокоглиноземистыми (17–21 мас.%  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ), четко дифференцированными базальтами миоцена. Антидромная последовательность в этом случае не доказана, но не исключена; для окончательного суждения пока слишком мало данных. Данные по петрохимии Прикорейского бордерленда также весьма ограничены, но антидромный характер изменения состава лав в этом сегменте моря не вызывает сомнений (см. рис. 2).

Четкая антидромная последовательность формирования вулканических толщ зарегистрирована на подводных возвышенностях Ямато и Витязь. На диаграмме рис. 6, построенной по данным табл. 3, видна корреляция между выбранными петрохимическими характеристиками. Кроме того, намечается смена кремнекислых "серий" более основными на возвышенности Ямато. Так, на уровне щелочности  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} = 5,5$  мас.% верхнемеловая серия в среднем содержит 62, зоценовая 56, а олигоценовая 52 мас.%  $\text{SiO}_2$ . Такая же картина наблюдается в эоцен-миоценовом комплексе возвышенности Витязь, а также на многих других возвышенностях и подводных хребтах (хребты Ока, Окусири, Хакусан и др.).

	10	11	12	13	14	15	16	17	18
	54,85	59,14	46,60	74,36	48,741	61,52	43,42	44,86	44,42
	1,32	0,89	1,57	0,27	1,72	0,47	2,96	3,42	2,01
	16,77	16,29	18,48	13,21	18,61	19,35	17,92	17,13	14,00
	6,13	5,36	5,48	1,66	5,92	2,26	5,00	4,98	3,76
	2,38	1,28	3,82	0,78	2,67	1,50	5,72	6,13	7,44
	0,41	0,08	0,15	0,04	0,23	0,11	0,21	0,18	0,17
	0,42	0,58	5,03	0,58	5,22	0,59	4,56	5,43	11,09
	5,57	3,39	9,62	0,28	0,61	1,90	10,40	9,44	10,49
	5,01	5,62	3,06	3,87	2,93	5,80	3,12	3,31	2,72
	3,89	5,23	1,89	4,71	1,53	5,08	2,54	3,10	0,80
	0,25	0,04	0,84	0,03	0,17	0,01	0,63	0,21	0,19
	3	4	8	1	5	1	2	9	2
	8,90	10,85	4,95	8,58	4,46	10,88	5,66	6,41	3,52
	1,3	1,1	1,6	0,8	1,9	1,1	1,23	1,07	3,40
	0,6	0,1	2,1	0,1	0,4	0,02	1,52	0,5	0,5
	2,6	1,7	3,1	0,5	3,4	0,9	5,8	6,6	3,9
	4,2	3,6	4,6	1,9	4,8	2,9	6,7	7,3	5,2
	12,4	10,8	9,8	—	11,2	—	16,9	13,4	22,5
	—	—	—	1,5	8,3	2,5	—	—	—
	2,7	—	0,6	—	3,1	—	5,0	5,0	18,7
	75,9	82,8	68,8	61,9	68,9	89,8	55,3	52,6	44,7
	—	—	—	32,5	—	3,0	—	—	—
	1,7	0,8	1,0	—	—	—	8,6	9,6	4,4
	1080	—	1176	1081	1173	1177	1175	1185	1227

Цусимская котловина. 16 — подводный склон о-ва Ульиндо, 17 — возвышенность Глебова, 18 — подводный склон о-ва Чутко. Для вычисления средних химических составов 9–11, 14–18, кроме материалов авторов, использованы данные из работ [59, 61].



Р и с. 6. Эволюция вулканических комплексов ложа Японского моря на возвышенностях Ямато и Витязь в эocene (1), олигоцене (2) и среднем миоцене (3)

Заштрихованы области вариации составов кислых лав на возвышенности Ямато в верхнем мелу; А — толеиты срединно-океанических хребтов; В — недифференцированные базальты Южного Приморья [54]

Рассмотрим закономерности изменения во времени химического состава вулканических комплексов котловин Японского моря — Центральной, Цусимской и Хонсю. Некоторые аналитические данные приведены в табл. 4 и 5. Привлекает внимание высокое отношение  $\text{K}/\text{Na}$ , на порядок и более превосходящее значения, установленные для толеитовых и щелочных базальтов открытых бассейнов Мирового океана. Этот петрохимический признак наряду с высокой глиноземистостью вулканитов однозначно свидетельствует о специфике магматических процессов, проявленных в Японском море. Иными словами, невозможно говорить об океанизации япономорской коры: ни один из океанов земного шара не содержит в своем ложе вулканические комплексы, близкие по составу к комплексам котловин Японского моря. Эти комплексы формировались почти 60 млн. лет и имеют общее генетическое начало. Об этом свидетельствуют четкие корреляции между всеми главными петрохимическими характеристиками: в общем случае с уменьшением абсолютного возраста увеличивается  $\text{Na}/\text{K}$  отношение, снижаются общая щелочность ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) и железистость при экстремальном изменении глиноземистости (см. рис. 4).

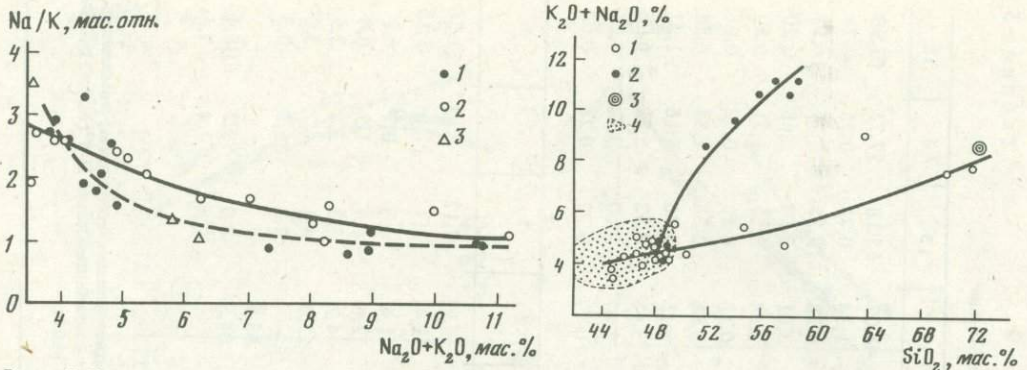
На диаграмме рис. 7 показана корреляция между суммой щелочей и  $\text{Na}/\text{K}$  отношением в вулканитах котловины. Видно, что на первых этапах развития комплексов их относительная щелочность почти не изменялась, хотя сумма щелочей уменьшилась почти в 2 раза. Лишь с появлением лейкократовых щелочных базальтов отношение  $\text{Na}/\text{K}$  увеличилось, что ознаменовало собой заключительную стадию формирования вулканических комплексов всех котловин Японского моря. Любопытно, что высокое  $\text{K}/\text{Na}$  отношение выдержано на всем пространстве глубоководных впадин, покрытых в основном базальтами повышенной щелочности с возрастом 3,5 млн. лет. При этом в них оно более высокое, чем во многих базальтах, завершающих вулканическое развитие бордерлендов (сравн. серию 1 с 4, 8, 11 и др. на рис. 5, нижняя диаграмма).

Сначала казалось, что антидромный характер развития вулканизма во впадинах Японского моря проблематичен, поскольку на возвышенностях Первенца, Кольцо и Гэбасс намечались четкие базальтовые серии. Однако определения абсолютного возраста и более тщательный петрохимический анализ показали, что они разновозрастны и формировались в течение нескольких миллионов лет. Комплекс оливиновых толеитов возвышенностей Первенца и Гэбасс начал формироваться в раннем миоцене (22 млн. лет), а завершил свое развитие в позднем миоцене (10 млн. лет). 8 млн. лет назад начались излияния трахиандезитов, сменившиеся подводными излия-

Средние химические и нормативные составы пород вулканических комплексов котловины Хонсю

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
SiO <sub>2</sub>	49,22	55,14	50,11	53,60	60,80	65,75	49,08	54,14	58,48	60,45	62,89	48,02	55,18	57,72	65,98
TiO <sub>2</sub>	0,97	0,57	1,32	1,37	0,32	0,53	0,64	0,70	0,69	0,13	0,17	1,34	0,72	0,75	0,20
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	18,36	18,80	17,52	17,99	17,75	14,28	17,63	19,48	18,61	18,62	17,90	17,28	18,15	18,89	16,13
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,32	5,60	5,94	5,69	3,92	3,78	4,31	2,62	2,27	4,95	3,97	7,01	3,63	3,68	2,20
FeO	3,45	3,32	5,96	2,92	0,76	3,11	3,93	4,12	3,50	1,35	2,54	3,68	3,21	1,71	0,80
MnO	0,16	0,17	0,23	0,05	0,07	0,09	0,12	0,11	0,13	0,13	0,12	0,18	0,13	0,27	0,06
MgO	4,32	4,28	3,93	2,29	0,59	0,46	6,24	2,50	2,86	1,39	1,40	5,86	2,24	1,84	0,58
CaO	11,03	6,87	7,86	7,05	3,15	2,55	10,50	8,32	6,11	0,94	1,29	9,15	5,76	5,16	1,37
Na <sub>2</sub> O	2,91	2,36	3,48	3,57	6,00	4,47	2,66	3,61	4,16	4,00	4,27	3,48	4,52	5,23	6,06
K <sub>2</sub> O	1,12	1,23	0,61	1,55	4,00	2,99	0,98	1,81	2,44	3,97	4,20	1,47	2,60	3,32	5,20
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,45	0,22	0,13	0,63	0,02	0,12	0,43	0,26	0,31	0,01	0,09	0,57	0,32	0,28	0,04
Число анализов	3	1	2	3	1	6	5	5	5	1	1	2	7	2	4
Na <sub>2</sub> O + K <sub>2</sub> O	4,03	3,59	4,09	5,12	10,00	7,46	3,64	5,42	6,60	7,97	8,47	4,95	7,12	8,55	11,26
Na <sub>2</sub> O/K <sub>2</sub> O	2,6	1,92	5,6	2,3	1,5	1,6	2,7	2,0	1,7	1,3	1,02	2,4	1,7	1,6	1,15
Ap	1,1	0,5	0,3	1,5	0,05	0,3	1,1	0,6	0,8	0,03	0,2	1,4	0,8	0,7	0,1
П	1,9	1,1	2,6	2,7	0,6	1,0	1,3	1,4	1,3	0,3	0,4	2,6	1,4	1,5	0,4
Mt	3,7	3,1	4,2	4,3	2,7	3,0	3,2	3,3	3,2	1,6	2,6	4,2	3,3	3,3	2,5
Di	15,47	—	6,8	2,4	5,1	2,7	13,7	6,9	3,0	4,5	4,6	12,4	4,4	4,7	3,8
Hу	9,6	20,6	19,2	12,1	2,0	6,1	13,9	8,6	7,1	9,9	9,0	—	9,3	5,3	0,3
Ol	1,3	—	—	—	—	—	2,9	—	—	—	—	13,5	—	—	—
Pl	66,9	61,1	65,5	69,6	86,7	67,8	63,9	74,6	75,6	63,9	66,7	64,5	78,0	79,2	85,4
Qz	—	12,0	1,4	7,4	3,0	19,05	—	4,7	9,0	17,8	16,4	—	2,8	1,4	7,6
Ne	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,1	—	—	—
С	1166	1155	1158	1125	1076	—	1192	1125	—	1102	—	1189	1130	—	—

Примечание. 1-2 - эоценовый комплекс: 1 - возвышенность П-5, 2 - возвышенность Мей-2; 3-15 - среднемиоцен-плиоценовые комплексы: 3-6 - возвышенность Медведа (N<sub>1</sub><sup>2-3</sup>), 7 - возвышенность П-8 (N<sub>1</sub><sup>3</sup>), 8, 9 - возвышенность Мацу (N<sub>1</sub><sup>2-N<sub>2</sub></sup>), 10, 11 - возвышенность П-5 (N<sub>1</sub><sup>3</sup>); 12-15 - возвышенность Мей-2 (N<sub>1</sub><sup>3-N<sub>2</sub></sup>). Для вычисления средних химических составов 3-6 использованы данные из работы [40].



Р и с. 7. Эволюция щелочности вулканических комплексов в трех крупнейших котловинах Японского моря

1 — Центральная котловина; 2 — котловина Хонсю; 3 — Цусимская котловина

Р и с. 8. Эволюция вулканических комплексов Центральной котловины Японского моря

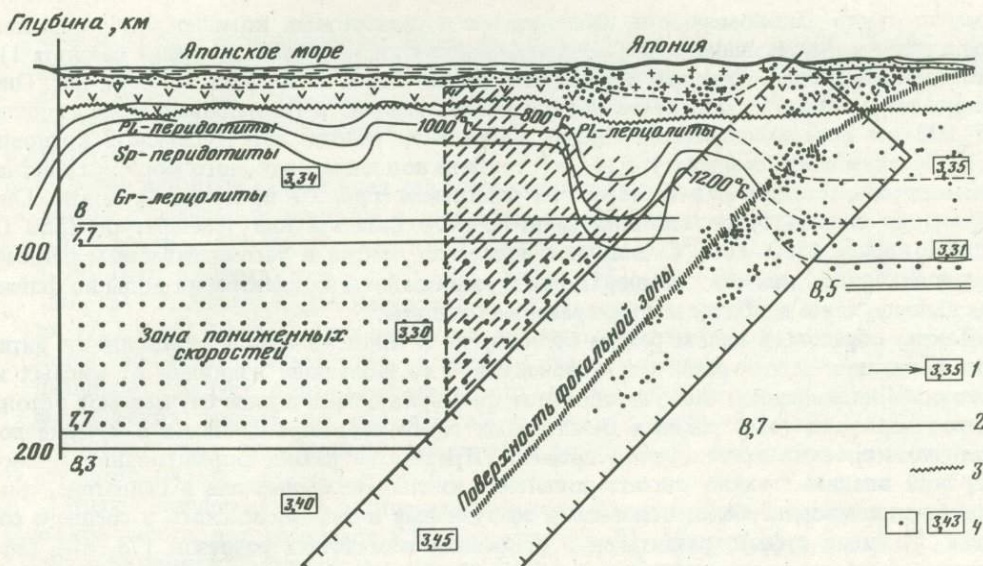
1 — палеогеновая высокоглиноземистая известково-щелочная серия (10–22 млн. лет); 2 — сменяющая ее более молодая, неогеновая серия щелочных базальтов, возвышенность Кольцо (3,79–8 млн. лет); 3 — риолит из возвышенности Богорова с возрастом 49,4 млн. лет; 4 — недифференцированные базальты Центральной котловины (кайнозой)

ниями трахибазальтов и оливиновых базальтов (3,5 млн. лет), драгированных с возвышенности Кольцо. Они несколько богаче кремнеземом, чем одновозрастные базальты возвышенности Глебова в Цусимской котловине, но в общем весьма сходны (сравн. анализы в табл. 5 и 4).

Рассмотренные выше закономерности отображены на диаграмме щелочи—кремнезем (рис. 8). Здесь отчетливо видна последовательная смена толеитового тренда щелочным и длительностью формирования каждого из них. Именно последний факт свидетельствует об ангидромном характере формирования обоих комплексов.

Итак, три важные петрохимические характеристики — высокие значения общей щелочности,  $K/Na$  отношения и глиноземистости — определяют лейкократовый характер магматических образований дна Японского моря, резко отличающийся по составу от вулканических пород дна Мирового океана. Эти характеристики неизменны на всем протяжении истории формирования Япономорского бассейна и отражают специфику генерации магм — ведущую роль флюидного режима. Во всяком случае есть все основания допускать высокое содержание щелочей во флюидах, которые, как показано выше, имели хлоридно-водный состав на первых этапах развития вулканизма и водно-углекислый — на заключительных (3,5–11 млн. лет).

Даже современные излияния лав щелочных базальтов и андезито-базальтов в Западной Японии связаны, по-видимому, с высоким содержанием флюидной, преимущественно водной фазы в астеносфере. По последним данным [58], граница  $M$  проходит под Западной Японией на глубине 30–35 км, а поверхность астеносферы — на глубине 95–100 км и совпадает с изотермой  $1200^\circ C$  (рис. 9). Это означает, что при этой температуре и давлении 30 кбар происходит частичное плавление мантии с отделением щелочного базальтового расплава. Поскольку известна геотерма под Западной Японией (см. рис. 9), можно оценить количество воды в этом расплаве в момент его генерации из гранатового перидотита. Для этого воспользуемся диаграммой, на которую нанесены проекции ликвидусов щелочного базальта с разным водосодержанием на плоскость  $P-T$  (по экспериментальным данным Л.Л. Перчука, экстраполированным в высокобарную область, см. статью в настоящем сборнике). Эта диаграмма приведена на рис. 10. На нее нанесены геотермы под Западной Японией и под Японским морем. При  $1200^\circ C$  и 30 кбар первая из них пересекает ликвидус щелочного базальта с 9 мас.% воды. Это содержание в 4,5 раза выше, чем оцененное в [55] для толеитовых базальтов Гавайских островов (вулкан Килауза), генерирующихся

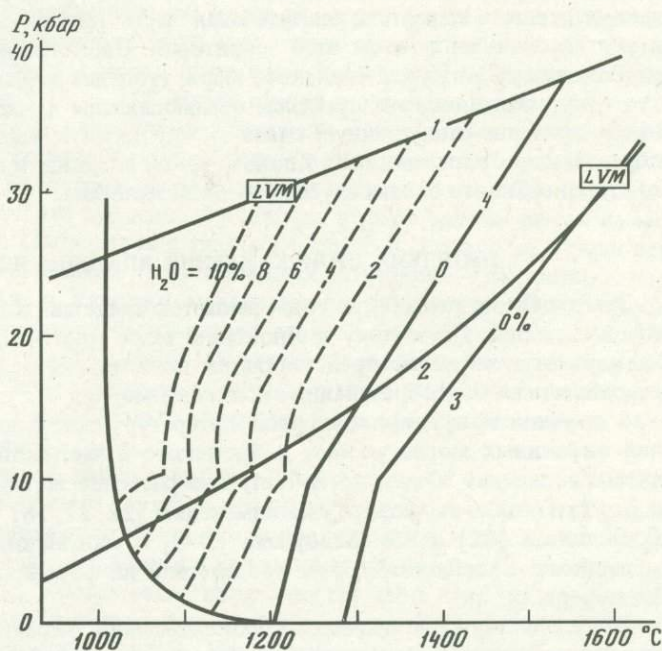


Р и с. 9. Геотраверз Сихотэ-Алинь—Японское море—о-в Хонсю—Тихий океан, по [58], его петрологическая интерпретация (схема)

1 — плотность; 2 — скорости  $P$ -волн; 3 — поверхность  $M$ ; 4 — гипоцентры землетрясений

Р и с. 10. Проекция ликвидусов щелочного базальта с различным содержанием воды (в мас. %) на плоскость  $P$ — $T$

Геотермы нанесены в соответствии с рис. 9;  $LVM$  — поверхность зоны пониженных скоростей прохождения упругих волн в верхней мантии; 1 — геотерма под Западной Японией (о-в Хонсю); 2 — геотерма под Цусимской котловиной; 3 — ликвидус щелочного базальта (обр. TF-38), близкого по составу к породам Цусимской котловины; 4 — сухой ликвидус щелочного базальта А-90



на глубине 40 км. В этих условиях, как показали эксперименты [44, 86], эвтектика смещается в сторону фигуративной точки плагиоклаза, расширяется поле клинопироксена и, следовательно, состав базальтов должен быть обеднен феррическими компонентами [63, 64]. Именно такие составы базальтов и андезито-базальтов типичны для комплексов Западной Японии и дна Японского моря. На рассмотренной выше диаграмме (см. рис. 4) им соответствуют наиболее глиноземистые породы.

При прохождении трендом максимума по  $(Al, Fe)_2O_3$  с увеличением содержания феррических компонентов содержание воды в расплавах должно снижаться. Вследствие этого [84] должны уменьшаться содержание щелочей и  $K/Na$  отношение в расплавах и возрастать их магнезиальность и мафичность, а также температура генерации.

Именно такие закономерности наблюдаются в базальтовых комплексах Цусимской котловины и прилегающей к ней возвышенности Оки (см. табл. 2, анализ базальта 1). Это самые молодые базальты на дне Японского моря, их возраст 3,5 млн. лет. Они завершали магматическую деятельность в этом регионе и генерировались на глубине 95–100 км (современная поверхность аномальной мантии под Цусимской котловиной). К сожалению, температура на этой глубине под дном Японского моря неизвестна, поэтому соответствующая геотерма на диаграмме рис. 10 проведена условно. Она пересекает линию сухого ликвидуса щелочного базальта при температуре 1550°С. Видимо, выше 1500–1600°С частичное плавление мантии в рассматриваемом регионе не происходило; при этих температурах и минимальной концентрации воды во флюидах выплавлялись наиболее меланократовые базальты.

Таким образом, в целом режим вулканизма в Японском море определяется антидромным характером развития комплексов, т.е. эволюцией излияний от кислых к основным, повышенной щелочности. Этот фон вулканизма в ряде случаев мог осложняться наличием гомодромных базальтовых серий, формировавшихся в течение достаточно коротких промежутков времени. Признаком начала формирования Япономорской впадины можно считать появление кислых наземных лав в палеогене, сменившихся в миоцене более основными эффузивами и туфами кислого и среднего состава (зеленые туфы), развитыми в основании неогеновых разрезов [78, 81] (эффузивы, морские осадки) не только восточной части дна моря, но и Японии. Это означает, что еще в палеогене значительная часть Японии находилась под водой и лишь в неогене начался подъем этой территории. Параллельно происходило формирование глубоководной впадины Японского моря, утонение земной коры и интенсивный подъем геотерм. Очевидно, эти процессы взаимосвязаны с магматизмом. Необходимо лишь найти причинно-следственную связь между ними и выявить механизм, приведший к образованию "парагенезиса" Япономорской впадины и островной дуги, окаймленной со стороны Тихого океана глубоководным желобом.

#### ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВПАДИНЫ ЯПОНСКОГО МОРЯ

Эта проблема уже долгие годы решается представителями различных геологических специальностей. Поскольку в Японском море многие видят современную геосинклиналь, весьма логичной представляется попытка на основе его детального изучения разработать модель образования окраинных морей.

В научной и научно-популярной литературе нет недостатка в гипотезах образования окраинных морей вообще и Японского в частности. Большинство из них появились в последние 20 лет, когда получили развитие теории движения литосферных плит и рифтогенеза, а геофизические изменения [22, 27, 58] подтвердили давние идеи Б. и С. Виллисов [82] и В.В. Белоусова [5–9] о мантийном диапиризме, т.е. о движении мантийных астенолитов и их воздействии на формирование тектонического облика литосферы.

Все существующие гипотезы происхождения окраинных морей можно разделить на две группы: "реликтовые" и "деструкционные". Согласно первым, котловины рассматриваются как остаточные депрессионные структуры, заложенные на первичной коре океанического типа и отшнуровавшиеся от ложа Мирового океана в процессе геантиклинального развития Японо-Сахалинской островной дуги. Эти идеи, высказанные А.Д. Архангельским и А.Н. Мазаровичем, наиболее последовательно развиваются в работах Н.П. Васильковского [18, 19].

"Деструкционные" гипотезы приобрели гораздо больше приверженников. Они основаны на идее преобразования континентальной коры в океаническую, что сопровождается возникновением котловин и островных дуг. Согласно одной из первых гипотез [82], земная кора в районе Японского моря испытывала растяжение в результате отодвигания островных дуг глубинным магматическим диапиром гранитного состава ("астенолита"), поднимающимся в литосферу из ядра Земли. Эта фантасти-

ческая идея в дальнейшем нашла поддержку в очень многих работах, правда, без упоминания ее авторов. Конечно, она была модернизирована: гранитный диапир превратился в "мантийный", имеющий ультраосновной состав; в работах В.В. Белоусова [6–9] он также называется астенолитом, а Е.В. Артюшков [1] использует термин "легкий материал".

В той или иной форме идея раздвига континентальной коры с образованием океанической в результате мантийного диапиризма развивалась в работах В.П. Пучкова [57], Д.Е. Карига [26], Дж. Паккэма и Д. Фалви [50], М. Ясуи, С. Уеда [83] и Т. Ватанабе [71], П.Н. Кропоткина [35, 36], В.Е. Хайна [65], Л.Э. Левина [37], И.И. Берсенева [10–13], Т. Хильде и Дж. Вегмана [73], В. Людвиг и др. [77], М. Берри и Л. Кнопва [72] и др. В основе этих вариантов гипотезы лежали горизонтальные перемещения коры либо процессы рифтогенеза, так или иначе связанные с деятельностью мантийных диапиров. Следует, однако, отметить, что многие из этих представлений основаны на фактических данных, так как наличие диапиров в мантии (точнее, ее разуплотнение в определенных, ограниченных объемах) зафиксировано современными геофизическими методами.

Идею "базификации" континентальной коры с последующим вытеснением ее океанической много лет развивает В.В. Белоусов [6–8]. Например, в одной из недавних работ он пишет: "Подчеркнем, что по нашей схеме новая океаническая кора возникает не путем базификации континентальной коры на месте, а в результате замещения ее продуктами мантийных выплавов, тогда как утяжеленные глыбы коры, постепенно откальвающиеся от подошвы коры, погружаются в мантию. Этот процесс сопровождается выделением воды" [8, с. 15]. Иначе говоря, континентальная кора пронизывается большим количеством мантийного материала основного и ультраосновного состава, что приводит к ее утяжелению, уплотнению и погружению в верхнюю мантию.

Критика гипотезы В.В. Белоусова была дана Е.В. Артюшковым и др. [1, 70], которые справедливо показали, что смешанный материал коры и мантии никак не может погрузиться в астеносферу. Соглашаясь с главной идеей В.В. Белоусова о роли вертикальных движений при образовании глубоководных котловин — окраинных морей, Е.В. Артюшков предложил в качестве механизма погружения коры использовать фазовый переход "нагревающегося базальтового слоя в тяжелый эклогит, отрыв эклогита и его погружение в мантию" [1, с. 268]. В этом случае произойдет утонение континентальной коры и замещение ее нижней части материалом мантийного диапира. При этом он не отрицал роли горизонтальных движений и процесса рифтогенеза в образовании глубоководных впадин.

Общим для всех известных ныне гипотез о происхождении котловин вообще и Япономорской впадины в частности является признание ведущей роли мантийных процессов, так или иначе подчиняющихся законам гидродинамики, и полное игнорирование явлений реакционного взаимодействия поднимающегося кверху "легкого материала" с породами литосферы. Кроме того, подавляющая часть гипотез основывается только на геофизических данных о строении коры в подводных котловинах и не учитывает ее реальный петрографический состав. Между тем, как показал анализ этих данных в первой части настоящей статьи, геологическое строение и химический состав пород, подстилающих дно Японского моря, не подтверждают ни одну из рассмотренных выше гипотез. Наличие большого объема материала континентальной коры в основании стратиграфических разрезов всех без исключения подводных структур Японского моря, а также высокая щелочность вулканических пород (вплоть до щелочных базальтов и трахибазальтов) не подтверждают идею "океанизации" коры ни путем ее растяжения, ни путем опускания в мантию базифицированных ее блоков и оставляют открытым вопрос о роли фазового перехода базальт—эклогит в происхождении глубоководных впадин.

Наиболее реалистичную гипотезу о возникновении впадины Японского моря выдвинули И.И. Берснев [10–13] с сотрудниками. Они показали, что в конце мела в Японии и на материке имело место тектоническое сжатие коры. В Сихоте-Алине в

это время происходили горизонтальные движения. На Японских островах горизонтальное сжатие продолжалось вплоть до эоцена, что могло быть связано с развитием рифтовой структуры Японского моря. В палеогене основная масса подводных возвышенностей обнажалась в виде островов и полуостровов и повсеместно проявлялся андезитовый и базальтовый магматизм. В миоцене началось их неравномерное погружение с формированием сбросов и грабенов. При формировании глубоководных впадин (Центральной, Хонсю и Цусимской) растяжению подвергалась не только земная кора рифтовых зон, но и заключенные между ними блоки материковой коры. Под влиянием растягивающих усилий кристаллический фундамент блоков раскалывался, а в трещины внедрялась базальтовая магма. Результатом этого процесса явилось уменьшение мощности гранитного слоя и образование коры субматерикового типа. Существенное увеличение средней плотности блоков субматериковой коры привело к их погружению на глубину до 1–2 км и более [14, с. 79]. Приблизительно такой же точки зрения на происхождение впадин придерживается и Г.Ф. Макаренко [46].

Л.Г. Родников и др. [58, с. 43] считают, что "формирование Японского моря вызвано суммарным эффектом действия следующих процессов: образованием астеносферной линзы, связанной с разогреванием и разуплотнением верхней мантии, обусловившим растягивающие напряжения в литосфере, разрывом сплошности литосферы, излиянием базальтовой магмы и обрушением сводового поднятия с формированием современной морфоструктуры глубоководной котловины". Обрушение сводового поднятия, по мнению этих авторов, является следствием плавления гранитного слоя и выдавливания его в краевых, прибрежных зонах материка и Японии (кислый вулканизм).

Эта концепция не согласуется с общеизвестными данными по магматизму береговых частей Японского моря. Более того, нередко можно найти сопряженность составов вулканических продуктов на дне моря и в Приморье. На это же указывают и сами авторы: "В Приморье и на о-ве Хонсю магматизм характеризуется в начале более кислым, а в конце более основным составом продуктов извержений" [58, с. 41].

Анализ данных по петрографии, химизму и стратиграфии вулканических пород ложа Японского моря привел нас к заключению об антидромной последовательности формирования магматических комплексов под влиянием щелочных, существенно водных флюидов подкорового генезиса. При этом интрузивная и эффузивная деятельность, связанная с формированием современной зоны перехода от континента к океану, интенсивно проявлялась с начала палеогена в пределах моря и с конца палеогена — в нынешней Японской островной дуге. Она завершилась лишь в позднем плиоцене в ложе моря, но продолжается и ныне в западной части Хонсю.

В начале палеогена территории моря и современной островной дуги были составными частями единой геосинклинальной структуры. Здесь господствовал наземный кислый вулканизм, образовывались игнибриты и внедрялось множество даек и штоков кислого состава. Затем интенсивность вулканизма и интрузивного магматизма снизилась, и в эффузивных сериях начали появляться дациты, андезито-дациты и другие разновидности пород кислого—среднего состава; зародились грабены и локальные впадины. Происходила интенсивная эрозия и снос материала во вновь образованные структуры погружения и в океан. В конце олигоцена начала формироваться толща зеленых туфов, которая к концу миоцена достигла мощности 5000 м. В ней четко фиксируется возрастание доли основных и средних вулканитов к верхним частям разреза. Эта толща залегает в основании разреза неогеновой геосинклинали, вовлеченной в процесс прогибания существенную часть современной Японии, которая впоследствии испытала воздымание и превратилась в островную дугу. С того же момента началось раскрытие рифта в средней части Японского моря, что фиксируется структурами сжатия в Сихоте-Алине и в Западной Японии [4, 24, 58]. Впервые начали появляться андезито-базальты и базальты (возвышенность Богорова). Образование впадины происходило неравномерно: бордерленды материка представляли собой мелкий шельф с множеством островов и полуостровов, а в центральной части котловины возвыша-

лись острова системы Ямато, Криштофовича, Пржевальского и др. Вероятно, в конце эоцена и в олигоцене формировалась тектоническая структура Японского моря: возник Приморский разлом — сброс, отделяющий ныне материк от континентального склона котловины. Он хорошо выражен в рельефе; вертикальные перемещения по нему достигают на поверхности 2,5 км, а поверхность М смещена по нему на 5 км. Ныне им ограничивается распространение "гранитного слоя" к юго-востоку. Зона разлома хорошо выражена на геотраверзе (см. рис. 9) изотермами. В конце палеогена и в неогене формируется глубинный разлом, разделяющий материковый склон и центральную котловину. Этот разлом (сброс) имеет большую амплитуду по вертикали и уходит в верхнюю мантию, достигая глубин 200 км. Весь неоген прошел под знаком формирования Япономорской впадины, и в начале плиоцена завершилась магматическая деятельность на дне моря. В плиоцене, по-видимому, были окончательно сформированы все три главные котловины — Центральная, Хонсю и Цусимская.

Природа геотектонической эволюции Японского моря и ее современная морфоструктура — результат интенсивной магматической деятельности в коре и верхней мантии, вызванной притоком флюидов с глубин более 200 км. Механизм и термодинамика возникновения этих флюидов рассмотрены в работах А.А. Маракушева и Л.Л. Перчука [47, 48, 79], где развивается идея об их окислении в верхних частях мантии и в земной коре. Пути подъема таких флюидов, по-видимому, совпадают с зонами подъема "легкой мантии" [1].

Флюиды как переносчики и генераторы тепловой энергии в зоне режима нормально-геотермического градиента приводят к частичному плавлению неистощенного вещества верхней мантии, представленной под Японским морем гранатовыми перидотитами [23, 45, 49, 80]. Таким образом возникает астеносферная линза. При этом тепловой баланс не только уменьшается (за счет скрытой теплоты плавления), но интенсивно нарастает за счет непрерывного притока горячих флюидов и их окисления в зоне частичного плавления (реакции типа  $2\text{H}_2 + \text{CO}_2 = \text{CO} + 2\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{H}_2 + \text{CO} = \text{C} + \text{H}_2\text{O}$  и др.). Расчеты показывают [47, 49], что при этих  $P$ - $T$  параметрах и  $f_{\text{O}_2}$ , соответствующей буферу фаялит—магнетит—кварц, окисление водорода происходит весьма интенсивно по механизму цепной реакции [51]. Этот процесс приводит к насыщению базальтовых и андезитовых выплавов водой до 8–10 мас.% (см. рис. 10) с последующим подъемом их на поверхность Земли. Однако этому процессу предшествует общий подъем геотерм под впадиной Японского моря.

Еще до того момента, как образовалась астеносферная линза, общий подъем геотерм за счет притока флюидов привел в палеогене к выплавлению гранитной эктектики в значительной части земной коры под современным Японским морем, что проявилось в интенсивном развитии кислого магматизма и создании геоантиклинального режима. Уже в эоцене начались довольно объемные излияния андезитов. Значит, высокое давление водного флюида привело уже на глубинах порядка 50–60 км к частичному плавлению перидотитов верхней мантии при 1100–1200°С и к истощению легкоплавким материалом нижних частей земной коры — базальтовой оболочки при температурах порядка 800–860°С. В результате образовались тугоплавкие респиты (оливин + клинопироксен + шпинель + битовнит), высокая плотность которых после удаления из пород лейкократовых андезитов и базальтов (см. максимум по  $(\text{Al}, \text{Fe})_2\text{O}_3$  на диаграмме рис. 4) вызывает утонение и проседание остаточных частей гранитного и базальтового слоев земной коры. Кроме того, в этом процессе происходило наращивание части приподнятой здесь аномальной мантии ( $V_p = 7,7$ – $7,9$  км/с) за счет материала респитов: на уровне базальтового слоя континента здесь формируется "слой" плагиоклазовых перидотитов [58]. Возрастание плотности вещества на этом уровне приводит к сокращению его объема за счет погружения респитов ( $Ol + \text{Cpx} + \text{Sp}$ ) в нижние, более разогретые горизонты аномальной мантии. Соответственно на поверхности формируется впадина и возникают котловины.

Итак, к утонению "гранитного" слоя коры под Японским морем приводили два процесса — денудация в эпоху геоантиклинального режима (верхний мел, палеоген)

и замещение его от подошвы базальтовым слоем за счет реститов и интрузий основного и среднего состава. При этом поверхность К смещалась к поверхности Земли, а мощность базальтового слоя уменьшалась за счет удаления легкоплавкого материала и замещения его ультраосновным. По мере развития этого процесса количество флюида здесь снижалось, астеносферная линза сокращалась за счет опускания ее верхней границы, а отток флюидов и тепла оказывался направленным в сторону формирующейся островной дуги. Вероятно, к этому времени, т.е. в плиоцене, закладывалась Цусимская котловина, а несколько позже продвижение фронта теплового потока на восток (в сторону "холодной" зоны Беньофа) привело к интенсивному развитию этого процесса в районе котловины Хонсю. Существование под Западной Японией (в том числе под бордерлендом Хонсю) аномальной мантии и разуплотненное состояние пород коры в этой части разреза (см. рис. 9) свидетельствует о протекании аналогичных процессов непосредственно под островной дугой и в настоящее время. На это указывает снижение значений аномалий Буге и магнитных аномалий, концентрирование эпицентров землетрясений в коре и неопределенность в оценках теплового потока, который здесь явно понижен и сходен с континентальным. Это значит, что формирование "утоненного" базальтового слоя за счет удаления андезитового деривата здесь еще происходит и разогрев продолжается.

Рассмотренные выше процессы, возможно, развивались на фоне растягивающих тектонических движений, характерных для такого типа структур. Таким образом, тектонический режим, так же как и магматизм, приводил к одному и тому же эффекту — утонению континентальной коры, ее проседанию на поверхности и замещению перидотитовым материалом с подошвы.

При этом важно обратить внимание на тот факт, что растягивающие тектонические движения, вызванные подъемом геотерм под Японским морем, привели к избыточному давлению в восточном окончании континентальной плиты как за счет горизонтальных смещений, так и в результате движения менее плотной плиты вверх, вдоль границы Беньофа. Это обусловило возникновение мелкофокусных землетрясений, эпицентры которых регистрируются по всему периметру краевой части плиты (см. рис. 9). Кроме того, недавние сейсмические данные [2—4] показывают, что в системе островная дуга—океанический желоб преобладают взбросы, свидетельствующие о сжатии в этой части литосферы.

Таким образом, формирование более сложной системы краевое море—островная дуга—океанический желоб у поверхности Беньофа есть результат последовательного развития теплового поля, вызванного притоком флюидов на краю континента. Процесс этот охватывал период в 60 млн. лет, хотя начальные его стадии проявляются уже в палеогене. Он привел к образованию астеносферной линзы, эволюция которой определила характер магматизма, который, в свою очередь, отразил все этапы формирования Япономорской морфоструктуры и обусловил двухкратное утонение земной коры [60].

Следует обратить внимание на то, что процесс образования Япономорской впадины, начавшийся с геоантиклинальной структуры, во многом напоминает позднечетвертичные и современные геотектонические, точнее, тектоно-магматические процессы, развитые в верхних частях литосферы под территориями Закавказья [69], Черного моря [68], Монголии, Камчатки [20], Минусинской котловины и других областей. Начало этого процесса, т.е. геоантиклинальная стадия развития коры, подробно рассмотрено в работе [20] на примере Камчатки: "Андезитовый вулканизм на Камчатке приурочен к относительно изометричным депрессионным структурам и связан с внутрикоровыми магматическими очагами. В процессе развития этой структуры происходит вырождение границы К, глубокое метаморфическое преобразование вещества коры с дифференциацией на контрастные по составу дериваты в процессе плавления: кислую или среднюю магму и ультраосновной (мафический) остаток. При этом происходит общее сокращение мощности коры. На первый взгляд, создается парадоксальная ситуация: базификация земной коры сопровождается отделением силикатического вещества наверх.

Вероятно, необходимо учесть высокую скорость денудации верхнего сиалического слоя воздымающейся коры и образование в результате эрозионного сноса вулкано-генно-кремнистых толщ" [20, с. 99]. Этот вывод практически полностью совпадает с нашими представлениями о начальных стадиях развития вулканических депрессий типа окраинных морей. В дальнейшем процесс развивается по рассмотренной нами схеме.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Артюшков Е.В.* Геодинамика. М.: Наука, 1979. 326 с.
2. *Балакина Л.М.* Ориентировка разрывов и подвижек в очагах сильных землетрясений северной и северо-западной части Тихого океана. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1979, № 4, с. 43–52.
3. *Балакина Л.М.* Механизм очагов промежуточных землетрясений Курило-Камчатской фокальной зоны. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1981, № 8, с. 13–25.
4. *Балакина Л.М.* Землетрясения и тектоника окраин Тихого океана. — Природа, 1984, № 3, с. 27–33.
5. *Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954. 600 с.
6. *Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968. 255 с.
7. *Белоусов В.В.* Континенты и океаны — основная неоднородность литосферы и ее изучение. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1979, № 3, с. 3–12.
8. *Белоусов В.В.* Некоторые вопросы строения и условий развития переходных зон между материками и океанами. — Геотектоника, 1981, № 3, с. 3–23.
9. *Белоусов В.В.* Переходные зоны между материками и океанами. М.: Недра, 1982. 210 с.
10. *Берснев И.И.* Происхождение впадины Японского моря. — В кн.: Глубинная структура дальневосточных морей и островных дуг. — Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 33, с. 40–46.
11. *Берснев И.И.* Как образовалось Японское море. — Природа, 1972, № 12, с. 52–59.
12. *Берснев И.И.* Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: Гор. изд-во, 1973, с. 15–35.
13. *Берснев И.И.* Происхождение окраинных морей Тихого океана. — В кн.: Тихий океан: Геология, геоморфология, магматизм. Владивосток: Гор. изд-во, 1983, с. 43–44.
14. *Берснев И.И., Леликов Е.П.* Геологическая карта Японского моря. — Природа, 1979, № 8, с. 74–81.
15. *Берснев И.И., Безверхний В.Л., Леликов Е.П.* и др. Геологическое строение дна Японского моря. Владивосток: Тихоокеан. океанол. ин-т ДВНЦ АН СССР, 1983. 79 с.
16. *Берснев И.И., Липкин Ю.С., Пуцин И.К.* и др. Геологическое строение материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Гор. изд-во, 1974, с. 56–68.
17. *Васильев Б.И., Карп Б.Я., Строев П.А., Шевалдин Ю.В.* Строение подводной возвышенности Ямато (Японское море) по геофизическим данным. М.: Изд-во МГУ, 1975. 99 с.
18. *Васильковский Н.П.* Еще раз о происхождении Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток: Кн. изд-во, 1973, с. 9–14.
19. *Васильковский Н.В., Безверхний В.Л., Деркачев А.Н.* и др. Основные черты геологического строения дна Японского моря. М.: Наука, 1978. 263 с.
20. *Геншавт Ю.С., Ермаков В.А., Салтыковский А.Я.* Построение региональных физико-химических моделей глубинных процессов и строения земной коры и верхней мантии. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1978, № 9, с. 91–109.
21. Геологическое развитие Японских островов/Ред. М. Минато, М. Гораи, М. Фунахаси. М.: Мир, 1968. 719 с.
22. Геология дна Филиппинского моря/Ред. А.В. Пейве. М.: Наука, 1980. 262 с.
23. *Денисов Е.П., Малахов В.В., Моисеенко В.Г., Иванов В.С.* Химико-минералогические критерии состава верхней мантии и происхождение базальтов по данным изучения ксенолитовых пород. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 6, с. 3–10.
24. *Евланов Ю.Б., Коновалов Ю.И.* О вулканических комплексах подводных структур северной части Японского моря. — В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: Гор. изд-во, 1978, с. 3–11.
25. *Ерохов В.Ф., Жигкова Л.С., Сырык И.М., Шилов А.Н.* Геологическое строение о-ва Монерон (Японское море). — Геология и геофизика, 1971, № 1, с. 46–58.
26. *Кариг Д.Е.* Происхождение и развитие окраинных бассейнов западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 266–288.
27. *Киселев А.И., Медведев М.Е., Головкин Г.А.* Вулканизм Байкальской рифтовой зоны и проблемы глубинного мажмообразования. Новосибирск: Наука, 1979. 198 с.
28. *Ковылин В.М.* Строение земной коры в области Японского моря. М.: Наука, 1979. 207 с.
29. *Коновалов Ю.И.* Сравнительная характеристика неогеновых вулканических комплексов Японского моря и серий островных дуг, океанов и континентов. — В кн.: Тихий океан: Геология, геоморфология, магматизм. Владивосток: Гор. изд-во, 1983, с. 127–128.

30. Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. МГУ, 1984. 26 с.
31. Коновалов Ю.И., Грачев А.А. Вулканические породы Южного Ямато (Японское море). — В кн.: Геология дна Японского и Филиппинского морей. Владивосток: Гор. изд-во, 1978, с. 41–49.
32. Коновалов Ю.И., Сьедин В.Т. Особенности базальтового вулканизма дна Японского моря. — В кн.: Магматические и метаморфические породы океанической коры. М.: Наука, 1983, с. 124–128.
33. Косминская И.П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной коре. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1967, № 5, с. 8–18.
34. Коржинский Д.С. Зависимость состава магмы от щелочности трансмагматических флюидов. — Докл. АН СССР, 1977, 236, № 2, с. 236.
35. Кротюк П.Н. Соотношение поверхностной и глубинной структур и общая характеристика движений земной коры. — В кн.: Строение и развитие земной коры. М.: Наука, 1964, с. 72–96.
36. Кротюк П.Н. Характер тектонических процессов в островных дугах и их возраст. — В кн.: Земная кора островных дуг и дальневосточных морей. М.: Наука, 1972, с. 51–68.
37. Левин Л.Э. Геодинамика и вулканизм глубинных окраинных и внутренних морей. — Геотектоника, 1982, № 4, с. 72–86.
38. Леликов Е.П., Пирогова Л.Г. Петрохимические особенности пород гнейсо-мигматитового комплекса юго-западной части Японского моря. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 5, с. 45–53.
39. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Вулканогенные породы подводной возвышенности Уллындо (Японское море). — В кн.: Геологические исследования в окраинных морях северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Гор. изд-во, 1977, с. 103–106.
40. Леликов Е.П., Терехов Е.П. Щелочные вулканы Японского моря. — Тихоокеан. геология, 1982, № 2, с. 71–77.
41. Леликов Е.П., Терехов Е.П., Маркевич В.С. Нижнемеловые и палеогеновые отложения подводной возвышенности Ямато (Японское море). — Докл. АН СССР, 1980, 253, № 3, с. 678–681.
42. Леликов Е.П., Ващенко Н.Г., Сьедин В.Т. и др. Геологическое строение хребта Оки и возвышенности Пржевальского. — В кн.: Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: Гор. изд-во, 1979, с. 129–147.
43. Леликов Е.П., Сьедин В.Т., Евланов Ю.Б. и др. Магматические комплексы дна Японского моря. — Тихоокеан. геология, 1983, № 2, с. 20–25.
44. Луканин О.А. Влияние воды на фазовые равновесия в системе фостерит–диопсид–анортит–альбит и некоторые проблемы, связанные с дифференциацией основных магм: Автореф. дис. . . . канд. геол.-минерал. наук. М., 1974. 36 с.
45. Лутц Б.Г. Геохимия океанического магматизма. М.: Недра, 1980. 246 с.
46. Макаренко Г.Ф. Вулканические моря Земли и Луны. М.: Недра. 142 с.
47. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1974, вып. 4, с. 102–130.
48. Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамические расчеты газовых и газовой-минеральных равновесий в связи с проблемой происхождения флюидов. — В кн.: Геодинамические исследования. М.: Наука, 1975, с. 46–66.
49. Миясиро А. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 243–266.
50. Паккэм Дж., Фалли Д. Гипотеза образования окраинных морей западной части Тихого океана. — В кн.: Новая глобальная тектоника. М.: Мир, 1974, с. 288–315.
51. Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенеза. М.: Наука, 1973. 316 с.
52. Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1978, вып. 7, с. 142–174.
53. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Причины разнообразия вулканических серий. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 28–44.
54. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Влияние состава флюидов на эволюцию базальтовых серий. — Докл. АН СССР, 1980, 123, № 6, с. 1436–1439.
55. Перчук Л.Л., Аранович Л.Я., Косякова Н.А. Термодинамические модели зарождения и эволюции базальтовых магм. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1982, № 4, с. 3–25.
56. Пискунов Б.Н., Хведчук И.И. Новые данные о составе и возрасте отложений острова Монерон (северная часть Японского моря). — Докл. АН СССР, 1976, 226, № 3, с. 647–650.
57. Пучков В.Н. Происхождение рифтовых морей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 3, с. 52–68.
58. Родников А.Г., Гайманов А.Г., Ермаков Б.В. и др. Геотраверз Сихоте-Алинь–Японское море–остров Хонсю–Тихий океан. М.: МГК, 1982. 52 с.
59. Сахнов В.Г., Васильев Б.И. Базальтоиды дна Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Гор. изд-во, 1974, с. 52–55.
60. Строев П.А., Павлов Ю.А., Ковылин В.М. О мощности земной коры в Японском море по сейсмическим гравитационным данным. — Тр. СахКНИИ, 1975, вып. 30, с. 162–168.
61. Сьедин В.Т., Леликов Е.П. Базальтоиды центральной и юго-западной частей Японского моря. —

- В кн.: Новые данные по геологии дальневосточных морей. Владивосток: Гор. изд-во, 1979, с. 109–120.
62. Уено Н., Канеока И., Озима Н. и др. Калий-аргоновый возраст, отношение изотопов стронция и отношение калия к рубидию в вулканических породах со дна Японского моря. – Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 33, с. 127–131.
  63. Фролова Т.И., Гуцин А.В. Условия генерации базальтовых магм океанов и островных дуг. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1981, № 4, с. 3–15.
  64. Фролова Т.И., Коновалов Ю.И. Вулканизм Японского моря как индикатор его образования. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1985, № 2.
  65. Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973. 512 с.
  66. Хаин В.Е., Левин Л.Е. Тектонические типы окраинных и внутренних морей с океанической и субокеанической корой. – Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1978, № 6, с. 3–18.
  67. Шевалдин Ю.В. Теплового поток и некоторые вопросы тектоники района Японского моря. – В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток: Гор. изд-во, 1974, с. 162–167.
  68. Шлезингер А.Е. Черноморская впадина – глубочайший провал на поверхности Земли. – Природа, 1968, № 5, с. 15–21.
  69. Юханян А.К. Экспериментальное моделирование глубинных процессов и состава земной коры Армянского вулканического нагорья на позднекайнозойском этапе развития (по данным изучения продуктов вулканизма): Автореф. дис. . . . канд. физ.-мат. наук. М.: ИФЗ АН СССР, 1984. 30 с.
  70. Яншин А.Л., Артюшков Е.В., Шлезингер А.Е. Основные типы крупных структур литосферных плит и возможные механизмы их образования. – Докл. АН СССР, 1977, 334, № 5, с. 1175–1178.
  71. Ясуи М., Уеда С., Ватанабэ Т. Результаты изучения теплового потока под дном омывающих Японию морей. – Тр. СахКНИИ, 1972, вып. 33, с. 294–301.
  72. Berry M.L., Knopoff L. Structure of the upper mantle under Western Mediterranean basin. – J. Geophys. Res., 1967, 77, p. 3613–3636.
  73. Hilde T.W., Wageman Y.M. Structure and origin of Japan Sea. – In: The Western Pacific island arcs, marginal seas, geochemistry. N.Y., 1973, p. 415–434.
  74. Kuno H. High-alumina basalt. – J. Petrol., 1960, 1, N 1, p. 121–145.
  75. Kuno H. Differentiation of basalt magma. – In: Basalts. N.Y.: Interscience Publ., 1968, vol. 11, p. 623–688.
  76. Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks. – J. Petrol., 1976, 7, N 17, p. 589–637.
  77. Ludwig W., Ewing J., Ewing M. et al. Sediments and structure of the Japan Trench. – J. Geophys. Res., 1966, 71, N 8, p. 2121–2137.
  78. Natsuda T., Nakamura K., Sigimura A. Late cenozoic orogeny in Japan. – Tectonophysics, 1967, 4 (4–6), p. 349–366.
  79. Perchuk L.L. Gas-mineral equilibria and a possible geochemical model of the Earth's interior. – Phys. Earth and Planet. Inter., 1976, 13, p. 232–239.
  80. Rodnikov A.G., Gainanov A.G., Ermakov B.V. et al. Geotraverse across Sikhote-Alin' – the sea of Japan – the Honshu island – the Pacific. Moscow, (Spec. iss. of Geophys. Comm. in "Result of researches on the international geophys. projects"), 1982. 50 p.
  81. Sigimura A., Uyeda S. Island arcs: Japan and environment. – In: Developments in geotectonics. Amsterdam; London; New York: Elsevier, 1973, p. 1–67.
  82. Willis B., Willis S. Eruptivity and mountain building. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1941, 52, N 10, p. 5–41.
  83. Yasui M., Hashimoto J., Uyeda S. Geomagnetic studies of the Japan Sea: Anomaly pattern in the Japan Sea. – Oceanogr. Mag., 1967, 9, N 2, p. 221–231.
  84. Yasui M., Kishii T., Uyeda S., Watanabe T. Heat flow in the Sea of Japan. – In: The crust and upper mantle of Pacific Area. N.Y., 1968, p. 3–16. (Geophys. Monogr.; N 12).
  85. Yagi K. Petrological studies of the alkalic rocks of the Morotu district, Sakhalin. – Bull. Geol. Soc. Amer., 1963, 4, p. 769–810.
  86. Yoder H.S. Diopside-anorthite-water at five and ten kilobars and its bearing on explosive volcanism. – Carnegie Inst. Wash. Yb., 1965, 64, p. 82–89.

## ФЛЮИДНО-РАСПЛАВНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ И ЭВОЛЮЦИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ

Магматические явления всегда сопровождаются дегазацией. Взаимодействие флюидов с породами субстрата и магматическими расплавами рассматривается многими исследователями в качестве одного из главных механизмов магмообразования и магматической дифференциации. Дифференцированные базальтоидные серии широко развиты на океанических островах, островных дугах и активизированных окраинах континентов. К современным и древним океаническим рифтам приурочена деятельность рудных гидротерм и отложение сульфидных руд. Все это указывает на важную роль флюидного режима в магматизме океана.

Однако экспериментальных данных о взаимодействии флюида и силикатного расплава явно недостаточно. В связи с этим нами экспериментально изучено взаимодействие водного флюида и базальтового расплава при температуре 1100–1300°C и давлении 0,5–2,0 ГПа. Так как одним из важнейших свойств магматогенного флюида является его кислотность–щелочность, основное внимание в работе уделено: 1) влиянию температуры, давления и состава магматогенного флюида на его кислотную агрессивность и транспортные свойства; 2) распределению компонентов между расплавом и флюидом; 3) экспериментальному воспроизведению метамагматической дегазации базальтового расплава; 4) сравнению трендов дифференциации, полученных при флюидно-расплавном взаимодействии в эксперименте, с трендами дифференциации некоторых океанических базальтовых серий.

### МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В качестве исходного материала использовали стекло толеитового базальта СТ-2 и порошок магнезиального эклогита из кимберлитовой трубки Обнаженная. Стекла готовили плавлением порошка исходной породы в аргон-водородной атмосфере при  $f_{O_2}$  в кварц-магнетит-фаялитовом буфере и температуре 1450°C в течение 20 мин. В качестве флюида использовали дистиллированную воду или шавелевую кислоту марки ОСЧ. Источником серы служил пирротин состава  $Fe_{0,989}S$ , синтезированный сухим способом из карбонильного железа и серы марки ОСЧ. Присутствие в эксперименте пирротина позволяло контролировать в ходе опыта  $f_{S_2}$ . HCl и HF вводили в виде растворов 0,01 и 0,1 н. HCl и HF, а P – в виде смеси  $KH_2PO_4 + Na_2HPO_4$ .

Эксперименты проводили на установке высокого давления с внутренним нагревом, описанной в [2], при никель-бунзенитовом кислородном буфере, в платиновых ампулах по двухампульной методике. В наружную ампулу помещали буфер Ni–NiO, а во внутреннюю – раствор и предварительно насыщенный железом платиновый контейнер с порошком эклогита или базальтовым стеклом. Насыщение платины железом осуществляли по методу, приведенному в [9]. Раствор из внутренней ампулы в опытах при 0,5 ГПа анализировали по методике [7]: вымывали в платиновый тигель, выпаривали досуха на водяной бане и просушивали при 110°C; сухой остаток взвешивали и сплавляли с метаборатом лития в пропорции 1 : 3, а полученное стекло анализировали на микрозонде "Camebax". Равновесное с флюидом стекло содержало большое количество закалочного амфибола, поэтому силикатный материал из верхнего слоя, контактирующего с флюидом, вначале переплавляли при  $T = 1230^\circ C$  в аргон-водородной атмосфере, а затем анализировали на микрозонде. В опытах при  $P = 1,8–2,0$  ГПа анализировали только стекло, которое не содержало закалочных фаз.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В табл. 1 приведены условия проведения опорных опытов и их результаты, характеризующие составы флюида (сухого остатка) и сосуществующего с ним расплава. На рис. 1 показано изменение отношения во флюиде содержания наиболее основных окислов ( $K_2O + Na_2O$ ) к концентрации наиболее кислотного окисла ( $SiO_2$ ), а на рис. 2 — соотношение сильных ( $K_2O + Na_2O$ ) и слабых ( $MgO + CaO$ ) оснований с кислотными окислами  $SiO_2$  и  $Al_2O_3$ . Как видно из этих данных, с понижением температуры в интервале  $1200-1100^\circ C$  флюид закономерно обогащается основными компонентами относительно кислотных. На диаграммах хорошо выражен основной тренд эволюции состава флюида при понижении температуры; степень дебазификации расплава при этом, наоборот, возрастает. Добавление к системе базальт-вода S, P, HCl и HF подкисляет флюид и смещает его состав в сторону основных, а состав расплава — в сторону кислотных компонентов по сравнению с чистой водой.

Наиболее высокая минерализация флюида ( $\sim 30-40$  г/л) при  $P = 0,5$  ГПа отмечается в системе базальт-вода и обусловлена относительно высокой растворимостью кислотных компонентов, в первую очередь  $SiO_2$ . Подкисление флюида уменьшает растворимость  $SiO_2$  и соответственно общую минерализацию флюида ( $\sim 15-20$  г/л).

Повышение давления флюида до 2,0 ГПа сильно увеличивает его экстрагирующие свойства, общая минерализация возрастает до 250 г/л и более. Резко усиливается также степень дебазификации расплавов. В экспериментах при весовом соотношении расплав: флюид = 1 : 1 закалочные стекла уже не содержат K, Na, Fe, Mg, Ca, а имеют алюмосиликатный состав. В этих условиях флюид является недосыщенным в отношении этих компонентов (табл. 2).

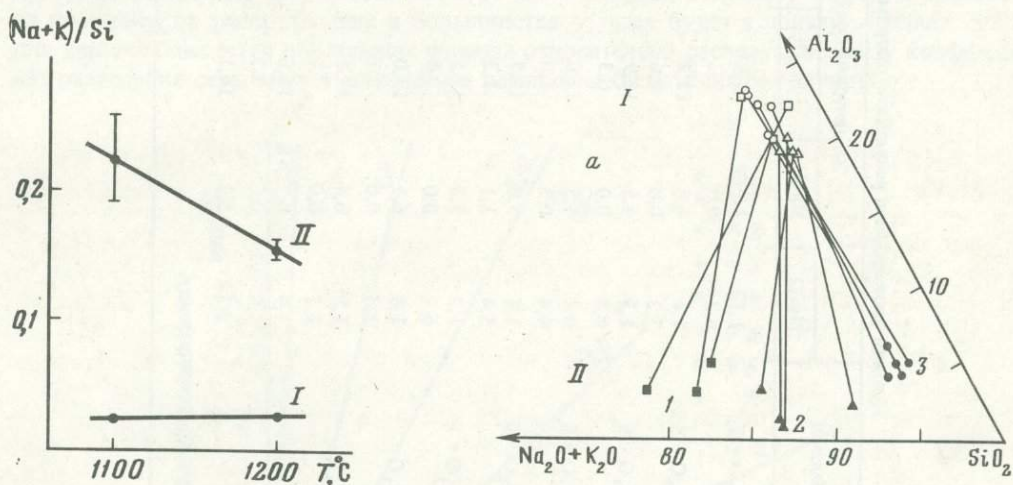


Рис. 1.  $(K_2O + Na_2O)/SiO_2$  отношение в базальтовом расплаве (I) и флюиде (II) при  $T = 1100$  и  $1200^\circ C$ ,  $P = 0,5$  ГПа

Рис. 2. Соотношение основных и кислотных окислов в базальтовом расплаве (I) и флюиде (II)  
 а —  $(K_2O + Na_2O)-Al_2O_3-SiO_2$ ; б —  $(MgO + CaO)-Al_2O_3-SiO_2$ ; 1 — при  $T = 1100^\circ C$ , 2 — при  $T = 1200^\circ C$  (система базальт-серая вода), 3 — при  $T = 1100^\circ C$  (система базальт-вода);  $P = 0,5$  ГПа

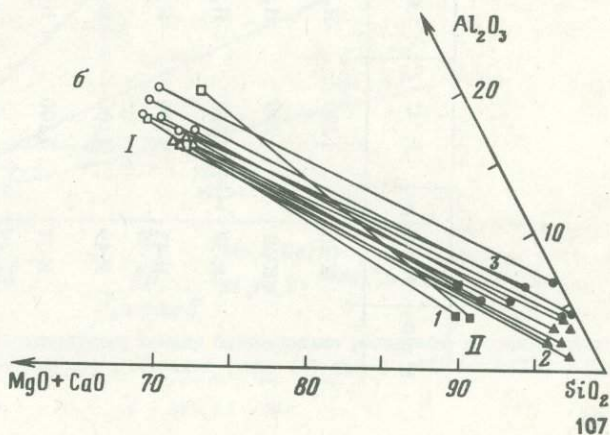


Таблица 1

Условия проведения и результаты опорных опытов при  $P=0,5$  ГПа

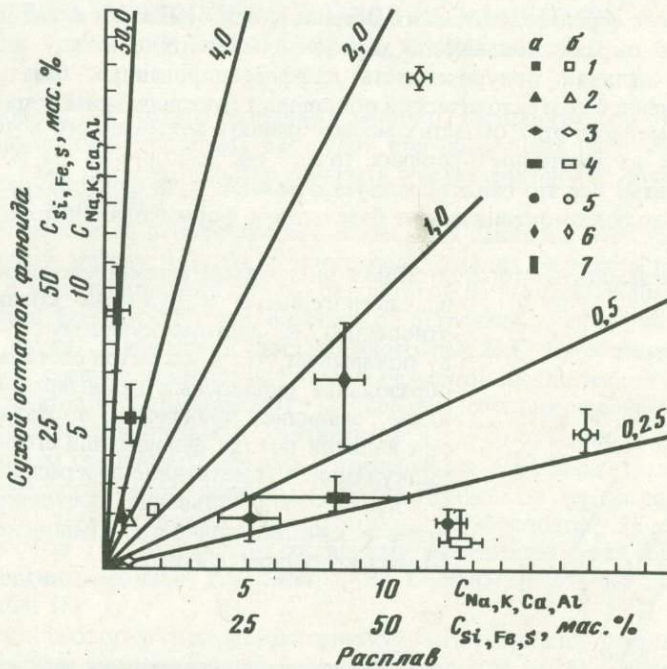
№ п/п	№ опыта	T, °C	Флюид	Химический состав (в мас. %) расплава и сухого остатка флюида*								
				Na <sub>2</sub> O	MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	K <sub>2</sub> O	CaO	TiO <sub>2</sub>	FeO	SO <sub>3</sub>
1	К-36	1200	H <sub>2</sub> O + S	1,13	4,21	11,7	48,4	0,8	11,0	1,8	20,7	0,0
				6,2	0,0	2,2	63,5	3,2	1,6	0,0	5,7	17,6
2	К-38	1200	H <sub>2</sub> O + S	1,6	4,6	13,2	52,9	0,9	11,8	2,1	12,9	0,0
				7,2	0,0	0,6	62,5	2,9	1,4	0,0	7,7	17,4
3	К-39	1200	H <sub>2</sub> O + S	1,3	4,5	12,9	50,2	0,8	11,4	2,0	16,9	0,0
				6,5	0,0	0,3	56,9	2,1	3,7	0,0	6,9	23,4
4	К-47	1100	H <sub>2</sub> O + S	0,4	4,5	12,8	43,0	0,6	10,8	1,9	26,0	0,0
				4,4	0,8	1,0	22,35	1,4	2,0	0,2	13,0	54,8
5	К-49	1100	H <sub>2</sub> O + S	1,4	5,0	12,7	49,5	0,8	9,7	1,8	19,0	0,0
				5,4	1,1	2,2	35,8	1,6	2,8	0,4	5,4	45,3
6	К-51	1100	H <sub>2</sub> O + S	1,3	5,3	13,5	42,5	1,0	5,8	1,8	28,8	0,0
				6,7	0,0	1,8	43,6	2,8	3,3	0,4	7,5	33,8
7	К-52	1100	H <sub>2</sub> O	1,8	6,1	17,0	52,9	0,8	11,8	2,2	6,7	—
				2,3	0,0	5,10	86,9	1,8	0,5	0,0	2,3	—
8	К-53	1100	H <sub>2</sub> O	1,8	6,4	17,1	54,3	0,8	12,6	2,2	4,8	—
				2,1	0,0	3,8	89,6	1,6	0,4	0,5	0,85	—
9	К-54	1100	H <sub>2</sub> O	1,9	6,7	16,6	56,6	0,9	13,3	2,1	1,5	—
				1,9	0,0	5,7	86,4	1,6	2,3	0,7	1,4	—
10	Исходный расплав			2,2	5,2	14,1	51,5	0,9	10,1	2,0	13,3	—

\* Первая цифра относится к расплаву, вторая — к флюиду.

Химический состав (в мас. %) продуктов опытов в системе эклогит-флюид при  $T = 1300^\circ\text{C}$ ,  $P = 1,8-2,0$  ГПа

№ п/п	Состав флюида	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	Cl	Сумма
Стекло										
1	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HCl	79,6	11,7	0,00	1,30	0,20	0,00	0,00	1,60	94,3
2	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HCl	68,7	15,3	0,30	4,30	0,70	1,10	0,00	2,10	92,5
3	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HCl	59,4	16,3	0,50	6,50	1,00	0,50	0,00	1,80	86,0
4	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HCl	63,7	14,1	0,00	3,40	0,70	0,60	0,00	1,20	83,1
5	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HF	73,90	8,3	0,50	0,00	0,20	1,90	0,00	—	84,8
6	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HF	79,60	5,0	0,40	0,00	0,70	0,40	0,00	—	86,1
Фторидная фаза										
7	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HF	0,0	29,0	2,00	2,60	24,10	2,4	0,10	—	60,2
8	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + HF	0,0	28,3	2,50	2,90	19,40	3,4	0,1	—	56,6

На рис. 3 приведены коэффициенты разделения петрогенных компонентов между расплавом и сухим остатком водного флюида. Сухой остаток обеднен относительно расплава CaO, FeO, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> и обогащен щелочами, SiO<sub>2</sub> и особенно серой. Однако коэффициенты разделения большинства элементов невелики, за исключением серы. Поскольку сухой остаток по весу составляет 1/20 часть флюида, очевидно, что для большинства компонентов распределение в большинстве случаев будет в пользу расплава. Лишь для серы наблюдается обогащение флюида относительно расплава, поэтому коэффициент разделения серы между флюидом и расплавом будет больше единицы.



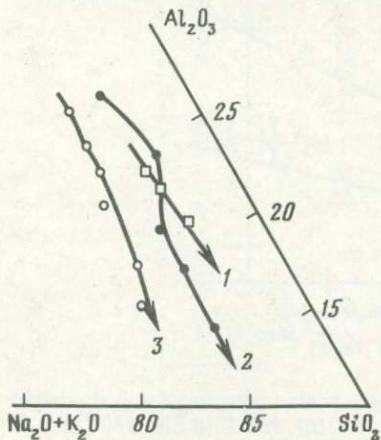
Р и с. 3. Коэффициенты распределения компонентов между базальтовым расплавом и сухим остатком флюида в системах базальт-вода-сера (а) и базальт-вода (б) при  $T = 1100-1200^\circ\text{C}$  и  $P = 0,5$  ГПа

1 - Na<sub>2</sub>O; 2 - K<sub>2</sub>O; 3 - FeO; 4 - CaO; 5 - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 6 - SiO<sub>2</sub>; 7 - SO<sub>2</sub>

Полученные экспериментальные данные свидетельствуют о заметных вариациях состава флюида и сосуществующего с ним расплава в зависимости от кислотности—щелочности флюида и температуры. Щелочность—кислотность ювенильного флюида является важной его характеристикой, во многом определяющей направление флюидно-расплавной дифференциации магм и распределение петрогенных и рудных компонентов между расплавом и флюидом [1]. На повышенную щелочность глубинного флюида обратил внимание Д.С. Коржинский [4], а причины этого явления объяснены А.А. Маракушевым и Л.Л. Перчуком [6]. В настоящее время общепризнана теория кислотно-основной гидротермальной эволюции Д.С. Коржинского [7], которая качественно описывает общую направленность изменения кислотности флюида от ранней щелочной к кислотной, а затем к поздней щелочной стадиям. Однако причины такой эволюции еще недостаточно ясны. Одним из объяснений повышения кислотности флюида является связанное со снижением температуры уплотнение флюида и существенное повышение за счет этого степени диссоциации кислот. Повышение кислотности флюида изучалось экспериментально при параметрах сосуществования гидротермального раствора и гранитного расплава ( $T$  до  $800^\circ\text{C}$ ,  $P$  до  $100$  МПа) [5, 8]. Наши данные также показывают, что понижение температуры, так же как и подкисление флюида, усиливает его кислотную агрессивность, что выражалось в увеличении степени дебазификации расплава. Индикатором кислотной агрессивности взаимодействующего с расплавом водного флюида служит соотношение в нем основных (K, Na, Mg, Fe, Ca) и кислотных (Si, Al) компонентов. Увеличение кислотной агрессивности флюида при понижении температуры проявлялось в обогащении флюида и обеднении расплава основными компонентами по отношению к кислотным. На петрохимических диаграммах хорошо выражены тренды дифференциации: основной для флюида и кислотный для расплава (см. рис. 2).

Сравнение полученного в эксперименте тренда кислотно-щелочной дифференциации базальтового расплава, взаимодействующего с флюидом, с установленными трендами для вулканических серий океанических островов, островных дуг и активизированных континентальных окраин показывает хорошее соответствие между ними (рис. 4). Наблюдается отчетливая приуроченность дифференцированных базальтовых серий океана к определенной геотектонической обстановке (океаническим островам и островным дугам), и именно в этих областях можно ожидать повышенного потока флюидов, как ювенильных из мантийных горячих точек, так и коровых из погружающейся океанической плиты. Все это свидетельствует о важной роли флюидно-расплавной дифференциации в эволюции океанических базальтов и формировании пород вулканических серий.

Следует также заметить, что отсутствие в эксперименте заметного обогащения флюида петрогенными и рудными компонентами по отношению к сосуществующему с ним расплаву показывает, что в закрытой системе невозможно образование рудоносных гидротерм. Их формирование, очевидно, происходит в открытой системе при наличии потока флюида или его многократной циркуляции. Существенное перераспределение серы в водный флюид объясняет постоянное ее присутствие в качестве главного компонента рудоносного магматогенного флюида.



Р и с. 4. Флюидно-магматическая эволюция базальтового расплава в эксперименте (1), в базальтовых сериях Курил (2) и Камчатки (3)

1. *Жариков В.А.* Проблемы кислотности рудообразующих флюидов. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск: Наука, 1979; т. 1, с. 9–29.
2. *Иванов И.П., Лихойдов Г.Г., Гурьев Л.И.* и др. Установка высокого газового давления с навивным сосудом до 10 кбар и рамной поддержкой. — В кн.: Эксперимент и техника газовых и твердофазовых давлений. М.: Наука, 1978, с. 86–89.
3. *Коржинский Д.С.* Кислотность—щелочность при магматических процессах. — В кн.: Доклады советских геологов: Международный геологический конгресс. XXI сессия. Проблема 14. Гранито-гнейсы. Киев: Наук. думка, 1960, с. 7–17.
4. *Коржинский Д.С.* Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. — В кн.: Кора и верхняя мантия. М.: Наука, 1968, с. 69–74.
5. *Коржинский Д.С., Эпельбаум М.Б., Сорокин В.И.* Зависимость кислотной агрессивности магматогенных флюидов от температуры. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, № 6, с. 3–9.
6. *Маракушев А.А., Перчук Л.Л.* Происхождение и эволюция трансмагматических и метаморфических флюидов. — В кн.: Международный геохимический конгресс: Тез. докл. М.: ВИНТИ, 1971, т. 11, с. 513–514.
7. *Салова Т.П., Эпельбаум М.Б., Тихомирова В.И.* и др. Методика анализа микроколичеств петрогенного вещества из флюидного раствора. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1983, вып. 11, с. 161–164.
8. *Сорокин В.И., Соболев В.П., Коржинский Д.С.* Растворимость талька в водном растворе 0,01 M HCl и некоторые вопросы кислотного постмагматического выщелачивания. — Докл. АН СССР, 1981, 258, № 1, с. 197–201.
9. *Apted M.J.* Control of loss iron to platinum capsules and effects on samarium partitioning between garnet and melt. — Amer. mineral., 1982, 67, N 5/6, p. 1069–1079.

УДК 552.002.2:552.323.5+539.55

Э.С. ПЕРСИКОВ, Т.В. КАЛИНИЧЕВА, П.Г. БУХТИЯРОВ

### ВЗАИМОСВЯЗЬ ВЯЗКОСТИ РАСПЛАВОВ ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТОВ И ЭВОЛЮЦИИ ИХ ХИМИЗМА

В геологической литературе довольно широко распространено представление о высокой подвижности базальтовых расплавов при подводных излияниях, а Н.Г. Прокопцевым [6] даже сделана попытка доказать квазисверхтекучее состояние базальтовой магмы в этих условиях.

В настоящей работе на основе экспериментальных данных и расчетов вязкости расплавов по новому методу [4] дан сравнительный анализ текучести расплавов пород океанической и континентальной оливин-базальтовой формаций. Эксперименты проводили с образцами базальтов Курило-Камчатской островной дуги и толеита из впадины Хесса (Тихий океан), любезно предоставленного нам Н.Г. Прокопцевым. В расчетах использовали: 1) средние химические составы базальтов океанической и континентальной оливин-базальтовой формаций [3]; 2) средние составы недифференцированных базальтовых комплексов океана и континентов [5]; 3) средние составы пород дна океанов по данным глубинного бурения, определенные А.В. Абрамовым и др. (личное сообщение) путем кластерного анализа; 4) более 40 анализов островодужных и океанических базальтов, любезно предоставленных нам Т.И. Фроловой; 5) восемь анализов гавайских базальтов [1]; 6) средние составы магматических пород в ряду лерцолит-трахит по обобщенным данным Р. Ле-Метра [9]. Составы некоторых из этих базальтов приведены в табл. 1.

Метод расчета реологических характеристик магматических расплавов (вязкости и энергии активации вязкого течения) подробно изложен в [4]. Он основан на обобщении всех имеющихся экспериментальных данных по вязкости магматических расплавов и теоретическом анализе взаимосвязи их реологических закономерностей с

Таблица 1

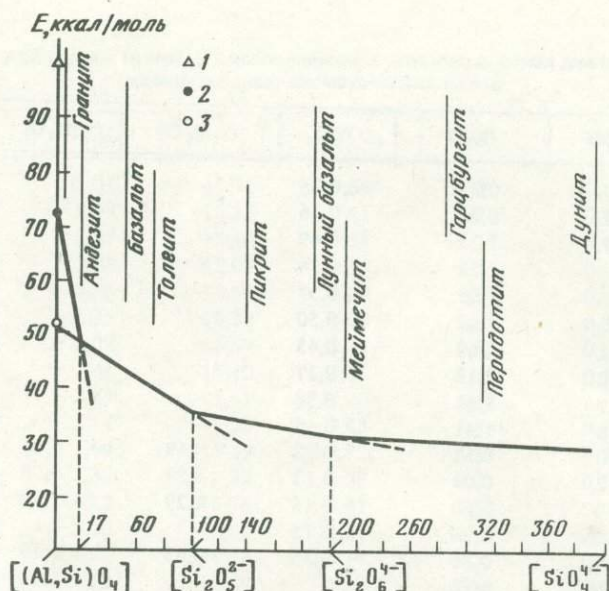
Химический состав (в мас. %) исследованных базальтов, пород дна океанов и средние составы магматических пород

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO
1	49,1	2,31	14,76	3,64	7,8	0,17	7,68
2	49,31	1,39	16,15	2,41	6,79	0,16	7,99
3	45,6	2,97	15,14	4,55	7,79	0,11	7,52
4	46,25	3,08	15,05	3,72	8,48	0,17	7,53
5	45,62	3,20	14,58	3,20	9,37	0,16	7,88
6	46,47	2,23	15,39	4,68	7,44	0,22	8,24
7	47,96	2,02	15,59	5,75	5,85	0,18	6,31
8	46,85	2,31	15,40	4,55	8,10	0,18	6,68
9	48,05	2,83	13,67	4,20	8,48	—	6,18
10	48,29	2,14	15,50	3,43	7,58	0,14	6,99
11	49,87	1,69	15,39	3,92	6,53	0,34	6,47
12	50,00	1,30	15,32	1,38	9,3	0,13	7,95
13	47,31	1,62	16,78	6,81	2,32	0,10	4,49
14	51,51	1,20	15,37	2,28	8,73	0,16	8,71
15	48,32	1,71	16,98	5,14	5,21	0,18	6,35
16	45,28	2,79	11,84	6,13	7,94	0,18	10,03
17	46,00	1,19	17,38	7,23	3,77	0,42	6,03
18	48,00	0,65	17,32	1,93	6,06	0,11	10,18
19	48,78	1,76	15,0	3,75	9,24	0,2	6,59
20	48,79	0,86	16,02	1,67	7,81	0,13	10,18
21	51,77	1,76	13,78	2,04	9,13	0,16	8,58
22	51,18	2,1	14,07	1,35	9,78	0,17	7,78
23	46,53	2,28	14,31	3,16	9,81	0,18	9,54
24	49,28	3,06	15,98	4,11	7,94	0,19	4,44
25	50,4	3,26	13,91	1,80	10,09	0,18	6,57
26	49,16	2,29	13,33	1,31	9,71	0,16	10,41
27	50,81	1,59	14,35	2,07	8,43	0,19	7,39
28	50,42	1,44	15,45	2,03	7,54	0,17	7,31
29	49,58	3,08	17,60	2,58	9,60	0,20	3,33
30	49,97	0,67	17,66	1,90	7,07	0,15	8,26
31	59,59	1,23	19,24	1,09	4,03	0,03	1,13
32	48,42	1,81	13,46	2,71	10,05	0,16	9,12
33	46,19	0,08	9,49	1,39	5,16	0,16	26,26
34	49,58	1,98	14,79	3,38	8,03	0,18	7,3
35	57,94	0,67	17,02	3,27	4,04	0,14	3,33
36	41,30	0,81	9,43	5,30	8,86	0,29	19,94
37	61,21	0,70	16,96	2,99	2,29	0,15	0,93
38	48,21	1,26	15,50	2,16	8,98	0,18	9,08
39	53,54	1,05	17,29	3,11	5,66	0,17	5,46

1-5 — средние составы пород океанической оливин-базальтовой формации [3]: 1,2 — толеитовые базальты (1 — Гавайских островов, 2 — срединных океанических хребтов), 3-5 — щелочные оливиновые базальты (3 — Атлантического океана, 4 — Тихого океана, 5 — Индийского океана); 6-10 — средние составы базальтов континентальной оливин-базальтовой формации [3]: 6 — базальты и долериты Прибайкалья, 7 — базальты Восточного Китая и Южного Приморья, 8 — базальты зоны Великих Африканских разломов, 9 — базальты о-ва Мадагаскар, 10 — базальты Австралии; 11-16 — средние составы недифференцированных комплексов базальтов [5]: 11 — толеиты, Срединно-Атлантический хребет, рифтовая долина, 30° с.ш., 12 — толеиты, рифт Красного моря, 13 — щелочной океанический базальт, впадина Вартона, Индийский океан, 14-16 — континентальные толеиты (14 — Шкотовское плато, Южное Приморье, 15 — Березовская карбоновая формация, Южный Урал, 16 —

	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	Сумма
	10,43	2,05	0,31	0,25	—	—	98,50
	11,73	2,82	0,26	0,16	—	—	99,17
	10,19	2,97	1,22	0,49	—	—	98,55
	9,46	3,03	1,22	0,54	—	—	98,53
	10,73	2,65	1,05	0,37	—	—	98,81
	8,80	1,83	1,02	0,50	—	—	96,82
	8,77	3,32	1,64	0,45	—	—	97,84
	10,31	2,70	1,15	0,37	—	—	98,60
	10,76	2,41	1,61	0,38	—	—	97,97
	8,51	3,15	1,41	0,45	—	—	97,59
	11,29	2,80	0,52	0,22	0,49	0,84	100,40
	11,65	2,53	0,04	0,13	0,29	0,58	100,60
	8,27	3,40	1,60	0,45	4,29	2,50	99,94
	8,20	2,58	0,90	0,15	—	—	99,78
	8,11	3,94	0,86	0,38	0,63	0,19	100,50
	9,10	3,35	1,75	—	—	1,01	99,40
	12,42	2,04	0,26	0,22	1,59	1,28	99,83
	12,43	2,26	0,14	0,06	0,35	0,69	100,18
	9,99	2,92	0,3	0,3	0,81	1,00	100,65
	11,55	2,04	0,04	0,1	0,11	0,52	99,82
	10,12	2,36	0,39	0,17	—	0,13	100,39
	10,83	2,39	0,44	0,15	—	0,11	100,35
	10,32	2,85	0,84	0,28	—	0,08	100,18
	9,55	3,47	1,26	0,23	—	0,92	100,43
	10,55	2,52	0,69	0,30	—	0,04	100,40
	10,93	2,15	0,51	0,16	—	0,09	100,24
	11,49	2,33	0,07	0,13	—	—	98,85
	11,6	2,52	0,30	0,15	—	—	98,93
	6,33	3,63	1,97	0,62	—	—	98,52
	9,34	2,15	2,12	0,09	—	—	99,38
	1,09	3,03	5,98	0,18	—	—	96,54
	8,33	2,39	0,34	0,19	—	—	96,98
	7,95	0,63	0,10	0,03	—	—	97,44
	10,36	2,37	0,43	0,23	0,50	0,91	100,08
	6,79	3,48	1,61	0,21	0,31	0,83	99,72
	8,01	1,21	0,39	—	—	4,27	99,81
	2,34	5,47	2,98	0,21	0,47	1,15	99,44
	11,92	2,4	0,08	0,14	—	0,58	100,48
	8,32	3,59	1,64	0,2	—	0,3	100,33

Юго-Западная Монголия); 17-20 — океанические базальты Гапагосского рифта и впадины Хесса, по данным Т.И. Фроловой (личное сообщение); 21-26 — составы толеитов Гавайских островов [1]: 21 — гиперстенный базальт, поток Мауналоа, 22 — толеит, поток Килауэа, 23 — щелочной базальт, Хаулалаи, 24 — окисленный гавайит, 25 — толеит, Килауэа, 1960 г., 26 — оливиновый толеит, Килауэа, 1921 г.; 27-33 — результаты кластерного анализа химизма пород дна океана, по данным глубинного бурения (А.В. Абрамов и др., личное сообщение): 27, 28, 32 — толеиты (по распространенности ~ 94%), 29 — базальты субщелочного ряда (~ 5%), 30 — трахибазальты (~ 1%), 31 — кислые породы (~ 1%), 33 — ультраосновные породы (~ 0%); 34-37 — средние составы пород по данным Р. Ле-Метра [9]: 34 — толеит, 35 — андезит, 36 — пикрит, 37 — риолит; 38 — толеит Южной котловины Тихого океана [6]; 39 — базальт Алохончич.



Р и с. 1. Обобщенная диаграмма концентрационной зависимости энергии активации вязкого течения магматических расплавов [4]

1—3 — расплавы  $SiO_2$ ,  $NaAlSi_3O_8$  (гранитоидная ветвь),  $NaAlSiO_4$  (фельдшпатоидная ветвь); в квадратных скобках — основная единица анионной структуры расплава

химизмом и структурным состоянием расплавов. Сущность этого метода заключается в следующем. Концентрационная, температурная и барическая зависимости вязкости расплавов определяются по простому уравнению:

$$\ln \eta = E/4,576 T - 3,5 + \alpha \Delta P, \quad (1)$$

где  $E$  — энергия активации вязкого течения (в ккал/моль), являющаяся функцией состава и строения расплава,  $T$  — температура (в градусах Кельвина),  $\alpha$  — пьезокоэффициент вязкости, численные значения которого для "сухих" и водосодержащих расплавов равны  $-5,02 \cdot 10^{-4}$  и  $-1,2 \cdot 10^{-3} \text{ МПа}^{-1}$  соответственно [4],  $\Delta P = P_{\text{общ}} - P_{H_2O}$ ,  $P_{\text{общ}}$  — литостатическое давление,  $P_{H_2O}$  — парциальное давление  $H_2O$  во флюиде (в МПа).

В условиях, когда  $P_{H_2O} = P_{\text{общ}}$ , в частности при подводных извержениях, барическое слагаемое, согласно уравнению (1), обращается в нуль. В этом случае влияние растворенной в расплаве  $H_2O$  на вязкость оценивается по изменению энергии активации по мере растворения воды в расплаве. Энергия активации вязкого течения также определяется по простым уравнениям, которые получены на основе приведенной на рис. 1 обобщенной концентрационной зависимости  $E = f(K)$  для всего диапазона составов магм — от кислых до ультраосновных [4]. На диаграмме рис. 1 состав многокомпонентного расплава выражен через структурно-химическую характеристику — степень деполимеризации, или коэффициент основности. Эта характеристика под названием

"процент разрушенности структуры"  $\left( K = \frac{O_A}{Si} \cdot 100 \right)$  предложена П. Сосье и впервые

использована для магматических расплавов, вероятно, Д. Карроном [8]. Позднее эта структурно-химическая характеристика, обозначенная как  $NBO/Si$  (отношение числа грамм-ионов немостикового кислорода в расплаве к числу грамм-ионов  $Si^{4+}$ ), введена в [7] и применена для магматических расплавов в [10]. По сравнению с другими известными кислотно-основными показателями силикатных и алюмосиликатных расплавов, анализ которых дан в [4], коэффициент основности более полно и с большей

Расчет структурно-химического параметра расплава толеита из Южной части Тихого океана

Состав		Число грамм-ионов сеткообразователей · 10 <sup>3</sup>		Число грамм-ионов кислорода	
Оксиды	мас. %	в 1 мас. % · 10 <sup>3</sup>	в расплаве	в 1 мас. % · 10 <sup>3</sup>	в расплаве
SiO <sub>2</sub>	48,21	16,65	802,7	33,3	1605,39
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,5	19,63	304,26	29,44	450,32
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,16	12,53	27,06	18,8	40,61
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	14,1	1,97	35,25	4,93
TiO <sub>2</sub>	1,25			25,03	31,29
FeO	8,98			13,92	125,0
MnO	0,18			14,1	2,54
MgO	9,08			24,81	225,27
CaO	11,92			17,83	212,53
Na <sub>2</sub> O	2,4			16,13	38,71
K <sub>2</sub> O	0,08			10,62	0,85
H <sub>2</sub> O	—			55,5	—
Сумма	100,48		H = 1136		O = 2743,45

Примечание.  $K = \frac{2(O-2H)}{H} \cdot 100 = \frac{2(2743,45-2 \cdot 1136)}{1136} \cdot 100 = 83$ .

чувствительностью отражает соотношение кислотных и основных компонентов в магматическом расплаве и, следовательно, его валовую основность. Коэффициент основности  $K$  легко рассчитывается из химического состава расплава (породы) по уравнению:

$$K = \frac{2(O_i - 2H)}{H} \cdot 100, \quad (2)$$

где  $O_i$  — суммарное количество грамм-ионов кислорода в расплаве,  $H$  — суммарное количество грамм-ионов катионов-сеткообразователей ( $Si^{4+}$ ,  $Al^{3+}$ ,  $Fe^{3+}$ ,  $P^{5+}$ ), находящихся в тетраэдрической координации по кислороду [4]. Для примера в табл. 2 приведен расчет значения  $K$  для расплава толеита.

Согласно диаграмме рис. 1, весь диапазон составов природных расплавов разбивается в точках перелома зависимости  $E = f(K)$  на четыре интервала. При этом "сухие" и водосодержащие базальтовые расплавы попадают в основном в интервал значений  $K = 17-100$  и только при концентрациях воды в расплаве  $N_{H_2O} \geq 1$  мас. % наиболее подвижным толеитовым магмам соответствуют значения структурно-химического параметра  $K > 100$ , т.е. они попадают в третий интервал значений  $K$ . Эмпирические уравнения для расчета энергий активации вязкого течения базальтовых расплавов имеют следующий вид:

$$E_2 = 51000 - 153,8 K \quad (17 \leq K \leq 100), \quad (3)$$

$$E_3 = 40000 - 40,5 K \quad (100 \leq K \leq 200), \quad (4)$$

где  $E$  — в кал/моль. Определив из уравнения (3) или (4) значение  $E$  для расплава заданного состава, по уравнению (1) рассчитывается вязкость при нужных температурах. Относительная погрешность расчета вязкости и энергии активации вязкого течения базальтовых расплавов не превышает  $\pm 30$  и 1,5% соответственно, т.е. соизмерима с погрешностью экспериментальных данных по вязкости магматических расплавов при высоких давлениях [4].

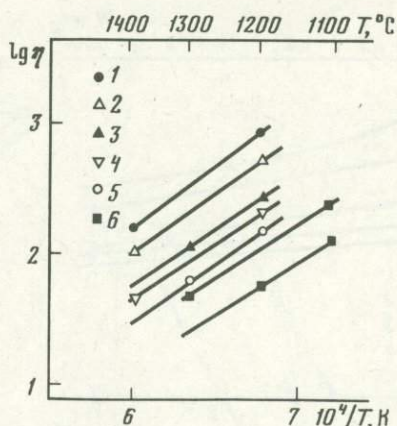
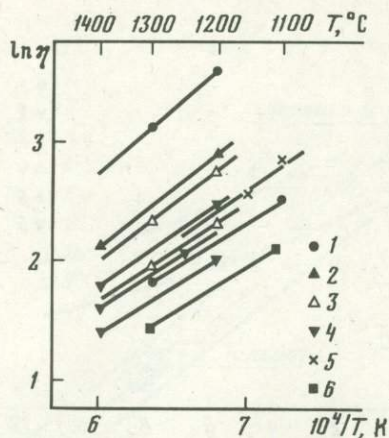
Рассмотрим полученные результаты. На рис. 2, 3 и в табл. 3 приведены эксперимен-

Коэффициент основности, энергия активации и вязкость расплавов базальтов и пород дна океана

№ п/п	$N_{H_2O} = 0$ мас.%, $T = 1250^\circ C$			$N_{H_2O} = 0,5$ мас.%, $T = 1200^\circ C$			$N_{H_2O} = 3$ мас.%, $T = 1200^\circ C$			Вязкость суб-ликвидусных расплавов $\lg \eta$	
	$K$	$E$ , ккал/моль	$\lg \eta$	$K$	$E$ , ккал/моль	$\lg \eta$	$K$	$E$ , ккал/моль	$\lg \eta$	$\phi = 25\%$	$\phi = 50\%$
1	71,6	39,97	2,23	76,5	39,22	2,32	101,8	35,88	1,82	3,39	4,67
2	71,0	40,07	2,25	75,7	39,34	2,33	100,0	35,95	1,83	3,36	4,64
3	78,5	38,91	2,08	83,3	38,17	2,17	108,6	35,00	1,78	3,25	4,53
4	80,0	38,68	2,05	84,9	36,92	2,12	110,8	35,51	1,76	3,19	4,48
5	90,3	37,09	1,82	95,5	36,29	1,88	121,8	35,07	1,70	2,93	4,20
6	67,8	40,55	2,32	72,7	39,80	2,4	97,9	35,92	1,82	3,44	4,72
7	56,6	42,28	2,57	61,3	41,56	2,66	85,6	37,82	2,11	3,88	5,2
8	70,1	40,20	2,27	75,0	39,45	2,35	100,1	35,95	1,83	3,54	4,83
9	76,0	39,30	2,13	81,0	38,53	2,22	105,9	35,71	1,79	3,44	4,73
10	66,0	40,84	2,36	70,7	40,11	2,45	96,1	36,2	1,87	3,63	4,94
11	62,2	41,42	2,44	67,0	40,68	2,54	90,0	37,00	1,99	3,62	4,92
12	78,0	38,99	2,09	53,0	38,22	2,16	107,9	35,63	1,79	3,14	4,40
13	31,5	46,15	3,12	35,8	45,49	3,25	57,9	42,08	2,74	4,52	5,88
14	67,0	40,68	2,33	71,7	39,96	2,42	95,8	36,24	1,88	3,40	4,67
15	48,0	43,61	2,76	52,5	42,49	2,56	75,5	39,37	2,34	3,97	5,30
16	91,8	36,86	1,79	97,0	36,06	1,85	123,3	35,01	1,70	2,66	3,88
17	43,6	44,29	2,85	48,1	43,59	2,97	71,1	40,06	2,44	4,12	5,45
18	73,3	39,71	2,20	78,0	38,99	2,28	102,6	35,84	1,81	3,14	4,39
19	68,1	40,51	2,31	72,7	39,80	2,40	97,4	36,00	1,84	3,47	4,76
20	78,9	38,80	2,07	83,7	38,11	2,15	108,5	35,60	1,78	3,00	4,24
21	79,6	38,74	2,05	85,0	37,91	2,12	109,3	35,57	1,77	3,17	4,20
22	82,8	38,25	1,89	87,6	37,51	2,06	112,7	35,43	1,76	3,15	4,41
23	93,4	36,62	1,75	98,7	35,80	1,81	125,5	34,92	1,68	2,75	4,00
24	60,0	41,76	2,49	65,1	40,97	2,57	88,7	37,34	2,04	3,74	4,80
25	84,6	37,97	1,95	88,6	37,36	2,04	113,6	35,40	1,75	3,27	4,56
26	101,0	35,91	1,65	105,2	35,74	1,80	129,6	34,75	1,65	2,6	3,89
27	75,0	39,45	2,16	79,9	38,70	2,24	104,7	35,76	1,81	3,35	4,64
28	72,0	39,91	2,22	76,8	39,17	2,31	101,3	35,90	1,83	3,45	4,74
29	50,1	43,28	2,71	55,2	42,50	2,80	78,5	38,91	2,27	4,37	5,74
30	60,0	41,76	2,49	64,8	41,02	2,59	88,4	37,39	2,05	3,62	4,92
31	7,6	60,35	5,15	11,6	55,27	4,73	32,4	46,01	3,33	7,5	9,11
32	82,5	38,30	2,00	87,5	37,52	2,07	113,5	35,40	1,75	3,00	4,38
33	160,1	33,52	1,31	165,8	33,28	1,43	195,3	32,09	1,26	1,38	2,50
34	70,2	40,19	2,27	74,9	39,46	2,35	100,2	35,94	1,83	3,47	4,76
35	19,0	48,07	3,40	23,8	47,33	3,52	46,2	43,89	3,01	5,15	6,57
36	171,6	33,05	1,24	176,1	23,88	1,38	203,7	31,94	1,23	1,66	2,80
37	10,5	56,67	4,63	15,5	50,3	3,96	35,4	45,55	3,25	6,90	8,44
38	83,0	38,22	1,98	87,9	37,46	2,06	113,2	39,85	1,75	3,00	4,29
39	42,0	44,53	2,89	48,2	30,68	2,96	69,4	40,31	2,48	4,30	5,64

Примечание. Номера составов соответствуют табл. 1;  $\phi$  — объемная доля кристаллической фазы в расплаве.

тальные и расчетные данные по температурной зависимости вязкости, а на рис. 4 — изотермические ( $1250^\circ C$ ) зависимости вязкости океанических базальтов от концентрации  $H_2O$  в расплаве или от глубины океана. Из них следует, что диапазон изменения вязкости расплавов пород дна океана невелик. Например, диапазон вязкости расплавов толеитов, занимающих основной объем пород дна океанов, составляет  $\sim 150$ – $260$  П при  $T = 1200^\circ C$ , а при перегреве выше ликвидуса на  $\sim 200^\circ C$ , т.е. при  $T = 1400^\circ C$ ,  $30$ – $50$  П. Характерно, что субщелочные базальты имеют существенно большую вязкость



Р и с. 2. Температурная зависимость вязкости базальтовых расплавов

1 — базальт прорыва Апохончич, сверху вниз соответственно  $N_{H_2O} = 0$  и 2,5 мас.% (см. табл. 1, № 39); 2 — базальт Южного прорыва большого трещинного Толбачинского извержения; 3 — базальты континентальной оливин-базальтовой формации (см. табл. 1, № 6, 9); 4 — океанические базальты (сверху вниз — см. табл. 1, № 1, 3, 5); 5 — толеит,  $N_{H_2O} = 0,22$  мас.% (см. табл. 1, № 38); 6 — океанический базальт,  $N_{H_2O} = 3$  мас.% (см. табл. 1, № 1)

Р и с. 3. Температурная зависимость вязкости расплавов пород дна океана

1 — базальт субщелочного ряда (см. табл. 1, № 29); 2 — трахибазальт (см. табл. 1, № 30); 3, 4 — базальты нормального ряда (см. табл. 1, № 27, 28); 5 — оливиновый базальт нормального ряда (см. табл. 1, № 32); 6 — оливиновый базальт нормального ряда, сверху вниз соответственно  $N_{H_2O} = 0,5$  и 3 мас.% (см. табл. 1, № 32)

по сравнению с толеитами, а наиболее вязкими являются высокоглиноземистые базальты островных дуг (см. рис. 2,3). В то же время щелочные базальты океанов более текучи по сравнению с толеитами срединных океанических хребтов и гавайскими толеитами (см. рис. 2, табл. 3).

Сопоставление вязкости расплавов базальтов океанической и континентальной формаций (см. рис. 2, 3, табл. 3) свидетельствует о их близости. Как известно, спецификой подводных излияний является то, что они происходят под давлением столба океанической воды, в пределе равным 100 МПа. Согласно экспериментальным данным [2], при  $P_{H_2O} = 100$  МПа растворимость  $H_2O$  в базальтовых расплавах равна  $\sim 3$  мас.% при  $T = 1200^\circ C$ . При такой концентрации воды в расплаве толеита его вязкость уменьшается в  $\sim 2,5$  раза (см. рис. 4, табл. 3). Если учесть, что базальты океанической формации, как правило, содержат существенно меньшие концентрации  $H_2O$ , то очевидно, что растворение воды в таких расплавах не в состоянии радикально изменить их реологические характеристики.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют о том, что подводные лавы базальтового состава весьма далеки от сверхтекучего состояния. Их реологические характеристики ( $\eta$ ,  $E$ ) обусловлены химическим составом расплава, а также соотношением кислотных (сеткообразующих) окислов ( $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ) и основных окислов-модификаторов ( $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $FeO$ ,  $MgO$ ,  $CaO$  и др.). При этом наблюдается достаточно отчетливая зависимость от концентрации  $MgO$  (рис. 5), тогда как содержание щелочей и кремнезема в меньшей степени влияют на реологическое поведение расплавов океанических базальтов и на их валовую основность (табл. 4). С точки зрения классической систематики магматических расплавов и пород (кислые—средние—основные—ультраосновные) повышение щелочности и снижение кремнекислотности расплава должно приводить к росту его валовой основности. Однако это не всегда соблюдается, так как соотношение других кислотных ( $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $P_2O_5$ ) и основных ( $CaO$ ,  $MgO$ ,  $FeO$  и др.) компонентов расплава может стать определяющим для характеристики валовой основности расплава (породы). Действительно, анализ резуль-

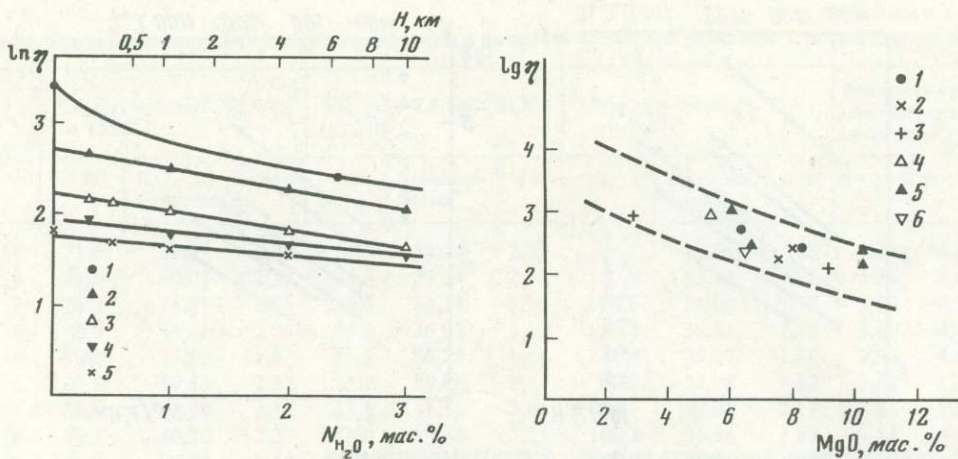


Рис. 4. Влияние воды на вязкость базальтовых расплавов ( $T = 1250^\circ\text{C}$ )

1 — базальт прорыва Апохончич (см. табл. 1, № 39); 2 — базальт субщелочного ряда (см. табл. 1, № 29); 3 — толеитовый базальт (см. табл. 1, № 1); 4 — оливиновый базальт (см. табл. 1, № 32); 5 — щелочной оливиновый базальт Индийского океана (см. табл. 1, № 5)

Рис. 5. Зависимость вязкости базальтовых расплавов от концентрации MgO ( $T = 1200^\circ\text{C}$ )

1 — базальты континентальной формации (см. табл. 1, № 9, 6); 2 — базальты океанической формации (см. табл. 1, № 2, 3); 3 — базальты дна океанов (см. табл. 1, № 29, 32); 4 — островодужные базальты (см. табл. 1, № 39); 5 — океанические базальты (см. табл. 1, № 17, 19, 18, 20); 6 — базальт континентальной формации из недифференцированных комплексов (см. табл. 1, № 11)

татов, представленных в табл. 4, показывает, что увеличение содержания щелочей и уменьшение концентрации  $\text{SiO}_2$  может приводить как к росту, так и к снижению валовой основности расплава и его вязкости.

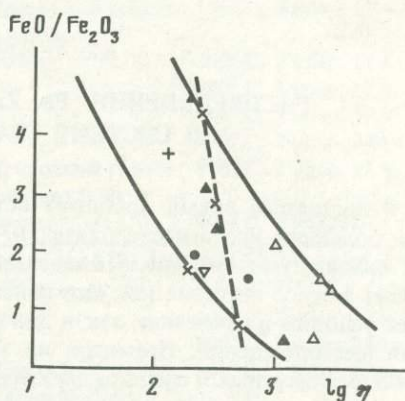
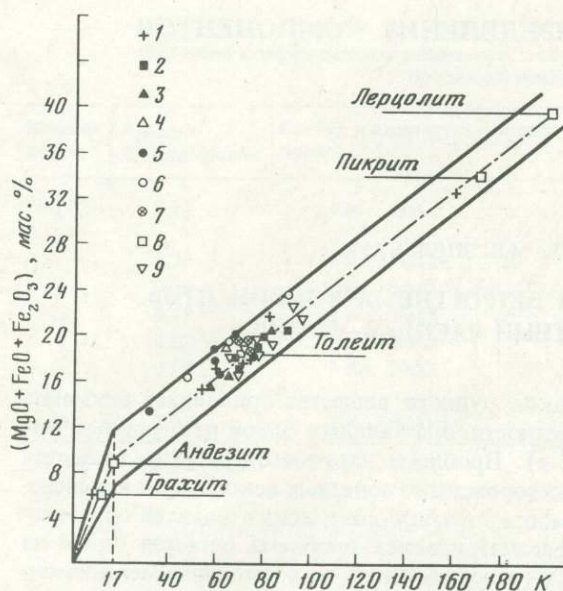
В целом эти данные наряду с ранее полученной обобщенной диаграммой  $E = f(K)$  (см. рис. 1) показывают, что валовой коэффициент основности ( $K$ ) достаточно полно отражает эволюцию химизма базальтовых расплавов. По-видимому, эта характеристика может успешно использоваться также для других многокомпонентных расплавов. В качестве примера на рис. 6 приведена петрохимическая диаграмма, на которой концентрация мафических компонентов соотносится с коэффициентом основности, т.е. с валовой основностью расплава. Анализ диаграммы показывает, что намечается линейный тренд дифференциации в диапазоне составов лерцолит—андезит, на который ложатся практически все составы океанических базальтов.

Для изученных составов базальтовых расплавов характерна зависимость их изотермической вязкости от степени окисленности железа, т.е. от окислительно-восстановительных условий существования этих расплавов в природе. Действительно, результаты

Таблица 4  
Влияние концентраций щелочей и кремнезема на вязкость океанических базальтов

Состав	$K$	$\text{SiO}_2$ , мас. %	$\text{Na}_2\text{O} +$ $\text{K}_2\text{O}$ , мас. %	$\lg \eta$ ( $N_{\text{H}_2\text{O}} =$ $= 0,5$ мас.%, $T = 1200^\circ\text{C}$ )	Состав	$K$	$\text{SiO}_2$ , мас. %	$\text{Na}_2\text{O} +$ $\text{K}_2\text{O}$ , мас. %	$\lg \eta$ ( $N_{\text{H}_2\text{O}} =$ $= 0,5$ мас.%, $T = 1200^\circ\text{C}$ )
2	75,7	49,31	3,08	2,33	17	48,1	46,0	2,30	2,97
5	95,5	45,62	3,70	1,88	20	83,7	48,79	2,08	2,15
7	61,3	47,96	4,96	2,66	24	73,8	49,28	4,73	2,38
9	81,0	48,05	3,42	2,22	26	105,2	49,16	2,66	1,8
11	67,0	49,87	3,32	2,37	27	79,9	50,81	2,40	2,24
12	83,0	50,0	2,57	2,21	29	55,2	49,58	5,60	2,8

\*Номера составов соответствуют табл. 1.



Р и с. 6. Петрохимическая диаграмма зависимости концентрации мафических компонентов магматических расплавов от их валовой основности (составы – см. табл. 1)

1 – расплавы пород дна океанов; 2 – базальты океанической оливин-базальтовой формации [3]; 3 – базальты впадины Хесса, Тихий океан (Т.И. Фролова, личное сообщение); 4 – средний состав толеита впадины Хесса [5]; 5, 6 – океанические и континентальные толеиты [5]; 7 – базальты континентальной оливин-базальтовой формации [3]; 8 – средние составы магматических пород [9]; 9 – гавайские базальты [1]

Р и с. 7. Зависимость вязкости базальтовых расплавов от степени восстановленности железа в расплавах

Условные обозначения те же, что и на рис. 5

расчетов, представленные на рис. 7, показывают, что вязкость базальтовых расплавов (как океанических, так и континентальных) резко уменьшается по мере увеличения степени восстановленности или снижения окислительного потенциала расплава, т.е. с ростом отношения  $FeO/Fe_2O_3$  в расплаве. Если сопоставить влияние различных факторов на текучесть базальтовых расплавов разной формационной принадлежности (см. табл. 3), то можно заключить, что решающую роль играют переохлаждение расплава (степень кристалличности), окислительно-восстановительные условия (окисленность железа) и концентрация  $MgO$  в расплаве.

Авторы благодарны Т.И. Фроловой и Л. Л. Перчуку за предоставленные результаты химических анализов пород, а также за ценные советы и замечания.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Йодер Г.С., Тилли К.Э. Происхождение базальтовых магм. М.: Мир, 1965. 247 с.
2. Кадик А.А., Лебедев Е.Б., Хитаров Н.И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 267 с.
3. Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 297 с.
4. Персиков Э.С. Вязкость магматических расплавов. М.: Наука, 1984. 160 с.
5. Перчук Л.Л., Фролова Т.И. Причины разнообразия вулканических серий. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 9, с. 28–44.
6. Прокопцев Н.Г. Квазисверхтекучее состояние в ликвирующем магматическом расплаве. – Докл. АН СССР, 1979, 246, № 3, с. 694–698.
7. Bokris J.O., Reddy A.K. Modern electrochemistry. N.Y.: Plenum press, 1970. Vol. 1. 275 p.
8. Carron J.P. Vue d'ensemble sur la rheologie des magmas silicates naturels. – Bull. Soc. franç. miner. et cristallogr., 1969, 92, p. 435–446.
9. Le Maitre R.W. The chemical variability of some common igneous rocks. – J. Petrol., 1976, 17, N 4, p. 589–637.
10. Mysen B.O., Virgo D., Scarfe C.M. Relations between the anionic structure and viscosity of silicate melts – a Raman spectroscopic study. – Amer. Miner., 1980, 65, p. 680–710.

# РАСТВОРИМОСТЬ И РАСПРЕДЕЛЕНИЕ КОМПОНЕНТОВ

УДК 552.002.2+553.216.5+550.42

В.Ю. ЧЕВЫЧЕЛОВ, М.Б. ЭПЕЛЬБАУМ

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Pb, Zn И ПЕТРОГЕННЫХ КОМПОНЕНТОВ В СИСТЕМЕ ГРАНИТНЫЙ РАСПЛАВ—ФЛЮИД

В настоящее время проблема источников рудного вещества привлекает внимание все большего числа исследователей. В частности, она являлась одной из основных тем VI симпозиума МАГРМ (Тбилиси, 1982 г). Проблема источников рудного вещества имеет важное значение как для поиска месторождений полезных ископаемых и выяснения условий их генезиса, так и для разработки физико-химических моделей образования месторождений. Несмотря на это, рассматриваемая проблема остается одной из наиболее сложных и слабо разработанных в геологии. Одним из возможных механизмов формирования рудоносного флюида является экстракция рудного вещества из магматического расплава поднимающимся глубинным флюидом, а также вынос рудного вещества флюидом, выделяющимся при декомпрессии и кристаллизации магмы. Для изучения этого процесса нами проведены экспериментальные исследования по экстракции рудных (Pb и Zn), а также петрогенных (Na, K, Ca, Fe, Al и Si) компонентов флюида различного состава из гранитного расплава.

Распределение Pb и Zn между гранитным расплавом и растворами NaCl и NaHCO<sub>3</sub> различной концентрации, а также 1 н. NaOH изучалось Н.И. Хитаровым с соавторами [4]. Полученные ими результаты приведены в табл. 1. Условия экспериментов: 700–900 °С,  $P = 2$  кбар, длительность 17 ч. Рудные компоненты (0,05 и 0,46 мас.% Pb, 0,075 и 0,6 мас.% Zn) предварительно вводились в гранитное стекло. Этими авторами установлено, что чистая H<sub>2</sub>O практически не экстрагирует Pb и Zn из расплава. Коэффициенты разделения этих металлов ( $K_{\text{разд}} = C_{\text{фл}}/C_{\text{распл}}$ ) в пределах ошибки определения не зависят от содержания рудных компонентов в расплаве и от температуры в изученном интервале. Предполагается, что главными формами переноса во флюиде Zn и Pb являются гидрооксихлоридные или оксихлоридные комплексы. Введение серы практически не влияет на вынос Pb, но повышает вынос Zn, что свидетельствует о неустойчивости сульфида цинка в этих условиях.

Г.Д. Холланд [5] изучал распределение Zn, а также петрогенных компонентов (Na, K, Ca, Mg, Mn, Fe) между расплавом синтетического гранита и 0,5–6 *m* растворами хлоридов этих металлов (см. табл. 1). Опыты проводились при 810–855 °С, 2 кбар и длительности 96–500 ч. По данным этого автора,  $K_{\text{разд}}$  цинка приблизительно в 4–5 раз превышает  $K_{\text{разд}}$ , полученный в работе [4].  $K_{\text{разд}}$  железа, равный, по данным Г.Д. Холланда, 1,5–2,0, лишь немного меньше, чем для Zn, и значительно превышает  $K_{\text{разд}}$  других петрогенных компонентов.

В отличие от металлов, хлор в системе гранитный расплав—флюид практически полностью распределяется в пользу флюида:  $K_{\text{разд}} \approx 30$  [2, 5]. В работе [8] установлено также значительное увеличение  $K_{\text{разд}}$  хлора с ростом давления.

Следует отметить некоторые методические недостатки этих работ. Так, состав закалочных стекол определяется с помощью валового химического анализа. Это приводит к занижению коэффициентов разделения, поскольку в силу низких коэффициентов диффузии и ограниченного времени опыта распределение компонентов в краевой части и в основной массе расплава различно, особенно для рудных компонентов, имеющих малые содержания. Подтверждением этого служат явно заниженные значения

Значения коэффициентов разделения для рудных и петрогенных компонентов по литературным данным

Компоненты	$K_{\text{разд}} = \frac{C_{\text{фл}}}{C_{\text{распл}}}$	Состав и концентрация раствора	Состав исходной породы	Параметры экспериментов
Pb [4]	0,14	1 н. NaCl	Природный гранит, 0,05 мас.% Pb	700°С, 2 кбар, 17 ч
	0,21	1 н. NaCl	То же	800°С, 2 кбар, 17 ч
	0,26	1 н. NaCl	"	900°С, 2 кбар, 17 ч
	0,49	1 н. NaCl	"	900°С, 2 кбар, 72 ч
	0,85	1 н. NaCl	"	900°С, 2 кбар, 240 ч
	0,50	1 н. NaCl	Природный гранит, 0,46 мас.% Pb	900°С, 2 кбар, 17 ч
	0,05	1 н. NaOH	То же	900°С, 2 кбар, 17 ч
Zn [4]	0,37–0,42	1 н. NaCl	Природный гранит, 0,075 мас.% Zn	700–900°С, 2 кбар, 17 ч
	0,42–0,41	1 н. NaCl	То же	900°С, 2 кбар, 17 и 72 ч
	0,51	1 н. NaCl	"	900°С, 2 кбар, 240 ч
	0,52	1 н. NaCl	Природный гранит, 0,6 мас.% Zn	900°С, 2 кбар, 17 ч
Zn [4]	0,02	1 н. NaOH	То же	900°С, 2 кбар, 17 ч
Zn [5]	2,2	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + CaCl <sub>2</sub> + ZnCl <sub>2</sub> + ...)*	Синтетический гранит	835°С, 2 кбар, 168 ч
Fe [5]	≈ 1,5–2,0	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + CaCl <sub>2</sub> + ZnCl <sub>2</sub> + ...)	То же	835°С, 2 кбар, 168 ч
Na [5]	0,46	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + CaCl <sub>2</sub> + ZnCl <sub>2</sub> + ...)	"	835°С, 2 кбар, 168 ч
Na [6]	1,06–1,10	1 <i>m</i> (0,78 NaCl + 0,22 KCl)	"	800°С, 2 кбар
K [5]	0,34	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + CaCl <sub>2</sub> + ZnCl <sub>2</sub> + ...)	"	835°С, 2 кбар, 168 ч
K [6]	0,72–0,80	1 <i>m</i> (0,78 NaCl + 0,22 KCl)	"	800°С, 2 кбар
Ca [5]	0,14	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + CaCl <sub>2</sub> + ZnCl <sub>2</sub> + ...)	"	835°С, 2 кбар, 168 ч
Cl [5]	30	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + CaCl <sub>2</sub> + ZnCl <sub>2</sub> + ...)	"	835°С, 2 кбар, 168 ч
Cl [2]	30–40	1–4 <i>m</i> NaCl	Природный гранит	800°С, 2 кбар
Cl [8]	≈ 200–100	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + HCl)	Смесь кварц + альбит + ортоклаз	800°С, 3–7 кбар
Cl [8]	≈ 15	1 <i>m</i> (NaCl + KCl + HCl)	То же	800°С, 0,6 кбар

\* Закалочный pH 1,8–2,2.

$K_{\text{разд}}^{\text{Pb}}$  и  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}}$ , полученные в [4] при длительности опытов 17 ч. Действительно, по данным этих же авторов, при увеличении длительности опытов до 240 ч  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}}$  увеличивается в 3,3 раза (см. табл. 1). Поэтому правильнее было бы использовать локальные методы анализа (например, микрозонд) и анализировать краевую часть закалочного стекла, находившуюся в равновесии с флюидом. Кроме того, в рассмотренных работах, за исключением [8], не изучалось распределение компонентов между расплавом и кислым флюидом, тогда как степень экстракции Pb, Zn, Fe и других рудных компонентов кислыми хлоридными флюидами, по нашим данным, является достаточно высокой. Наконец, в работах [2, 4, 5] практически не затрагивался вопрос об изме-

Таблица 2

Условия постановки опытов при  $T = 750^\circ\text{C}$  и  $P = 1$  кбар

Длительность опытов, сут	Состав раствора					
	0,5 н. HCl	0,1 н. HCl	0,55 н. HF	0,1 н. HF	H <sub>2</sub> O	0,5 н. NaCl
~7 (5,8-7,8)	2*	2	1	2	3	1
1 (0,75-1;1)	2				2	
~3 (2,8-3,0)					1	
17	1					

\* Число опытов.

\*\* Один из опытов проведен при давлении 2 кбар.

нении кислотности-щелочности и химического состава равновесного с расплавом флюида.

Проведенные нами экспериментальные исследования восполняют этот пробел. В качестве исходных растворов мы использовали H<sub>2</sub>O, 0,1 и 0,5 н. растворы HCl, HF, NaOH, а также эти же растворы + 1 н. NaCl. Такой широкий спектр составов позволил определить влияние кислотности-щелочности (pH), анионного состава и концентрации растворов, а также усложнения их состава (добавки NaCl) на экстракцию компонентов. Опыты проводили на установках таттловского типа при температуре 750°C и давлении 1 кбар. Использовали двойные золотые ампулы: в ампулу меньшего размера (4 × 0,1 × 20 мм) помещали обогащенное свинцом и цинком растертое стекло (70 мг), а в большую ампулу (7 × 0,2 × 35) — исходный раствор (~250 мг). Малую ампулу не заваривали, а только зажимали плоскогубцами в верхней части и за золотую полоску подвешивали внутри большой ампулы, которую после этого заваривали. Герметичность сварки до и после опыта проверяли погружением ампулы в кипяток и повторным взвешиванием. В результате экспериментов определены концентрации компонентов (в мас.%) в краевой (C<sub>кр</sub>) и центральной (C<sub>центр</sub>) частях расплава (стекла) и концентрации компонентов во флюиде (закалочном растворе) (C<sub>фл</sub>) и в сухом (высушенном) остатке флюида C<sub>ост</sub>. Это дало возможность получить коэффициенты разделения (K<sub>разд</sub> = C<sub>фл</sub>/C<sub>кр</sub>) и коэффициенты экстракции (K<sub>экстр</sub> = C<sub>ост</sub>/C<sub>кр</sub>) компонентов.

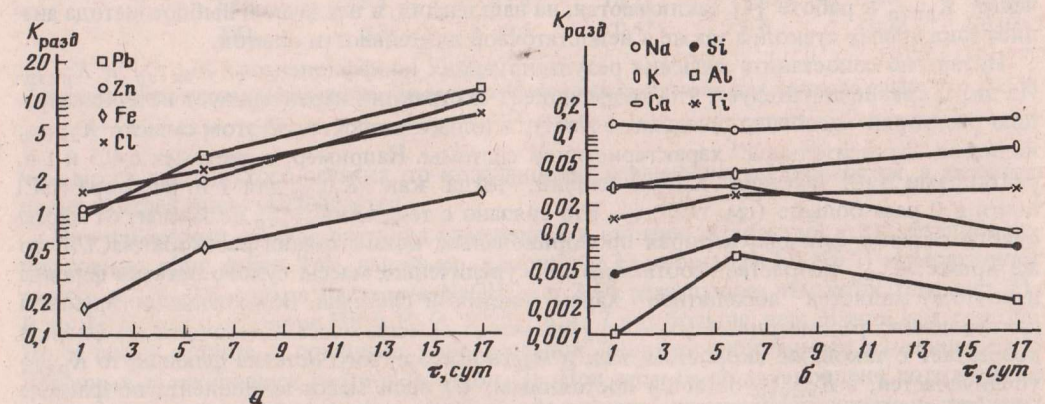
Химический анализ закалочных стекол и растворов проводили на микрозонде "Самебах". Pb, Zn и в некоторых случаях Cl анализировали на кристалл-дифракционном спектрометре (условия съемки приведены в табл. 5 и 6), а петрогенные элементы (Na, K, Ca, Fe, Al, Si и др.), а также Cl и S — на энергодисперсионном спектрометре "TRACOR" NS-880 с Si(Li) детектором (разрешение на линии MnK<sub>α</sub> 175 эВ). Программа расчета концентраций создана на базе программы "Super-ML" с заменой подпрограммы ZAF на подпрограмму с использованием α-коррекции. Условия съемки: U = 15 кВ, I ~ 1,8 нА, τ<sub>нак</sub> = 100 с, видимый диаметр зонда (d) ~ 5 мкм, эталоны: санидин, оливин, диопсид. Растворы анализировали по методике, разработанной Т.П. Саловой и др. [3]: закалочный раствор высушивали до сухого остатка постоянного веса, этот остаток сплавляли с метаборадом лития в отношении 1:3 и полученный сплав изучали на микрозонде.

Исходные стекла, обогащенные свинцом и цинком, готовили из природного ачка-тауского гранита следующим образом. Стекло, наплавленное из гранита, тщательно измельчали в яшмовой ступке и затем в него вводили водные растворы Pb(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, Zn(NO<sub>3</sub>)<sub>2</sub> · 6H<sub>2</sub>O или вместо последнего соль ZnC<sub>2</sub>O<sub>4</sub> · 2H<sub>2</sub>O. Смесь плавляли в неза-

Состав раствора						
1 н. NaCl	0,1 н. NaOH	0,5 н. NaOH	0,1 н. HCl + + 1 н. NaCl	0,1 н. NaOH + + 1 н. NaCl	0,1 н. NaOH + + 0,1 н. NaCl	0,5 н. NaOH + + 1 н. NaCl
1	3	3	1	1	1	2**
1			2			

варенной платиновой ампуле при 1200–1350°C в течение 40–60 ч. Затем снова в течение 1 ч тщательно растирали стекло в яшмовой ступке и плавляли второй раз при тех же условиях. Полученное стекло анализировали на микрозонде на содержание и гомогенность распределения Pb и Zn. В экспериментах по экстракции использовали стекла, содержащие 0,5 мас.% PbO + 0,5% ZnO (0,46% Pb + 0,40% Zn). Химические составы отдельных проанализированных зерен варьировали в интервале ± 8 отн.%. Базовое стекло имело следующий химический состав (в мас.%): SiO<sub>2</sub> — 72,7; TiO<sub>2</sub> — 0,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 13,2; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 2,6; FeO — 1,6; MgO — 0,3; CaO — 0,9; Na<sub>2</sub>O — 2,8; K<sub>2</sub>O — 5,9. Условия проведения и число опытов по изучению распределения компонентов даны в табл. 2.

Влияние длительности эксперимента на степень экстракции изучали в серии кинетических опытов (табл. 3), которые показали следующее. При увеличении продолжительности экспериментов (от 1 до 6 и 17 сут) наиболее существенно изменяется распределение рудных элементов (Pb, Zn, Fe). Значения K<sub>разд</sub> рудных элементов увеличиваются в 2–3 раза (6 сут) и в 8–11 раз (17 сут) по сравнению опытами длительностью 1 сут (рис. 1, а). Концентрация рудных компонентов во флюиде (C<sub>фл</sub>) при этом возрастает в 1,5–2 и 3–4 раза соответственно, т.е. в опытах длительностью 1 сут флюиды являются недосыщенными относительно рудных компонентов. В то же время для петрогенных компонентов, как можно предположить, за короткое время (~1 сут)

Р и с. 1. Влияние длительности эксперимента ( $\tau$ , сут) на степень экстракции компонентов раствором 0,5 н. HCl

в системе расплав—флюид устанавливается равновесие (см. рис. 1, б); следовательно, флюид является насыщенным в отношении этих компонентов. Возможно, однако, что  $K_{\text{разд}}$  калия со временем несколько увеличивается, а  $K_{\text{разд}}$  кальция — уменьшается. На основании этих кинетических опытов оптимальная продолжительность наших экспериментов выбрана равной 7 сут. При большей длительности непроизводительно используется аппаратура и расходуется время, а при меньшей длительности получаются заметные заниженные значения  $K_{\text{разд}}$  и  $C_{\text{фл}}$ , что затрудняет их сопоставление и интерпретацию. В дальнейшем, если это специально не оговорено, рассматриваются опыты длительностью  $\sim 7$  (6–8) сут.

Для оценки точности результатов рассчитывали среднюю относительную ошибку (с.о.о.) в определении концентраций компонентов в расплаве и флюиде (табл. 4). Она равна отклонению от среднего арифметического значения из двух параллельных опытов, деленному на это среднее значение. Для большинства компонентов с.о.о. была рассчитана для четырех и пяти пар опытов, выполненных при различных условиях. Пределы изменения с.о.о. для различных пар опытов в основном не превышают 30–40%, а усредненное значение с.о.о. составляет менее 30%. Исключения представляют лишь значения с.о.о. для FeO, а также для  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{TiO}_2$  во флюиде. Но и для них усредненные значения с.о.о. не слишком велики, например для FeO во флюиде — 23%, а для FeO на краю стекла — 37%.

Основные результаты по распределению Pb и Zn приведены в табл. 5 и 6. Установлено, что свинец и цинк хорошо извлекаются из расплава кислыми растворами HCl (0,5 н.); так,  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}} = 3,3$ , а  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} = 2,0$ . При уменьшении концентрации HCl (до 0,1 н.)  $K_{\text{разд}}$  металлов снижаются примерно на порядок (до 0,3). На диаграммах показана степень экстракции свинца и цинка кислыми (HCl), нейтральными и слабощелочными растворами (рис. 2), а также кислыми растворами HF (рис. 3). В растворах HF и NaOH, а также в чистой воде  $K_{\text{разд}}$  на 2–3 порядка меньше, чем в 0,5 н. HCl. В присутствии сложного флюида, полученного путем добавления к растворам HCl или NaOH раствора NaCl (в наших опытах 1 н. NaCl), степень экстракции рудных компонентов существенно повышается (рис. 4), при этом с ростом кислотности (уменьшением pH закалочных растворов) наблюдается равномерное увеличение  $K_{\text{разд}}$  металлов. Максимальной экстрагирующей способностью обладают подкисленные растворы NaCl: в 0,1 н. HCl + 1 н. NaCl  $K_{\text{разд}}$  для Pb > 10,8, а для Zn > 8,8. Сравнение с литературными данными показывает, что в присутствии 1 н. раствора NaCl полученное нами значение  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}}$  (> 5,8) в 10–30 раз превышает результаты Н.И. Хитарова и др. [4] (см. табл. 1). При этих же условиях, по нашим данным,  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} > 2,2$ , что в 5 раз выше, чем значения, полученные в [4], но практически совпадает с  $K_{\text{разд}}$ , определенным Г.Д. Холландом [5] (см. табл. 1). Коэффициенты разделения Pb и Zn в системе с 0,5 н. раствором NaOH хорошо согласуются с литературными данными. Причины заниженных значений  $K_{\text{разд}}$  в работе [4] заключаются, на наш взгляд, в неудачном выборе метода анализа закалочных стекол, а также в недостаточной длительности опытов.

Интересно сопоставить значения результирующих коэффициентов:  $K_{\text{экстр}}$  и  $K_{\text{разд}}$ . Из этого сравнения следует, что коэффициент экстракции характеризует не концентрацию растворов (особенно солевых, с NaCl), а только их состав. В этом смысле  $K_{\text{экстр}}$  является "относительной" характеристикой системы. Например, в системах с 0,5 и 1 н. растворами NaCl значения  $K_{\text{экстр}}^{\text{Zn}}$  близки, тогда как  $K_{\text{разд}}$  для 1 н. раствора NaCl почти в 2 раза больше (см. табл. 6). Это связано с тем, что  $K_{\text{экстр}}$  не зависит от массы сухого остатка флюида, которая пропорциональна концентрации раствора NaCl. В то же время  $K_{\text{разд}}$  возрастает соответственно увеличению массы сухого остатка флюида и поэтому является "абсолютной" характеристикой системы. Возможны три варианта соотношения рассматриваемых коэффициентов: а) если масса компонента во флюиде возрастает с такой же скоростью, как и масса всего сухого остатка флюида, то  $K_{\text{разд}}$  увеличивается, а  $K_{\text{экстр}}$  остается постоянным; б) если масса компонента во флюиде возрастает быстрее, чем масса всего сухого остатка флюида, то увеличиваются значения обоих коэффициентов; в) если масса компонента во флюиде возрастает медленнее,

Распределение компонентов в системе в зависимости от длительности опытов (0,5 н. HCl)

Длительность опытов, сут (масса сухого остатка флюида, мг)	Компоненты	$C_{\text{центр}}$ , мас. %	$C_{\text{кр}}$ , мас. %	$C_{\text{ост}}$ , мас. %	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}$ , мас. %	$K_{\text{разд}}$
0,75 (1,6)	PbO	0,23	≤0,06	3,5	≥63	0,06	≥1,02
	ZnO	0,30	0,07	4,4(?)	61	0,08	1,15
	Cl	—	0,2	20,2	106	0,3	1,6
	Na <sub>2</sub> O	—	2,2	23,6	11	0,3	0,13
1,1 (4,6)	K <sub>2</sub> O	—	5,4	12,2	2,3	0,2	0,03
	CaO	—	0,9	3,5(?)	3,8	0,03	0,03
	FeO	—	0,7	8,9	13	0,1	0,17
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	14,1	2,0(?)	0,14	0,02	0,001
5,8 (6,5)	SiO <sub>2</sub>	—	76,0	21,2	0,28	0,3	0,004
	TiO <sub>2</sub>	—	0,4	≤0,6	≤1,5	≤0,01	≤0,02
	PbO	0,16	0,04	5,7	139	0,13	3,21
	ZnO	0,23	0,06	4,7	85	0,11	1,95
5,8 (3,0)	Cl	0,2	0,2	17,7	104	0,4	2,4
	Na <sub>2</sub> O	2,1	2,6	13,4	5,2	0,3	0,11
	K <sub>2</sub> O	4,9	5,2	10,3	2,0	0,2	0,04
	CaO	0,8	1,0	1,3	1,3	0,03	0,03
17,0 (7,2)	FeO	4,1	0,7	15,9	24	0,4	0,53
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3	14,7	3,6(?)	0,24	0,1	0,006
	SiO <sub>2</sub>	74,4	75,3	27,0	0,36	0,7	0,01
	TiO <sub>2</sub>	0,3	0,4	0,4	1,0	0,01	0,03
17,0 (7,2)	PbO	0,13	0,02	7,5	355	0,24	11,4
	ZnO	0,15	<0,02*	7,0	>292	0,22	>9,3
	Cl	0,3	0,1	30,4	217	1,0	6,9
	Na <sub>2</sub> O	2,2	3,4	14,8	4,3	0,5	0,14
	K <sub>2</sub> O	5,0	3,4	7,7	2,3	0,3	0,07
	CaO	0,7	2,2	0,8	0,4	0,03	0,01
	FeO	2,8	0,3	14,5	48	0,5	1,54
	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,3	16,6	1,1	0,06	0,03	0,002
	SiO <sub>2</sub>	75,4	73,4	16,1	0,22	0,5	0,007
TiO <sub>2</sub>	0,2	0,5	<0,4*	<0,8	<0,01	<0,03	

\* Предел обнаружения компонента. Он рассчитывался индивидуально для каждого опыта.

чем масса всего сухого остатка, то коэффициент разделения увеличивается, а коэффициент экстракции — уменьшается.

При изменении состава раствора изменяется и степень экстракции этих металлов относительно друг друга. Так, например, хлоридные растворы (HCl и NaCl) экстрагируют свинец в 1,5–2,5 раза, а растворы NaOH — в 3–4 раза лучше, чем цинк (см. рис. 2). В то же время в растворе HF и H<sub>2</sub>O  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}}$  в 4–7 раз больше, чем свинца (см. рис. 3). До и после опытов с помощью универсальной индикаторной бумаги измерялись pH исходных и закалочных растворов (табл. 7). При этом было установлено подкисление растворов в ходе эксперимента, которое объясняется преимущественным распределением хлора в пользу раствора по сравнению с натрием и другими компонентами ( $K_{\text{разд}}^{\text{Cl}}$

Таблица 4

Средние относительные ошибки (с.о.о.) в определении концентраций компонентов (в %)

С.о.о.		PbO	ZnO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	CaO	FeO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Cl	MgO
C <sub>кр</sub>	Пределы изменения	10,5– 30,7	17,4– 43,6	10,8– 33,7	0,2– 22,5	4,2– 40,7	4,8– 64,9	0,2– 10,6	0,1– 1,7	6,4– 20,0	5,9– 36,8	14,7
	Усредненные значения	19,2 (6)*	29,3 (6)	16,4 (5)	6,9 (5)	21,7 (5)	36,9 (5)	4,4 (5)	0,9 (5)	13,1 (5)	15,4 (4)	14,7 (1)
C <sub>центр</sub>	Пределы изменения	0,6– 21,5	0,8– 36,1	2,8– 9,9	0,3– 26,9	0,5– 23,8	2,6– 13,1	0,5– 1,6	0,1– 1,3	4,9– 40,6	0– 36,4	37,2
	Усредненные значения	11,4 (6)	13,3 (6)	4,9 (4)	10,1 (4)	9,7 (4)	7,3 (4)	1,1 (4)	0,5 (4)	18,7 (4)	18,2 (3)	37,2 (1)
C <sub>ост</sub>	Пределы изменения	1,2– 37,3	1,8– 30,1	4,6– 20,7	8,8– 34,0	1,4– 46,1	12,4– 55,1	27,2– 55,6	1,7– 30,4	16,7– 56,6	4,1– 16,3	–
	Усредненные значения	23,7 (5)	14,6 (5)	11,1 (4)	19,1 (4)	20,4 (4)	29,9 (4)	41,4 (2)	11,4 (4)	37,9 (3)	11,7 (4)	–
C <sub>фл</sub>	Пределы изменения	6,4– 45,7	3,9– 34,2	1,1– 17,1	2,9– 29,0	8,1– 48,1	1,6– 53,2	30,2– 71,4	2,1– 52,9	13,0– 73,9	6,2– 13,3	–
	Усредненные значения	28,9 (5)	19,3 (5)	10,0 (4)	10,4 (4)	20,8 (4)	23,3 (4)	52,5 (3)	20,6 (4)	44,4 (3)	10,4 (4)	–

\* В скобках указано количество пар опытов, проведенных при различных условиях, для которых рассчитаны значения с.о.о.

Распределение Pb в системе гранитный расплав—флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр}}^*$ мас.%	$C_{\text{кр}}'$ мас.%	$C_{\text{ост}}'$ мас.%	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}'$ мас.%	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	0,15	0,04	5,5	140	0,13	3,3
0,1 н. HCl	0,22	0,10	2,6	25	0,03	0,3
0,55 н. HF	0,46	0,40	0,5	1,4	0,004	0,01
0,1 н. HF	0,32	0,23	0,4	1,8	0,002	0,009
H <sub>2</sub> O	0,46	0,40	0,5	1,3	0,002	0,005
0,5 н. NaCl	0,05	<0,04**	2,7	>70	0,11	>3,0
1 н. NaCl	0,10	<0,03**	2,4	>90	0,16	>5,8
0,1 н. NaOH	0,39	0,08	0,2	3,0	0,001	0,013
0,5 н. NaOH	0,36	0,03	0,2	7,5	0,002	0,055
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	0,06	<0,02**	3,5	>150	0,25	>10,8
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,08	<0,02**	1,5	>65	0,09	>3,8
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,19	0,08	≤0,1	≤1,7	≤0,01	≤0,13

\* Химический анализ проводился на микрозонде "Camebax". Условия съемки: спектрометр, PGT, PbM<sub>α</sub>, U = 25 кВ, I = 15–25 нА, d ≈ 5 мкм, эталон PbS.

\*\* Предел обнаружения; рассчитывали индивидуально для каждого опыта.

Таблица 6

Распределение Zn в системе гранитный расплав—флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр}}^*$ мас.%	$C_{\text{кр}}'$ мас.%	$C_{\text{ост}}'$ мас.%	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}'$ мас.%	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	0,18	0,04	3,9	90	0,09	2,0
0,1 н. HCl	0,19	≤0,04	1,1	≥30	0,013	≥0,3
0,55 н. HF	0,30	0,21	2,2	10	0,016	0,08
0,1 н. HF	0,26	0,25	1,5	6	0,008	0,03
H <sub>2</sub> O	0,32	0,20	1,1	5	0,004	0,02
0,5 н. NaCl	0,21	0,03	1,0	33	0,04	1,3
1 н. NaCl	0,13	<0,02**	0,8	>34	0,05	>2,2
0,1 н. NaOH	0,32	0,13	0,1	0,7	0,0004	0,003
0,5 н. NaOH	0,34	0,17	0,4	2,4	0,003	0,02
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	0,15	<0,02**	1,9	>120	0,13	>8,8
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,19	0,03	0,7	23	0,04	1,4
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,30	0,10	≤0,1	≤0,9	≤0,006	≤0,06

\* Химический анализ проводился на микрозонде "Camebax". Условия съемки: спектрометр, LiF, ZnK<sub>α</sub>, U = 25 кВ, I = 15–20 нА, d ≈ 5 мкм, эталоны Zn<sub>мет</sub> и ZnO.

\*\* Предел обнаружения; рассчитывали индивидуально для каждого опыта.

на ~ 2 порядка выше). Так, pH закалочного раствора NaCl равнялся 1,5–2,0 при рН<sub>исх</sub> 5. На рис. 5 показана зависимость  $K_{\text{разд}}$  Pb и Zn от состава и концентрации растворов HCl и NaCl. Можно предположить, что эти металлы концентрируются во флюиде в связанной хлоридной форме.

Изучение распределения флюидных компонентов показало, что значения  $K_{\text{разд}}^{\text{Cl}}$  максимальны в растворах NaCl, а также HCl(NaOH) + 1 н. NaCl и составляют 10–30 (табл. 8), что хорошо согласуется с литературными данными. В растворах HCl  $K_{\text{разд}}^{\text{Cl}}$  уменьшается на порядок и равен 1,2–2,5. Следует, однако, учитывать, что это значение, вероятно, не является истинным  $K_{\text{разд}}^{\text{Cl}}$  вследствие заниженных  $C_{\text{фл}}^{\text{Cl}}$ , так как при

Таблица 7

Изменение кислотности—щелочности (pH) растворов различного состава в ходе эксперимента

Состав исходного раствора	0,5 н. HCl	0,1 н. HCl	0,55 н. HF	0,1 н. HF	H <sub>2</sub> O	0,5 н. NaCl
pH до опыта	0,5	1	1	2	5	5
pH после опыта	<1	1–1,5	1,5	3–2,5	5	1,5–2

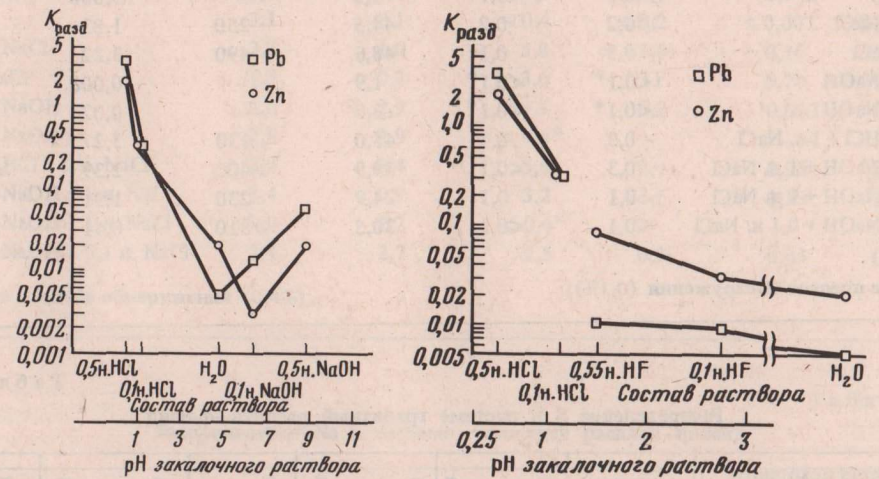
выпаривании флюида после опыта до сухого остатка вместе с H<sub>2</sub>O, возможно, улетучивается часть хлора в виде HCl, не успевшей связаться с металлами в хлоридные комплексы. В щелочных растворах NaOH и в H<sub>2</sub>O, не содержащих исходный хлор, мы получили достаточно высокие содержания Cl (до 3,3%) в сухом остатке флюида, что объясняется экстракцией хлора из гранитного расплава, содержащего 0,0n%Cl. Минимальные количества хлора и серы (?) экстрагируют растворы HF (0,001–0,003%). Получены также предварительные данные по распределению серы в системе: в растворах NaCl, NaOH + NaCl и даже в H<sub>2</sub>O определены существенные количества серы – 1,1–0,4% в сухом остатке флюида (табл. 9). В этом случае сера также экстрагируется во флюид из гранитного расплава, содержащего 0,0n% S.

Среди петрогенных компонентов наиболее сильно распределяется в пользу раствора Fe,  $K_{\text{разд}}$  которого в кислых растворах HCl и NaCl равен 0,6–0,7 при pH 0,5–2,0 (табл. 10). Эта величина в 2–3 раза меньше, чем по данным [5] ( $K_{\text{разд}}^{\text{Fe}} \approx 1,5–2,0$ ). С увеличением щелочности растворов  $K_{\text{разд}}^{\text{Fe}}$  существенно уменьшается, достигая минимума в растворах NaOH, а также в H<sub>2</sub>O и 0,1 н. HF (0,0007–0,0008).

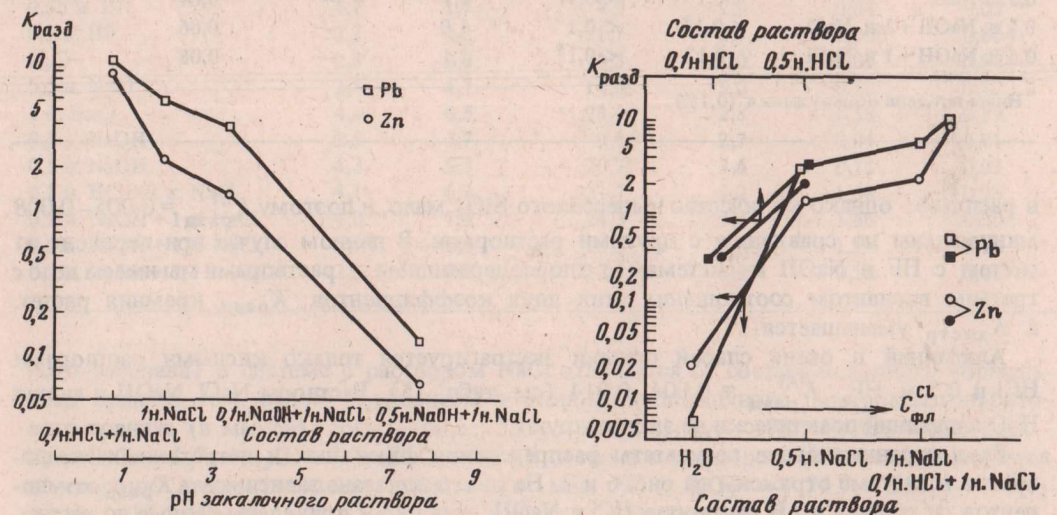
Щелочные (Na, K) и щелочноземельные (Ca) элементы на основании характера их распределения можно объединить в другую группу. Максимальное значение  $K_{\text{разд}}^{\text{Na}} \approx 0,2$  наблюдается в случае растворов 1 н. NaCl и 1 н. NaCl + HCl (NaOH) (табл. 11). По литературным данным, коэффициент разделения натрия в 2–4 раза выше [5, 6]. В 0,5 н. растворах NaCl и HCl коэффициенты разделения натрия равны и составляют 0,12. Максимальные коэффициенты разделения калия (0,34–0,40) также характерны для растворов 1 н. NaCl и 1 н. NaCl + HCl (NaOH); эти значения совпадают с данными [5] и в 2 раза меньше приведенных в работе [6]. С увеличением щелочности растворов (NaCl + 0,5 н. NaOH)  $K_{\text{разд}}^{\text{K}}$  снижается до 0,15 (табл. 12). В растворах HCl разделение калия в пользу флюида существенно ниже, чем в растворах NaCl, что связано с резким обеднением в отношении калия расплава, равновесного с раствором NaCl. Максимальные значения  $K_{\text{разд}}^{\text{Ca}} = 0,13–0,17$ , отмеченные для 1 н. растворов NaCl и NaCl + HCl (NaOH) (табл. 13), практически совпадают с данными [5]. В 0,5 н. растворах NaCl и HCl значения  $K_{\text{разд}}^{\text{Ca}}$  равны и составляют 0,03. Наиболее слабое разделение Na, K и Ca в пользу флюида наблюдается в растворах HF, NaOH и в чистой H<sub>2</sub>O.

Si и Al – элементы, слагающие каркас расплава, образуют третью группу (табл. 14, 15). Для них характерно резкое распределение в пользу расплава. При этом концентрации этих компонентов в расплаве достаточно велики и слабо зависят от состава сосуществующего с ним раствора, поэтому значения  $K_{\text{разд}}$  для этих компонентов определяются только величиной  $C_{\text{фл}}$ . Следует отметить, что подобная зависимость справедлива и для флюидных компонентов (Cl и S), которые в системе резко распределяются в пользу раствора.  $K_{\text{разд}}^{\text{Si}}$  достигает максимума (0,053) в щелочном растворе NaCl. В системах с другими растворами  $K_{\text{разд}}^{\text{Si}}$  в 5–10 раз меньше. Интересно сравнить результирующие коэффициенты для Si. Максимальные значения  $K_{\text{экстр}}^{\text{Si}} = 1,0–1,4$  достигаются в системах с HF, NaOH и H<sub>2</sub>O. Это объясняется тем, что данные растворы экстрагируют главным образом SiO<sub>2</sub>, а другие компоненты остаются

1 н. NaCl	0,1 н. NaOH	0,5 н. NaOH	0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl
5	>10	>10	<1	>10	>10	>10
1,5–2	6–7	9–8,5	<1	3–4	~2	8–7



Р и с. 2. Степень экстракции свинца и цинка кислыми, нейтральными и слабощелочными растворами. На рис. 2–8 показаны результаты опытов длительностью около 7 сут

Р и с. 3. Степень экстракции свинца и цинка H<sub>2</sub>O и растворами HF и HCl

Р и с. 4. Экстракция свинца и цинка растворами сложного состава [1 н. NaCl + HCl (NaOH)] и различной кислотности—щелочности

Р и с. 5. Зависимость степени экстракции свинца и цинка от состава и концентрации хлоридных растворов HCl и NaCl

Распределение Cl в системе гранитный расплав—флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр}}$ , мас. %	$C_{\text{кр}}$ , мас. %	$C_{\text{ост}}$ , мас. %	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}$ , мас. %	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	0,2	0,2	18,4	—	0,42	—
0,1 н. HCl	$\leq 0,1$	0,1	13,3	—	0,15	—
0,55 н. HF	$< 0,1^*$	$< 0,1^*$	$\sim 0,4$	—	$\sim 0,003$	—
0,1 н. HF	$< 0,1^*$	$< 0,1^*$	$\leq 0,2$	—	$\leq 0,001$	—
H <sub>2</sub> O	$< 0,1^*$	$< 0,1^*$	1,8	—	0,008	—
0,5 н. NaCl	0,2	0,2	44,5	250	1,83	10,2
1 н. NaCl	0,3	0,1	48,6	490	3,22	32
0,1 н. NaOH	$< 0,1^*$	$< 0,1^*$	1,9	—	0,008	—
0,5 н. NaOH	$< 0,1^*$	$< 0,1^*$	3,3	—	0,023	—
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	0,3	0,4	45,0	130	3,27	9,1
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,3	$\leq 0,1$	39,9	$\geq 400$	2,39	$\geq 24$
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,1	0,1	24,9	230	1,91	17,3
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	$\leq 0,1$	$\leq 0,1$	30,5	$\geq 310$	0,41	$\geq 4,1$

\* Ниже предела обнаружения (0,1%).

Таблица 9

Распределение S в системе гранитный расплав—флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр}}$ , мас. %	$C_{\text{кр}}$ , мас. %	$C_{\text{ост}}$ , мас. %	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}$ , мас. %	$K_{\text{разд}}$
0,1 н. HF	$< 0,1$	$< 0,1$	$< 0,1^*$	—	—	—
H <sub>2</sub> O	—	—	$\sim 0,4$	—	$\sim 0,002$	—
0,5 н. NaCl	$\leq 0,1$	$< 0,1^*$	1,1	—	0,04	—
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	$< 0,1^*$	$< 0,1^*$	1,0	—	0,06	—
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,12	$< 0,1^*$	1,1	—	0,08	—

\* Ниже предела обнаружения (0,1%).

в расплаве; однако количество вынесенного SiO<sub>2</sub> мало, и поэтому  $K_{\text{разд}}^{\text{Si}} = 0,005 - 0,008$  минимальны по сравнению с другими растворами. В данном случае при переходе от систем с HF и NaOH к системам с хлорсодержащими растворами мы имеем дело с третьим вариантом соотношения этих двух коэффициентов:  $K_{\text{разд}}$  кремния растет, а  $K_{\text{экстр}}$  уменьшается.

Алюминий в очень слабой степени экстрагируется только кислыми растворами HCl и 0,5 н. HF,  $K_{\text{разд}}^{\text{Al}} = 0,004 - 0,014$  (см. табл. 15). Растворы NaCl, NaOH и чистая H<sub>2</sub>O алюминий практически не экстрагируют.

Рассмотренные выше результаты распределения флюидных и петрогенных компонентов в системе отражены на рис. 6 и 7. На рис. 6 показана зависимость  $K_{\text{разд}}$  компонентов от состава и pH растворов HCl и NaOH, а на рис. 7 приведены данные по распределению компонентов в системе со сложными флюидами 1 н. NaCl + (HCl, NaOH).

В результате взаимодействия гранитного расплава с флюидом состав расплава изменяется, оставаясь при этом в пределах кислых пород гранитного ряда. Так, при пересчете на минеральный состав интрузивной породы краевая часть стекла (закален-

Распределение Fe в системе гранитный расплав-флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр, мас. \%}}$	$C_{\text{кр, мас. \%}}$	$C_{\text{ост, мас. \%}}$	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл, мас. \%}}$	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	3,2	0,5	12,9	25	0,32	0,6
0,1 н. HCl	2,4	1,4	2,6	1,9	0,03	0,02
0,55 н. HF	1,9	3,1	3,9	1,3	0,03	0,01
0,1 н. HF	1,9	3,0	0,5	0,2	0,002	0,0008
H <sub>2</sub> O	3,1	2,1	< 0,4	< 0,2	< 0,002	< 0,0008
0,5 н. NaCl	2,7	1,0	3,8	3,8	0,16	0,16
1 н. NaCl	1,9	0,3	3,6	11	0,24	0,7
0,1 н. NaOH	4,0	2,9	0,5	0,2	0,002	0,0007
0,5 н. NaOH	2,8	2,9	< 0,4*	—	—	—
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	2,2	0,4	3,6	9,4	0,26	0,7
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	3,4	0,9	3,2	3,5	0,19	0,2
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	3,0	2,2	< 0,4*	—	—	—
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	2,4	2,7	2,5	0,9	0,03	0,01

\*Ниже предела обнаружения (0,4%).

Таблица 11

Распределение Na в системе гранитный расплав-флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр, мас. \%}}$	$C_{\text{кр, мас. \%}}$	$C_{\text{ост, мас. \%}}$	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл, мас. \%}}$	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	1,6	1,9	10,4	5,4	0,23	0,12
0,1 н. HCl	2,0	1,3 (?)	5,7	4,6	0,07	0,05
0,55 н. HF	1,7	1,7	4,9	2,9	0,04	0,02
0,1 н. HF	2,2	2,3	1,7	0,7	0,008	0,004
H <sub>2</sub> O	2,3	2,3	2,3	1,0	0,01	0,004
0,5 н. NaCl	3,5	4,7	14,0	3,0	0,58	0,12
1 н. NaCl	4,1	8,5	23,8	2,8	1,58	0,19
0,1 н. NaOH	2,5	3,7	9,8	2,7	0,04	0,01
0,5 н. NaOH	4,3	5,8	20,7	3,6	0,15	0,03
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	4,1	6,7	21,7	3,2	1,58	0,23
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	4,0	7,4	24,3	3,3	1,46	0,20
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	6,5	6,6	15,3	2,3	1,17	0,18
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	2,5	3,1	13,5	4,3	0,18	0,06

ного расплава) в системе с раствором NaCl отличается от состава исходного нормального гранита (см. выше) смещением в сторону субщелочного микроклин-альбитового гранита (в мас. %): SiO<sub>2</sub> — 69,5; TiO<sub>2</sub> — 0,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 17,6; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,3; FeO — 0,5; CaO — 0,7; Na<sub>2</sub>O — 7,7; K<sub>2</sub>O — 2,8. В системе с раствором HCl состав смещается в сторону лейкократового гранита (в мас. %): SiO<sub>2</sub> — 74,7; TiO<sub>2</sub> — 0,4; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 15,5; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> — 0,1; FeO — 0,4; CaO — 1,5; Na<sub>2</sub>O — 2,6; K<sub>2</sub>O — 4,5.

Рассмотрим процесс взаимодействия гранитного расплава с некоторыми типичными флюидами, в ходе которого происходит взаимное инконгруэнтное растворение расплава и флюида. Проанализируем растворение расплава во флюиде с помощью сравнения коэффициентов экстракции петрогенных компонентов, т.е. распределе-

Распределение К в системе гранитный расплав-флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр, мас.}}$	$C_{\text{кр, мас.}}$	$C_{\text{ост, мас.}}$	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл, мас.}}$	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	4,0	4,3	8,9	2,1	0,19	0,04
0,1 н. HCl	4,7	4,6	7,2	1,6	0,08	0,02
0,55 н. HF	4,2	3,7	3,6	1,0	0,03	0,007
0,1 н. HF	4,7	4,9	1,3	0,3	0,007	0,001
H <sub>2</sub> O	5,0	4,8	0,9	0,2	0,004	0,0008
0,5 н. NaCl	3,4	3,5	10,6	3,0	0,43	0,12
1 н. NaCl	2,6	1,1	6,4	6,0	0,43	0,40
0,1 н. NaOH	4,0	6,5	1,6	0,2	0,007	0,001
0,5 н. NaOH	4,2	4,5	1,8	0,4	0,013	0,003
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	2,2	1,1	5,2	4,6	0,38	0,34
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	2,4	1,4	9,7	6,7	0,58	0,40
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	3,2	3,1	5,9	1,9	0,45	0,15
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	4,1	5,3	7,9	1,5	0,11	0,02

Таблица 13

Распределение Са в системе гранитный расплав-флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр, мас.}}$	$C_{\text{кр, мас.}}$	$C_{\text{ост, мас.}}$	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл, мас.}}$	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	0,6	0,7	1,0	1,3	0,023	0,03
0,1 н. HCl	0,7	0,8	0,5	0,6	0,006	0,007
0,55 н. HF	0,3 (?)	<0,1 (?)	<0,4*	—	—	—
0,1 н. HF	0,7	1,0	<0,4*	—	—	—
H <sub>2</sub> O	0,6	0,7	0,4	0,6	0,002	0,002
0,5 н. NaCl	0,5	0,4	<0,4*	—	—	—
1 н. NaCl	0,1 (?)	0,3	0,8	2,5	0,056	0,17
0,1 н. NaOH	0,7	0,8	<0,4*	—	—	—
0,5 н. NaOH	0,4	0,6	<0,4*	—	—	—
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	0,4	0,7	1,2	1,9	0,09	0,14
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,3 (?)	0,3 (?)	1,3	4,5	0,08	0,27
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	0,5	0,5	0,9	1,7	0,07	0,13
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	0,2 (?)	0,9	0,9	1,0	0,01	0,01

\* Ниже предела обнаружения (0,4%).

ния компонентов между безводной составляющей флюида (сухим остатком) и расплавом. В системе с 0,5 н. HCl наблюдается существенное перераспределение в пользу флюида (см. состав безводной составляющей) железа ( $K_{\text{экстр}} = 25$ ), натрия ( $K_{\text{экстр}} = 5,4$ ) и в меньшей степени калия ( $K_{\text{экстр}} = 2,1$ );  $K_{\text{экстр}}$  кальция, равный 1,3, близок к 1. Кремний и алюминий переходят в раствор значительно хуже других компонентов, поэтому расплав обогащен ими по сравнению с флюидом. В системе с 1 н. NaCl, которая в условиях опыта, как показано выше, также становится кислотой, зафиксирована аналогичная картина, при этом степень экстракции железа и натрия уменьшается в 2 раза ( $K_{\text{экстр}}^{\text{Fe}} = 11$ ,  $K_{\text{экстр}}^{\text{Na}} = 2,8$ ), а степень экстракции калия и кальция существенно увеличивается ( $K_{\text{экстр}}^{\text{K}} = 6$ ,  $K_{\text{экстр}}^{\text{Ca}} = 2,5$ ). В системах с растворами HF, NaOH и чистой H<sub>2</sub>O железо, калий и кальций распределяются между

Распределение Si в системе гранитный расплав-флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр}}$ , мас. %	$C_{\text{кр}}$ , мас. %	$C_{\text{ост}}$ , мас. %	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}$ , мас. %	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	34,7	35,2	13,2	0,4	0,33	0,009
0,1 н. HCl	34,3	34,7	27,3	0,8	0,32	0,009
0,55 н. HF	35,4	34,4	35,9	1,0	0,27	0,008
0,1 н. HF	34,7	32,1	44,0	1,4	0,22	0,007
H <sub>2</sub> O	33,9	33,8	41,8	1,2	0,17	0,005
0,5 н. NaCl	33,9	33,2	9,8	0,3	0,40	0,012
1 н. NaCl	34,9	31,2	5,9	0,2	0,39	0,013
0,1 н. NaOH	33,6	31,3	37,7	1,2	0,16	0,005
0,5 н. NaOH	33,8	30,7	30,5	1,0	0,22	0,007
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	34,1	31,8	6,3	0,2	0,45	0,014
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	33,8	31,5	5,3	0,17	0,32	0,010
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	32,4	31,4	22,0	0,7	1,68	0,053
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	35,5	32,3	19,4	0,6	0,26	0,008

Таблица 15

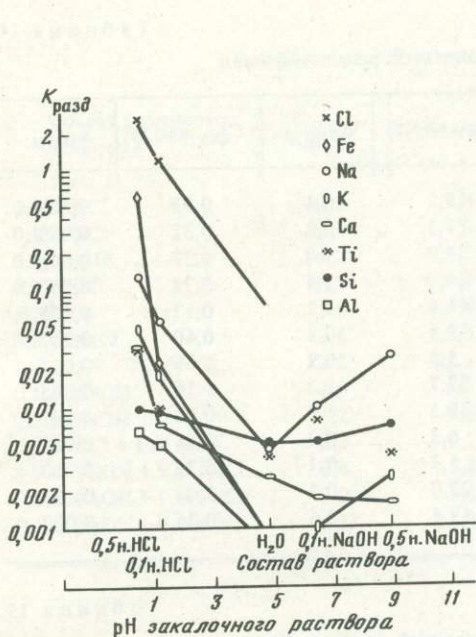
Распределение Al в системе гранитный расплав-флюид

Состав исходного флюида	$C_{\text{центр}}$ , мас. %	$C_{\text{кр}}$ , мас. %	$C_{\text{ост}}$ , мас. %	$K_{\text{экстр}}$	$C_{\text{фл}}$ , мас. %	$K_{\text{разд}}$
0,5 н. HCl	7,0	7,8	2,0(?)	0,25	0,05	0,006
0,1 н. HCl	7,3	7,9	3,3	0,4	0,04	0,005
0,55 н. HF	7,1	7,5	3,7	0,5	0,03	0,004
0,1 н. HF	7,1	8,3	$\leq 0,4$	$\leq 0,05$	$\leq 0,002$	$\leq 0,0003$
H <sub>2</sub> O	6,9	7,4	$< 0,4^*$	—	—	—
0,5 н. NaCl	7,0	8,3	$< 0,4^*$	—	—	—
1 н. NaCl	6,9	10,2	$< 0,4^*$	—	—	—
0,1 н. NaOH	6,5	7,8	$< 0,4^*$	—	—	—
0,5 н. NaOH	6,5	8,4	$< 0,4^*$	—	—	—
0,1 н. HCl + 1 н. NaCl	7,9	10,3	2,0	0,2	0,14	0,014
0,1 н. NaOH + 1 н. NaCl	7,3	9,7	0,4	0,04	0,02	0,002
0,5 н. NaOH + 1 н. NaCl	6,6	8,4	$< 0,4^*$	—	—	—
0,1 н. NaOH + 0,1 н. NaCl	6,6	7,9	$\sim 0,5$	0,06	$\sim 0,006$	0,0008

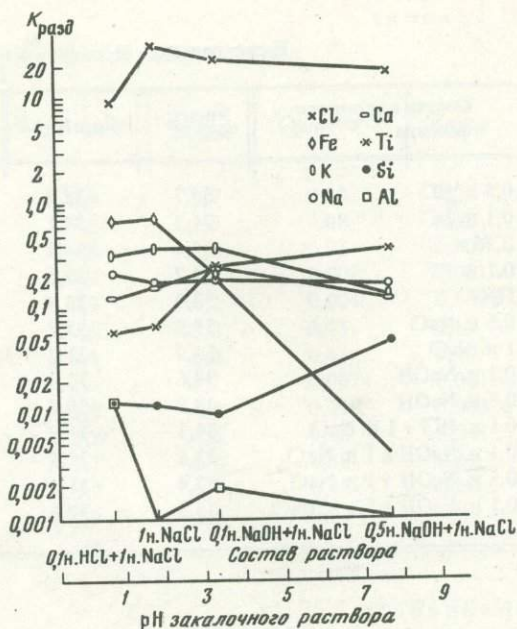
\* Ниже предела обнаружения (0,4%).

расплавом и безводной составляющей флюида в пользу расплава за исключением раствора 0,5 н. HF, в котором  $K_{\text{экстр}}^{\text{Fe}} = 1,3$ ,  $K_{\text{экстр}}^{\text{K}} = 1,0$ , а  $K_{\text{экстр}}^{\text{Ca}} = 1,9(?)$ . В то же время натрий и кремний в системах с этими растворами распределяются в пользу безводной составляющей флюида или поровну между расплавом и раствором.

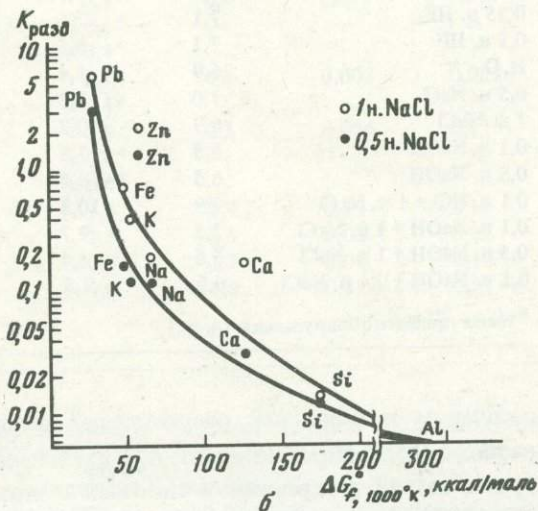
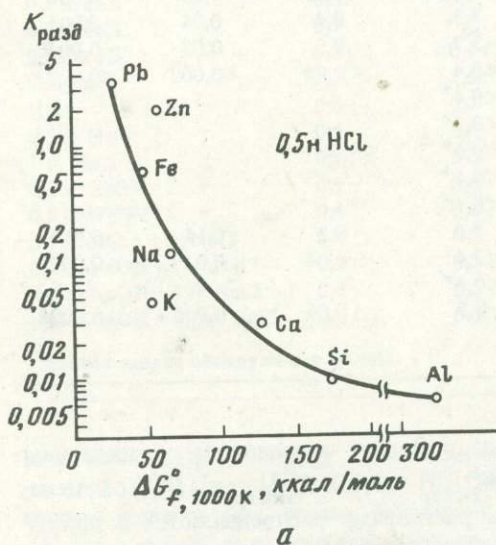
Полученные значения  $K_{\text{разд}}$  компонентов мы нанесли на график в зависимости от величины  $\Delta G_{f, 1000 \text{ K}}^0$  образования их окислов [7] для систем с 0,5 н. HCl (рис. 8, а) и с 0,5–1 н. NaCl (см. рис. 8, б). Подобный подход предложен в работе [1], где сравнивались значения  $K_{\text{разд}}$ , полученные различными авторами при неодинаковых условиях проведения экспериментов. Установленные нами зависимости подтверждают отмеченную ранее тенденцию убывания величин коэффициентов разделения с возрастанием свободных энергий образования их окислов. Исключение составляют лишь



Р и с. 6. Зависимость распределения петрогенных компонентов и хлора от состава и кислотности-щелочности растворов HCl и NaOH



Р и с. 7. Зависимость распределения петрогенных компонентов и хлора от кислотности-щелочности растворов сложного состава [1 н. NaCl + HCl (NaOH)]



Р и с. 8. Зависимость коэффициентов разделения компонентов от свободной энергии образования их окислов

цинк и титан, а также кальций в системе с 1 н. NaCl и калий при 0,5 н. HCl. Для титана, а также в меньшей мере кальция эти отклонения могут объясняться большой величиной средней относительной ошибки при определении их концентраций (см. табл. 3). В то же время цинк и калий, вероятно, являются исключениями и не укладываются в полученную зависимость. Мы согласны с объяснением этой тенден-

Оценка масштабов возможного выноса флюидом Pb и Zn из гранитного плутона размером  $\sim 4 \text{ км}^3$ 

Рудный компонент	Кларк (по А.П. Виноградову), мас. %	Масса рудного вещества в гранитном расплаве, т	Коэффициенты разделения компонентов		Масса рудного вещества, экстрагированного флюидом, т		Количество рудного вещества в массе после отделения флюида, %	
			наши* данные	[4]**	наши данные	[4]	наши данные	[4]
Pb	0,0016	$1,6 \cdot 10^5$	$> 10,8$	0,1	$> 5 \cdot 10^4$	$0,05 \cdot 10^4$	67	99
Zn	0,0083	$8,3 \cdot 10^5$	$> 8,8$	0,4	$> 22 \cdot 10^4$	$1 \cdot 10^4$	73	98

\* В качестве модельного флюида принят раствор 0,1 н. HCl + 1 н. NaCl.

\*\* Для 1 н. раствора NaCl.

ции, предложенным С.Д. Малининым и др. [1], согласно которому уменьшение  $K_{\text{разд}}$  в ряду элементов при прочих равных условиях отражает увеличение прочности связей иона металла в структуре алюмосиликатного расплава. Так как металл в расплаве связан с алюмосиликатными группами через атомы кислорода и прочность этих связей определяется сродством металла к кислороду, можно полагать, что в первом приближении мерой этого сродства будет прочность (свободная энергия образования) индивидуальных окислов соответствующих металлов. Полученную зависимость  $K_{\text{разд}}$  от  $\Delta G_{f, \text{MeO}}^0$  можно использовать для оценки значений  $K_{\text{разд}}$  элементов при известных свободных энергиях образования их окислов.

На основании полученных экспериментальных данных попытаемся оценить возможности экстракции флюидом Pb и Zn из гранитного расплава. Подобные оценки проводились ранее [1, 4, 5] для природного очага гранитного расплава, содержащего кларковые количества рудных компонентов и растворенную воду; рассчитывалось количество рудного вещества, которое может выноситься флюидом, отделяющимся в процессе снижения давления и кристаллизации. Принимая количество растворенного в расплаве, а потом отделившегося водного флюида равным  $\sim 3\%$  [4], для магматического очага размером  $\sim 4 \text{ км}^3$  (небольшой шток) при плотности гранитного расплава  $\sim 2,5 \text{ г/см}^3$  получим следующие результаты (табл. 16). Количество экстрагированного флюидом Pb и Zn в случае локализации флюидного потока достаточно для образования промышленного месторождения (запасы  $(5-20) \cdot 10^4 \text{ т}$ ). При этом масса и содержания этих компонентов в гранитном массиве существенно уменьшились ( $\sim$  на 1/3). Наши данные значительно отличаются от приведенных в работе Н.И. Хитарова и др. [4], согласно которым из расплава выносятся флюидом сравнительно небольшое количество рудного вещества, а содержания рудных компонентов остаются после кристаллизации в гранитном массиве практически такими же. Это принципиальное отличие объясняется разницей в результатах эксперимента: наши значения  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}}$  в  $\sim 100$  раз, а  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}}$  в  $\sim 25$  раз больше, чем в [4]. При этом наши данные по распределению цинка близки к полученным Г.Д. Холландом [5].

#### ВЫВОДЫ

1. Впервые экспериментально исследовано распределение Pb, Zn и основных петрогенных компонентов между кислым хлоридным флюидом и гранитным расплавом. Установлена высокая степень экстракции Pb и Zn этим флюидом, сопоставимая с экстракцией 1 н. раствором NaCl (по литературным и нашим данным).

2. Детально исследовано влияние состава, концентрации и кислотности—щелочности флюида на распределение компонентов в системе. Получены экспериментальные

данные практически для всего диапазона кислотности—щелочности флюидов, реализующегося в природных условиях.

3. Впервые рассмотрено влияние хлоридных флюидов сложного состава — 1 н. NaCl + HCl (NaOH) — на процесс экстракции. Установлено, что распределение Pb и Zn в пользу флюида максимально в системе с кислым хлоридным флюидом (NaCl + HCl):  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}} > 10,8$ ,  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} > 8,8$ .

4. Получены данные по распределению хлора и серы в системе. Показано, что вследствие существенного перераспределения этих компонентов в пользу флюида даже не содержащий первично Cl и S флюид может значительно обогащаться ими за счет экстракции из гранитного расплава, содержащего кларковые количества этих компонентов.

5. Изучено поведение в системе расплав—флюид основных петрогенных компонентов: Fe, Na, K, Ca, Si, Al. Установлено, что в наибольшей степени переходит во флюид Fe, поведение которого в системе близко к рудным компонентам — Pb и Zn. На основании характера распределения петрогенные компоненты можно разделить на три группы: Fe; Na + K + Ca; Si + Al.

6. Показана возможность формирования рудоносного флюида, транспортирующего Pb и Zn, за счет механизма экстракции из гранитного расплава кислыми и хлоридными флюидами ( $K_{\text{разд}} > 1$ ). Предполагается, что Pb и Zn концентрируются во флюиде в связанной хлоридной форме. Степень экстракции флюидом этих металлов достаточна для образования рудных скоплений, соизмеримых по масштабу со свинцово-цинковыми месторождениями.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав—флюид. — Геохимия, 1984, № 2, с. 183—196.
2. Рябчиков И.Д., Уолл В.Дж., Бернэм К.У. Равновесия рудоносных флюидов с кислыми изверженными породами. — Геология руд. месторождений, 1974, 16, № 3, с. 15—26.
3. Салова Т.П., Эпельбаум М.Б., Тихомирова В.И. и др. Методика анализа микроколичеств петрогенного вещества из флюидного раствора. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1983, вып. 11, с. 161—165.
4. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б. и др. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом гранитного состава при высоких температурах и давлениях. — Геохимия, 1982, № 8, с. 1094—1107.
5. Holland H.D. Granites, solutions and base metal deposits. — Econ. Geol., 1972, 67, N 3, p. 281—301.
6. Lagache M., Carron J.-P. Influence de la quantité de silica sur le partage des éléments Na, K, Rb, Cs et Sr entre liquides silicatés et solutions hydrothermales dans le système quartz—albite—orthose—H<sub>2</sub>O à 800°C et 2 kbar. — C.r. Acad. sci. Ser. II, 1981, 292, N 18, p. 1273—1276.
7. Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298, 15 K and 1 bar (10<sup>5</sup> Pascals) pressure and at higher temperatures. — Geol. Serv. Bull. Wash., 1978, N 1452, p. 456.
8. Shinohara H., Jiyama J.T., Matsua S. Comportement du chlore dans le système magma granitique — eau. — C.r. Acad. sci. B, 1984, 298, N 17, p. 741—743.

## РАСПРЕДЕЛЕНИЕ Mo И W МЕЖДУ ГРАНИТНЫМ РАСПЛАВОМ И ФЛЮИДОМ

Предлагаемая работа посвящена исследованию экстракции вольфрама и молибдена флюидом из гранитного расплава. Проблема распределения рудных компонентов между магматогенным флюидом и расплавом вызывает сейчас все больший интерес у экспериментаторов. Это связано с тем, что в настоящее время установлена несомненная генетическая связь гидротермальных месторождений W, Mo, Sn и других элементов с гранитоидными интрузиями (в частности, с лейкократовыми гранитами) [1, 3, 8, 10, 20]. Согласно утверждению многих авторов, рудогенерирующие растворы являются дериватами материнской интрузии [10, 13].

Для практики крайне важно нахождение критериев потенциальной рудоносности гранитных интрузий. Один из возможных подходов к этому вопросу сводится к нахождению связи рудогенерирующей способности гранитных интрузий с условиями становления магматического тела. Последние находят отражение, в частности, в парагенетических соотношениях, химическом составе последовательных фаз внедрения и т.д. [5]. В свете этого представляется важной проблема изучения состава растворов магматической стадии, возможного содержания в них рудных компонентов и в частности выявление тех растворов (и их режимов), которые способны экстрагировать рудные компоненты из магмы.

Относительно характера магматогенных растворов существуют различные данные и суждения на основе самых разных подходов. Эксперименты с подобными растворами и выявление их способности выносить W и Mo из расплава могли бы помочь, с одной стороны, в выработке правильных представлений об этих растворах, а с другой стороны, в направленном поиске тех изменений в петрогенном материале, которые фиксировали бы эту эволюцию или характер флюида и в конечном счете способствовали бы установлению критериев рудоносности интрузий.

По оценкам И.Д. Рябчикова с соавторами [11], в природных водно-магматических системах флюиды содержат  $1-0,5m$  (NaCl + KCl). Однако они считают, что концентрация хлора во флюиде может быть и значительно выше, особенно на ранних этапах отделения летучих от магмы.

О характере флюида магматической стадии обширную информацию дают результаты исследования расплавных и газовой-жидких включений. На основании изучения газовой-жидких включений в первичных по происхождению кварце и флюорите принято считать, что хлор является основной составляющей частью рудообразующих флюидов (растворов) [6, 11]. По данным [8] (природные наблюдения, исследования газовой-жидких включений), W—Mo оруденение связано с хлоридно-натриевыми растворами. Подобного мнения придерживаются и Ф.Г. Рейф и Е.Д. Бажеев [10], основываясь на данных по газовой-жидким включениям. Резкое обогащение флюида хлоридами подтверждается экспериментальными данными по изучению распределения NaCl между расплавом гранита и раствором. Опыты И.Д. Рябчикова [12] и Дж. Килинк, К. Бернэм [19] показали, что соотношение хлора в расплаве и растворе составляет 1:30 вплоть до 4 M концентрации хлоридов во флюиде. С другой стороны, казалось бы, о составе флюида можно судить по процессам околорудного метасоматоза, которые предшествуют рудоотложению или сопровождают его. В частности, нас интересуют месторождения грейзенового типа, ярким примером которых является Акчатау. Очевидно, что о растворах, формировавших месторождение, определенную информацию дают исследования флюида по включениям в кварце грейзенов, а также экспериментальные исследования условий грейзенизации. Некоторые данные о рудоносных растворах магматической стадии и стадии рудоотложения приведены в табл. 1.

Некоторые данные о вероятном составе рудоносного флюида

Объект анализа и использованный метод	Состав флюида	Литературный источник
Криометрические исследования включений в магматическом кварце	Высококонцентрированные растворы хлоридов и фторидов	Ф.Г. Рейф, Е.Д. Бажеев [10]
Анализ включений в кварце грейзенов Акчатау (продуктивной стадии); метод тройной водной вытяжки <sup>†</sup>	$F^{-} 14, Li^{+} 2 \frac{Cl^{-}(62-72)}{Na^{+}(73-78)}$	Н.П. Павлунь, Ж.А. Симкив [8]
Эксперименты грейзенизации графита при 1 кбар, 300–500°С	0,01 M HCl, (0,3–3M) KCl	Г.П. Зарайский, Ю.Б. Шаповалов, О.Н. Беляевская [4]

С точки зрения экспериментального изучения вопрос о составе флюида, равновесного с расплавом, достаточно гуден. Хотя ему уделяется сейчас все большее внимание, как правило, флюид не удается проанализировать полностью. Обзор таких работ в значительной мере облегчается публикациями С.Д. Малинина, Н.И. Хитарова [6] и В.К. Пуртова, Г.М. Ятлук [9], где приведена достаточно полная сводка литературных данных. В них дан критический разбор экспериментальных работ, рассмотрены методики исследований, в работе [6] сделана попытка объяснить образование гидротермальных рудных месторождений и проведены оценочные расчеты содержаний в магматических расплавах рудных элементов, достаточных для формирования месторождений (показано, что для этого достаточно кларковых содержаний). В табл. 2 приведены данные разных авторов по распределению Mo и W между флюидом и расплавом.

В методическом отношении все работы достаточно единообразны. В связи с невозможностью в условиях малых экспериментальных проб анализировать кларковые количества рудных элементов обычно авторы вводят в исследуемую шихту рудные элементы в количествах, достаточных для проведения анализа. Одни вводят рудные элементы в расплав в виде окиси [12, 17, 22], другие помещают их в форме самостоятельной фазы металла (сульфида) в ампулу, где находятся расплав и флюид. Для анализа флюида привлекают различные методы (пламенная фотометрия, атомно-адсорбционный, микрозонд и т.д.). Полученные результаты обычно представляются в виде данных о концентрациях компонентов во флюиде и коэффициентов разделения  $K_p = C_p^f / C_p^l$ .

Установлено, что для большинства рудных элементов (Zn, Pb, Cu, Fe) наличие хлора является определяющим фактором для перехода их в раствор и основные формы существования этих элементов в растворе — хлориды и (или) оксихлориды. Исключением является Mo, который наиболее интенсивно экстрагируется щелочными флюидами и, вероятно, находится в растворе (флюиде) в форме молибдатов щелочных металлов [6, 17].

С.Д. Малининым и Н.И. Хитаровым [6] на основании систематизации всех имеющихся экспериментальных данных по определению  $K_p$  рудных и петрогенных компонентов между флюидом и кислым расплавом высказано мнение, что они образуют закономерный ряд и располагаются в порядке возрастания величин свободных энергий образования своих окислов (CuO, PbO, FeO, ZnO, Cs<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Rb<sub>2</sub>O, MnO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, BaO, SrO<sub>2</sub>, MgO, CaO, MoO<sub>3</sub>, Eu<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Ce<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Yb<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Gd<sub>2</sub>O<sub>3</sub>). Тем не менее в своей статье С.Д. Малинин и Н.И. Хитаров подчеркивают, что в настоящее время из-за недостаточного уровня развития термодинамики алюмосиликатных расплавов и высокотемпературных флюидов (растворов) невозможно количественно оценить  $K_p$  на термодинамической основе. Они справедливо считают, что только экспериментальным путем можно решить эти задачи.

Данные по экстракции Мо и W в экспериментах с разными флюидами

Элемент	$K_p$	Флюид	Состав расплава	Параметры опыта
Мо	0,09–0,12	1M NaCl	Эльдзуртинский гранит [17]	700–900°С, 2 кбар
	0,20–0,57 4–5	1 M NaHCO <sub>3</sub>	То же	700–900°С, 2 кбар
		H <sub>2</sub> O	Упрощенный гранит [13]	750°С, 1,5 кбар
	12 0,0002	1M NaCl	То же	750°С, 1,5 кбар
		H <sub>2</sub> O	Гранит Акчатау (данные авторов)	750°С, 1 кбар
	0,022	0,5 н. NaCl	То же	750°С, 1 кбар
	0,047	0,5 н. HCl	"	750°С, 1 кбар
	0,16	0,5 н. NaOH	"	750°С, 1 кбар
	0,008	0,5 н. HF	"	750°С, 1 кбар.
	W	0,015	1M KCl + 0,1M Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	Адамеллит [22]
0,06		1MKCl + 0,01M Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	То же	870°С, 1 кбар
		1M KCl + 0,01M Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	Аб <sub>30</sub> Оr <sub>30</sub> Q <sub>40</sub> [22]	800°С, 1 кбар
0,004		0,5M KCl + 0,01M Na <sub>2</sub> WO <sub>4</sub>	То же	877°С, 1 кбар
0,022		1M KCl + 0,1 н. HCl	Гранит Акчатау (данные авторов)	750°С, 1 кбар
0,006		0,5 н. HCl	То же	750°С, 1 кбар
0,046		0,5 н. NaCl	"	750°С, 1 кбар
0,22		0,5 н. NaOH	"	750°С, 1 кбар

Экспериментальных исследований в данном направлении еще мало, что в значительной мере связано с методическими трудностями (отделение и сбор флюида, малые его количества). Что касается экспериментов с W и Мо, их число невелико; кроме того, там, где есть возможность сравнения, наблюдается разброс значений (см. [13], а также табл. 2).

Имеющиеся данные [6, 13, 14, 17, 20] по распределению Мо между флюидом (1н. NaCl и NaHCO<sub>3</sub>) и расплавом показывают, что  $K_p$  для Мо в случае NaHCO<sub>3</sub> флюида намного больше, чем для NaCl флюида ( $K_p = 0,09–0,12$  для 1M NaCl;  $K_p = 0,2–0,57$  для 1 M NaHCO<sub>3</sub>). Работа Р.П. Фостера и др. [22] посвящена экспериментальному изучению  $K_p$  вольфрама между расплавом Аб<sub>30</sub>Оr<sub>30</sub>Q<sub>40</sub> и водно-хлоридным флюидом (1M KCl), он колеблется от 0,057 до 0,02.

Из анализа литературных данных следует, что целесообразно провести эксперимент с определением возможно более широкого числа компонентов во флюиде с фиксацией общей флюидной нагрузки, с флюидами разного состава (от щелочных до кислых), а кроме того, с флюидами, имеющими высокие концентрации солей. В последнее время активно обсуждается проблема гетерогенности флюида [12], неоднократно отмечаются факты высококонцентрированных водно-солевых включений [8, 10]. Хотя большинство исследователей указывают на существенно хлоридный характер флюида, интересно провести опыты и с фторидным раствором, так как участие фтора в системе, безусловно, подтверждается, например, формированием топаза в грейзенах.

В нашу задачу входило изучение взаимодействия флюидов разного состава с гранитным расплавом и определение экстракции флюидом рудных (в частности, W и Мо) и петрогенных компонентов расплава. Исследовали состав флюида, образующегося по различным схемам.

Таблица 3

Условия экспериментов: состав флюида по загрузке, температура и давление

Параметры опыта	H <sub>2</sub> O	0,5 н. HF	0,5 н. HCl	0,5 н. NaCl	0,5 н. NaOH	1 н. KCl + 0,1 н. HCl	1 н. NaCl + 0,1 н. HCl	15 % NaCl	30% NaCl	45% NaCl	60% NaCl	100% NaCl
750° С, 1 кбар	W, Мо*	W W, Мо W, Мо	W W Мо Мо W, Мо W, Мо	W W Мо Мо W, Мо	W Мо	W Мо W	W Мо W Мо	W, Мо	W, Мо	W, Мо	W, Мо	
900° С, 1 кбар			W W W, Мо	W, Мо	W, Мо							
800° С, 6 кбар	—											
900° С, 5 кбар	—											
800° С, 5 кбар	W											
750° С, 5 кбар	W											
900° С, сброс P 6-1 кбар	—											
900° С, сброс P 5-1 кбар	—		W, Мо				W, Мо					
1100° С, сброс P 1 атм												W, Мо W, Мо

\* В графе указывается рудная нагрузка исходного расплава (W, Мо, прочерк — без нагрузки).

1. Флюид, равновесный с расплавом. Такой флюид может формироваться при прохождении пузырей глубинного флюида через толщу расплава в результате обмена компонентами между фазами.

2. Флюид, выделяющийся при декомпрессии. Образующаяся водная фаза в момент отщепления должна формироваться как равновесная с расплавом. Но раствор, выделяющийся по мере декомпрессии, равновесен с расплавом применительно к каждому значению давления, например,  $H_2O$ . Интересно, как в этом случае меняется растворимость компонентов в последовательно образующихся порциях флюида и как соотносятся между собой составы флюида, сформированные по первой и второй схемам.

3. Флюид, выделяющийся при кристаллизации расплава. Можно ожидать, что именно этот флюид имеет наибольшее значение для формирования рудоносного раствора. В работе В.С. Коваленко и др. [2] указывается, что повышенные концентрации Sn, W, Be не всегда могут сохраниться в образовавшихся из остаточной магм полнокристаллических породах, так как могут удаляться из них вместе с флюидной фазой. Об этом свидетельствуют более высокие содержания Sn и W в онгонитах по сравнению с раскристаллизованными Li-F гранитами [16, 22].

Однако не по всем этим направлениям удалось сделать равноценные исследования. Наибольшее число опытов проведено по схеме 1, а по схемам 2 и 3 лишь пробные опыты. В табл. 3 приведены условия экспериментов. Все опыты проведены с акчатауским гранитом, так как с Акчатауской интрузией связано типичное W и Mo грейзеновое месторождение. Химический состав стекла гранита следующий (в мас.%):  $SiO_2$  — 73,09;  $Al_2O_3$  — 13,46;  $K_2O$  — 5,24;  $Na_2O$  — 3,53;  $FeO$  — 3,00;  $CaO$  — 0,98;  $MgO$  — 0,35;  $TiO_2$  — 0,36. Из гранита готовили стекло, обогащенное  $WO_3$  и  $MoO_3$  до ~0,5 мас.%. Концентрация Mo и W в расплаве, таким образом, была существенно выше кларковых содержаний элементов в гранитоидах, и экстраполяция их к кларкам возможна только при допущении независимости коэффициента разделения от относительных количеств элемента-примеси, т.е. при предположении выполнения закона Генри для обеих сосуществующих фаз, на что обращается внимание в [13] и др. Нам представляется, что это требование соблюдается. Во всяком случае в экспериментах [17] было показано, что при двух значениях  $C_{Me}$  получаются практически одинаковые значения  $K_p$ . До сих пор анализ флюидной части проводился методами атомной адсорбции, пламенной фотометрии, колориметрии, не дававшими возможности провести полный анализ на все интересующие рудные и петрогенные компоненты. Примененная нами в этой работе методика предусматривает определение состава флюидной нагрузки (сухого остатка после выпаривания флюида) и дает возможность проводить полный количественный анализ на все основные петрогенные и введенные рудные элементы. Она подробно описана в работе [15]. Суть ее заключается в следующем. Исходное сухое стекло гранита обогащали Mo и W (по 0,5 мас.% каждого) методом ввода их через водорастворимые соли  $[(NH_4)_6Mo_7O_{24} \cdot 4H_2O]$  и  $[(NH_4)_2W_4O_{13} \cdot 18H_2O]$ , как это сделано в работе [17]<sup>1</sup>. Предварительно наплавленное сухое стекло гранита измельчали до "пудры", в него вводили в нужном количестве растворы соответствующих солей и снова плавить. При нагреве соли разлагались. Вода и  $NH_3$  удаляются, а в расплаве остаются  $MoO_3$  и  $WO_3$ . Гомогенность обогащенного рудными компонентами стекла проверяли на микрозонде. Полученное стекло снова ретитрили и использовали для опытов. Обогащенное таким образом рудными компонентами гранитное стекло помещали в золотую ампулу, которую, в свою очередь, подвешивали в ампулу большего диаметра, заполненную раствором соответствующего состава (флюидом). Соотношение флюид : расплав, как правило, составляло 3:1 (250 мг флюида и 70–90 мг стекла). Опыты проводились на установке экзоклавного типа с внешним нагревом. Часть опытов (при 900°C) проводили на газовых установках. Благодаря проницаемости  $H_2$  через Pt, по-видимому, в ампуле устанавливается  $P_{H_2}$ , соответствующее Ni–NiO буферу за счет

<sup>1</sup> Авторы благодарны Н.И. Хитарову и Е.Б. Лебедеву за ознакомление с приемами ввода окислов рудных элементов в силикатный расплав еще до опубликования упомянутой статьи.

стенок реактора. После опыта флюид собирали в платиновый тигель, тщательно смывали водой ампулы и образец гранита, туда же собирая жидкость. Собранный препарат выпаривали, а сухой остаток сплавляли с метаборатом лития ( $\text{LiBO}_2$ ) в отношении 1:3 до образования гомогенного стекла. Полученное стекло анализировали методом локального рентгеноспектрального анализа на все петрогенные и рудные элементы на анализаторе "Самбах". Стекло из малой ампулы также анализировали на микрозонде. Содержание элементов определяли на глубине  $\sim 5$  мкм от поверхности образца, предполагая, что данная зона ближе всего к равновесию с флюидом при данных  $P$ - $T$  параметрах. Применение разработанной методики и выбор флюидов широкого диапазона составов позволили впервые провести полный химический анализ растворенного во флюиде вещества и проследить зависимость  $K_p$  различных элементов от состава флюида. Длительность опытов 24 ч. Более длительные опыты (72 ч) дали с учетом разброса практически такие же результаты, как и при 24 ч. Е.Б. Лебедевым и др. [17] были проведены сравнительные опыты при различной продолжительности (17, 72, 240 ч), которые показали, что на  $K_p^{\text{Mo}}$  время практически не влияет. Авторы также указывают на побочные явления, такие как потеря водорода через стенки ампул, взаимодействие элемента с ампулой, которые способны заметно проявляться при длительных выдержках. Исходя из этих соображений, мы выбрали экспозицию 1 сут. Специальные эксперименты, рассмотренные в работе В.Ю. Чевычелова и М.Б. Эпельбаума (см. статью в настоящем сборнике), показывают, что для приближения к равновесию необходима большая выдержка. Однако, учитывая сложность анализа, разброс в параллельных опытах, можно утверждать, что это не принципиально в данном случае. Нам представляется, что не менее важным, чем коэффициенты разделения компонентов между флюидом и расплавом, являются коэффициенты экстракции  $K_3 = C_i^{\text{сух.ост.фл.}}/C_i^L$ , представляющие отношение концентраций компонента в сухом остатке флюида к его концентрации в сухом расплаве. Для суждения о том, происходит концентрирование некоторого компонента в расплаве или его разубоживание, недостаточно значения  $K_p$ , ибо здесь будет влиять еще и поведение всех других компонентов расплава. Например, если даже  $K_p = C_i^{\text{фл.}}/C_i^L < 1$ , это отнюдь не означает, что компонент концентрируется в расплаве. Если  $K_p$  других компонентов будет еще ниже, то, следовательно, доля выносимого компонента  $i$  во флюидной нагрузке будет выше его доли в расплаве, т.е., по существу, идет разубоживание расплава по компоненту  $i$ . В связи с изложенным ясно, что именно значение  $K_3$  указывает на концентрирование элемента в расплаве в результате его взаимодействия с флюидом, а  $K_p$  — на соотношение концентраций компонента во флюиде и расплаве. Очевидно, что  $K_3$  связан с  $K_p$  простой зависимостью, учитывающей минерализацию флюида и содержание воды в расплаве. Могут представлять интерес также коэффициенты распределения тех или иных пар компонентов:

$$K_D = \frac{(C_A/C_B)^{\text{фл.}}}{(C_A/C_B)^L} = \frac{K_p^A}{K_p^B} = \frac{K_3^A}{K_3^B}$$

Все эти величины будут фигурировать при обсуждении результатов экспериментов.

## РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Полученные результаты приведены нами в табл. 4—7. Нельзя не отметить, что анализы недостаточно стабильны, параллельно проведенные опыты дают иногда значительный разброс. Это, к сожалению, свойственно не только нашим экспериментам, но и опытам других авторов [13, 12, 16] и связано с трудностями сбора и анализа малых количеств вещества, возможным его переотложением и т.д. Поэтому оценке достоверности полученных результатов уделяется особое внимание. Для объективности и обеспечения возможности работы с нашими данными мы приводим как отдельные измерения, так и

Т а б л и ц а 4

Разброс результатов анализа гранитного стекла (центральной и краевой частей) и флюида в опытах-дубликатах (750°С, 1 кбар, раствор 0,5 н. HCl)

№ опыта, объект	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	FeO	CaO	MgO	TiO <sub>2</sub>	WO <sub>3</sub>	MoO <sub>3</sub>	Cl
Центральная часть											
191	75,6	12,2	5,2	2,6	2,5	0,7	—	—	0,43	0,57	0,2
171	73,65	13,39	5,19	2,83	3,28	0,89	0,08	—	0,22	0,28	0,18
139	78,0	13,57	5,47	1,37	0,37	0,75	0,36	—	—	—	—
138	78,97	12,94	5,34	1,45	0,21	0,75	0,33	—	—	—	—
Среднее	76,55	13,02	5,30	2,06	1,59	0,77	0,19	—	0,33	0,30	0,19
Среднее арифметическое отклонение	1,93	0,45	0,105	0,65	1,3	0,05	0,15	—	0,11	0,18	0,01
Относительная ошибка, %	2,5	3,4	2,0	31,5	81,7	6,5	79	—	33,3	60	5,2
Краевая часть у контакта с флюидом											
191	77,4	13,0	5,2	1,9	0,4	0,9	—	—	0,43	0,62	0,2
171	74,15	13,13	5,42	2,93	—	0,72	0,04	—	0,30	0,26	0,30
139	77,73	13,95	5,87	1,16	0,14	0,91	0,19	—	—	0,7	—
138	79,07	13,31	5,20	1,17	0,30	0,72	0,18	—	—	0,048	—
126	73,42	14,94	7,17	1,58	0,31	0,83	0,46	0,17	0,94	—	0,17
125	73,64	14,36	6,80	1,49	0,60	0,82	0,49	0,15	0,90	—	0,15
Среднее	75,9	13,88	5,94	1,705	0,34	0,82	0,23	0,16	0,64	0,40	0,205
Среднее арифметическое отклонение	2,17	0,74	0,69	0,47	0,16	0,06	0,16	0,01	0,28	0,26	0,05
Относительная ошибка %	2,86	5,33	11,6	27,56	47	7,31	69,5	6,25	43,75	65	25
Флюид											
171	47,23	3,44	7,64	16,07	6,42	0,74	0,0	—	0,41	0,41	17,64
139 } 138 }	39,4	0,09	11,9	8,75	19,4	1,06	1,12	—	—	2,50	15,54
126 } 125 }	40,79	2,40	11,24	9,46	15,53	1,07	1,07	—	0,268	—	28,16
Среднее	42,47	1,98	10,26	11,42	13,78	0,96	0,73	—	0,34	1,45	17,1
Среднее арифметическое отклонение	3,17	1,26	1,74	3,1	4,90	0,15	0,49	—	0,07	1,04	1,04
Относительная ошибка, %	7,46	63	17,0	27,1	35,5	15,6	67,1	—	20,6	71,7	6,08
K <sub>3</sub> по средним значениям	0,51	0,106	1,81	6,64	17,48	1,23	2,34	—	0,53	3,55	106

Таблица 5

Результаты анализов гранитного стекла и флюида в дублированных опытах  
с раствором 0,5 н. NaOH (750° С, 1 кбар)

№ опыта, объект	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	FeO	CaO	MgO	TiO <sub>2</sub>	WO <sub>3</sub>	MoO <sub>3</sub>
Центральная часть										
145	68,22	12,27	6,10	8,07	3,17	0,93	0,45	0,19	0,59	—
146	68,30	12,45	5,94	8,31	2,93	0,96	0,36	0,21	—	0,50
Среднее	68,26	12,36	6,02	8,19	3,05	0,945	0,405	0,20	0,59	0,50
Среднее арифметическое отклонение	0,04	0,09	0,08	0,12	0,12	0,015	0,045	0,01	—	—
Относительная ошибка, %	0,06	0,73	1,32	1,46	3,9	1,6	11,1	5	—	—
Краевая часть										
145	56,96	16,27	4,51	16,24	3,81	1,29	0,50	0,18	0,21	—
146	57,82	17,13	2,74	13,86	4,61	0,99	0,44	2,16	—	0,14
Среднее	57,39	16,7	3,62	15,05	4,21	1,14	0,47	1,17	0,21	0,14
Среднее арифметическое отклонение	0,43	0,43	0,9	1,19	0,40	0,15	0,03	0,99	—	—
Относительная ошибка, %	0,75	2,57	24,8	7,9	0,95	13,1	6,4	84,0	—	—
Флюид										
145	48,88	1,84	4,65	41,64	0,62	0,20	1,32	0,1	0,74	—
146	49,00	1,93	4,61	41,10	0,47	0,18	1,20	0,08	—	1,42
Среднее	48,94	1,89	1,63	41,37	0,55	0,19	1,26	0,09	0,74	1,42
Среднее арифметическое отклонение	0,06	0,05	0,02	0,27	0,07	0,01	0,06	0,01	—	—
Относительная ошибка, %	0,12	2,64	1,22	0,65	12,7	5,26	4,76	11	—	—
K <sub>3</sub> по средним значениям	0,85	0,11	0,45	2,75	0,13	0,17	2,68	0,08	3,52	10,1

Значения коэффициентов экстракции ( $K_3$ ) молибдена и вольфрама в опытах с разными флюидами  
(в рамках — значения, вычисленные по усредненным составам флюида и краевой зоны стекла),

Параметры опыта	H <sub>2</sub> O	0,5 н. HF	0,5 н. HCl	0,5 н. NaCl	0,5 н. NaOH	1 н. KCl+ +0,1н. HCl	1 н. NaCl+ + 0,1 н. HCl	15% NaCl + + 85% H <sub>2</sub> O	30% NaCl+ +70% H <sub>2</sub> O	45% NaCl+ +55% H <sub>2</sub> O	60% NaCl+ +40% H <sub>2</sub> O	100% NaCl
<b>Молибден</b>												
750°С, 1 кбар	0,1	0,99 0,78	3,55 52,0 1,57 2,30	0,218 0,93 0,375	10,1	0,34	0,92 1,49	0,19	0,35	0,12	0,84	
		<span style="border: 1px solid black;">0,89</span>	<span style="border: 1px solid black;">3,55</span>	<span style="border: 1px solid black;">0,518</span>			<span style="border: 1px solid black;">1,26</span>					
900°С, 1 кбар			0,98	0,55	1,01							
900°С, 5–1 кбар			0,42				0,78					
1100°С, 1 атм												0,27
<b>Вольфрам</b>												
750°С, 1 кбар	0,1	0,54 0,21 0,11	2,69 0,66 1,36 0,12	2,55 0,66 0,10	8,02	0,59 0,10	1,6 0,11	3,9	4,8	0,96	0,85	
		<span style="border: 1px solid black;">0,29</span>	<span style="border: 1px solid black;">0,53</span>	<span style="border: 1px solid black;">0,43</span>		<span style="border: 1px solid black;">0,31</span>	<span style="border: 1px solid black;">0,29</span>					
900°С, 1 кбар			0,306 0,31 1,01 0,48	1,27	2,36							
800°С, 1 кбар	34,5											
750°С, 5 кбар	17,5											
900°С, 5–1 кбар			0,11				0,3					
1100°С, 1 атм												0,51



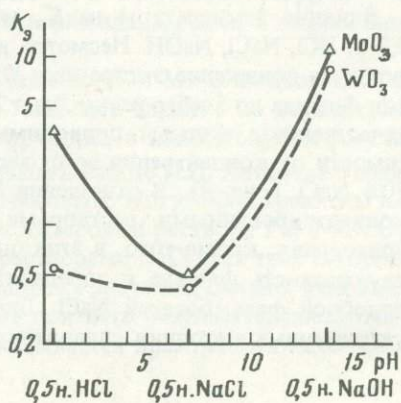
усреднение дублированных опытов. Косвенным указанием на правильность или ошибочность результатов служит сопоставление с имеющимися литературными данными.

В табл. 4 приведена обработка результатов шести опытов с 0,5 н. HCl при 750°С и 1 кбар; в табл. 5 — пример хорошо совпавших дублировавшихся анализов (два опыта с 0,5 н. NaOH). Из рассмотрения этих данных, в частности значений среднеарифметических относительных отклонений, следует, что при анализе стекла результаты более воспроизводимы, чем при анализе флюида, а также что при анализе флюида несколько лучше воспроизводятся те компоненты, которые в нем накапливаются (FeO, MgO).

Сравнение анализов середины и близповерхностных участков гранита, которые, как мы полагаем, находятся ближе к равновесию с флюидом, показывает следующее. Силиконовый флюид вымывает в основном FeO, в меньшей степени SiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, CaO. За счет этого, по-видимому, возрастает содержание Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, K<sub>2</sub>O. Однако изменение это не столь велико, с учетом интервалов среднеарифметических ошибок определения значения концентрации компонентов перекрываются. Тем не менее расхождения заметны, и в расчете нами используются значения, характерные для краевой зоны, граничащей с флюидом.

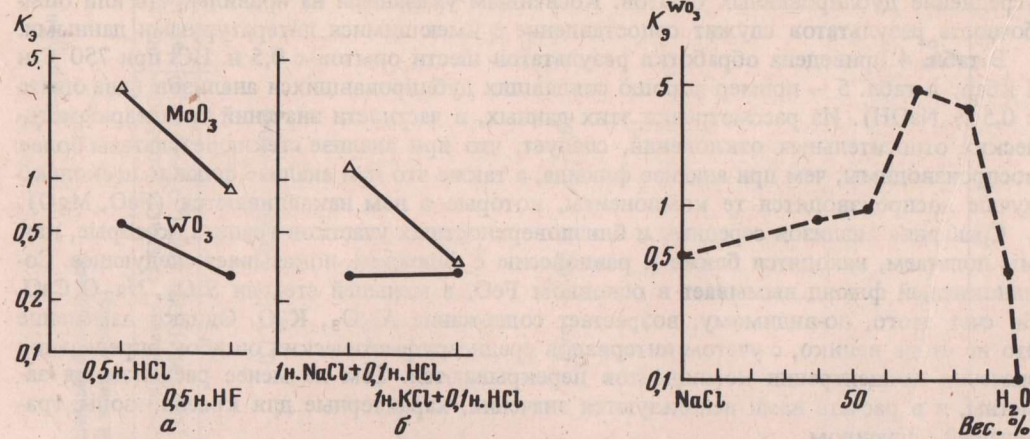
Учитывая, что при подсчете  $K_3$  относительные ошибки определения концентраций суммируются, можно полагать, что ошибки в определении  $K_3$  для разных окислов будет в пределах ~15–150 отн.% (10–30% — SiO<sub>2</sub>, K<sub>2</sub>O, CaO; 30–70% — Na<sub>2</sub>O, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; 70–150% — FeO, MgO). Что касается рудных компонентов, то средний разброс отдельного измерения от среднеарифметического достигает десятков относительных процентов и соответственно значение  $K_3$  единичного измерения может быть определено с ошибкой на 100–150%.

Во всех случаях, когда проводили по несколько опытов, концентрации компонентов для подсчета  $K_3$  усредняли; найденные значения (наряду с единичными) представлены в табл. 6. При обсуждении результатов следует учитывать вероятную ошибку, оцененную выше.



Р и с. 1. Влияние кислотности исходного флюида (0,5 н. растворы) на экстракцию  $WO_3$  и  $MoO_3$  из гранитного расплава ( $P = 1$  кбар,  $T = 750^\circ C$ )

Рассмотрим поведение рудных компонентов (W и Mo) при экстракции их различными флюидами. Экстракция окислов вольфрама и молибдена чистой водой при  $P = 1$  кбар минимальна. Значения  $K_3^{MoO_3} \cong 0,1$ ,  $K_3^{WO_3} = 0,1$ , т.е. значительно меньше единицы. Флюиды, содержащие кислоты, щелочи или солевую нагрузку, экстрагируют рудные окислы значительно больше. При этом в ряду 0,5 н. растворов HCl, NaCl, NaOH, который удобно представить в шкале pH исходного раствора, четко отмечается повышенная экстракция Mo и W щелочными растворами (рис. 1). Эта закономерность для Mo была ранее отмечена в работе [7], где высказано предположение, что это связано с образованием молибдатов щелочных металлов. Повышенная экстракция щелочными растворами вольфрама, по-видимому, впервые показана в этой работе.



Р и с. 2. Сравнение коэффициентов экстракции  $\text{MoO}_3$  и  $\text{WO}_3$  разными флюидами  
 а - 0,5 н. HF и HCl; б - подкисленные растворы NaCl и KCl (1 н. Na(K)Cl + 0,1 н. HCl)

Р и с. 3. Влияние концентрации NaCl во флюиде на экстракцию  $\text{WO}_3$  из гранита

Растворы HCl и NaCl с учетом упомянутых возможных ошибок по способности экстрагировать W оказываются близкими ( $K_3^{\text{WO}_3} \sim 0,5$ ,  $K_p = 0,02$ ). Для экстракции  $\text{MoO}_3$  намечается минимум в нейтральных растворах, а в кислом растворе  $K_3 \sim 3,5$ ,  $K_p \sim 0,031$ . Фтористоводородные растворы менее активно экстрагируют W и Mo, чем солянокислые одной и той же концентрации (см. табл. 6, 7; рис. 2,а). Сравнение сложного раствора 1 н. NaCl + 0,1 н. HCl с таким же, но содержащим KCl, показало несколько более высокую способность к экстракции натриевых растворов (см. рис. 2,б).

Влияние температуры на  $K_3$  можно проследить по данным опытов с растворами 0,5 н. HCl, NaCl, NaOH. Несмотря на значительный разброс результатов, следует зафиксировать понижение экстракции W и Mo с ростом температуры. Повышение же давления флюида до 5 кбар резко (на ~2 порядка) повышает экстракцию W. Это согласуется качественно с данными, приводимыми в [18] для интервала 1–2 кбар.  $K_3 \text{WO}_3$  в зависимости от концентрации во флюидной фазе NaCl дал кривую с максимумом при 15–30% NaCl (рис. 3). В отношении  $\text{MoO}_3$  такого экстремума не наблюдается. Опыты с концентрированными растворами NaCl имеют предварительный характер, требуют повторения, кроме того, в этих опытах, видимо, целесообразно учитывать возможную двухфазность флюида и определять раздельно концентрацию W, Mo в газо- и жидкоподобной фазе, богатой NaCl. Для анализа флюидной части, содержащей много NaCl, неприменима методика сплавления сухого остатка с метабора́том лития, так как при

сплавлении не получается гомогенного стекла. Анализ выполняли методами мокрой химии (калориметрическим), ошибки в этом случае нам оценить трудно. Анализ флюида, образующегося при сбросе давления, проводили всего в двух опытах. В заваренную ампулу помещали порошок стекла и флюид в количестве, которое при ~5 кбар и заданной температуре предположительно полностью растворяется в расплаве. После расплавления и образования порции гомогенного расплава давление сбрасывали до 1 кбар, расплав вспучивался за счет отделения части флюида и закаливался. После измельчения и промывки пробы обычным образом анализировали флюид. Флюида при этом извлекается мало, что дополнительно снижает точность анализа, полученные  $K_3$  Mo и W несколько ниже равновесных при 1 кбар и  $750^\circ\text{C}$  (и  $900^\circ\text{C}$ ).

Представленные на графиках и в таблицах результаты расчета  $K_3$  легко могут быть пересчитаны на  $K_p$ . Однако для такого расчета необходимо знание количества исходного флюида и общего количества содержащегося в нем сухого вещества. Принятая методика не давала возможности непосредственно измерить эти величины. Ряд измерений и расчетов баланса вещества позволил предположить, что в ходе сбора флюида теряется около 15–20 вес.% сухого вещества. Количество флюида может быть рассчитано, исходя из соотношения загружаемых компонентов и известной растворимости подобным образом. Относительная ошибка

$K_p$  близка к таковой для  $K_3$ ,  $K_p = K_3 \frac{q^{\text{Фл}}}{q^{\text{распл. } m}}$ , здесь  $q^{\text{Фл}}$ ,  $q^{\text{распл}}$  – доля сухого

вещества соответственно во флюиде и в расплаве,  $m = \frac{100 - 0,225C_{\text{Cl}}}{100}$  – поправочный

коэффициент. Применение его вызвано тем, что результаты анализа были получены в виде суммы окислов и элементарного Cl, приведенной к 100% (см. табл. 4). В действительности же часть элементов во флюиде связана не с кислородом, а с хлором, образуя соли. Это и учитывается введением коэффициента  $m$ . В отсутствие хлора  $m = 1$ . Естественно, что характер зависимостей от  $P$ ,  $T$  состава флюида,  $K_p$  и  $K_3$  в общем близок, поэтому приведены только их значения (см. табл. 7).

Сравним полученные в настоящей работе результаты по W и Mo с имеющимися в литературе, обычно представленными в форме  $K_p$ . Наиболее близкие по параметрам экспериментов результаты приведены в табл. 2. Полученные в наших опытах результаты по порядку величин  $K_p^{\text{Mo}}$  близки к представленным в работе Н.И. Хитарова с соавторами и сильно отличаются от приведенных И.Д. Рябчиковым. Могут быть сравнены наши данные в растворе 0,5 н. NaOH с результатами Н.И. Хитарова в растворе 1 н.  $\text{NaHCO}_3$  (0,16 и 0,20–0,57 соответственно), а также опыты с растворами NaCl всех трех авторов. В последнем случае наш результат ниже обоих приводимых значений, однако, учитывая разницу параметров и точность определений, следует признать результаты достаточно близкими к таковым работы [17]. В работе [6] указывается практически ничтожная

Таблица 8

Состав (в ат. %) сухого остатка флюида

Флюид	Si	Al	K	Na	Fe	Ca
$\text{H}_2\text{O}$	24,5	4,52	2,82	5,23	0,66	0,90
0,5 н. HF*	21,37	2,12	1,15	1,88	0,30	0,15
0,5 н. HCl	17,57	0,79	6,24	9,94	4,96	0,49
0,5 н. NaCl	7,08	0,40	4,26	31,80	1,32	0,40
0,5 н. NaOH	17,28	0,78	0,73	28,22	0,16	0,07

\* Расчет производился из предположения, что  $K_p^{\text{F}} = 1/3$  и что при выпаривании сухого остатка флюида свободная HF улетучилась (половина F, находящегося во флюиде).

Mg	Ti	W	Mo	Cl	O	F
–	–	–	–	–	61,36	–
0,11	0,02	0,006	0,032	–	47,80	25,0
0,37	–	0,02	0,30	16,70	42,60	–
0,24	0,02	0,09	0,22	37,28	16,87	–
0,67	0,02	0,06	0,2	–	51,77	–

способность к экстракции чистой воды. Это, как было указано выше, подтверждается и настоящей работой. В то же время этот результат резко отличается от результатов работы [13].

Вероятно, одной из причин таких расхождений является введение авторами [13] в реакционный объем рудного компонента в форме металла и окисла. Возможно, в этом случае ситуация контролируется не распределением Mo между флюидом и расплавом, а предельной растворимостью Mo ( $\text{MoO}_3$ ) во флюиде. В расплав этот окисел входит крайне медленно вследствие низкого коэффициента диффузии, и насыщения расплава не достигается. Для приближения к равновесию между флюидом и всем объемом расплава нужны очень длительные эксперименты.

Анализ сухого остатка флюида на микрозонде позволяет рассмотреть его состав в отношении петрогенных компонентов (табл. 8). В связи с тем, что в состав флюида входят HCl, HF и NaCl, для сравнения всех анализов между собой они представлены в величинах атомных процентов. Тем самым мы избегаем вопроса о "разделении хлора" между катионами. Из табл. 8 видно, что наличие хлора в составе флюида ведет к значительной дебазификации гранитного расплава. Соотношение Fe/Si растворах 0,5 н. HCl и NaCl примерно в 10 раз выше, чем во флюидах  $\text{H}_2\text{O}$  и 0,5 н. NaOH. Таков же характер соотношения K/Si, которое в присутствии Cl-иона в растворе повышается в 3–5 раз. Результаты анализа хлоридного и фторидного флюидов в абсолютных цифрах сравнивать трудно, так как фтор в последнем не определялся, а рассчитывался, и тут возможны значительные ошибки. В то же время соотношения Fe/Si и K/Si в этом флюиде близки к таковым в воде и NaOH, но не в хлоридном растворе. Можно также отметить, что присутствие во флюиде хлора сильно повышает экстракцию железа по сравнению с магнием. Аналогичное наблюдение сделано в работе [23] при анализе флюидов, находящихся в контакте с биотитом. В общем анализы петрогенных компонентов во флюиде подтверждают ранее высказывавшиеся представления о дебазификации расплавов флюидом. При этом состав флюида (как водного, так и кислотного) характеризуется отношением щелочей к алюминию, превышающим единицу. Заметим, что при растворении шпинелевого перцолита в водных и водно-углекислых флюидах твердый остаток флюида также имеет агпайтовый характер, наблюдается избыток щелочей по сравнению с глиноземом [12].

В работе С.Д. Малинина и Н.И. Хитарова [6] указывается на корреляционную связь между энергией образования окисла элементов ( $\Delta G_f^\circ$ ) при  $25^\circ\text{C}$  и коэффициентами разделения. При этом авторы использовали довольно обширные материалы по разным расплавам и разным составам флюидов. Мы провели аналогичный анализ на своих материалах, т.е. применительно к одному раствору и исходному расплаву (рис. 4). Действительно, имеет место довольно четкая корреляция, и, видимо, она может быть использована для прогнозных ориентировочных расчетов.

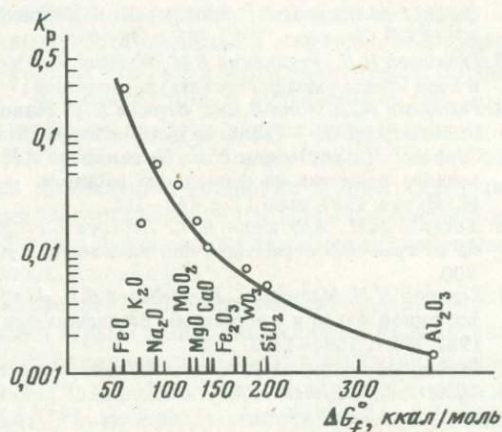
Возвращаясь к экстракции рудных компонентов (W и Mo) флюидами, следует отметить в первую очередь, что, как правило, концентрация во флюиде Mo (в изученных нами растворах), выше, чем W. Это согласуется качественно с соотношением этих элементов в месторождениях грейзенового типа.

Растворы магматической стадии имеют преимущественно хлоридный солевой состав, и, судя по процессу грейзенизации, который проходит под воздействием тех же магматогенных растворов, они должны быть "подкислены". В то же время существует мнение, что интрузивные породы не соответствуют составу исходной магмы, которая могла быть более щелочной. При этом предполагается, что богатый щелочами остаточный расплав-раствор может иметь высокие концентрации W, Mo. Нам представляется более предпочтительным представление о кислотном характере растворов, так как оно больше согласуется с геологическими наблюдениями, не противоречит часто наблюдаемой площадной калишпатизации, которая требует повышенного химического потенциала калия, но отнюдь не обязательно щелочного характера флюида.

Значение  $K_p$  вольфрама и молибдена для системы хлоридный раствор-расплав составляют  $\sim (2-8) \cdot 10^{-2}$ . Как уже указывалось, этот результат близок полученному

в [17] ( $\sim 10^{-1}$  для Мо). Проведем ориентировочный расчет количества выносимого флюидом вольфрама и молибдена, как это было сделано в работах [6, 13]. Пусть массив объемом  $1000 \text{ км}^3$  сформирован из магмы, содержавшей 3 мас.%  $\text{H}_2\text{O}$ , тогда количество флюида, отделившегося от него при кристаллизации, составит  $0,03 \cdot 2,6 \cdot 10^3 \cdot 10^9 \cong 8 \cdot 10^{10} \text{ т}$ . Если принять, что средняя концентрация  $\text{MoO}_3$  в гранитах  $1,3 \cdot 10^{-4}$  мас.%, как это сделано в [13], и воспользоваться значением  $K_p^{\text{Mo}} = 5 \cdot 10^3$ , то количество Мо во флюиде составит  $1,3 \cdot 10^{-4} \cdot 10^{-2} \cdot 5 \cdot 10^{-2} \cdot 8 \cdot 10^{10} \text{ т} \cong 5 \cdot 10^3 \text{ т}$ . Используя  $K_p^{\text{Mo}} = 10^{-1}$ , получим  $10^4 \text{ т}$  Мо. Учитывая, что значительная часть рудного вещества рассеивается, следует признать что хлоридным флюидом, равновесным с расплавом при  $\sim 1-2$  кбар, из магмы не может быть извлечено количество молибдена и вольфрама, достаточное для образования крупного месторождения (порядка  $\sim 10^5 \text{ т}$ ). Для этого необходимо привлечь еще какие-то механизмы.

Р и с. 4. Корреляционная связь между  $\Delta G$  образования окислов и коэффициентами разделения элементов между флюидом (0,5 н. НСl) и расплавом ( $P = 1$  кбар,  $T = 750^\circ\text{C}$ )



Как альтернатива предположению об участии в рудообразовании глубинных флюидов, возможно, имеющих общий источник с магмой (глубинный очаг и т.д.), может быть рассмотрено образование флюида при повышенных давлениях. В табл. 7 показано, что даже водные растворы при давлении 5 кбар извлекают из расплава гранита значительно больше рудного материала. Можно ожидать по аналогии, что и растворы  $\text{NaCl}$  ( $\text{KCl}$ ) +  $\text{HCl}$  при высоких давлениях дадут на 1–2 порядка более высокие  $K_p$ . В то же время, если мы правильно оценили причину высоких значений  $K_p$  в работе И.Д. Рябчикова и др. [13], можно утверждать, что Мо (W) имеют достаточно высокую растворимость во флюиде при сравнительно низких давлениях (для хлоридного флюида  $K_p^{\text{Mo}} = 12$ , а для чисто водного — 4–5). В таком случае флюиды при сбросе давления способны выходить через системы пор и трещин затвердевших гранитов с высоким содержанием рудных компонентов, обусловленным значениями  $K_p$  при более высоких давлениях.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Адамчук И.М., Пагаджаев Д.Н. Геохимия Мо и W в мезозойских отложениях Таджикской депрессии. — Геохимия, 1978, №6, с. 906–920.
2. Антипин В.С., Коваленко В.И., Кузнецова А.И., Персикова Л.А. Поведение олова и вольфрама в рудоносных кислых магматических породах на основе анализа коэффициентов распределения. — Геохимия, 1981, №2, с. 163–178.
3. Борисенко Л.А., Соболев Р.Н., Кулешова М.Л. Геохимия молибдена (на примере гранитоидов западной части Центрального Казахстана). — В кн.: Геохимия процессов миграции рудных элементов. М.: Наука, 1977, с. 43–52.
4. Зарайский Г.П., Шаповалов Ю.Б., Беляевская О.Н. Экспериментальное исследование кислотного метасоматоза. М.: Наука, 1981. 218 с.

5. Кузнецов А.Д. Влияние состава флюида на эвтектические соотношения в гранитной системе: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: ИГЕМ АН СССР, 1982. 20 с.
6. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. О корреляционных отношениях в системе флюид–расплав в связи с распределением элементов между фазами. – Докл. АН СССР, 1983, 270, №2, с. 427–428.
7. Малинин С.Д., Хитаров Н.И. Рудные и петрогенные элементы в системе магматический расплав–флюид. – Геохимия, 1984, №2, с. 183–196.
8. Павлунь Н.П., Симкиев Ж.А. Эволюция химизма минералообразующих растворов при формировании редкометаллических руд месторождения Акчатау (Центральный Казахстан). – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1982, вып. 1, с. 67–74.
9. Пуртов В.К., Ятлук Г.М. Экспериментальные исследования процессов мобилизации петрогенных компонентов в гидротермальных системах. Свердловск: ИГГ УНЦ АН СССР, 1982. 60 с.
10. Рейф Ф.Г., Бажев Е.Д. Магматический процесс и вольфрамовое оруденение. Новосибирск: Наука, 1982. 115 с.
11. Рябчиков И.Д., Хамилтон Д.П. О возможности отделения концентрированных солевых растворов в ходе кристаллизации кислых магм. – Докл. АН СССР, 1971, 197, №4, с. 933–935.
12. Рябчиков И.Д., Орлова Г.П., Коваленко В.И. и др. Экспериментальное изучение взаимодействия флюида со слюдястым шпинелевым перцолитом при высоких температурах и давлениях. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1983, №2, с. 38–46.
13. Рябчиков И.Д., Рехарский В.И., Кудрин А.В. Мобилизация молибдена магматическими флюидами в ходе кристаллизации гранитных расплавов. – Геохимия, 1981, №8, с. 1243–1246.
14. Рябчиков И.Д., Уолл В.Дж., Бернзм К.У. Равновесия рудоносных флюидов с кислыми изверженными породами. – Геология руд. месторождений, 1974, №3, с. 15–20.
15. Салова Т.П., Эпельбаум М.Б., Тихомирова В.И. и др. Методика анализа микроколичеств петрогенного вещества из флюидного раствора. – В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1983, вып. 11, с. 161–165.
16. Хитаров Н.И., Арутюнян Л.А., Лебедев Е.Е. Экспериментальное исследование выноса молибдена из гранитного расплава под давлением  $H_2O$  до 300 атм. – Геохимия, 1967, №8, с. 891–900.
17. Хитаров Н.И., Малинин С.Д., Лебедев Е.Б., Шибаява И.П. Распределение Zn, Cu, Pb и Mo между флюидной фазой и силикатным расплавом при высоких температурах и давлениях. – Геохимия, 1982, №8, с. 1094–1107.
18. Флюидные постагматические системы. Новосибирск: Наука, 1983, с. 112–145.
19. Kilinc J.A., Burnham C.W. Partitioning of chloride between a silicate melts and coexisting aqueous phase from 2 to 8 kilobars. – Econ. Geol., 1972, 67, p. 231–235.
20. Jsu E.E., Carman J.H. The system  $Na_2Si_2O_5-K_2Si_2O_5-MoS_2-H_2O$  with implications for molybdenum transport in silicate melts. – Econ. Geol., 1981, 76, p. 2222–2235.
21. Foster R.P. Solubility of scheelite in hydrofermol Chloride solutions. – Chem. Geol., 1977, 20, p. 27–43.
22. Foster R.P., Mann A.G., Armin T., Burmeister B.B. Mineralization in metamorphic. – Terrones, Spec. Publ. Geol. Soc. S. Afr., 1978, 4, p. 107–128.
23. Schulien S. Mg-Fe partitioning between biotite and a supercritical chloride solution. – Contribs Miner. and Petrol., 1980, 74, N1, p. 85–93.

## РАСТВОРИМОСТЬ СУЛЬФИДОВ ВО ФЛЮИДСОДЕРЖАЩИХ СИЛИКАТНЫХ РАСПЛАВАХ ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ

Сульфидообразование постоянно сопутствует магматизму, сульфиды встречаются во всех типах магматических пород. Глобулы сульфидов — наиболее часто встречаемый вид включений в алмазах и минералах ксенолитов мантийных пород из кимберлитов и щелочных базальтов (оливине, гранате и др.) [2, 3, 6]. Это свидетельствует о существовании несмесимых силикатно-сульфидных магм в широком интервале глубин земной коры и верхней мантии. Расслоение сульфидсодержащих магм на силикатные и сульфидные жидкости при достижении предела растворимости сульфидов в магме имеет первостепенное значение для формирования сульфидных залежей в медно-никелевых, порфировых медно-молибденовых и других типах месторождений. В сульфидно-силикатных системах халькофильные элементы предпочтительней распределяются преимущественно в сульфидные фазы — минералы, расплав [1,13]. Поэтому от присутствия сульфидной фазы и ее количества на различных этапах зарождения, эволюции и кристаллизации магм зависит их геохимическая специализация в отношении ахлькофильных элементов, в том числе многих переходных металлов. Все это указывает на важность исследования растворимости сульфидов в магмах в различных условиях.

Растворимость сульфидов в силикатном расплаве, оцениваемая по содержанию в нем серы, изучена недостаточно. Концентрация серы в лавах, во включениях расплава, захваченных кристаллами, и в стеклах быстрозакаленных базальтов в условиях сульфидного насыщения не превышает 0,25 мас.% [5, 11]. Уже первые экспериментальные работы Дж. Фогта и А. Олышанского показали, что растворимость сульфидов в модельных силикатных расплавах достаточно велика (более 2 мас.% серы). Эти работы способствовали развитию классической теории ликвационно-магматического генезиса сульфидных медно-никелевых месторождений — ликвации *in situ*. В дальнейшем были установлены основные закономерности растворимости сульфидов в сухих силикатных расплавах при атмосферном давлении [1, 10, 14 и др.]. Найдено, что содержание серы в недосыщенных в отношении сульфидов силикатных расплавах увеличивается с ростом  $T$ ;  $a_{S_2}$  и содержания FeO и TiO<sub>2</sub> в расплаве. В условиях сульфидного насыщения наблюдается обратная зависимость между содержанием серы в расплаве и  $a_{S_2}$ . Зависимость растворимости серы от  $f_{O_2}$  носит экстремальный характер. В окислительных условиях при значении  $\lg f_{O_2}$ , на единицу больше, чем для QFM-буфера, установлена положительная зависимость растворимости серы от  $f_{O_2}$ , а при  $f_{O_2} \leq QFM$  -буфера — отрицательная. В первом случае во флюиде (*g*) и в расплаве (*l*) преобладают окисленные формы серы: SO<sub>2</sub>(*g*), SO<sub>3</sub>(*g*), SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>(*l*), а во втором — восстановленные: H<sub>2</sub>S(*g*), S<sub>2</sub>(*g*), HS<sup>-</sup>(*l*), S<sup>2-</sup>(*l*). Во всех случаях основные расплавы характеризуются более высокой растворимостью серы, чем кислые. Согласно данным [1, 10, 14], растворимость серы в магмах оказалась гораздо ниже, чем полагали ранее, и составляет сотые доли процента в кислых, до 0,26% в основных и до 0,5% в ультраосновных расплавах. Таким образом, гипотеза ликвации *in situ* была поставлена под сомнение, так как содержание серы в рудоносных интрузиях гораздо выше установленной растворимости.

Растворимость сульфидов во флюидсодержащих расплавах при высоких давлениях изучена недостаточно. Прежде всего это связано с большими техническими и методическими трудностями проведения подобных экспериментов (выбор контейнера, устойчивого к агрессивному флюиду; изоляция в нем системы; контроль  $a_{S_2}$  и  $f_{O_2}$  и др.). Дж. Хелц и П.Уайли [8] в интервале температур 650–900°С и при давлении 0,1 ГПа установили, что растворимость сульфидов в модельном карбонатитовом расплаве в системе Ca(OH)<sub>2</sub>–CaCO<sub>3</sub>–CaS не превышает 0,9 мас.% H<sub>2</sub>S. Н.С. Горбачев и И.Я. Нек-

расов [4] при температуре 780°С и в интервале давлений 0,1–1,0 ГПа впервые изучили влияние давления и состава флюида на растворимость серы в насыщенный в отношении сульфида силикатном расплаве в системе  $K_2O-FeO-SiO_2-FeS-H_2O-CO_2$ . Содержание серы в расплаве понижалось с ростом давления (от 0,85 до 0,27 мас.%), а при постоянном давлении — с добавлением  $CO_2$ .

При давлениях 1,5–3,0 ГПа Б. Мисен и Р. Поп [12] изучили растворимость серы в альбитовом и диопсидовом расплавах в интервале температур 1450–1650°С. Содержание серы сильно возрастало с увеличением давления,  $a_{S_2}$  и в меньшей степени — температуры. Обратное влияние давления на растворимость серы в сухих силикатных расплавах в условиях сульфидного насыщения наблюдалось В. Хуангом и В. Вильямсом [9] и Р. Вендландтом [15]. В системе  $Fe-S-Si-O$  В. Вильямс установил, что поле несмеси-мости между силикатным и сульфидным расплавами расширяется с ростом давления до 3,2 ГПа, а Р. Вендландт отметил эту же закономерность в расплавах базальтов в интервале температур 1300–1460°С и давлений 1,25–3,0 ГПа. Содержание серы в базальтовых расплавах не превышало 0,26 мас.%.

Учитывая важную роль летучих и давления в зарождении и эволюции сульфидсодержащих магм, мы провели изучение растворимости сульфидов в расплавах, образующихся при плавлении пирротинсодержащих базальтов в присутствии водного, водно-углекислого и щелочного водно-углекислого флюидов в интервале температур 1250–1300°С и давлений 1,1–2,5 ГПа.

#### МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

Исходные смеси состояли из 70% силикатной фракции и 30% пирротина (по весу). В качестве силикатных материалов использовали стекла толеитового базальта СТ-1А из траппов Сибирской платформы (коллекция А.И. Альмухамедова), щелочного базальта TF-38 из лавового потока острова Флориана, Галапагосские острова (коллекция Т.И. Фроловой) и порошок эклогита Об-311 из кимберлитовой трубки Обнаженная (коллекция А.В. Уханова). Результаты химических анализов этих образцов приведены в табл. 1.

Стекла готовили плавлением порошков исходных пород в аргон-водородной атмосфере, поддерживающей  $f_{O_2}$  вблизи кварц-фаялит-магнетитового буфера, при температуре 1450°С в течение 20 мин. Порошок эклогита высушивали при температуре 110°С в течение 1 сут в атмосфере  $Ag$ . Исходные составы охватывали широкий диапазон содержаний  $FeO$  (7–14 мас.%) и  $MgO$  (6–23 мас.%). Магнезиальность варьировала в пределах 0,29–0,77. Толеитовый и щелочной базальты отличали в основном по содержанию  $FeO$ ,  $MgO$  и  $SiO_2$ . Эклогит, использованный в качестве химического аналога пикритового базальта, кроме повышенной магнезиальности, характеризовался более низкими содержаниями щелочей,  $CaO$ ,  $TiO_2$  и  $FeO$ . Пирротин состава  $Fe_{0,92}S$  синтезировали из металлического железа и серы марки ОСЧ сухим способом по обычной методике. Эксперименты проводили в заваренных платиновых капсулах, куда помеща-

Таблица 1  
Химический состав исходных стекол (в мас.%)

Компоненты	СТ-1а	TF-38	Об-311	Компоненты	СТ-1а	TF-38	Об-311
$SiO_2$	50,02	45,40	47,16	$CaO$	10,40	10,80	7,43
$TiO_2$	1,85	1,60	0,25	$Na_2O$	2,50	2,51	0,95
$Al_2O_3$	14,51	14,22	14,02	$K_2O$	0,72	0,70	0,07
$FeO$	14,03	10,50	7,01	Сумма	100,08	100,00	100,06
$MnO$	0,20	0,17	0,17	$MgO/(MgO +$	0,29	0,57	0,77
$MgO$	5,85	14,10	23,0	$+ FeO)$			

Условия проведения и результаты опытов в системе базальт-FeS-летучий

№ опыта	$T, ^\circ\text{C}$	$P, \text{ГПа}$	Длительность опыта, ч	Исходный материал	Состав флюида	Продукты опыта
14	1250	1,1	2	Эклогит	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	2 стекла + FeS
15	1250	1,1	2	Толейтовый базальт	$\text{H}_2\text{O}$	1 стекло + FeS
16	1250	1,1	2	То же	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	1 стекло + FeS
17	1250	1,1	2	Щелочной базальт	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + (\text{K}, \text{Na})_2\text{CO}_3$	1 стекло + FeS
18	1250	1,1	6	То же	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + (\text{K}, \text{Na})_2\text{CO}_3$	1 стекло + FeS
1	1300	1,5	2	"	$\text{H}_2\text{O}$	1 стекло + FeS
2	1300	1,5	2	"	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	2 стекла + FeS
3	1250	1,5	2	Эклогит	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	2 стекла + FeS
4	1250	1,5	2	"	$\text{H}_2\text{O}$	1 стекло + FeS
5	1250	1,5	6	Щелочной базальт	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	2 стекла + FeS + $Ka + Fo$
6	1250	1,5	2	То же	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 + (\text{K}, \text{Na})_2\text{CO}_3$	1 стекло + FeS + $Ka + Cpx$
7	1250	2,5	2	"	$\text{H}_2\text{O}$	1 стекло + FeS + $MgO + Gra + Cpx + En + Fo$
8	1250	2,5	2	"	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	2 стекла + FeS
9	1250	2,5	2	Толейтовый базальт	$\text{H}_2\text{O}$	1 стекло + FeS + $En$
10	1300	2,5	2	То же	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	1 стекло + FeS + $Fo$
11	1300	2,5	2	Щелочной базальт	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$	1 стекло + FeS + $Ka$
12	1300	2,5	6	То же	$\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_3$ $(\text{K}, \text{Na})_2\text{CO}_3$	1 стекло + FeS + $Ka$

ли определенные количества исходного материала, воды или щавелевой кислоты. В опытах со щелочным флюидом к щавелевой кислоте добавляли  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  и  $\text{K}_2\text{CO}_3$ . Их общая концентрация во флюиде составляла 5 моль. Платиновые капсулы предварительно насыщали железом при температуре  $1200^\circ\text{C}$  в течение 10–18 ч при  $f_{\text{O}_2}$ , контролируемой графитовым буфером. Соотношение флюид/расплав выбирали таким образом, чтобы при каждом давлении получить расплав, близкий к насыщению: при  $P = 1,1 \text{ ГПа} - 10 \text{ мас.}\%$ , при  $1,5 \text{ ГПа} - 15 \text{ мас.}\%$ , при  $2,5 \text{ ГПа} - 25 \text{ мас.}\%$  флюида.

Все эксперименты (табл. 2) выполнены в аппарате типа цилиндр–поршень в камерах диаметром 25,4 мм. Методика эксперимента детально описана в работе Дж. Аллена и А. Бётчера [7].  $f_{\text{S}_2}$  в условиях эксперимента была близка к Pt-PtS буферу, а  $f_{\text{O}_2}$  – к Ni-NiO буферу. Продукты опытов изучали оптическими и рентгенометрическими методами. Состав фаз определяли на микрозонде.

Плавление в системе силикат—сульфид—летучий в интервале давлений 1,1–2,5 ГПа. Опыты при давлении 1,1 ГПа проводили при температуре 1250°С. Во всех опытах имело место полное плавление исходных толеитового и щелочного базальтов и эклогита. Расплавы хорошо закалывались в стекла, содержащие редкие включения сульфидов. При плавлении толеитового базальта с флюидом любого состава, а также щелочного базальта и эклогита с водным и щелочно-водно-углекислым флюидами стекло было однородным. Его состав в экспериментах с  $H_2O$  и  $H_2O + CO_2$  флюидами близок к исходному за исключением  $FeO$ , потери которого полностью не удалось избежать. В опытах со щелочно-водно-углекислым флюидом расплав обогащался  $Na$  и  $K$  (табл. 3).

При плавлении щелочного базальта и эклогита в присутствии  $H_2O + CO_2$  флюида в закалочных стеклах под биноклем наблюдали два типа стекол — осветленное и более темное, с достаточно отчетливой и резкой границей между ними. Составы этих стекол наиболее резко отличались по содержанию  $SiO_2$  (50 и 45 мас.%) и  $MgO$  (15 и 25 мас.%).

При давлении 1,5 ГПа все исходные составы в равновесии с водным флюидом плавилась полностью без расслоения расплава, а составы закалочных стекол были близки к исходному безжелезистому составу. Как и при давлении 1,1 ГПа, плавление щелочного базальта и эклогита с водно-углекислым флюидом сопровождалось расщеплением базит-гипербазитового типа исходного расплава. Разница в температуре в 50°С не оказывала заметного влияния на состав сосуществующих стекол в опытах при 1250 и 1300°С. Добавление к водно-углекислому флюиду карбоната натрия и калия в отличие от аналогичного эксперимента при давлении 1,1 ГПа приводило к появлению карбонатного расплава, обогащенного  $MgO$  (табл. 4).

Эксперименты при давлении 2,5 ГПа проводили при температурах 1250 и 1300°С. Однако эти температуры не обеспечивают полного плавления исходного силикатного вещества, поэтому в продуктах опытов присутствовали ликвидусные фазы — гранат, форстерит, пироксены и периклаз (табл. 5). К сожалению, прочностные характеристики камеры диаметром 22,4 мм не позволяют повысить температуру эксперимента. Тем не менее эффект взаимодействия расплава с флюидом при этом давлении проявлялся еще более интенсивно. В экспериментах со щелочным базальтом дифференциация расплава на щелочной и высокомагнезиальной силикатно-карбонатной расплавы наблюдалась не только в опытах со щелочным водно-углекислым флюидом, как при давлении 1,5 ГПа, но также и с водно-углекислым флюидом. При давлении 2,5 ГПа полного разделения силикатных и карбонатных фаз не происходило даже при увеличении продолжительности эксперимента от 2 до 6 ч. Как правило, в этих опытах продукты экспериментов закалывались в виде непрозрачных пузырчатых выделений, загрязненных выделениями элементарного углерода. Как показало микроскопическое изучение, они представляют собой тонкий агрегат ликвидусных и, возможно, закалочных фаз — граната, пироксенов, флогопита и форстерита, сцементированных стеклом щелочного базальта и высокомагнезиальным силикатно-карбонатным материалом. Все это затрудняло микрозондовый анализ продуктов экспериментов. Несмотря на это, тенденция к образованию силикатных и высокомагнезиальных силикатно-карбонатных расплавов в этих опытах выражена достаточно отчетливо.

Растворимость серы в расплавах в интервале давлений 1,1–2,5 ГПа. В условиях сульфидного насыщения растворимость серы определена в пяти типах флюидосодержащих расплавов: 1) толеитовых; 2) щелочных; 3) пикритовых; 4) щелочных расплавах, образующихся в опытах со щелочным водно-углекислым флюидом; 5) силикатно-карбонатных расплавах, формирующихся при карбонатизации расплавов. Составы первых трех типов близки к составу исходного силикатного материала за вычетом железа. Расплавы этих же типов формировались при базит-гипербазитовом расщеплении магнезиальных расплавов при их взаимодействии с водно-углекислым флюидом. Составы основных типов флюидосодержащих расплавов даны в табл. 6, а содержания в них серы — в табл. 7.

На рис. 1 приведены содержания серы в расплавах, образующихся при давлении

Таблица 3

Химический состав продуктов опытов при  $P = 1,1$  ГПа

№ опыта	Исходное стекло	Флюид	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	Сумма
13	Щелочной базальт	H <sub>2</sub> O	52,62	1,93	16,70	0,45	14,61	12,53	2,11	0,67	0,95	102,57
14	Эклогит	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	53,50	1,97	15,92	0,27	14,55	12,50	1,71	1,03	0,81	102,31
14	"	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	44,62	1,83	13,56	0,21	27,63	11,82	0,00	0,87	1,32	101,36
15	Толейтовый базальт	H <sub>2</sub> O	58,02	1,80	15,62	0,30	7,25	12,91	1,33	0,82	0,90	98,95
16	То же	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	59,70	1,92	16,05	0,27	6,92	12,03	1,36	0,82	0,56	99,64
17	Щелочной базальт	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + + (K, Na) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	52,92	1,90	15,35	1,56	12,32	12,20	1,35	2,50	1,42	101,52
18	То же	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + + (K, Na) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	50,37	1,75	15,90	2,73	12,01	12,70	1,61	3,15	1,50	101,72

Таблица 4

Химический состав продуктов опытов при  $P = 1,5$  ГПа

№ опыта	Исходное стекло	Флюид	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S	Сумма
1	Щелочной базальт	H <sub>2</sub> O	54,81	1,80	16,20	0,25	15,41	9,90	1,25	1,20	1,01	101,83
2	То же	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	49,4	1,82	17,31	3,05	12,62	11,74	3,05	1,31	0,56	100,86
2	"	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	46,5	2,10	17,35	3,62	22,60	3,81	1,12	2,00	0,85	99,95
3	Эклогит	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	45,04	1,42	13,12	0,95	26,60	9,25	0,63	0,75	0,94	98,7
3	"	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	53,6	1,61	15,04	0,21	15,8	10,71	1,74	0,80	0,61	100,12
4	"	H <sub>2</sub> O	46,4	1,35	14,02	0,20	23,6	9,4	0,90	1,21	1,70	98,78
6	Щелочной базальт	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	38,82	1,23	16,70	1,54	23,72	11,7	3,75	1,92	0,25	99,63
6	То же	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	13,70	0,30	15,61	0,65	40,90	12,82	10,2	0,64	2,30	97,17

Таблица 5

Химический состав продуктов опытов в пересчете на 100% безводного остатка при  $P = 2,5$  ГПа

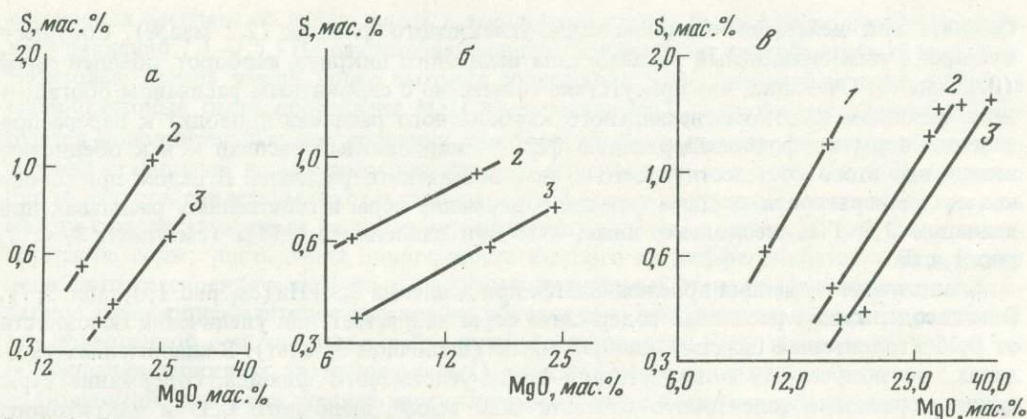
№ опыта	Исходное стекло	Флюид	Фаза	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	S
7	Щелочной базальт	H <sub>2</sub> O	<i>gl</i>	51,11	1,95	17,45	0,89	12,75	12,70	1,25	1,30	0,60
7	То же	H <sub>2</sub> O	<i>Ga</i>	42,34	0,32	23,63	7,21	20,70	5,80	—	—	—
7	"	H <sub>2</sub> O	<i>Cpx</i>	54,92	0,47	8,05	—	25,11	10,76	0,69	—	—
7	"	H <sub>2</sub> O	<i>Fo</i>	41,32	0,30	2,41	—	55,80	0,10	—	—	—
7	"	H <sub>2</sub> O	<i>En</i>	55,10	0,30	7,61	0,65	34,50	1,75	—	—	—
8	"	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	<i>gl</i>	48,28	1,60	18,88	1,73	12,15	9,39	2,58	5,09	0,32
8	"	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub>	<i>Ka</i>	14,20	0,32	16,23	0,96	42,41	1,90	8,03	0,65	2,30
9	Толеитовый базальт	H <sub>2</sub> O	<i>gl</i>	56,61	2,20	19,15	1,33	5,65	11,91	0,92	2,60	0,20
12	Щелочной базальт	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + (K, Na) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	<i>gl</i>	48,32	1,63	18,90	1,48	12,21	9,45	2,61	5,05	0,35
12	То же	H <sub>2</sub> O + CO <sub>2</sub> + (K, Na) <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	<i>Ka</i>	27,70	1,33	9,50	0,00	44,52	9,61	2,74	2,20	2,40

Примечание. Обозначения фаз: *gl* — стекло, *Ga* — гранат, *Cpx* — клинопироксен, *Fo* — форстерит, *En* — энстатит, *Ka* — карбонат.

Таблица 6

Петрохимические типы изученных флюидсодержащих расплавов (в пересчете на 100 мас.%)

Тип расплава	Содержание компонентов, мас.%							
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Толеитовый	58,0	1,8	15,6	1,5	7,2	12,9	2,2	0,8
Щелочно-базальтовый	51,3	2,0	17,3	1,3	13,6	11,7	2,2	0,6
Базанитовый	50,3	1,7	16,2	2,7	9,5	12,6	4,3	2,7
Пикритовый	41,4	1,6	16,5	1,0	26,2	11,4	1,1	0,8
Силикатно-карбонатный	15,7	0,3	15,6	0,4	42,4	15,8	10,2	0,6



Р и с. 1. Содержание серы в расплавах

*а* — при  $P = 1,1$  ГПа; *б* —  $P = 1,5$  ГПа; *в* —  $P = 2,5$  ГПа; 1 — щелочной, 2 — водный; 3 — водно-углекислый флюиды; сосуществующие расплавы; шкала логарифмическая

1,1 ГПа. Эти данные характеризуют растворимость серы в зависимости от типа (состава) расплава и содержащегося в нем флюида. Независимо от состава флюида растворимость серы увеличивается с ростом основности расплава, и для однотипных расплавов она выше в водосодержащих расплавах, чем в расплавах, равновесных с  $H_2O + CO_2$ . Растворимость серы в водосодержащем расплаве толеитового базальта составляет (в мас.%) 0,85, щелочного базальта — 1,0 и пикритового — 1,35. Содержание серы в расплавах, полученных в присутствии  $H_2O + CO_2$  флюида, равно (в мас.%) : 0,65 (толеитовый), 0,85 (щелочной) и 1,25 (пикритовый тип). Высоким содержанием серы (~ 1,3 мас.%) характеризуются обогащенные щелочами расплавы, возникающие в процессе плавления щелочного базальта при добавлении к водно-углекислому флюиду карбонатов натрия и калия. Аналогичная закономерность наблюдается и при давлении 1,5 ГПа (см. рис. 1,б). В водосодержащих расплавах содержание серы возрастает от щелочного базальта (0,9 мас.%) к пикритовому (1,55 мас.%), а в расплавах, равновесных с водно-углекислым флюидом, — от щелочного (0,7 мас.%) до пикритового базальтов (1,2 мас.%), образующихся при расслоении исходного высокомагнезильного расплава базальта. Наиболее высокое содержание серы характерно для карбонатного расплава, образующегося путем расщепления исходного расплава щелочного

Т а б л и ц а 7

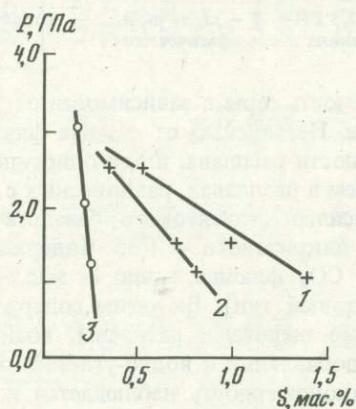
Растворимость серы во флюидсодержащих расплавах

Тип расплава	Тип флюида	Содержание серы, мас.%		
		$P = 1,1$ ГПа, $T = 1250^\circ C$	$P = 1,5$ ГПа, $T = 1250^\circ C$	$P = 2,5$ ГПа, $T = 1300^\circ C$
Толеитовый	$H_2O$	0,85	Не опр.	0,25
Щелочно-базальтовый	$H_2O$	1,00	0,91	0,35
Пикритовый	$H_2O$	1,35	1,55	Не опр.
Толеитовый	$H_2O + CO_2$	0,65	Не опр.	0,20
Щелочно-базальтовый	$H_2O + CO_2$	0,85	0,70	0,35
Пикритовый	$H_2O + CO_2$	1,25	1,20	1,00
Силикатно-карбонатный	$H_2O + CO_2$	Не опр.	2,20	2,10
Базанитовый	$H_2O + CO_2 + (K, Na)_2CO_3$	1,3	0,85	0,40

П р и м е ч а н и е. Содержание серы определено с точностью  $\pm 30$  отн.%.

базальта под действием щелочно-водно-углекислого флюида (2,2 мас.%). Сосуществующий с ним силикатный расплав типа щелочного пикрита, наоборот, обеднен серой (0,4 мас.%). Очевидно, что присутствие совместно с силикатным расплавом обогащенного флюидом высокомагнезиального карбонатного расплава приводит к перераспределению серы во флюидсодержащую фазу — карбонатный расплав — и к обеднению вследствие этого сосуществующего с ним силикатного расплава. В целом при одинаковых температуре и составе флюида содержание серы в однотипных расплавах при давлении 1,5 ГПа несколько ниже, чем при давлении 1,1 ГПа (см. табл. 3, 4, 7, рис. 1, а, б).

Аналогичная тенденция прослеживается при давлении 2,5 ГПа (см. рис. 1, в, табл. 5, 7). В водосодержащих расплавах содержание серы возрастает при увеличении основности от 0,25 (толеитовый базальт) до 0,35 мас.% (щелочной базальт). В аналогичных расплавах, но полученных в присутствии водно-углекислого флюида, содержание серы ниже: в расплаве толеитового базальта 0,20 мас.%, щелочного 0,35 и пикритового



Р и с. 2. Содержание серы в расплавах в интервале  $P = 1,0-3,0$  ГПа  
 1 — с  $H_2O$ ; 2 — с  $H_2O + CO_2$ ;  
 3 — "сухой" базальт [14]

базальта до 1,00 мас.%. Как и при более низких давлениях, максимальное содержание серы наблюдается в высокомагнезиальном силикатно-карбонатном расплаве — 2,1 мас.%.  
 На рис. 2 приведена диаграмма, показывающая, как изменяется содержание серы в силикатных расплавах, равновесных с  $H_2O$  и  $H_2O + CO_2$ , в условиях их насыщения сульфидным расплавом в интервале давлений 1,1–2,5 ГПа. Хорошо заметна близкая к линейной отрицательная зависимость растворимости серы от давления. Видно также, что растворимость серы в  $H_2O$ -содержащих расплавах выше, чем в расплавах, полученных в присутствии  $H_2O + CO_2$  флюида. Для сравнения приведены также данные Р. Вендланда [15] по растворимости серы в сухих базальтовых расплавах в интервале давлений 1,2–3,0 ГПа и температур 1300–1460°С. Эти данные также свидетельствуют об обратной, хотя более слабой, зависимости растворимости серы в расплаве базальта от давления.

## ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты изучения плавления пирротинсодержащих пород ряда толеитовый–щелочной–пикритовый базальт в присутствии флюидной фазы различного состава в интервале давлений 1,1–2,5 ГПа и температур 1250–1300°С свидетельствуют о различном характере взаимодействия исходных расплавов с флюидом.

В экспериментах с водным флюидом стекла были однородными, т.е. взаимодействие расплавов с водным флюидом не приводило к их расслоению. В то же время в экспериментах с водно-углекислым флюидом наблюдалась расслоенность силикатного расплава. Интересно, что расслоение происходило лишь в высокомагнезиальных расплавах с содержанием  $MgO > 14$  мас.%. В опытах с исходным толеитовым базальтом

расслоения расплава не наблюдалось и закалочные стекла были однородными. В интервале давлений 1,1–1,5 ГПа разделение расплава носило базит-гипербазитовый характер. Базитовые стекла имели более высокие содержания  $\text{SiO}_2$ , щелочей и низкое  $\text{MgO}$ , а гипербазитовые были обогащены  $\text{MgO}$  и обеднены  $\text{SiO}_2$  и щелочами. Очевидно, требуются дополнительные исследования для того, чтобы выяснить, является ли это расслоение стабильной несместимостью или оно обусловлено кинетическими факторами. Ряд признаков свидетельствует о стабильном характере расслоения: отчетливая граница между сосуществующими расплавами; контрастность их составов, в том числе по содержанию серы; достаточная однородность каждого из дифференциатов и отсутствие подобного расслоения в щелочных и низкомагнезиальных стеклах. По-видимому, наблюдаемое базит-гипербазитовое расслоение обусловлено особенностями состава расплава: его повышенной основностью, крайне низкой активностью  $\text{SiO}_2$  и высокой, вплоть до образования периклаза, активностью  $\text{MgO}$ , а также малым содержанием железа.

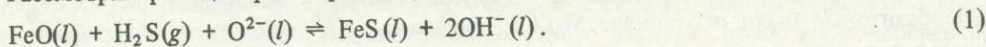
Повышение давления меняет характер расслоения с базит-гипербазитового в интервале давления 1,1–1,5 ГПа на силикатно-карбонатный при давлении 2,5 ГПа, возможно, вследствие значительного увеличения  $f_{\text{CO}_2}$  из-за сильной положительной зависимости  $\gamma_{\text{CO}_2}$  от давления. Повышение щелочности расплава при взаимодействии его со щелочным водно-углекислым флюидом подавляет способность расплава к базит-гипербазитовому расслоению и способствует карбонатизации. В экспериментах со щелочным водно-углекислым флюидом карбонатизация наблюдалась уже при давлении 1,5 ГПа. Карбонатизацию обогащенных щелочами расплавов при более низких давлениях можно объяснить высоким сродством Na и K к  $\text{CO}_2$ . По-видимому, глубины 35–45 км отвечают минимальным давлениям, при которых возможна карбонатизация базанитовых расплавов, а карбонатизация щелочно-базальтовых расплавов происходит на больших глубинах (75 км и более). Учитывая более низкое по сравнению с магнием сродство железа к  $\text{CO}_2$ , можно ожидать, что увеличение железистости силикатных расплавов будет смещать минимальную глубину карбонатизации расплавов в область больших давлений.

Обнаружено заметное различие растворимости серы в зависимости от состава расплава, флюида и давления. Во всем изученном интервале давлений при одинаковом составе флюида растворимость сульфидов увеличивается с ростом основности или щелочности силикатного расплава. В однопипных расплавах растворимость серы выше в присутствии  $\text{H}_2\text{O}$ , чем в присутствии  $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2$ . Зависимость растворимости сульфидов от состава расплава и флюида особенно существенна в интервале давлений 1,1–1,5 ГПа, где их растворимость достаточно высока. При давлении 2,5 ГПа растворимость сульфидов в силикатных расплавах ниже, влияние этих факторов заметно слабее, а тренды изменения растворимости сульфидов в  $(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$ -содержащих расплавах сближаются. Наблюдается значительное снижение растворимости сульфидов во флюидсодержащих силикатных расплавах с увеличением давления от 1,5 до 2,5 ГПа. Экстраполируя полученные данные по растворимости сульфидов во флюидсодержащих силикатных расплавах и данные Р. Вендландта для сухих базальтовых расплавов [15] в область более высоких давлений (3,0 ГПа и выше), можно ожидать одинаково низкую растворимость сульфидов (0,10–0,15 мас.% серы) в сухих и во флюидсодержащих силикатных расплавах независимо от их типа и состава флюида. Высокая и слабо изменяющаяся с ростом давления растворимость сульфидов отмечена в карбонатных расплавах в интервале давлений 1,5–2,5 ГПа.

Резкое снижение растворимости сульфидов в  $\text{H}_2\text{O}$ - и  $(\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2)$ -содержащих расплавах, однако, нельзя связывать только с влиянием давления, поскольку в условиях эксперимента значения  $f_{\text{S}_2}$  и  $f_{\text{O}_2}$ , близкие к Pt-PtS и Ni-NiO буферам не оставались постоянными, а повышались с ростом давления (особенно  $f_{\text{S}_2}$ ). Известно, что при 1 атм в условиях сульфидного насыщения увеличение  $f_{\text{S}_2}$  примерно на одну логарифмическую единицу снижает растворимость серы в силикатных расплавах приблизительно на 1/2 логарифмической единицы и, наоборот, рост  $f_{\text{O}_2}$  повышает растворимость серы. Это, очевидно, связано с изменением составов сосуществующих силикатного и

сульфидного расплава, так как при постоянстве составов должен наблюдаться обратный эффект — увеличение растворимости сульфидов с ростом  $f_{S_2}$ .

Рассмотрим реакцию растворения сульфида в водосодержащем расплаве:



Константа равновесия реакции (1) равна:

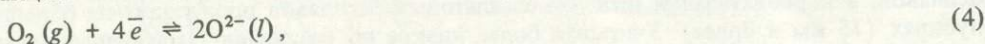
$$K_1 = \frac{a_{\text{OH}^-(l)}^2 a_{\text{FeS}(l)}}{a_{\text{FeO}(l)} a_{\text{O}^{2-}(l)} f_{\text{H}_2\text{S}(g)}}, \quad (2)$$

откуда

$$C_{\text{FeS}(l)} = \frac{K_1 a_{\text{FeO}(l)} a_{\text{O}^{2-}(l)} f_{\text{H}_2\text{S}(g)}}{C_{\text{OH}^-(l)}^2 \gamma_{\text{OH}^-(l)} \gamma_{\text{FeS}(l)}}. \quad (3)$$

Согласно выражению (3), активность FeS в силикатном расплаве прямо пропорциональна летучести  $\text{H}_2\text{S}$ , активностям FeO и ионов кислорода и обратно пропорциональна квадрату активности ионов гидроксидов в расплаве. Активность ионов кислорода является показателем кислотности—основности расплава (ее увеличение соответствует росту основности расплава), а активность гидроксидов — показателем содержания в нем воды. Таким образом, растворимость сульфидов в силикатном расплаве должна возрастать с увеличением основности расплава, содержания в нем FeO и летучести  $\text{H}_2\text{S}$  и убывать с повышением содержания  $\text{H}_2\text{O}$ .

Равновесие кислорода между паровой фазой и расплавом можно представить в виде реакции



откуда

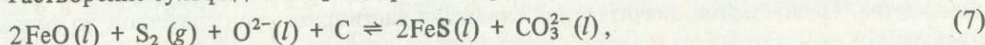
$$K_4 = \frac{a_{\text{O}^{2-}(l)}^2}{f_{\text{O}_2(g)} a_{\bar{e}}^4} \quad (5)$$

и

$$f_{\text{O}_2(g)} = K_4 a_{\text{O}^{2-}(l)}^2. \quad (6)$$

Таким образом, летучесть кислорода прямо пропорциональна квадрату активности ионов кислорода. Из выражений (3) и (6) следует, что увеличение  $f_{\text{O}_2}$  повышает активность иона кислорода в расплаве (т.е. его основность) и растворимость в нем сульфидов.

Растворение сульфида в  $\text{CO}_2$ -содержащем расплаве можно отобразить реакцией



откуда

$$K_7 = \frac{a_{\text{FeS}(l)}^2 a_{\text{CO}_3^{2-}(l)}^2}{a_{\text{FeO}(l)}^2 a_{\text{S}_2(g)} a_{\text{O}^{2-}(l)}} \quad (8)$$

и

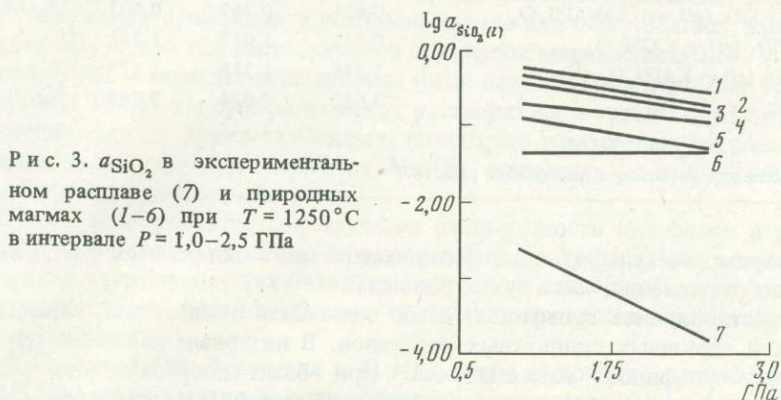
$$C_{\text{FeS}(l)} = K_7 \frac{C_{\text{FeO}(l)} \gamma_{\text{FeO}(l)} a_{\text{O}^{2-}(l)}^{1/2} a_{\text{S}_2(g)}^{1/2}}{C_{\text{CO}_3^{2-}(l)}^{1/2} \gamma_{\text{CO}_3^{2-}(l)}^{1/2} \gamma_{\text{FeS}(l)}}. \quad (9)$$

Из выражения (9) видно, что, как и в случае водосодержащего силикатного расплава, растворимость сульфидов прямо пропорциональна основности расплава, содержанию в нем FeO и активности серы и обратно пропорциональна корню квадратному из содержания  $\text{CO}_2$  в расплаве.

С помощью реакций (1), (4), (7) можно объяснить наблюдаемое в экспериментах увеличение растворимости сульфидов с ростом основности расплава, а также с повы-

шением  $f_{O_2}$ ,  $f_{S_2}$  и содержания в расплаве железа. Так как увеличение давления повышает растворимость  $H_2O$  и  $CO_2$  в силикатном расплаве, а растворимость сульфидов обратно пропорциональна концентрации  $CO_2$  в степени  $1/2$  и квадрату концентрации  $H_2O$  в расплаве, растворимость сульфидов в  $H_2O$ - и  $(H_2O + CO_2)$ -содержащих расплавах с ростом давления должна уменьшаться, как это и наблюдается в экспериментах. Более быстрое снижение растворимости сульфидов в водосодержащем расплаве по сравнению с расплавом, равновесным с  $H_2O + CO_2$  (см. рис. 2), при увеличении давления от 1,1 до 2,5 ГПа обусловлено тем, что она обратно пропорциональна для  $H_2O$  квадрату, а для  $CO_2$  — лишь корню квадратному из концентрации в расплаве.

Таким образом, установленные закономерности изменения растворимости сульфидов в силикатных расплавах в зависимости от давления и составов расплава и флюида



находят логичное объяснение. Однако количественная сторона этого явления требует проверки, поскольку из-за частичной потери железа в ходе опытов закалочные стекла в отличие от исходных природных составов были обеднены железом.

В интервале давлений 1,1–1,5 ГПа обнаружена высокая растворимость сульфидов, в 3–5 раза превышающая растворимость в более железистых расплавах в сухих условиях при тех же давлениях. Интересно, что при давлении 2,5 ГПа растворимости сульфидов в сухих и флюидсодержащих расплавах соизмеримы. Заниженное содержание FeO в изученных силикатных расплавах должно приводить к снижению растворимости сульфидов. В то же время их повышенная основность должна приводить к обратному эффекту. Изученные расплавы характеризуются повышенной основностью, на что указывают низкая активность  $SiO_2$  и высокая активность основных окислов, например  $MgO$ . На рис. 3 и в табл. 8 приведены активности  $SiO_2$  для ряда буферных равновесий в интервале давлений 1,0–2,5 ГПа. Эти равновесия характеризуют активность  $SiO_2$  в изученных расплавах, а также в кислых, основных, ультраосновных и щелочных магмах, взятых для сравнения. Исследованные нами модельные, обедненные железом базальтовые расплавы обладают наименьшей активностью  $SiO_2$  даже по сравнению с наиболее щелочными расплавами, содержащими нормативные альбит, нефелин, лейцит и кальсилит. Возможно, что в интервале давлений 1,1–1,5 ГПа на растворимости сульфидов более сильно влияет основность расплава, чем активность в нем FeO. При давлении 2,5 ГПа растворимость сульфидов, по-видимому, подавляется высоким содержанием в расплаве  $H_2O$  и  $CO_2$ . Если это так, то в менее основных природных базальтовых расплавах растворимость сульфидов должна быть ниже. Высокая растворимость сульфидов в карбонатном и высокощелочном расплавах, найденная в экспериментах, вероятно, отвечает истинной их растворимости в природных карбонатитовых и щелочных магмах.

Таким образом, во флюидсодержащих силикатных расплавах в интервале давлений 1,1–2,5 ГПа отчетливо проявлена отрицательная зависимость растворимости сульфидов от давления. Влияние давления более эффективно для водосодержащих силикатных расплавов по сравнению с расплавами, равновесными с водно-углекислым флюидом. В

Активность  $\text{SiO}_2$  в экспериментальном и природных расплавах при  $T=1250^\circ\text{C}$ 

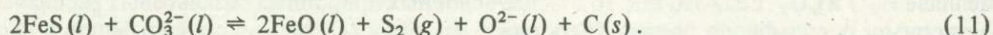
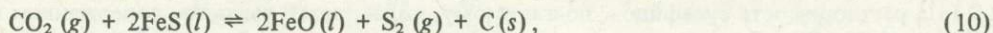
Реакция	$-\lg a_{\text{SiO}_2}(l)$			Тип расплава
	$P=1,0 \text{ ГПа}$	$P=1,5 \text{ ГПа}$	$P=2,5 \text{ ГПа}$	
$\text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons \text{SiO}_2(\text{кварц})$	0,216	0,314	0,511	Кварцнормативный
$\text{Fe}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons 2\text{FeSiO}_3$	0,291	0,425	0,691	Оливиннормативный
$\text{Mg}_2\text{SiO}_4 + \text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons 2\text{MgSiO}_3$	0,359	0,499	0,777	То же
$1/2\text{NaAlSiO}_4 + \text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons 1/2\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	0,691	0,762	0,903	Щелочной
$\text{KAlSi}_2\text{O}_6 + \text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons \text{KAlSi}_3\text{O}_8$	0,903	1,017	1,243	"
$\text{KAlSiO}_4 + \text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons \text{KAlSi}_2\text{O}_6$	1,336	1,315	1,273	"
$2\text{MgO} + \text{SiO}_2(g) \rightleftharpoons \text{Mg}_2\text{SiO}_4$	2,642	3,024	3,788	Высокомагнезиальный*

\*Изученный экспериментально в настоящей работе.

целом растворимость сульфидов во флюидсодержащих силикатных расплавах более сильно зависит от давления, чем в сухих расплавах.

Высокая растворимость сульфидов, слабо зависящая от давления, характерна для карбонатных и щелочных силикатных расплавов. В интервале давлений 1,1–1,5 ГПа растворимость сульфидов максимальная. При базит-гипербазитовом расслоении силикатных расплавов растворимость сульфидов в базитовом расплаве ниже, чем в гипербазитовом. В гомогенных водосодержащих стеклах растворимость сульфидов увеличивается в той же последовательности: толеитовый–щелочной–пикритовый базальт. В случае силикатно-карбонатного расслоения карбонатный расплав характеризуется наиболее высоким содержанием серы, а сосуществующий с ним силикатный расплав обеднен ею.

На основании полученных экспериментальных данных можно оценить состояние некоторых сульфидсодержащих магм. Так, низкая растворимость сульфидов во флюидсодержащих силикатных расплавах при давлении, равном или большем 2,5 ГПа, свидетельствует о том, что мантийные магмы, формирующие перидотиты и эклогиты кимберлитовых трубок, с момента зарождения находились в состоянии сульфидного насыщения. Это объясняет присутствие сульфидных глобул в перидотитовых и эклогитовых ксенолитах из кимберлитов и щелочных базальтов. В алмазах Южной Африки включения сульфидных глобул являются наиболее распространенным видом включений, обычны они и в алмазах Якутии. Это указывает на то, что флюидсодержащие ультраосновные и основные магмы претерпевали силикатно-сульфидное расслоение и сульфидные глобулы захватывались алмазами в ходе их кристаллизации из этих расплавов. Не исключено, что сульфиды играли активную роль в образовании алмазов ( $\text{C}(s)$ ) из флюида или расплава, действуя не только как катализатор, но и как восстановитель углерода из флюида  $\text{CO}_2$  или растворенного в расплаве иона  $\text{CO}_3^{2-}$ :



Нестабильность флюидсодержащих высокомагнезиальных расплавов, которая в эксперименте проявилась в их расслоении по базит-гипербазитовому и силикатно-карбонатному типам, возможно, играла определенную роль в формировании магматических серий кимберлитовых трубок.

Становится понятным отсутствие ликвационно-магматических сульфидов в расслоенных породах щелочных ультраосновных и карбонатитовых комплексов, несмотря

на в целом высокое содержание в них серы. Из-за высокой растворимости сульфидов в щелочных и особенно карбонатитовых расплавах сульфидное насыщение не достигалось. Поэтому сульфидообразование происходило на заключительных, относительно низкотемпературных стадиях формирования этих комплексов, преимущественно в карбонатных породах.

Базитовые и гипербазитовые расплавы нормальной щелочности, с которыми связаны промышленные концентрации магматических сульфидов, формировались на умеренных глубинах (45–75 км), в пределах шпинелевой или верхней части гранатовой фаций глубинности. Являлись ли эти расплавы насыщенными сульфидами в области зарождения или насыщение происходило при их подъеме или кристаллизации, зависит прежде всего от содержания сульфидов в исходной породе или очаге. Магмы, зарождающиеся на глубинах 60–75 км, где растворимость сульфидов минимальна (0,10–0,15 мас.% S), по-видимому, уже с момента выплавления были насыщены сульфидами. При их подъеме до глубины 30–45 км сульфиды могут растворяться в магме. Однако такие магмы должны отличаться от менее глубинных, изначально гомогенных расплавов большим содержанием халькофильных элементов. Магмы, генерируемые на глубинах 30–45 км, будут недосыщены сульфидами.

Дальнейшее экспериментальное изучение растворимости сульфидов в равновесных с флюидами базальтовых расплавах в широком интервале давлений, а также определенных положениях ликвидусов этих базальтов при тех же давлениях в присутствии летучих должно способствовать более глубокому пониманию процессов зарождения и эволюции сульфидоносных магм.

Авторы благодарят Д. Фридмана и К. Мак-Брайда за помощь в проведении экспериментов и Р. Джонса за помощь при проведении микрозондовых анализов.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Альмухамедов А.И., Медведев А.Д. Геохимия серы в процессах эволюции основных магм. М.: Наука, 1982. 147 с.
2. Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород и их значение при петрологических исследованиях. Новосибирск: Наука, 1973. 123 с.
3. Гарни Д.Д., Гаррис Д.У., Хотуорн Д.Б. и др. Включения в алмазах из трубки Премьер. – В кн.: XI съезд Международ. минерал. ассоц.: Тез. докл. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1978, с. 15–16.
4. Горбачев Н.С., Некрасов И.Я. О содержании серы в силикатных расплавах системы FeS–FeO–SiO<sub>2</sub>–K<sub>2</sub>O–H<sub>2</sub>O–CO<sub>2</sub> при давлении 1, 5 и 10 кбар. – В кн.: III Восточно-Сибир. регион. совещ. "Проблемы петрогенезиса и рудообразования": Тез. докл. Иркутск, 1979, с. 14–15.
5. Скинер Б.Дж., Пек Д.Л. Несмешивающийся сульфидный расплав с острова Гавайи. – В кн.: Магматические рудные месторождения. М.: Недра, 1973, с. 195–207.
6. Соболев Н.В. Парагенезисы алмаза и проблема глубинного минералообразования. – Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1983, 4, с. 389–397.
7. Allen J.C., Boettcher A.L. Amphiboles in andesites and basalt. II. Stability as a function of  $P$ – $T$ – $f_{H_2O}$ – $f_{S_2}$ – $f_{O_2}$ . – Amer. Miner., 1978, 63, p. 1074–1087.
8. Hälz G.R., Wyllie P.J. Liquidus relationships in the system CaCO<sub>3</sub>–Ca(OH)<sub>2</sub>–CaS and the solubility of sulfur in carbonate magmas. – Geochim. et cosmochim. acta, 1971, 43, N 3, p. 259–265.
9. Huang W.L., Williams R.J. Melting relations of portions of the system Fe–S–Si–O to 32 Kb with implications to the nature of the mantle-core boundary (abstr.). – In: Lunar and planet sci. – XI. Houston: Lunar and Planet. Inst., 1980, p. 486–488.
10. Katsura T., Nagashima S. Solubility of sulfur in some magmas at 1 atmosphere. – Geochim. et cosmochim. acta, 1974, 38, N 4, p. 517–531.
11. Moore I.G., Falbi B.P. An estimate of juvenile sulfur content of basalt. – Contribs Miner. and Petrol., 1971, 33, p. 118–127.
12. Mysen B.U., Popp R.K. Solubility of sulfur in CaMgSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub> and NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub> melts at high pressure and temperature with controlled  $f_{O_2}$  and  $f_{S_2}$ . – Amer. J. Sci., 1980, 280, p. 78–92.
13. Rajamani V., Naldrett A.J. Partitioning of Fe, Co, Ni and Cu between sulfide liquid and basaltic melts and the composition of Ni–Cu sulfide deposits. – Econ. Geol., 1978, 73, p. 82–93.
14. Shima H., Naldrett A.J. Solubility of sulfur in an ultramafic melt and the relevance of the system Fe–S–O. – Econ. Geol., 1975, 70, N 5, p. 960–967.
15. Wendlandt R.F. Sulfide saturation of basalt and andesite melts at high pressure and temperature. – Amer. Miner., 1982, 67, N 5/6, p. 877–885.

# ЛИКВАЦИОННЫЕ ЯВЛЕНИЯ В МАГМАТИЧЕСКИХ РАСПЛАВАХ

УДК 552.122+550.89

А.Г. СИМАКИН, М.Б. ЭПЕЛЬБАУМ, О.Н. ЖИРАНСКАЯ

## О ГИДРОДИНАМИЧЕСКОМ РАССЛОЕНИИ ПРИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ИНТРУЗИВОВ

### ВВЕДЕНИЕ

Роль конвекции расплав в распределении компонентов в продуктах кристаллизации изучается сравнительно недавно. На III Парижском международном конгрессе по росту кристаллов Ф. Франк отмечал, что слишком много внимания уделяется задачам на устойчивость фронтов кристаллизации в диффузионном приближении и различным аспектам теории зарождения, в то время как практически важные вопросы распределения примеси и совершенства искусственных кристаллов связаны с гидродинамикой [22]. На VI Московском международном конгрессе по росту кристаллов значительная часть докладов была посвящена изучению различных конвективных процессов, которые могут сопровождать кристаллизацию: термокапиллярной, вынужденной, термической и термоконцентрационной [11] конвекции.

Подобный поворот к более детальному изучению процессов конвективного массопереноса в расплаве отмечается и в петрологии. В большинстве работ конвекция рассматривается как осредняющий, выравнивающий состав фактор [10]. Вместе с тем известно, что конвекция в кристаллизующейся системе способна привести к контрастному разделению компонентов. Подобная возможность обусловлена тем, что при кристаллизации возникают неоднородности в составе расплава. Конвекция в неоднородной многокомпонентной жидкости имеет свои особенности [30]. Как отмечал А. Мак-Бирни [17], при облегчении расплава может сформироваться устойчивая стратификация с накоплением легких дифференциатов вверху или, наоборот, тяжелых у дна камеры. Однако, поскольку тепловая конвекция и диффузия приводят к гомогенизации расплава, такая дифференциация может происходить только при определенном режиме скоростей остывания (кристаллизации), а также в зависимости от других параметров. Пожалуй, лишь в одном случае удалось наблюдать в эксперименте резкую стратификацию силикатного расплава — при взаимодействии водорода с богатыми железом основными расплавами. Но этот случай не имеет отношения к кристаллизации, а обусловлен высокими градиентами плотности и температуры при реакционном взаимодействии расплава с флюидом [8]. Конвекция в жидкости неоднородного состава известна в гидродинамике под названием "двойная диффузионная конвекция" (" $d-d$  конвекция", " $d-d$  система" и т.д.). Смысл этого термина заключается в том, что конвекция всегда сопровождается диффузией, в классической термической конвекции — кондуктивным теплопереносом; скорость локального кондуктивного теплопереноса определяет характер макропереноса в конвективных движениях среды. В многокомпонентной жидкости конвекция сопровождается диффузионным переносом нескольких, а в  $d-d$  системе — двух факторов, влияющих на плотность раствора.

Расслоенность магмы в очаге, возникающая за счет конвекции, может быть причиной расслоенности в кристаллизующейся из нее магматической породе. Эта идея в общем виде высказывалась рядом исследователей [20, 34, 38]. А. Мак-Бирни [16] предложил схему для процесса  $d-d$  конвекции, приводящего к формированию расслоенности в интрузиве, и применил ее для объяснения расслоенности в Скергаардском

массиве. Однако эта недостаточно физически обоснованная схема не получила дальнейшего развития. Следует заметить, что подобные модели, появившиеся в последнее время в результате внедрения в геологию достижений физических наук, перекликаются с ранними эмпирическими геологическими представлениями о существовании придонного слоя расплава и замкнутой кристаллизации этого слоя. В петрологической литературе по расслоенным интрузиям эта группа моделей наиболее известна по гипотезе Е. Джексона. Прочитаем его по Л. Уэйджеру и Г. Брауну: "В свете изложенной гипотезы циклические единицы представляются продуктами отложения кристаллов из периодически обновляющейся застойной магмы, стабилизировавшейся в процессе природной кристаллизации. Поскольку в течение каждого цикла кристаллизации придонный слой магмы находился в спокойном состоянии, он по мере кристаллизации обогащался кремнеземом. В начале каждого цикла в придонную часть поступала свежая магма. От цикла к циклу состав магмы постепенно, но ощутимо менялся" [9, с. 342].

Исследователи силла плагноклазовых перидотитов с острова Скай (Шотландия) пришли к выводу, что в ходе кристаллизации происходило формирование придонного слоя расплава, обогащенного железом и водой. Подобную картину рисуют нам исследователи Ловозерского массива и сиенитового массива Клоккен (Гренландия). В их качественной интерпретации диффузионный и придонный слои тождественны в том смысле, что физически они не определены. Ниже мы остановимся на анализе физических основ протекания *d-d* конвекции в горизонтальных слоях для того, чтобы сделать более ясным состояние пограничного слоя, а следовательно, и механизм формирования ритмической расслоенности. Кроме того, по литературным данным охарактеризуем результаты линейного анализа устойчивости, законы тепло- и массопереноса в *d-d* структурах и результаты модельных экспериментов с водными растворами.

Особенности *d-d* конвекции в плоском слое жидкости (нагрев снизу, охлаждение сверху) выявляются при линейном анализе устойчивости. Рассмотрим классическую термосолевую систему [30], в которой задан плоский слой со свободной верхней и жесткой нижней границами. Возмущается стационарное состояние с линейными градиентами концентрации соли и температуры. Определяются два безразмерных числа: Рэлея ( $R$ ) и его концентрационный аналог ( $R_c$ )<sup>1</sup>:

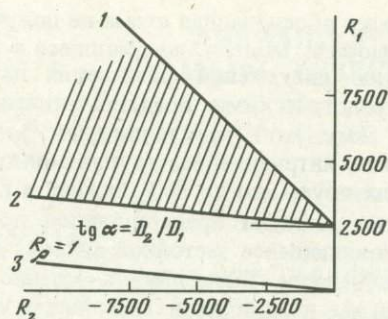
$$R = \frac{g\alpha\Delta TL^3}{\nu k_T}, \quad R_c = \frac{g\beta\Delta CL^3}{\nu D}, \quad \rho = \rho_0(1 - \alpha\Delta T - \beta\Delta C).$$

Так как растворенная соль является утяжеляющим компонентом, то  $\beta < 0$ ,  $R_c < 0$ , а для активной тепловой "компоненты"  $\alpha^+ > 0$ ,  $R > 0$ . Подвижности растворенной соли и тепловой компоненты (коэффициент температуропроводности) сильно отличаются:  $k_T/D \gg 1$ . Установлено, что на плоскости  $R - R_c$  есть область колебательной неустойчивости, в которой возмущения  $T$  и  $C$  имеют характер нарастающих колебаний. Возвратное движение элемента жидкости является основой формирования неравновесной *d-d* структуры. Полное уравнение для границы колебательной устойчивости, согласно Д. Нилду [30], выглядит как

$$\frac{RPr_c^2}{(Pr + Pr_c)(Pr_c + 1)} + \frac{R_cPr^2}{(Pr + Pr_c)(Pr + 1)} = \frac{27}{4} \pi^4 \approx 675.$$

Граница области монотонной неустойчивости, в которой элементы жидкости подни-

<sup>1</sup>Приняты следующие условные обозначения:  $R$  – число Рэлея;  $Nu$  – число Нуссельта;  $Pr$  – число Прандтля;  $\alpha$  – коэффициент температурного расширения;  $\beta$  – коэффициент концентрационного расширения;  $D$  – коэффициент диффузии;  $k_T$  – коэффициент температуропроводности;  $K$  – коэффициент распределения твердая фаза/расплав;  $L$  – характеристическая длина;  $\delta$  – толщина пограничного слоя;  $v_{кр}$  – скорость кристаллизации;  $\Delta C_i$  – обогащение нижнего слоя  $i$ -компонентом;  $\omega$  – частота неустойчивой моды;  $\tau$  – отношение подвижностей компонент;  $R_\rho$  – плотностное отношение  $R_\rho = \beta\Delta C/\alpha\Delta T$ ;  $F_T$  – безразмерный поток быстрой компоненты;  $\nu$  – кинематическая вязкость.



Р и с. 1. Диаграмма конвективной устойчивости трехкомпонентной вязкой жидкости ( $P_T \gg 1$ )

1 — граница монотонной неустойчивости; 2 — граница колебательной неустойчивости; 3 — граница нулевого градиента плотности

маются с нарастающей скоростью (область полного перемешивания), описывается соотношением

$$R + R_c = \frac{27}{4} \pi^4.$$

Область колебательной неустойчивости находится между областью монотонной неустойчивости и областью, устойчивой к бесконечно малым возмущениям.

Качественно способность термосолевой системы к формированию  $d-d$  структур определяется различной подвижностью и противоположным влиянием на плотность тепла и растворенной соли. Более нагретый и обогащенный растворенным веществом придонный элемент жидкости поднимается, но при этом быстро теряет свое тепло, становится за счет повышенного содержания соли более тяжелым, чем окружение, и начинает опускаться. Факторы конвекции, конечно, не ограничиваются только теплом и солью. Известно, например, что  $d-d$  конвекция может происходить в растворах с градиентами концентраций нескольких растворенных веществ. К этому случаю также применим линейный анализ, и система полностью описывается двумя концентрационными аналогами числа Рэлея для легкого ( $R_{c1}$ ) и тяжелого ( $R_{c2}$ ) компонентов (рис. 1):

$$R_{c1} = \frac{g\beta_1\Delta C_1 L^3}{\nu D_1}, \quad R_{c2} = \frac{g\beta_2\Delta C_2 L^3}{\nu D_2}.$$

Линейный анализ позволяет определить характеристический масштаб времени конвекции — частоту колебаний в области колебательной неустойчивости

$$\omega^2 = \frac{\nu^2}{3Pr_{c2}^2 L^4} \left\{ \frac{Pr_{c2} - Pr_{c1}}{(Pr_{c1} + 1)} (-R_{c2}) - \frac{27}{4} \pi^4 \right\}.$$

Если отношение транспортных коэффициентов  $\tau \gg 1$ , эта формула редуцируется к виду:

$$\omega = \sqrt{\frac{g\beta\Delta C_2 D_1}{3L\nu}},$$

откуда следует, что  $\omega$  прямо пропорциональна градиенту тяжелого компонента (контрастности распределения), подвижности легкого компонента и обратно пропорциональна вязкости.

Рассмотрим далее сам процесс. Классическим объектом исследования  $d-d$  конвекции является водный раствор соли, т.е. случай устойчивого градиента солёности в системе, нагреваемой снизу или охлаждаемой сверху. При нагревании водного раствора соли с приблизительно линейным градиентом солёности (концентрация постепенно повышается вниз) образуется фронт нагрева. При достижении на фронте нагрева условий начала  $d-d$  конвекции по критерию линейной теории устойчивости образуется придонная ячейка [35]. Эта ячейка начинает расти со скоростью, пропорциональной  $\sim 1/\sqrt{f}$ , и происходит размыв верхней диффузионной зоны (подробно этот вопрос разо-

бран в [15]). Через некоторое время формируется серия горизонтальных ячеек, между которыми осуществляется диффузионный массообмен через тонкий пограничный слой. Строение этого слоя описано по экспериментальным данным в [36]. Для систем с изотермическими границами экспериментально определен закон массо- и теплообмена между двумя ячейками в конвективной структуре.

Как известно, эффективность конвективного переноса тепла определяется числом Нуссельта

$$Nu = \frac{\Delta T k_T}{\delta_T} \bigg/ \frac{\Delta T k_T}{L}$$

Учитывая, что  $Nu = (R/R_{кр})^{1/3}$  и  $R_{кр} = 1700$ , после подстановки получаем:

$$Nu = 0,085 R^{1/3}$$

Если кроме кондуктометрического обмена теплом через пограничный слой происходит также обмен утяжеляющим компонентом, интенсивность теплообмена уменьшается [36]:

$$Nu = 0,085 R^{1/3} F^*$$

где  $F^*$  — коэффициент, учитывающий (нормализующий) это уменьшение. Т. Ширтклайфф [36] и Дж. Гэрнер [37] экспериментально изучили  $d-d$  эффект в системах, существенно отличающихся по соотношению подвижностей быстрого и медленного компонента: в водном растворе сахар — соль  $\tau = 3$  и в водном растворе тепло — соль  $\tau = 100$ . Они нашли, что  $F_T^* = 2,67 R_p^{-1,2,6}$  при  $\tau = 3$  и  $F_T^* = 2,67 R_p^{-1,79}$  при  $\tau = 100$ . Можно показать, что

$$1/\delta_T = \left( \frac{g\alpha\Delta T}{\nu k_T} \right)^{1/3} 0,085 F^*$$

Из анализа этого выражения следует, что толщина пограничного слоя быстрого компонента сильно зависит от  $F_T^*$ , т.е. в конечном счете от  $\tau$ . При высоких значениях  $\tau$  (в опытах Т. Ширтклайффа 100)  $\delta_T$  очень мало, а при низких (например,  $\tau = 3$ ) возрастает на много порядков. В пределе, при  $\tau = 1$ , толщина слоя будет стремиться к  $\infty$ , т.е. вся система превратится в диффузионную зону.

Гидродинамическая сторона  $d-d$  эффекта в системе достаточно подробно освещена как теоретически, так и экспериментально. Но особенности совместного протекания кристаллизации и конвекции в  $d-d$  системе изучены недостаточно. В тех экспериментальных работах, которые имеются в петрологической литературе и призваны проиллюстрировать сущность  $d-d$  конвекции и ее возможную роль в формировании структуры (в частности, расслоенной) интрузивов, приводятся описания кристаллизации в  $d-d$  системах, полученных путем добавления сверху более холодного разбавленного раствора к горячему тяжелому раствору. В таких простых системах кристаллизация придонного слоя происходит обособленно, а его состав изменяется независимо от верхнего. Все гидродинамические признаки протекания  $d-d$  конвекции в такой системе проявляются очень ясно. Поскольку скорость кристаллизации в экспериментах выбирается достаточно высокой, массообмен оказывается достаточно неэффективным. При замкнутой эволюции придонного слоя плотность раствора в нем может стать ниже, чем в верхнем. При этом происходит инверсия плотности и быстрое конвективное перемешивание этих слоев. Состав смешанного раствора может получиться таким, что начнется кристаллизация новой фазы или растворение образовавшегося ранее кристаллического осадка. Кристаллизация в многослойной системе может протекать таким образом, что кристаллическая фаза будет расти на контакте двух растворов. При этом характер протекания конвекции существенно не меняется, и происходит независимая эволюция состава растворов и инверсия плотности [27]. В качестве петрологического примера такой системы обычно рассматривается предполагаемое слияние

тяжелого недифференцированного расплава на дне магматической камеры с основным объемом проэволюционировавшей более легкой и холодной магмы. О реальности такого рода процессов говорят многочисленные геологические факты, например весьма убедительные изотопные данные о процессах смещения в Бушвельдском [28] и других основных массивах. Такой выбор примеров  $d-d$  конвекции в магматическом процессе обусловлен тем, что для  $d-d$  эффекта при выборе теплоты в качестве активного фактора необходимо внедрение в камеру более горячей порции магмы. В то же время при естественном процессе кристаллизации магмы придонный слой оказывается немного холоднее основного объема. Указанное соотношение температур является главным противоречием схемы А. Мак-Бирни, согласно которой основной причиной перемешивания придонного пограничного слоя является теплота кристаллизации, выделяющаяся в процессе застывания интрузива. Таким образом, эта схема не в состоянии объяснить петрологические данные, свидетельствующие в пользу формирования обособленных придонных порций расплава.

В апикальных частях магматической камеры условия для протекания  $d-d$  конвекции могут быть созданы в результате естественного охлаждения кровли и накопления кверху легких дифференциатов (факторами служат теплота и разница составов). Примерами геологических систем с  $d-d$  конвекцией за счет охлаждения сверху являются вулканические камеры андезито-базальтов, андезитов. Широко известны также многочисленные факты сосуществования в камерах порций магмы различного состава (отличающихся по содержанию воды). Экспериментально процесс кристаллизации от верхнего контакта рассматривался С. Ченом и Дж. Тэрнером [20]. Ими проводилась кристаллизация как однородного раствора, так и раствора, в котором стратификация задавалась до начала опыта за счет сливания. Искусственно созданная стратификация раствора сильно влияла на процесс кристаллизации: фронт кристаллизации при переходе от одного слоя жидкости к другому резко увеличивал скорость продвижения. Это связано с тем, что раствор существенно обеднялся солевым компонентом, и при переходе к новому более концентрированному раствору скорость роста солевых кристаллов резко увеличивалась. При кристаллизации однородного раствора стратификация создавалась в результате накопления более легких и обедненных солями за счет кристаллизации порций раствора на поверхности. Устойчивость такой кристаллизационной стратификации оказалась низка, так что расслоенность в жидкости не приводила к расслоенности в твердой фазе. Возможность моделировать процесс расслоения при кристаллизации ограничивается еще тем, что плотность водного раствора при выпадении твердой фазы, как правило, понижается, что делает невозможным образование придонного слоя жидкости.

Таким образом, теоретически показано, что при рассмотрении в качестве факторов конвекции теплоты и растворенных компонентов (компонентов магмы) образование субгоризонтальных конвективных  $d-d$  структур возможно при неоднократном поступлении более горячего недифференцированного расплава на дно магматической камеры, а также за счет кристаллизации; в последнем случае могут образовываться прикровельные слои жидкости. Для того чтобы объяснить формирование придонных обособленных слоев расплава, необходимо включить в рассмотрение новые факторы конвекции в магме.

В результате экспериментальных исследований установлено, что при кристаллизации многокомпонентных растворов происходит гидродинамическое расслоение (формирование серии слоев жидкости разной плотности). При кристаллизации  $d-d$  систем, полученных путем сливания растворов, смоделированы внутричечная эволюция состава расплава, инверсия плотности жидкости и образование одного слоя кристаллического осадка с резкой верхней границей. Весь процесс, начиная от гидродинамического расслоения до образования расслоенной кристаллической толщи по механизму, который предположительно реализуется в природе, экспериментально проследить не удалось. Эта неудача подчеркивает необходимость изучения устойчивости гидродинамических структур, хотя при интерпретации природных материалов этот вопрос обычно не

обсуждается. Поэтому важно определить абсолютную скорость кристаллизации в зависимости от условий остывания. Необходимо от чисто иллюстративных работ перейти к количественной оценке динамических параметров природных процессов.

Подводя итог обсуждению вопросов, связанных с возможным влиянием режима конвекции на формирование ритмически расслоенных интрузивов, сформулируем основные задачи нашего исследования.

1. Изучение влияния других, отличных от теплоты факторов на  $d-d$  конвекцию с позиции современных представлений о свойствах силикатных расплавов.

2. Моделирование процесса гидродинамического расслоения в системе, гидродинамически подобной природной магматической системе.

3. Интерпретация в свете полученных данных литературных материалов по расслоенным интрузивам и оценка возможности реализации процесса гидродинамического расслоения в природе с учетом реальных скоростей застывания магматических очагов.

#### ГИДРОДИНАМИЧЕСКОЕ РАССЛОЕНИЕ КРИСТАЛЛИЗУЮЩЕЙСЯ МАГМЫ С УЧАСТИЕМ ЛЕТУЧЕГО КОМПОНЕНТА

На возможность двойной диффузионной конвекции в магматической камере, вызванной градиентами концентраций компонентов, указывали С. Чен и Дж. Тэрнер [20]. Эти представления можно конкретизировать с учетом сложного строения силикатных магматических расплавов, компоненты которых занимают различное положение в структуре расплава, а следовательно, отличаются по подвижности.

Наиболее "быстрыми" компонентами, т.е. обладающими наибольшими коэффициентами диффузии, являются окислы щелочных металлов ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) и вода. Для расплавов основного состава  $D_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-6} - 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/с. Подвижность остальных петрогенных компонентов на полтора-два порядка и более ниже, чем значение  $D_{\text{H}_2\text{O}}$  в тех же условиях [12]. Компоненты силикатного расплава разной подвижности отличаются также по влиянию на плотность расплава. Поэтому можно подобрать такую пару, которая отвечала бы требованию для компонентов  $d-d$  системы, например  $(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3) / \text{H}_2\text{O} (+\text{R}_2\text{O})$ . Окислы железа утяжеляют расплав и гораздо менее подвижны, чем вода и окислы щелочных металлов. Таким образом, учитывая существенно различную подвижность летучих и петрогенных компонентов, возможность концентрационного гидродинамического расслоения представляется вполне реальной.

Можно предложить следующую общую схему этого процесса. При кристаллизации в придонном слое расплава накапливаются различные легкоплавкие компоненты. Можно оценить размеры диффузионной зоны быстрой компоненты, например воды. При коэффициенте диффузии воды  $D_{\text{H}_2\text{O}} = 10^{-5}$  см<sup>2</sup>/с и скорости кристаллизации  $v_{\text{кр}} = 10^{-7} - 10^{-8}$  см/с мощность диффузионной зоны по  $\text{H}_2\text{O}$  составит несколько метров. При такой мощности диффузионной зоны может происходить нарушение конвективной устойчивости придонного слоя, причем из-за повышенного содержания в нем железа конвективная неустойчивость приведет к возникновению придонной конвективной ячейки. В результате кристаллизации этой ячейки может образоваться отдельный слой в расслоенном интрузиве.

Нами было выполнено экспериментальное моделирование  $d-d$  эффекта, обусловленного градиентами концентраций растворенных веществ. Цель этих экспериментов состояла в том, чтобы прежде всего продемонстрировать механизм процесса конвекции. Мы моделировали чисто гидродинамический аспект процесса без учета кристаллизации, поскольку, как показано во введении, в водных системах невозможно воспроизвести придонное расслоение за счет кристаллизации расплава (плотность водных растворов при кристаллизации, как правило, падает). Выше мы также упоминали, что при экспериментальном моделировании  $d-d$  эффекта в качестве "облегчающего компонента" можно использовать теплоту. Опыты, в которых легкий компонент, стабилизирующий  $d-d$  систему, поднимался бы снизу (как это предполагается в развиваемой нами модели образования  $d-d$  ячеек в магматической системе в связи с накоплением

Т а б л и ц а 1

Характеристика экспериментальной системы сахар–ацетон–вода

Вязкость раствора (в см <sup>2</sup> /с)	0,01
Коэффициент диффузии в растворе (в см <sup>2</sup> /с)	
ацетона	$1,4 \cdot 10^{-5}$
сахара	$0,5 \cdot 10^{-5}$
Соотношение подвижностей компонентов в растворе	2,8
Коэффициенты объемного расширения раствора (в 1/мас.%)	
ацетона	$+1,5 \cdot 10^{-3}$
сахара	$-4 \cdot 10^{-3}$
Отношение безразмерных величин разницы концентраций сахара и ацетона между нижней и промежуточной ячейками	2–3

Т а б л и ц а 2

Скорость движения верхней границы промежуточной ячейки в зависимости от исходного состава нижнего слоя

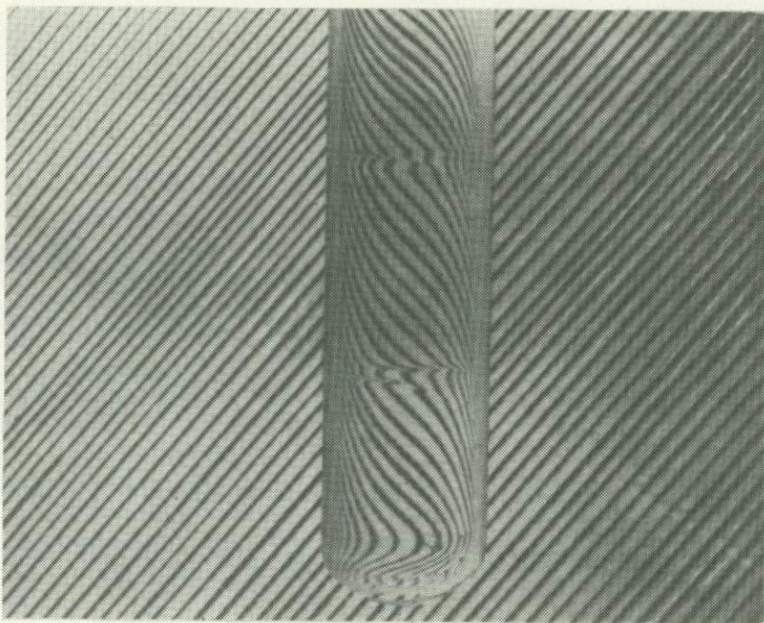
Состав нижнего слоя, мас.%			Скорость движения верхней границы, см/с
ацетон	сахар	вода	
24	38	38	$1,7 \cdot 10^{-5}$
25,5	35,6	38,9	$1,1 \cdot 10^{-5}$
28,3	35,9	35,9	$0,77 \cdot 10^{-5}$
32	34	34	$0,8 \cdot 10^{-5}$
35,6	32,3	32,3	$0,47 \cdot 10^{-5}$
35,5	32,3	32,3	$0,5 \cdot 10^{-5}$

летучего при кристаллизации снизу), ранее никем не проводились. Нам удалось подобрать подходящую модельную систему и осуществить гидродинамическое расслоение раствора за счет летучего компонента.

В системе ацетон–вода–сахар воспроизводится ситуация, когда обогащенный летучим и утяжеляющим компонентом придонный слой (раствор ацетона и сахара в воде) граничит с основным объемом (вода). В табл. 1 и 2 приведены свойства компонентов, характеристика систем и составы "рабочих" растворов, а также некоторые результаты экспериментов. Ацетон смешивается с водой в любых пропорциях; добавление сахара к смеси ацетон–вода может приводить к ликвации в системе, однако опыты проводили в области полной смешимости. Приготовленный водный раствор с заданной концентрацией ацетона и сахарозы марки ХЧ наливался на дно мерной пробирки ( $R = 17$  мм). Затем сверху в пробирку предельно медленно заливали чистую воду. В первый момент происходило сильное размывание границ, сопровождающееся бурной конвекцией, а после образования зоны размыва (около 5–8 мм) сливание происходило спокойно.

Через некоторое время (от 20 мин до 2 ч) формировались две четкие границы, отделяющие зону размыва и фиксирующие возникновение промежуточной конвективной ячейки. Эти границы очень резкие, на них скачкообразно меняется плотность раствора. В ходе опытов проводилось фотографирование структуры. На положенной сзади пробирки разлинованной бумаге границы запечатлены в виде изломов линий в местах резких градиентов концентрации компонентов и, значит, градиентов показателей преломления (рис. 2). Со временем эти границы перемещаются.

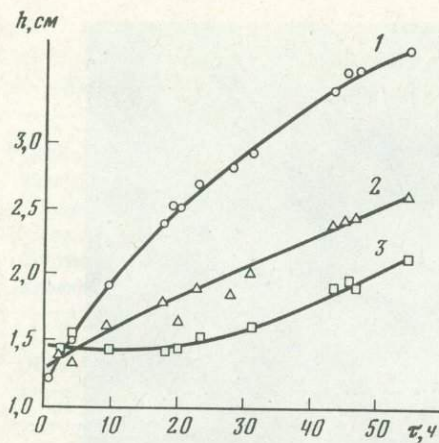
Подобная картина формирования ячеек наблюдалась при различных соотношениях исходных компонентов в придонном растворе. От содержания компонентов зависели



Р и с. 2. Вид пробирки с экспериментальной системой

характер и скорость перемещения границ ячейки со временем. Результаты при многократном повторении хорошо воспроизводились как в качественном, так и в количественном отношении (скорость перемещения границ воспроизводится с точностью до 2%). Отмечено различное поведение верхней и нижней границ ячейки. Верхняя граница перемещалась вверх с различной скоростью в зависимости от содержания ацетона в исходном растворе (а, значит, и от градиентов концентраций при смешении). Скорость продвижения верхней границы ячейки падала со временем пропорционально  $1/\sqrt{t}$ , т.е. аналогично продвижению верхней границы ячейки в термосолевой системе при нагреве раствора снизу [29]. Процесс перемещения вызван тем, что ячейка размывала верхний столб раствора; перемещение компонентов в верхнем слое происходит путем диффузии [15]. Снижение скорости перемещения верхней границы с ростом содержания ацетона в нижнем слое объясняется, по-видимому, тем, что при увеличении градиента концентрации ацетона происходит ускорение конвекции. Ранее отмечалось, что ускорение конвекции приводит прежде всего к ускорению обмена медленной компонентой (соли в случае трехсолевой конвекции, обсуждавшемся в [37]). Таким образом, ускорение конвекции вызывает более активный перенос сахара через границу, что приведет к стабилизации структур (см. табл. 2). Нижняя граница перемещается более медленно и дифференцированно в зависимости от состава. При большом содержании ацетона (38%) граница движется сначала вверх, затем вниз, при среднем (35%) она неподвижна, а при малом она достаточно быстро идет вниз. Разница перемещения верхней и нижней границ (толщина ячейки) приведена на рис. 3. Примечательно, что в ходе опыта появляется третья граница в нижней части пробирки и формируется новая ячейка, никак не связанная с первоначальным размывом.

Проведенные опыты свидетельствуют о том, что выполнение требований линейной теории обеспечивает образование  $d-d$  структуры. Ярко выраженные и устойчивые структуры получаются уже при  $\tau = 3$ . Анализ экспериментальных данных показал, что устойчивость структуры возрастает с увеличением движущей силы конвекции — градиента концентрации подвижного компонента (ацетона). Характеристическое время конвекции  $t$  можно оценить в 200–250 с, а характеристическое время развития структуры  $T = L/v$  составляет, согласно приведенным экспериментальным данным,  $10^5 - 10^6$  с. По-



Р и с. 3. Зависимость толщины промежуточной ячейки в модельной системе от времени при различных составах исходных растворов

1-3 — сахар : ацетон  $H_2O$  (в вес.%): 1 — 35,6 : 25,5 : 38,9; 2 — 34 : 32 : 34; 3 — 32,25 : 35,5 : 32,25

казатель  $T/t$ , дающий представление об эффективности конвекции в экспериментальной системе, равен  $(0,4-5) \cdot 10^3$ .

Проведем оценку возможности  $d-d$  конвекции в магматических расплавах, используя материалы изложенной выше модели и реальные значения свойств магмы и подвижности компонентов в ней [12, 14, 18].

Необходимым условием осуществления  $d-d$  эффекта является большое различие между подвижностями компонентов, что характерно для магматических расплавов. Соотношение между подвижностями облегчающего ( $H_2O$ ) и утяжеляющего ( $FeO$ ) компонентов  $\tau = D_{H_2O}/D_{FeO} = 30-50$ . На основании парциальных мольных объемов  $H_2O$  и  $FeO$  в расплаве, которые определены экспериментально [14, 18], можно оценить также значения  $\beta_{H_2O} = 2-1,5 \cdot 10^{-2}$  и  $\beta_{FeO} = 6 \cdot 10^{-3}$ . Для выполнения второго условия  $d-d$  эффекта,  $R_\rho < 1$ , необходимо, следовательно, чтобы  $\Delta C_{H_2O}/\Delta C_{FeO} \geq 0,3$ . Таким образом, например, при фракционном обогащении расплава базальта  $FeO$  на  $\sim 1,5\%$  должно происходить обогащение водой на  $\sim 0,45\%$ . Учитывая средние содержания в нем воды (2-4%) и  $FeO$  (6-10%), приведенные цифры представляются вполне реальными.

Далее определим характеристическое время конвекции  $t = 1/\omega$ . Примем характеристический размер области  $L$ , согласно наблюдениям ритмически расслоенных объектов, равным 1 м. Значения  $D_{H_2O}$  в зависимости от вязкости возьмем из работы [12]. Полученные значения  $1/\omega$  приведены в табл. 3. Тогда при скорости остывания  $v_{кр} = 30-1 \cdot 10^{-8}$  см/с [6] характеристическое время развития структуры  $T = L/v_{кр}$  составляет величину порядка  $10^9-10^{10}$  с, а показатель эффективности конвекции  $T/t$  магматических расплавов, обладающих малой вязкостью, оказывается соизмеримым с тем, который наблюдался в экспериментах с системой ацетон-сахар-вода. Таким образом, этот расчет показывает, что  $d-d$  эффект возможен в основных расплавах, тогда как в более вязких кислых расплавах этот процесс нереален. Действительно, ритмическая расслоенность в целом не характерна для гранитоидных массивов. Отдельные ее проявления, описанные в литературе [9, с. 460], приурочены к кровле и крайним фациям интрузивов, расслоенность имеет причудливый характер, ветвится. Можно предполагать, что ее формирование связано с перекристаллизацией в частично расплавленном состоянии.

Линейный анализ устойчивости позволяет ответить на вопрос, возможен ли процесс  $d-d$  конвекции, но как проявится гидродинамическое расслоение в продуктах кристаллизации, можно сказать только после оценки гидродинамической устойчивости ячеек. Полный анализ устойчивости требует рассмотрения процесса конвекции во всех его деталях, что не под силу даже современным большим ЭВМ. Приближенный анализ устойчивости обычно проводится с использованием экспериментально найденных

Характеристическое время конвекции в зависимости от вязкости расплава

Расплав	Базальт		Андезит		Гранит	
$\nu, \text{П}$	$10^2$	$3 \cdot 10^3$	$10^3$	$10^4$	$10^5$	$10^6$
$D_{\text{H}_2\text{O}}$	$5,6 \cdot 10^{-5}$	$5,6 \cdot 10^{-6}$	$2,29 \cdot 10^{-5}$	$2,9 \cdot 10^{-6}$	$1,8 \cdot 10^{-6}$	$5,6 \cdot 10^{-7}$
$1/\omega$	$1,4 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^5$	$6,3 \cdot 10^5$	$7 \cdot 10^4$	$2,5 \cdot 10^6$	$1,4 \cdot 10^7$

соотношений по массообмену через диффузионный пограничный слой между двумя ячейками [23]. Если же этот слой отделяет конвективную ячейку от неподвижной среды, в которой массообмен происходит путем чистой диффузии, ячейка будет неустойчивой и необходимо проследить за ее развитием. Поэтому, строго говоря, эти расчеты справедливы только в тех случаях, когда придонная ячейка является нижней в серии подобных ячеек или когда активный массообмен в основном объеме обеспечивается обычной тепловой конвекцией за счет охлаждения очага сверху и с боков. В последнем случае придонная конвективная ячейка будет функционировать в пограничном слое обычного теплового течения.

Пусть кристаллизация интрузива протекает со скоростью  $v_{\text{кр}}$ . Тогда на дне магматической камеры будет выделяться поток воды

$$q_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{II}} = v_{\text{кр}} (1 - K) C_{\text{H}_2\text{O}},$$

где  $C_{\text{H}_2\text{O}}$  — содержание воды в расплаве,  $K$  — доля захватываемого при кристаллизации флюида.

В то же время через верхнюю границу ячейки переносится

$$q_{\text{H}_2\text{O}}^{\text{I}} = \frac{D_{\text{H}_2\text{O}}}{\delta_{\text{H}_2\text{O}}} \Delta C_{\text{H}_2\text{O}},$$

где  $\Delta C_{\text{H}_2\text{O}}$  — обогащение придонного слоя водой относительно верхнего. Согласно [37], толщина пограничного слоя определяется выражением

$$\delta = \frac{\nu^{1/3} k_T^{1/3}}{0,085 (g \beta_1 \Delta C_1)^{1/3}} 2,67 \left( \frac{\beta_2 \Delta C_2}{\beta_1 \Delta C_1} \right)^\Phi,$$

где индексы 1 и 2 относятся соответственно к  $\text{H}_2\text{O}$  и  $\text{FeO}$ .

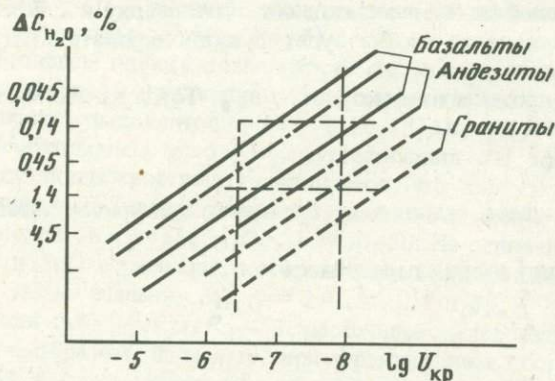
Чтобы рассчитать толщину пограничного слоя, отделяющего придонный слой и основной объем расплава, необходимо знать степень обогащения придонного слоя медленным компонентом и водой. Эти величины можно оценить, задавая некоторые начальные значения параметров процесса; если процесс придет к некоторому квазиравновесному состоянию, то он будет характеризоваться соответствующими значениями  $\Delta C_{\text{H}_2\text{O}}$ ,  $\Delta C_{\text{FeO}}$ . Необходимо, кроме того, определить значение коэффициента  $\Phi$ , который отражает степень влияния медленного компонента на конвекцию. При отношении коэффициентов диффузионной подвижности  $\tau = 3$   $\Phi = 12,6$ , а при  $\tau = 1000$   $\Phi = -1,79$ . Эти значения  $\Phi$  получены путем экспериментального исследования. Расчеты кристаллизации придонного слоя более горячей и плотной магмы, внедрившейся на дно очага [23, 24], основаны на эмпирическом значении  $\Phi = -1,79$ , хотя отношения подвижностей теплоты и компонентов магмы отличаются более чем в 100 раз. Изменения температуры в горячем придонном слое, определенные Дж. Тэрнером в ходе эксперимента по кристаллизации водной ( $\tau = 100$ ) искусственной двухслойной системы, в точности соответствуют расчету при  $\Phi = -1,79$ . Определение этой важной константы в широком диапазоне  $\tau$  — задача самостоятельного экспериментального исследования, которое, к сожалению, пока не проведено. Поэтому мы определили  $\Phi$  для  $\tau = 30$  путем линейной интерполяции между двумя известными значениями

при  $\tau = 3$  и  $\tau = 100$ . Эта процедура, конечно, является не очень строгой, но с ее помощью можно представить, насколько соизмеримы скорости двух медленных процессов: очень медленной кристаллизации в крупных интрузивах и очень медленной диффузии в вязких силикатных расплавах в условиях  $d-d$  системы. В то же время такой выбор  $\Phi$  делает излишним точный расчет, подобный проведенному в работах [23, 24]. Ограничимся анализом стационарных состояний системы, описывающей кристаллизацию в придонной ячейке:

$$d\Delta C_{H_2O}/dt = v_{кр} C_{H_2O} (1 - K_1) - \frac{\Delta C_{H_2O} D_{H_2O}}{\delta_{H_2O} (\Delta C_1, \Delta C_2)},$$

$$d\Delta C_{FeO}/dt = v_{кр} C_{FeO} (1 - K_2) - \frac{\Delta C_{FeO} D_{FeO}}{\delta_{FeO} (\Delta C_1, \Delta C_2)}.$$

Зададимся некоторыми реальными с петрологической точки зрения значениями параметров системы. Пусть, как и ранее,  $\Delta C_{H_2O} = 0,4\%$ ,  $\Delta C_{FeO} = 1,5\%$ ,  $D_{H_2O} = 6 \cdot 10^{-6}$  см<sup>2</sup>/с,  $\beta_{H_2O} = (2-1,5) \cdot 10^{-2}$ ,  $\nu = 1000$  см<sup>2</sup>/с.  $K_{H_2O}$  примем равным 0,2.



Р и с. 4. Зависимость накопления воды в придонном слое расплава в результате кристаллизации при исходном содержании 2 вес.% (тонким пунктиром выделена область реальных обогачений и реальных скоростей кристаллизации)

В этом случае  $\delta = 23$  см. Из уравнений обмена водой находим минимальную скорость кристаллизации, обеспечивающую существование  $d-d$  структуры активной компонентой:

$$v_{кр} = \frac{D}{\delta} \frac{\Delta C}{C(1-K)}.$$

Подставляя значения параметров, получаем  $v_{кр} = 5,7 \cdot 10^{-8}$  см/с. Данное значение попадает в интервал, характеризующий скорости застывания платформенных интрузивов:  $(1-30) \cdot 10^{-8}$  см/с.

Таким образом, при реально существующих скоростях кристаллизации возможен поток воды, обеспечивающий формирование гидродинамически расслоенных структур. Влияние вязкости для расплавов различного состава можно оценить через соответствующее изменение коэффициентов диффузии воды (табл. 3). Тогда с учетом толщины пограничного слоя можно вычислить зависимость содержания воды, необходимого для поддержания заданного обогащения  $\Delta C_{H_2O}$  при определенной скорости кристаллизации. Результаты этих расчетов приведены на рис. 4. На нем видно, что в диапазоне скоростей кристаллизации, характерном для крупных платформенных интрузивов, содержания воды в расплаве, которые обеспечивают необходимое обогащение пограничного слоя, реально достигаются только в основных и средних расплавах. Причем для маловязких основных расплавов достаточны скорости кристаллизации, отвечающие интрузивным телам меньших размеров, возможно, даже sillам. Перейдем далее к анализу петрологических данных по строению расслоенных интрузивов с позиции возможности в них процесса гидродинамического расслоения за счет летучего компонента.

Рассмотрим, насколько наша гипотеза о гидродинамическом расслоении кристаллизирующейся магмы под действием отделяющихся в ходе кристаллизации летучих соответствует петрологическим наблюдениям расслоенных интрузивов и какие противоречия с механизмами, предложенными другими авторами, устраняются при рассмотрении конвективных неравновесных структур, возникающих в ходе кристаллизации.

Пример расслоенного силла плагноклазовых перидотитов о-ва Скай (Шотландия). В этом небольшом теле очень наглядно представлены все признаки гидродинамического расслоения при кристаллизации.

Гарс-Бхейн силл, описанный П. Уидоном [39], выходит на поверхность на протяжении 100–250 м и имеет мощность ~80 м. В верхней части силла выше массивных пород залегает расслоенный участок, обнаженный на расстоянии 15–20 м, верхний контакт отсутствует. Состав силла в среднем близок к плагноклазовому перидотиту. Тренд кристаллизационной дифференциации обычен для этого типа пород (накопление в расплава железа и щелочей). Петрографические наблюдения подтверждают значительное обогащение магмы  $H_2O$  при кристаллизации расслоенной части. Об этом свидетельствуют крупные кристаллы плагноклаза<sup>1</sup> пегматоидного облика, встречающиеся в расслоенной части, а также интенсивное изменение породы только в пределах участков богатых *Pl*. Расслоенная часть силла состоит из примерно полуметровых полос породы, обогащенных внизу мафическими фазами, а вверх *Pl*.

Рассмотрим особенности структуры пород и состава минералов. Обогащенная *Ol* порода состоит из мелких идиоморфных кристаллов *Ol* и *Px* и пойкилитовых кристаллов *Pl*. Кристаллы *Ol* нередко имеют скелетный облик, все минералы часто ориентированы вдоль направления расслоенности. В средней части слоя гипидиоморфные кристаллы *Ol* и *Px* часто взаимно сростаются. Верхняя часть слоя состоит из идиоморфных кристаллов *Pl* с интерстициальными выделениями *Px*, рудных минералов и *Ol*. Важной особенностью самых верхних плагноклазовых участков является рост *Pl* и сростков *Pl* с *Ol* вниз от контакта с вышележащим слоем. Верхняя часть расслоенного участка, сложенная *Pl*, носит нерегулярный волнистый характер и имеет выступы, проникающие в верхний слой.

В составе минералов наблюдаются закономерные вариации. Магнезиальность *Ol* и основность *Pl* заметно снижаются от нижней части слоя к верхней и слегка уменьшаются вверх по расслоенной пачке в целом. Самый железистый *Ol* ( $Fe_{26}$ ) встречен в верхних частях разреза. По мнению П. Уидона, важную роль в формировании расслоенности играла вода: жидкость [расплав] непосредственно над слоем кумулуса, вероятно, была в некоторой степени обогащена летучими компонентами. Также вполне может быть, что этот слой более "влажной" магмы плохо смешивался с основным объемом [магмы] [39]. С этим выводом можно согласиться: действительно, расплав в придонной части был, по-видимому, обогащен летучими компонентами, а также железом. Изменение состава магматических минералов, приведенное по данным П. Уидона в табл. 4, указывает на существенную эволюцию расплава как при формировании отдельных слоев, так и при формировании всей расслоенности в целом. Большой интерес представляют также данные, свидетельствующие о том, что плагноклазовый прослой формировался, когда нижележащий горизонт магмы был в расплавленном состоянии. Об этом говорит рост *Pl* и сростков *Pl* и *Ol* вниз от верхней границы слоя. На достаточно быстрое обновление магмы, отвечающее конвективному инверсионному процессу, который следует из нашей гипотезы, указывает изменение морфологии кристаллов *Ol*. Внизу слоя наблюдаются скелетные кристаллы, образовавшиеся при относительно больших переохлаждениях, тогда как вверх по разрезу появляются кристаллы *Pl* пегматоидного облика и крупные призматические кристаллы *Ol*. Таким

<sup>1</sup> Приняты следующие обозначения минералов: *Pl* — плагноклаз, *Ol* — оливин, *Px* — пироксен, *An* — анортит, *Fa* — фаялит.

Состав минералов по разрезу расслоенной части Гарс-Бхейн силла (по П. Уидону [39])

Н	Слой	Состав <i>Pl</i>	Состав <i>O1</i>	Н	Слой	Состав <i>Pl</i>	Состав <i>O1</i>
42	I	$An_{6,9-3,5}$	$Fa_{1,6-2,6}$	15	I	$An_{7,7-4,5}$	—
30	I	$An_{7,9-3,0}$	$Fa_{2,3}$		II	$An_{7,8}$	$Fa_{1,4}$
	II	$An_{7,9-7,2}$	$Fa_{1,2,5}$	10	I	$An_{7,6-7,4}$	$Fa_{1,7}$
21	I	$An_{7,9}$	$Fa_{2,4}$		II	$An_{7,6}$	$Fa_{1,2}$
	II	$An_{7,8-7,3}$	$Fi_{,5}$	0	I	$An_{7,2}$	$Fa_{1,4}$
					II	$An_{7,9}$	$Fa_{1,2}$

Примечание. I — слой, богатый *Pl*; II — слой, богатый *O1*; *H* — расстояние от подошвы расслоенной пачки, м.

образом, в Гарс-Бхейн силле фиксируются все основные признаки гидродинамического расслоения при кристаллизации: от морфологии и состава породообразующих минералов до структуры слоев.

**Ловозерский расслоенный интрузив.** Если при кристаллизации основных расплавов повышение плотности остаточного расплава на определенном этапе происходит не всегда, то при агпаитовом порядке кристаллизации (с первоначальным выделением калиевых фаз) это необходимое условие для придонной *d-d* конвекции выполняется безусловно. Рассмотрим в качестве примера расслоенный комплекс Ловозерского интрузива. Дифференцированный комплекс отвечает II фазе сложного интрузива, имеет пластообразную форму и мощность свыше 1500 м. Он представляет собой ритмически слоистое тело, состоящее из закономерно чередующихся пластов нефелиновых сиенитов различного состава (уртита, фойяита и луаврита). На основании геологического строения в вертикальном разрезе этого тела выделены три зоны: верхняя, мощностью около 300 м, сложенная преимущественно трехчленными пачками пород (уртит—фойяит—луаврит); средняя, мощностью 650 м, очень слабо расслоенная толща луавритового состава и нижняя, сложенная двух- (фойяит—луаврит) и трехчленными (уртит—фойяит—луаврит) пачками пород. Слои нефелиновых сиенитов залегают согласно и почти горизонтально (угол падения к центру массива не более 10–15°). Замечательной особенностью комплекса является постоянный ритм чередования пластов пород снизу вверх: уртит—фойяит—луаврит. Кроме того, характерны резкие контакты только между уртитом и никележелезистым луавритом. Для нефелиновых сиенитов комплекса характерно наличие промежуточных по составу разновидностей пород (полевошпатовые уртиты, меланофойяиты и др.). Уртиты и фойяиты имеют равномернозернистую, реже пегматоидную структуру, а луавриты — трахитоидную структуру с расположением кристаллов полевого шпата согласно плоскости контакта. Многими исследователями признается [5, 26], что ведущим процессом образования трехчленных пачек является кристаллизационная дифференциация. Порядок кристаллизации минералов в трехчленных пачках отвечает агпаитовой последовательности. Распределение редкоземельных элементов также согласуется с механизмом кристаллизационной дифференциации. Наибольшие содержания редкоземельных элементов наблюдаются в верхних горизонтах уртитовых пачек. В прослоях эгириновых и амфиболовых луавритов редкоземельные элементы находятся в рассеянном состоянии. Исследователи массива [5] пришли к выводу о диффузионно-кинетическом происхождении расслоенности. Кристаллизация мощных прослоев уртитов, почти целиком сложенных нефелином, приводит к обогащению части расплава мафическими компонентами. Многометровая диффузионная зона кристаллизуется с образованием луавритов, и данный процесс повторяется снова.

Исследования, проведенные в последнее время [2], показали, что состав ряда мине-

ралов (широксена, апатита, лопарита и др.) закономерно изменяется по разрезу расслоенной части. Эти минералы обладают зональным строением; изменения состава их центральной части в пределах слоев мощностью 10–15 м эти авторы связывают с эволюцией ограниченного объема расплава [2], поскольку при кристаллизации из всего объема магмы состав ядер минералов изменялся бы в масштабе всего интрузива. В более развитом виде механизм формирования расслоенности при периодическом включении диффузионной зоны фронтом кристаллизации сформулирован В.Н. Шарповым [13]. В дальнейшем этот автор пришел к выводу о том, что при чисто диффузионном массообмене масштаб перемещения компонентов в магме очень мал и речь может идти только о конвективной диффузии [1].

Возвращаясь к Ловозерскому массиву щелочных пород, следует отметить, что все предпосылки к протеканию  $d-d$  конвекции при формировании интрузива налицо: расплав, безусловно, был обогащен летучими компонентами, при агпаитовом порядке кристаллизации первыми выделялись фельдшпатоиды, образуя прослой уртитов и фойяитов, а остаточные расплавы содержали повышенное количество мафических фаз. Важно отметить постепенность переходов между породами одного слоя: от уррита к фойяиту, меланофойяиту и далее к люавриту, тогда как между разными слоями контакт очень резкий. При большой мощности слоев трудно объяснить это перекристаллизацией в частично расплавленном состоянии. Такой характер контакта, очевидно, отражает резкое перемешивание расплава при достижении инверсии плотности между придонным слоем и основным объемом. Вероятно, остаточный расплав в столь мощных слоях мог полностью не смешиваться с основным объемом и образовывал слой обогащенного летучими компонентами расплава у кровли магматической камеры.

**Интрузив расслоенных сиенитов Клоккен (Южная Гренландия).** Интрузив находится в Гардарской щелочной магматической провинции (протерозойской комплекс) и характеризуется интенсивной скрытой расслоенностью и наличием серии расслоенных сиенитов. Ниже приведено краткое описание массива Клоккен (по [32]). Интрузия Клоккен сложена во внешней части габбро, а в центральной — сиенитами, образовавшимися из более сухой магмы. При первоначальной кристаллизации сформировались неламинарные массивные сиениты, по периферии которых расположена расслоенная серия. Эта серия состоит из слоев ламинарных сиенитов и массивных гранулярных сиенитов. В пределах слоев ламинарных (трахи-) сиенитов наблюдается противоположный по отношению к гравитационному порядок фаз: сверху возрастают содержания геденбергита, железистого оливина и магнетита. Гранулярные сиениты сложены главным образом щелочными полевыми шпатами. Плаггиоклазовые ядра, обычные для неламинарных сиенитов и габбро-сиенитов, в них отсутствуют. Амфибол содержится в гранулярных сиенитах лишь в нижних частях разреза, а  $Px$  и  $Ol$  образуют интерстициальные выделения. В некоторых случаях слои гранулярных сиенитов весьма выдержаны по простиранию, но иногда они выклиниваются с образованием отдельных ксенолитов. Около кровли в толще гранулярных сиенитов встречаются лишь прослой ламинарных сиенитов. Трахисиениты имеют сильную расслоенность, обусловленную чередованием полос с различным содержанием минералов. Трахитоидность проявляется благодаря уплощенным кристаллам ( $15 \times 2$  мм) щелочных полевых шпатов и наиболее интенсивна в верхней части слоя трахисиенитов. Для слоев характерно накопление мафических фаз вверх по разрезу. Содержание  $Px$  доходит до 90 об.%, что отражается в чрезвычайно высоком содержании железа в этих участках. О высоком содержании воды в верхних горизонтах трахисиенитов свидетельствует присутствие друзовидных кристаллов щелочных полевых шпатов и пустот, обрамленных полевыми шпатами. На конвекцию расплава в трахисиенитах, кроме ориентировки щелочных полевых шпатов, указывает широкое развитие кумулятивных структур в верхих слоев. Составы минералов твердых растворов близки к краевым членам (почти чистый фаялит, геденберит, щелочные полевые шпаты содержат первые проценты  $Al$ ). Поэтому вариации состава минералов внутри отдельного слоя и даже по всей расслоенной толще незначительны.

Представляет интерес соотношение между гранулярными и ламинарными сиенитами. Гранулярные слои обычно имеют резкие контакты и неправильной формы кровлю и подошву. Местами они пересекаются жилами ламинарного сиенита длиной до 2 м.

Дж. Парсонс [32] указывал, что механизм формирования интрузива Клоккен должен объяснять тот факт, что из расплава выделялись почти одни мафические фазы. Гранулярные сиениты, по его мнению, образуются путем обрушения кровли и осадения слоя через камеру на дно. В целом формирование интрузива, по Дж. Парсонсу, происходит следующим образом. Ритмическая кристаллизация обусловлена вторыми извержениями вулкана, который питался из рассматриваемой магматической камеры. За счет сброса давления летучих компонентов происходило резкое увеличение степени переохлаждения расплава. Дж. Парсонс допускает, что при достаточно большом переохлаждении достигался максимум скорости кристаллизации плагиоклаза, а при снижении степени переохлаждения — пироксена и оливина. Этим объясняется выделение сначала силикатных, а затем темноцветных фаз при кристаллизации. Однако данная схема весьма уязвима, поскольку при больших переохлаждениях, отвечающих максимальной скорости роста, кристаллизуются фазы явно неравновесного вида (скелетные, дендритные и т.п.). Кроме того, порядок выделения фаз по легкости зарождения наблюдается в действительности лишь в зальбандах даек андезито-базальтов [19] и связывать с этим эффектом структуру полнокристаллической породы вряд ли возможно.

В то же время все качественные требования, которые Дж. Парсонс предъявляет к возможным моделям формирования ритмической расслоенности в интрузии Клоккен, удовлетворяются в нашей модели. Действительно, смена фаз в слоях сиенитов объясняется равновесной кристаллизацией из порции расплава, слабо обменивающегося с основным объемом магмы, при постепенно повышающемся содержании летучих компонентов. Обогащение расплава летучими компонентами должно приводить к смещению котектики, т.е. к расширению полей кристаллизации мафических фаз. Сброс давления летучих компонентов (и, следовательно, снижение их содержания в расплаве) может происходить не только в результате эруптивной деятельности, но также при смещении придонного слоя с основным объемом. Этот механизм под названием "эффект основного объема" был предложен еще Р. Дэли (1933) [21]. Отмечаемое Дж. Парсонсом падение содержания летучих компонентов при переходе от слоя к слою может быть связано именно с этим эффектом.

Формирование слоев гранулярных сиенитов происходило в то время, когда придонный слой расплава находился в расплавленном состоянии; его формирование, возможно, шло на границе придонного более тяжелого слоя расплава (более плотного, чем плагиоклаз) и основного объема. Этим, вероятно, объясняется то, что слои гранулярных сиенитов имеют неровные границы, как верхнюю, так и нижнюю. Рост от нижней границы, возможно, отражается в том, что водосодержащая фаза (амфибол) появляется в гранулярных сиенитах в нижней части слоя. С особенностями процесса смешения, по-видимому, связаны различные варианты взаимоотношений гранулярных и ламинарных сиенитов. Отделение целого слоя от кровли и падение его через всю камеру на дно представляется маловероятным. Причем устойчивая ассоциация ламинарного и гранулярного прослоев, отмеченная Дж. Парсонсом, едва ли случайна, а в том случае, если бы гранулярный прослой действительно отделялся от кровли, должно было совпадать время отделения этого слоя и окончания кристаллизации ламинарного прослоя.

Таким образом, в рассмотренном нами примере сиенитового интрузива Клоккен, так же как и в Гарс-Бхейн силле, обнаруживаются признаки формирования слоев гранулярных сиенитов; состоящих преимущественно из щелочных фельдшпаттоидов, на границе двух слоев расплава. Характер минералогической зональности слоев гранулярных сиенитов (появление амфибола у нижнего контакта в качестве мафической интерстициальной фазы) говорит о том, что, по-видимому, нижний слой расплава был обогащен летучими компонентами.

Скергаардский расслоенный габброидный массив (Гренландия). Скергаардский массив является первым среди массивов основных расслоенных пород, при описании которого было высказано предположение о важной роли двойного диффузионного эффекта в возникновении ритмики. В то же время число петрографических фактов, которые могли бы подтвердить это предположение, в этом интрузиве невелико. Скергаардский массив является классическим объектом, в котором встречаются различные типы расслоенности. Некоторые из них имеют черты, указывающие на длительный процесс формирования ритмики уже в послекумулятивный период. Так, например, известны случаи перехода слоев из циклически расслоенных участков в блоки ксенолитов в средней зоне [16]. Циклическая расслоенность характеризуется чередованием светлых существенно плагиоклазовых и мафических обогащенных пироксеном слоев. Такое же чередование темных и светлых полос иногда наблюдается в ксенолитах базальтов вмещающих интрузивов. Циклическая расслоенность встречается в апикальных боковых участках иногда в ксенолитах и имеет малый масштаб (до 1 см). Эти типы расслоенности в силу малых размеров слоев, приуроченности к породам боковой расслоенной серии, а также других признаков явно не связаны с исследуемым эффектом. Однако в массиве имеется один тип расслоенности (так называемая прерывистая расслоенность), который А. Мак-Бирни связывал с гидродинамическим расслоением за счет выделяющейся теплоты кристаллизации. В участках, расслоенных по этому типу, чередуются слои недифференцированного габбро со слоями, обогащенными в основании пироксеном, а в кровле плагиоклазом (вверх по разрезу эта последовательность сменяется на обратную: внизу плагиоклаз, вверху пироксен). Этот тип расслоенности встречается только в горизонтальном залегании и характеризуется масштабом около 0,5 м. Все эти факты не противоречат гипотезе гидродинамического расслоения, однако более убедительных признаков замкнутой эволюции придонной области при формировании прерывистой расслоенности А. Мак-Бирни не приводит. Минералогическая характеристика дана лишь для небольшого (10 см) слоя, обогащенного внизу плагиоклазом. Важно, что составы минералов в слоях взаимосвязаны. В участках слоев, обогащенных *Mt*, оливин более магнезиален, а содержание кальция в пироксенах из троговых структур обратно пропорционально содержанию плагиоклаза в породе [16]. Такую взаимосвязь можно истолковать качественно либо как кристаллизацию из замкнутого объема, либо как субсолидусную перекристаллизацию [40]. Важным аргументом в пользу предположения А. Мак-Бирни служит возрастание плотности расплава при толеитовом тренде кристаллизации, характерном для Скергаардского интрузива. Возрастание плотности расплава — необходимое условие для гидродинамического придонного расслоения, оно справедливо и для других трендов кристаллизации, например агпайтового. Второе требование — дестабилизирующий температурный градиент, по мнению А. Мак-Бирни, удовлетворяется вследствие выделения теплоты кристаллизации. С этим едва ли можно согласиться. Существует снижение температуры в сторону частично закристаллизованной области и повышение в сторону расплава. Как мы уже указывали в предыдущем разделе, дестабилизирующим фактором может быть отторгаемый летучий. Но явные факты, указывающие на повышение содержания воды в пределах слоя, в литературе не приводятся. Исследования Д. Нортона и Г. Тэйлора [31] показали, что образование ритмической расслоенности в троговых структурах связано с реакцией с метеорной водой при повышенных температурах. Детальные тектонические исследования показали, что простирания троговых структур совпадают с радиальными разломами в раме, а сами структуры появляются в массиве на уровне контакта водоупорных гнейсов и покрывающих их трещиноватых базальтов. Скергаардский массив как самый крупный из рассмотренных, по-видимому, является также и самым высокотемпературным. Расслоенность в нем формировалась, вероятно, разными путями, в том числе рядом исследователей отмечаются признаки процесса перекристаллизации в частично расплавленном состоянии, что перекликается в выводами Н.А. Добрецова др. [4]. Гидродинамическое расслоение при формировании расслоенности в Скергаардском

массиве также может иметь место, однако это предположение нуждается в тщательной проверке.

В заключение следует сказать, что процесс  $d-d$  конвекции и возникновения ритмической расслоенности необходимо учитывать в общей схеме формирования интрузивов наряду с конвективно-седиментационной моделью М.Я. Френкеля и А.А. Ярошевского. Некоторые факты, на первый взгляд, не согласуются с предложенной моделью, например, часто воронкообразная форма расслоенных интрузий, которая, по мнению некоторых исследователей, отвечает форме магматической камеры. Однако подход с более строгих физических позиций показывает, что эту форму интрузив приобретает в процессе застывания при деформации рамы, а первичная форма воронкообразных интрузивов основных пород всегда близка к уплощенной линзе [33].

В нашем приближении рассматривается кристаллизация от нижнего контакта, хотя явно есть случаи преобладающего роста от верхнего контакта. Следует поэтому заметить, что требование роста от нижней границы не столь строгое. Кристаллы, оседающие от верхнего контакта, дорастают на дне, происходит некоторая эволюция межкристаллической жидкости, а следовательно, и расплава на контакте с кристаллическим осадком. Вместе с тем, вероятно, имеет место и настоящая донная направленная кристаллизация, когда верхний контакт защищен слоем легкоплавких дифференциатов от эффективного охлаждения. Во всяком случае все факты закономерной эволюции состава минералов, а также роста гигантских крескумулатов на дне магматических очагов, однозначно свидетельствуют о том, что поток твердой фазы от верхнего контакта может быть пренебрежимо мал. Приведенные геологические данные показали, что в ходе застывания некоторых интрузивов выполнялись условия протекания гидродинамического расслоения при кристаллизации. Плотность расплава возрастает при толеитовом и агпайтовом трендах кристаллизации. В рассмотренных примерах при полевых исследованиях интрузивов обнаружены петрографические признаки, свидетельствующие о накоплении летучих компонентов в придонном слое расплава. При выполнении условий возникновения  $d-d$  структуры в расплаве придонный слой мог обособляться и формировать слой интрузивной породы в расслоенной серии. Особенности строения расслоенной толщи в приведенных случаях увязываются с особенностями протекания  $d-d$  конвекции, при этом факты, которые прежде объяснялись различными причинами, хорошо объясняются на основе единого механизма.

Исследования конвекции под действием градиентов и потоков компонентов магмы, возникающих при кристаллизации, только начинаются. Проведенная работа позволяет сделать следующие выводы.

1. На основании линейного анализа устойчивости и интерполяции данных по массообмену в  $d-d$  системе установлено, что конвективное обособление придонного слоя при кристаллизации магмы в крупных интрузивах возможно при реальных скоростях застывания и при реальных содержаниях летучих компонентов в магме.

2. Экспериментально на примере системы ацетон—сахар—вода, близкой по своим гидродинамическим параметрам к природной магматической системе, воспроизведено гидродинамическое расслоение при обогащении нижних слоев жидкости тяжелым медленным (сахар) и быстрым облегчающим (ацетон) компонентами. Эти эксперименты моделируют процесс конвекции в придонном слое магмы, обогащенном медленным утяжеляющим (железом и др.) и быстрым облегчающим (вода) компонентами. Экспериментально воспроизведено стабилизирующее действие градиентов летучих компонентов на состояние конвективной ячейки.

3. Рассмотрение примеров расслоенных интрузий показало, что в природе в некоторых случаях выполняются условия, необходимые для  $d-d$  конвекции: при агпайтовом и толеитовом трендах кристаллизации плотность остаточного расплава растет, а при застывании водосодержащей магмы происходит обогащение пограничного слоя водой. Предложенный механизм формирования ритмики в интрузивах за счет воз-

никновения и развития придонных конвективных структур качественно объясняет все принципиальные черты структуры интрузивов и некоторые тонкие особенности их строения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. Апросимова Н.Г., Дробышевич В.И., Черепанов А.П., Шарпов В.Н. Динамика кристаллизационной дифференциации котектических магм. — Докл. АН СССР, 1982, 264, № 2, с. 429–431.
2. Векслер И.В., Хапаев В.В., Сенин В.Г., Когарко Л.Н. Особенности химического состава пироксена, лопарита, апатита в ритмически расслоенных породах Ловозерского массива. — В кн.: Тез. докл. 10 семинара "Геохимия магматических пород". М., 1984, с. 30.
3. Власов К.А., Кузьменко М.В., Еськов Е.М. Ловозерский щелочной массив. М., 1959. 623 с.
4. Добрецов Н.А., Конников Э.Г., Цой А.А. Новая модель формирования ритмически расслоенных базитовых плутонов. — Геология и геофизики, 1984, № 2, с. 3–11.
5. Когарко Л.Н., Волков В.П. Физико-химическая эволюция щелочной магмы дифференцированного комплекса Ловозерского массива в связи с его ритмической расслоенностью. — В кн.: Химия земной коры. М.: Изд-во АН СССР, 1963, т. I, с. 140–152.
6. Кутыев Ф.Ш., Шарпов В.Н. Петрогенезис под вулканами. М., 1979. 197 с.
7. Осипов М.А. Термоусадка при формировании расслоенных плутонов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 9, с. 16–29.
8. Персигов Э.С., Эпельбаум М.Б. Механизм дифференциации магматических расплавов под давлением водорода. — Геохимия, 1985, № 6, с. 739–746.
9. Уэйджер Л., Браун Г. Расслоенные изверженные породы. М.: Мир, 1970. 552 с.
10. Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Кристаллизационная дифференциация интрузивного магматического расплава. — Геохимия, 1978, № 5, с. 643–668.
11. Чашечкин Ю.Д. Влияние термоконцентрационной конвекции на структуру распределения примеси при росте кристаллов. — 6-я Междунар. конф. по росту кристаллов: Расшир. тез. докл. М., 1980, т. II, с. 237–239.
12. Чехмир А.С., Эпельбаум М.Б. Экспериментальное изучение диффузионной подвижности компонентов в кислых расплавах при различных  $P$ - $T$ - $X_{H_2O}$  параметрах. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1982, вып. 10, с. 204–215.
13. Шарпов В.Н., Исаенко Л.И. Физические условия проявления разделения компонентов и типы их кривых разделения при направленной кристаллизации магмы в камере. — Геология и геофизика, 1976, № 10, с. 89–103.
14. Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 254 с.
15. Bergman T.L., Incropera F.P., Viskanta R. A multilayer develop in  $d$ - $d$  system heated from below. — Intern. J. Heat and Mass Transfer, 1982, 25, p. 9.
16. McBirney A.R., Noyes R.M. Crystallization and layering of the Skaergaard intrusion. — J. Petrol., 1979, 20, p. 487–454.
17. McBirney A.R. Mixing and unmixing of magmas. — J. Volcanol and Geotherm. Res., 1980, N 7, p. 357–371.
18. Bottinga Y., Weil D.F. Densities of liquid silicate systems calculated from partial molar volumes of oxide components. — Amer. J. Sci., 1979, 269, p. 168–182.
19. Carrigan G.M. Colling rate studies of rocks from two basic dykes. — Miner. Mag., 1982, 46, p. 387–394.
20. Chen C.F., Turner J.S. Crystallization of double-diffusive system. — J. Geophys. Res., 1980, 85, p. 2573–2593.
21. Daly R.A. Igneous rocks and the depth of the Earth. N.Y., 1933. 598 p.
22. Franck F.C. The future of crystal growth. — J. Cryst. Growth, 1972, 13/14, N 10, p. 3–9.
23. Huppert H.E. On the stability of a series of double-diffusive layers. — J. Deep-Sea Res., 1971, 18, p. 1005–1021.
24. Huppert H.E., Sparks R.S.J. The fluid dynamics of a basaltic magma chamber replenished by influx of hot, dense ultrabasic magma. — Contribs Miner. and Petrol., 1980, 75, p. 279–289.
25. Huppert H.E., Turner J.S. A laboratory model of a replenished magma chamber. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1981, 54, p. 144–152.
26. Jokensen H. Rhythmic igneous layering in peralkaline intrusions. — Lithos, 1969, N 2, p. 261–283.
27. Kerr R.C., Turner J.S. Layered convection and crystal layers in multicomponent systems. — Nature, 1982, 298, N 5876, p. 731–732.
28. Kruger F.J., Marsh J.S. Significance of  $Sr^{87}/Sr^{86}$  ratios in the Merensky cyclic unit of the Bushveld complex. — Nature, 1982, 298, N 5869, p. 53–55.
29. Lewis W.T., Incropera F.P., Viskanta R. Interferometric study of stable salinity gradients heated from below or cooled from above. — J. Fluid Mech., 1982, 116, p. 411–430.
30. Nield D.A. The thermohaline Rayleigh-Jeffreys problem. — J. Fluid Mech., 1967, 29, p. 545–558.
31. Norton D., Taylor H.P. Quantitative simulation of the thermal history of igneous intrusion on the basis of oxygen isotope data and transport theory. — J. Petrol., 1979, 20, p. 421–486.

32. *Parsons J.* The Klokken gabbro-syenite complex, South Greenland: Cryptic variation and origin of inversely graded layering. — *J. Petrol.*, 1979, 20, N 4, p. 653–694.
33. *Petrasko A.K.* Mechanics of emplacement of basic intrusions. — *Tectonophysics*, 1978, 46, p. 41–63.
34. *Rice A.* Convective fractionation: A mechanism to provide cryptic zoning laering, crescumulates, banded tuffs and explosive volcanism in igneous processes. — *J. Geophys. Res.*, 1981, 86, N B1, p. 405–417.
35. *Shirtcliffe T.G.* An experimental investigation of thermosohutal convection at marginal stability. — *J. Fluid Mech.*, 1969, 35, p. 677–688.
36. *Shirtcliffe T.G.* Transport and profile measurements of the diffusive interface in *d-d* system with similar diffusivities. — *J. Fluid Mech.*, 1973, 57, N 1, p. 27–43.
37. *Turner J.S.* The coupled turbulent transport of salt and heat across a sharp density interface. — *Intern. J. Heat and Mass Transfer*, 1965, 8, p. 759–767.
38. *Turner J.S., Gustafson L.B.* The flow of hot saline solutions from vents in the sea floor — some implications for exhalative massive sulfide and other ore deposits. — *Econ. Geol.*, 1980, 73, p. 1082–1100.
39. *Weedon P.S.* The Gars-Bhein sill, Isle of Skye. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1960, 116, p. 37–54.
40. *Yin Y.N.* Two different pyroxene crystallization trends in the trough bands of the Skaergaard intrusion. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1975, 49, p. 285–300.

УДК 550.89+552.332.4

А.Г. СИМАКИН, М.Б. ЭПЕЛЬБАУМ

### ВЛИЯНИЕ ДИНАМИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ДАЕК ИНТРУЗИВНЫХ ПОРОД

Дайки интрузивных пород имеют разнообразное строение [1]. Различают пологозалегающие дайки с несимметричным строением и вертикальные с симметричным. Симметричные дайки бывают простого и сложного строения. В простых дайках постепенно снижается к центру доля стекла и возрастает размер кристаллов. Самые простые из сложных даек — трехслойные. В них выделяются призальбандовые зоны, которые отличаются размером и количеством миндалин, а также размером и количеством раннемагматических вкрапленников; иногда встречаются дайки с призальбандовыми слоями, резко отличающимися по составу от основной части дайки (например, с базальтовой оторочкой и гранодиоритовым ядром). В зонах растяжения встречаются многократно-вложенные дайки. К особому классу относятся ритмически расслоенные дайки, механизм формирования которых до сих пор не выяснен.

На формирование структуры даек основного состава влияют динамические факторы, общие для всех систем: диффузия, конвекция и отсадка кристаллов в пологозалегающих дайках. Вместе с тем на кристаллизацию в дайках влияет такой фактор, как течение расплава в процессе ее заполнения и излияния магмы. Широко известно влияние течения на распределение вкрапленников в сечении дайки. Этим эффектом гидродинамической сортировки объясняется скопление интрателлурических вкрапленников в центре магматических тел. Примеры такого рода объектов можно найти в работах Б.А. Малькова по дайкам щелочных базальтоидов Севера Европейской части СССР (например, в [4]). Механизм гидродинамической сортировки изучен экспериментально на модельных жидкостях и теоретически. Хуже исследован вопрос о влиянии течения на процесс кристаллизации расплава в дайках *in situ*.

Остановимся вначале на работах по теории кристаллизации в дайках. Намечаются два подхода к описанию процесса излияния магмы по трещинам на поверхность, содержащие также информацию о структуре формирующихся в процессе течения даек. Во-первых, в ряде работ при рассмотрении кристаллизации пренебрегается толщиной двухфазной пограничной зоны в зальбандах кристаллизующихся даек [7, 13]. Во-вторых, в некоторых работах все горизонтальное сечение дайки принимается изотермичным, а ширина двухфазной области — равной всей ширине дайки; при этом не учитывается продвижение фронта кристаллизации в глубь дайки. Эти приближения обуслов-

лены главным образом отсутствием данных по кинетике кристаллизации, а также вычислительными трудностями, которые возникают при более полном описании. Однако и при рассмотрении в таком приближении могут быть выявлены основные качественные особенности и диапазоны параметров перехода к различным режимам.

П. Делане [7] исследовал процесс кристаллизации магмы при ее течении в плоской щели бесконечной протяженности в горизонтальном направлении. Он пренебрегал эффектом вязкого разогрева расплава в процессе течения и принимал во внимание лишь конвективный вклад течения в тепловой баланс. Влияние кристаллизации рассматривалось им через изменение вязкости при определенной температуре от значения 100 П до бесконечности без учета теплоты кристаллизации. В результате расчета П. Делане получил значение безразмерного параметра течения, которое ограничивает область, где течение приостанавливается образующейся коркой продуктов кристаллизации. При значениях параметра, превышающих критическую величину, формируются призальбандовые слои породы, и течение продолжается вплоть до остановки по другим причинам (например, за счет понижения избыточного давления в очаге). На основании приближения только объемной кристаллизации, когда продукты кристаллизации полностью выносятся на поверхность, если только течение не остановилось полностью, невозможно описать влияние течения на формирование призальбандовых участков дайки. Это приближение определяет условие закупорки канала кристаллической пробки сразу по всему сечению и тем самым дает нижнюю границу по параметрам течения, при которых возможно квазистационарное течение расплава. В действительности, при промежуточных значениях параметров происходит формирование стационарной корки, и в этом смысле результаты, полученные с учетом объемного приближения, представляют определенный интерес. Наиболее полно этот подход реализован в работе [5]. В этой модели использованы реологическое уравнение для расплава во всем диапазоне температур, уравнение падения давления в сечении дайки при ламинарном течении и уравнение теплового баланса. В результате расчета установлено, что зависимость избыточного давления в очаге, необходимого для поддержания течения с данной скоростью, носит немонотонный экстремальный характер. Экстремальная точка определяет минимальное давление и минимальную скорость течения магмы, обеспечивающие выход магмы на поверхность. С течением времени значения этих экстремальных параметров уменьшаются, однако явным недостатком данной модели является очень большое (нереальное) значение параметров в начальный момент времени.

Сопоставить результаты упомянутых работ не представляется возможным. Во-первых, в работе [5] не утверждается, что экстремальные точки, определяющие условия остановки течения, должны отсутствовать в области параметров, которая не охвачена численным расчетом. Во-вторых, найденные ими результаты относятся к определенному расплаву, текущему в породах с определенной температурой. Результаты, полученные П. Делане, также носят частный характер. Остановка кристаллизации представляет собой крайний случай влияния течения на застывание дайки. Изменение скорости остывания расплава под действием течения происходит в области параметров, близких к переходным ко квазистационарному режиму. Расчет скорости остывания в дайке при течении расплава до сих пор никем не проводился, хотя ее можно определить по данным П. Делане, рассчитавшего полное температурное поле в дайке и вмещающих породах. Для сопоставления с результатами расчетов скорости остывания текущего расплава получим оценку скорости остывания неподвижного расплава. При внедрении дайки происходит разогрев вмещающих пород. Плоская геометрия и кондуктометрический теплообмен определяют скорость охлаждения и скорость продвижения фронта кристаллизации по мере отвода тепла из внедрившегося расплава во вмещающие породы. Самое простое приближение, при котором кристаллизация происходит на поверхности (но не в объеме дайки), позволяет нам легко найти закон продвижения фронта

кристаллизации<sup>1</sup>:

$$\Delta H \frac{dR}{dt} = ck_T^s \frac{\partial T}{\partial x} = \frac{c\sqrt{k_T^s}(T_0 - T_n)}{\sqrt{\pi}\sqrt{t}}$$

Это выражение непосредственно применимо к расплавам, близким к мономинеральным и эвтектидным, внедряющимся при ликвидусной температуре. Интересно, что пропорциональность скорости остывания обратному корню из времени сохраняется при охлаждении интрузива метеорными водами в породах средней пористости (в трещиноватых базальтах). Для определения скорости остывания расплава нужно также задать температурный градиент на границе кристаллизации. Оценка скорости остывания проведена Р. Киркпатриком [11] с учетом двухфазной области (расплав-кристалл). Этот автор рассчитал ход кристаллизации мономинерального расплава в дайке на основании некоторых заданных кривых роста и зарождения гипотетических кристаллов (по свойствам, близким к пироксенам) и роста кристаллов в сферическом приближении. Полученные им оценки скорости продвижения фронта кристаллизации очень близки к простым кондуктометрическим [11].

Как показывают различные расчеты, простые кондуктометрические оценки довольно точны и могут использоваться как первое приближение. Сравнение расчетов на ЭВМ [7] с такой оценкой свидетельствует о близости результатов, если предположить, что ширина двухфазной зоны при формировании зальбандов даек существенно не меняется. Уменьшение скорости остывания на некотором расстоянии от контакта связано с влиянием течения. В сечениях, расположенных ближе к очагу, это уменьшение наступает раньше, вплоть до остановки кристаллизации и образования призальбандовых слоев. Одним из главных недостатков П.Делане является то, что он не рассматривает эффект вязкого тепловыделения, хотя при больших скоростях течения им пренебрегать нельзя. Как показано во многих работах, эффект вязкого тепловыделения начинает сказываться при вполне реальных скоростях течения, поэтому есть необходимость исследовать его влияние, а также связанные с ним изменения скорости остывания, на процесс формирования призальбандовых слоев.

Для того чтобы рассмотренные теоретические вопросы можно было привлечь для интерпретации строения природных тел, необходимо экспериментальное изучение кристаллизации силикатных расплавов. Интенсивные исследования в этой области начались в США в связи с изучением образцов лунных пород. В качестве параметра, по которому можно оценивать условия остывания, было предложено использовать максимальную полуширину удлинненных кристаллов. Скорость охлаждения влияет и на другие свойства продуктов кристаллизации: морфологию, состав минералов и структуру породы, однако установлено, что они более чувствительны к слабым колебаниям состава и различиям в условиях проведения опытов. Экспериментальная градуировка "спидометров" заключалась в кристаллизации расплавов природных пород и последующем определении морфологии состава и размеров полученных кристаллов. Обычно зависимость полуширины лейст магматических минералов от скорости охлаждения (в град/ч) в логарифмических координатах имела вид прямых линий с пологим наклоном. Опыты проводились, как правило, в сухих условиях. В последнее время найдено, что большое влияние на структуру продуктов кристаллизации оказывает степень гомогенности расплава в момент внедрения [12]. Микрогетерогенности рас-

<sup>1</sup> Приняты следующие условные обозначения. Теплофизические расчеты:  $l_0$  — длина дайки;  $z$  — текущая вертикальная координата;  $\eta$  — вязкость расплава;  $\nu$  — кинематическая вязкость;  $\rho$  — плотность расплава;  $R$  — поперечный размер (радиус, полуширина);  $r$  — текущая поперечная координата;  $v$  — скорость течения ( $v_0$  — начальная,  $\bar{v}$  — средняя,  $v_{\max}$  — максимальная);  $k_T$  — коэффициент температуропроводности ( $k_T^f$  — расплава,  $k_T^s$  — породы);  $\Delta H$  — теплота плавления;  $P_2$  — число Прандтля;  $c$  — теплоемкость;  $\Delta P$  — избыточное давление в очаге магмы;  $b$  — переводной коэффициент. Расчет кристаллизации расплава:  $\Delta T$  — переохлаждение;  $K$  — скорость охлаждения;  $W$  — ширина кристалла;  $t$  — время задержки;  $I$  — скорость нуклеации;  $V$  — объем образца.

плава, как предполагается, облегчают зарождение кристаллов магматических минералов. Для оливинов такое исследование провел К. Дональдсон [8]. Влияние летучих компонентов на кристаллизацию изучалось П. Феном [9], Г. Лофгреном [12], К. Дональдсоном [8] и др. Всеми исследователями отмечается, что присутствие летучих компонентов способствует зарождению минералов. На графиках зависимостей скорости нуклеации и скорости роста от переохлаждения максимум скорости зарождения уширяется и смещается в сторону меньших переохлаждений. Экспериментально влияние содержания летучих компонентов на инкубационный период и на характер спидометрических зависимостей не изучалось, поэтому целесообразно критически рассмотреть, чем обусловлен вид этой зависимости и каким образом можно оценить действие на нее различных факторов.

Экспериментальные методы для определения скорости остывания в земных объектах начали применяться сравнительно недавно. В качестве примеров таких исследований приведем работы П. Шиффмана и Г. Лофгрена [14] и Г. Корригана [6]. В первой работе изучался процесс остывания подушечных лав. В радиальном разрезе каждого шара этих лав имеется полный морфологический ряд пироксенов: от стекла и тончайших дендритов в кайме до призматических кристаллов в центре. На основании опытов по кристаллизации чистого предельно гомогенного расплава, а также расплава, содержащего недоплавы кристаллических фаз, была определена спидометрическая зависимость. Кроме того, скорость охлаждения в шарах рассчитывалась по методу Каслроу—Егера. Сделан вывод, что рассчитанные скорости охлаждения близки к определенным по полевым и экспериментальным данным. Следует, однако, заметить, что точно воспроизвести состояние расплава П. Шиффману и Г. Лофгрено не удалось: скорость охлаждения, при которой происходит стеклование, определена ими в  $2400^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ , в то время как в природных шарах при скорости охлаждения около  $6000^{\circ}\text{C}/\text{ч}$  вырастают кристаллы пироксена. Есть отличия и в абсолютных значениях скоростей остывания, найденных по расчету и в эксперименте.

Г. Корриган [6] изучал рост плаггиоклаза из расплава двух природных диабазовых даек шириной несколько метров. Выяснилось, что гомогенный сухой расплав, с которым проводились опыты, чрезвычайно плохо кристаллизуется: лейсты плаггиоклаза размером около 40 мкм получены при скоростях охлаждения около  $2^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ , а размером 6 мкм — при  $5\text{--}6^{\circ}\text{C}/\text{ч}$ . Г. Корриган не смог получить лейст размером 70–80 мкм, которые образуются в контакте даек шириной 3 м. Сделан вывод о том, что скорости остывания, найденные по полевым и экспериментальным данным, не соответствуют рассчитанным по методу Каслроу—Егера. Недостатком работы Г. Корригана является отсутствие данных по кристаллизации негомогенных расплавов. Таким образом, в рассмотренных работах не показано, как можно учесть возможное влияние летучих компонентов и неоднородностей расплава.

В результате проведенного обзора можно сделать следующие выводы.

1. Течение расплава влияет на кристаллизацию и вызывает прекращение кристаллизации при определенном соотношении потоков тепла, обусловленных течением магмы и теплопотерями во вмещающие породы.

2. До настоящего времени вопросы, связанные с течением расплава в дайках, обсуждались с позиции вулканологии, а строение дайковых тел, формирующихся в ходе заполнения и течения расплава, не рассматривалось.

3. Экспериментальные методы исследования скорости остывания расплавов в природных магматических телах, в частности в дайках, не получили должного развития вследствие неудачных попыток найти абсолютные скорости остывания без учета микронеоднородности расплава и содержания в нем летучих компонентов.

В настоящей работе изложены результаты исследования влияния течения расплава на кристаллизацию и формирование структуры даек магматических пород, которые заключаются в следующем.

1. С помощью различных моделей оценены области параметров формирования даек, при которых наблюдается приостановка кристаллизации по всей длине даек.

2. Рассмотрен процесс зарождения минералов из магматического расплава и описан вид широко используемых спидометрических зависимостей. Установлен также характер зависимости максимальной ширины лейст магматических минералов от расстояния до контакта дайки при кондуктометрическом остывании расплава в том случае, если отсутствует течение.

3. В качестве примера в свете изложенных теоретических подходов и результатов экспериментального исследования рассмотрено строение дайки мончикитов из каледонского комплекса ультраосновных щелочных карбонатитовых пород Турьего мыса (Кольский полуостров).

Обратимся к задаче отыскания области параметров, в которой влияние течения на кристаллизацию сказывается в наиболее явном виде, т.е. приводит к приостановке кристаллизации по всей длине дайки. В приближении поверхностной кристаллизации, как упоминалось выше, этот вопрос исследован П. Делане [7]. Результаты исследования кристаллизации текущих по трубам жидкостей [13] позволяют в аналитической форме распространить данные П. Делане на различные температуры вмещающих пород. Численные значения найденных в этих работах критических параметров близки, несмотря на различия в геометрии текущего расплава. Полного совпадения, однако, трудно ожидать, поскольку при течении расплава по трубам этот процесс при фиксированном избыточном давлении достигает стационарного состояния, тогда как течение по щели сопровождается нестационарным прогревом вмещающих пород, и в этом случае может установиться лишь квазистационарный режим. Система по [13] задается с помощью двух параметров:

$$B = \frac{k_T^s(T_c - T_w)}{k_T^f(T_0 - T_c)}, \quad \alpha = \frac{l_0 k_T^f}{2R_0^2 V_0},$$

где  $T_w$  — температура внешней стенки трубы. В результате расчетов на ЭВМ было найдено, что  $B_{кр} = 10^{-3/4} \alpha_{кр}^{-7/20}$  [13]. Приведем эти результаты к другому виду: определим минимальное значение избыточного давления в очаге магмы, которое обеспечивает переход процесса в квазистационарное состояние с формированием равновесного профиля призальбандового слоя породы по всей длине дайки. С помощью несложных преобразований получим

$$\Delta P_{min} = \frac{800 \cdot l_0^2 k_T^f \eta}{R^4} \frac{(T_0 - T_n)^{20/7}}{(T_c - T_n)^{20/7}}$$

Параметр избыточного давления удобен не только потому, что позволяет сопоставлять различные модели, но также и тем, что он принимает вполне определенные значения, ограниченные устойчивостью пород к растрескиванию. Известно, что избыточное давление не может превышать 0,5–1,0 кбар.

Рассмотрим далее аналитическое приближение модели В.В. Титова и С.А. Федотова по объемной кристаллизации текущего расплава [5]. Поскольку минимальные значения скорости течения малы, эффектом вязкого тепловыделения можно пренебречь. В этом случае при отсутствии градиента температуры во вмещающих породах температура расплава по вертикали изменяется по закону

$$T = T_0 - \frac{2 \cdot k_T^s (T_0 - T_n)}{R \sqrt{\pi k_T^s t}} \frac{z}{v}$$

Тогда избыточное давление, которое обеспечивает движение расплава со скоростью  $v$ , может быть выражено как

$$\Delta P = \int_0^l \frac{-12\eta(T(z))}{R^2} dz.$$

Остановимся на модели вязкости во всем температурном диапазоне кристаллизации,

которая отражает возрастание вязкости до бесконечности ниже температуры полной кристаллизации. При температуре, с которой расплав начинает изливаться, вязкость равна

$$\eta(T) = \eta_0 \frac{(T_0 - T_c)^2}{(T - T_c)^2}.$$

Нетрудно показать, что полное избыточное давление равно

$$\Delta P = \frac{12 \cdot \eta_0 l_0}{R^2} \frac{v}{1 - \alpha/v},$$

где

$$\alpha = \frac{2 \cdot k_T^s l_0 (T_0 - T_n)}{\sqrt{\pi k_T^s t} R (T_0 - T_c)},$$

откуда можно найти минимальное значение избыточного давления в зависимости от параметров динамического состояния

$$\Delta P_{\min} = \frac{64 \cdot l_0^2 k_T^s \eta_0 (T_0 - T_n)}{R_0^4 (\sqrt{\pi k_T^s t} / R_0) (T_0 - T_c)}.$$

Из этого выражения видно, что минимальное избыточное давление пропорционально  $l_0$ ,  $R_0^{-3}$  и  $t^{-1/2}$ . Численные значения минимального давления, найденные по этой формуле, отличаются от данных [5] примерно на порядок. Это связано с тем, что в работе В.В. Титова и С.А. Федотова задается градиент температуры во вмещающих породах, а вязкость изменяется от  $\eta_0$  до  $\infty$  по несколько другому закону. Учитывая, что в приближении объемной кристаллизации содержится ряд допущений, которые не позволяют рассчитать точные значения  $\Delta P_{\min}$ , воспользуемся в дальнейшем этим приближением для сопоставления его с другими моделями.

Рассмотрим оценки критических параметров с помощью одномерной модели, учитывающей вязкую диссипацию при течении расплава по щели в приближении поверхностной кристаллизации. Примем, как и раньше, течение расплава ламинарным, а температуру расплава на стенках дайки равной температуре кристаллизации. В этом случае температура расплава в сечении щели будет изменяться по закону

$$T = T_c + \frac{(R(t)^4 - r^4) \nu b V_{\max}^2}{3cR(t)^4 k_T^f}.$$

Продвижение фронта кристаллизации обусловлено разницей между тепловым потоком в сторону вмещающих пород и поступлением тепла из расплава при охлаждении его до температуры кристаллизации

$$\Delta H \frac{dR}{dt} = ck_T^s \left. \frac{\partial T_s}{\partial r} \right|_{r=R+0} - ck_T^f \left. \frac{\partial T_f}{\partial r} \right|_{r=R-0}.$$

Вводя масштабы времени  $R_0^2/k_T^s$  и расстояния  $R_0$ , это выражение можно привести к виду

$$\frac{d\bar{R}}{d\tau} = -\frac{\alpha}{\sqrt{\tau}} + \beta \bar{R}^3,$$

где

$$\alpha = \frac{c(T_c - T_n)}{\Delta H \sqrt{\pi}}, \quad \beta = \frac{4}{3} Pr \frac{bV_{\max}^2}{\Delta H}.$$

С помощью численного расчета мы получили следующее выражение, связывающее в

критическом состоянии безразмерные параметры течения ( $\beta$ ) и застывания ( $\alpha$ )

$$\beta \approx 7\alpha^2.$$

Следовательно, избыточное давление, необходимое для прекращения кристаллизации и начала подплавления зальбандов дайки, равно

$$\Delta P_{\min} = \frac{17 \cdot \alpha l_0 \eta}{R_0^2} \sqrt{\frac{\Delta H}{bPr}}.$$

Таким образом, теперь мы имеем возможность сравнить критические параметры течения кристаллизующегося в дайке расплава, найденные по моделям В.В. Титова и С.А. Федотова, П. Делане и нашей. Наиболее низкое минимальное избыточное давление, необходимое для поддержания течения, получено в модели В.В. Титова и С.А. Федотова. Это связано с тем, что согласно этой модели все продукты кристаллизации выносятся текущей магмой на протяжении всего процесса течения, а на начальном этапе течения на выходе дайки формируется тонкая корка продуктов кристаллизации (не на стенках, а в поперечном сечении), для преодоления которой необходимо бесконечное избыточное давление. При параметрах течения, близких к критическим, скорость остывания расплава на стенках дайки сильно отличается от кондуктометрической оценки. Это должно отражаться на строении дайковых пород в призальбандовой зоне. Для того чтобы подойти к вопросу о строении даек с количественной стороны, необходимо рассмотреть закономерности кристаллизации силикатных расплавов.

Как уже отмечалось выше, вначале наибольшее внимание уделялось экспериментальному изучению влияния скорости охлаждения на структуры продуктов кристаллизации, так как предполагалось, что измерив некоторые характерные размеры кристаллов магматических минералов, можно найти абсолютную скорость остывания расплава. В дальнейшем, однако, было найдено, что существенное влияние на структуру магматической породы оказывает также степень микрогетерогенности расплава [8, 12]. Г. Лофгрэн показал, что примеси твердых фаз служат центрами гетерогенного зарождения магматических минералов, которые в силу этого появляются в ходе остывания расплава при меньших переохлаждениях. Зависимость же морфологии и размеров кристаллов магматических минералов от степени переохлаждения хорошо изучена в многочисленных работах; например, для плагиоклаза установлено, что при больших переохлаждениях растут кристаллы меньших размеров и более неустойчивых форм [14].

Рассмотрим зависимость максимальной полуширины удлинённых кристаллов магматических минералов от скорости охлаждения расплава, которая используется для оценки условий остывания природных тел. Воспользуемся теорией зарождения кристаллов Френкеля и связанными с ней современными моделями, а также результатами А. Тучиямы по зарождению пироксена в системе анортит—диопсид, моделирующей основные расплавы [16].

Этот автор пришел к выводу о том, что зарождение пироксена, в отличие от анортита, происходит в результате стационарной нуклеации. Поэтому среднее время задержки при зарождении пироксена связывается им со скоростью стационарной нуклеации

$$\bar{t} = 1/I_0.$$

Справедливость этого выражения обоснована, например, в [15]. Как известно, зависимость скорости нуклеации от степени переохлаждения имеет максимум. При переохлаждениях, намного меньших этого максимального значения, зависимость скорости нуклеации от переохлаждения можно аппроксимировать простой степенной функцией. Аналогично скорость роста магматических минералов из расплава в широком интервале переохлаждений описывается сложной экспоненциальной зависимостью, тогда как в области умеренных переохлаждений функция скорости роста, например, пи-

роксена имеет вид обычной квадратичной параболы. В расплавах системы анортит—диопсид с помощью измерения числа кристаллов при различных временах выдержки А. Тучияма нашел стационарную скорость нуклеации при одном переохлаждении. Тем не менее изученная им зависимость времени задержки от переохлаждения позволяет определить характер зависимости скорости стационарной нуклеации от переохлаждения. Действительно, если предположить, что эта зависимость в первом приближении также имеет степенной характер, то согласно [15] получим

$$\bar{t} \Delta T^n = 1/I_0 v.$$

Следовательно, зависимость среднего времени задержки от переохлаждения в логарифмических координатах будет отвечать прямой линии с наклоном, определяемым показателем степени при  $\Delta T$ . Данные А. Тучиямы, отложенные в логарифмическом масштабе, хорошо аппроксимируются прямыми с наклоном 0,5, что свидетельствует о примерно квадратичном характере зависимости скорости стационарной нуклеации от переохлаждения.

Оценим далее, каким должен быть вид зависимости среднего времени задержки от переохлаждения при кристаллизации с постоянной скоростью охлаждения, т.е. в режиме, используемом при исследовании скоростей охлаждения природных магматических объектов. При таком способе кристаллизации скорость зарождения кристаллов и степень переохлаждения пропорциональны скорости охлаждения. Воспользуемся способом расчета, предложенным в работе [15]. Вероятность того, что по крайней мере один кристалл зародится в интервал времени  $t, t + dt$  равна

$$dP = I \exp(-N) dt, \quad N = \int_0^t I(\Delta T) dt.$$

Подставим в формулу конкретный вид зависимости скорости стационарной нуклеации от переохлаждения

$$dP = I_0 v \Delta T^2 \exp\left(-\frac{I_0 v K^2 t^3}{3}\right) dt, \quad \Delta T = Kt.$$

Среднее время формирования по крайней мере одного зародыша равно

$$\bar{t} = \int_0^{\infty} t v I_0 K^2 t^2 \exp\left(-\frac{I_0 v K^2 t^3}{3}\right) dt.$$

Проведем замену переменных в этом выражении и получим

$$u = v I_0 K^2 t^3 / 3, \quad du = v I_0 K^2 t^2 dt, \quad t = \sqrt[3]{\frac{3u}{K^2 I_0 v}},$$

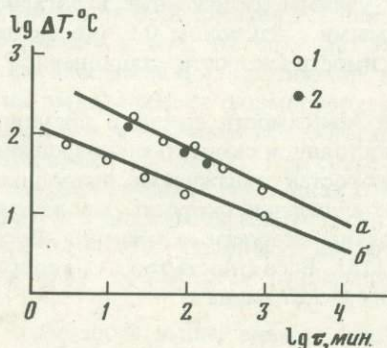
$$\bar{t} = \sqrt[3]{3/K^2 I_0 v} \int_0^{\infty} u^{1/3} \exp(-u) du = \Gamma(1,33) \sqrt[3]{3/K^2 I_0 v}.$$

Теперь интеграл сведен к известному выражению для гамма-функции. Сделаем тождественную замену скорости охлаждения  $K$  на отношение среднего переохлаждения, при котором зарождается кристалл при данной скорости охлаждения, ко времени, за которое оно достигается. В результате получим искомую зависимость

$$K = \Delta T / \bar{t}, \quad \bar{t} \Delta T^2 = 3\Gamma(1,33)^2 / I_0 v.$$

Видно, что в логарифмических координатах сохраняется прямолинейный характер зависимости с прежним наклоном, но линии сдвигаются в область больших переохлаждений. Найденное соотношение согласуется с данными А. Тучиямы. Действительно, в этих координатах сохраняется примерно прямолинейный характер зависимости времени задержки от переохлаждения, а сдвиг кривых по нашим оценкам занижен: теоретическое значение 0,24 лог. ед., экспериментальное значение 0,25–0,5 лог. ед. (рис. 1).

Влияние микрогетерогенностей расплава на стационарную скорость нуклеации можно учесть с помощью общепринятого метода, описанного, например, Г. Лофгреном [12]. Скорость нуклеации при гетерогенном зарождении кристаллов магматических минералов увеличивается. Зарождение облегчено вследствие того, что при росте зародыша на твердой поверхности происходит уменьшение поверхностной энергии зародыша, зависящей от угла смачивания  $\theta$ :  $I_{\text{гет}} = If(\theta)$ . Из характера влияния гетерогенного зарождения на скорость нуклеации следует, что зависимость времени задержки от переохлаждения должна сохраниться прямолинейной с тем же наклоном. Кривые зарождения должны быть сдвинуты в область меньших переохлаждений. Аналогичным образом на положение линий зарождения должно влиять содержание в расплаве водного флюида, уменьшающего поверхностную энергию расплава.



Р и с. 1. Зависимость переохлаждения зарождения пироксена от инкубационного периода, по [14, 16]

*а* — охлаждение с постоянной скоростью, *1* — по данным А. Тучиямы; *2* — по данным Г. Лофгрена; *б* — кристаллизация при постоянном переохлаждении

Предложенное описание процесса зарождения можно использовать для оценки вида "спидометрической зависимости", используемой при определении скоростей остывания расплава. Воспользуемся известным видом зависимости ширины кристаллов, выросших при постоянной температуре, от переохлаждения [14]. Уменьшение характеристических размеров (в случае удлиненных кристаллов — ширины) связывается с уменьшением характеристического масштаба процесса кристаллизации, обусловленного диффузионным массообменом. Зародившись при определенной температуре, кристаллы быстро достигают размеров, которые свойственны им при данной температуре. При продолжающемся охлаждении скорость роста кристалла резко снижается, поэтому по наиболее крупным кристаллам можно примерно определить температуру, при которой они зародились.

Оценим, какой вид должна иметь зависимость максимальной полуширины лейст магматического минерала, зарождающегося по описанным выше законам. Согласно приведенным расчетам произведение среднего времени задержки образования кристаллов магматического минерала на степень переохлаждения есть постоянная величина:

$$\bar{t} \Delta T^2 = \text{const},$$

откуда следует

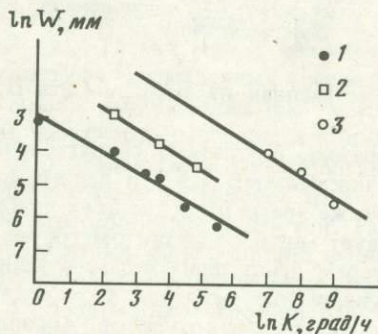
$$\frac{\Delta T}{K} \Delta T^2 = \text{const}, \quad \lg \Delta T = 1/3 \lg K + \text{const}.$$

Если принять для функции  $W(\Delta T)$  выражение по Г. Лофгреноу  $\lg W \sim 1,6 \lg \Delta T$ , то ширина удлиненных кристаллов связана со скоростью охлаждения уравнением:  $\lg W = -0,53 \lg K + c$ . В действительности эта зависимость имеет вид:  $\lg W \sim -0,57 \lg K$  (рис. 2). Удовлетворительное сходство этих выражений позволяет использовать предложенный подход для интерпретации вопросов, связанных с применением "спидометров". Рассмотрим, например, какова должна быть зависимость максимальной ширины лейст магматических минералов от расстояния до контакта дайки, если кристаллизация расплава подчиняется экспериментально найденным закономерностям. остано-

вмесь на приближении кондуктометрического остывания расплава в дайке, тогда более сложные режимы остывания, связанные с течением расплава, будут проявляться как отклонение от кондуктометрической оценки. Как отмечалось выше, скорость продвижения фронта кристаллизации в глубь дайки падает в связи с прогревом вмещающих пород пропорционально  $1/\sqrt{t}$ . Нетрудно заметить, что скорость продвижения фронта кристаллизации в зависимости от расстояния до контакта будет равна  $\sim 1/R$ . Если пренебречь изменением ширины двухфазной области (или градиента температуры в расплаве), то скорость охлаждения расплава на контакте с вмещающими породами также будет пропорциональна  $1/R$ . Поскольку, однако, градиент температуры уменьшается по мере продвижения фронта кристаллизации, наклон этой зависимости должен быть несколько больше. На основании найденного соотношения между максимальной шириной лейст магматических минералов и скоростью охлаждения

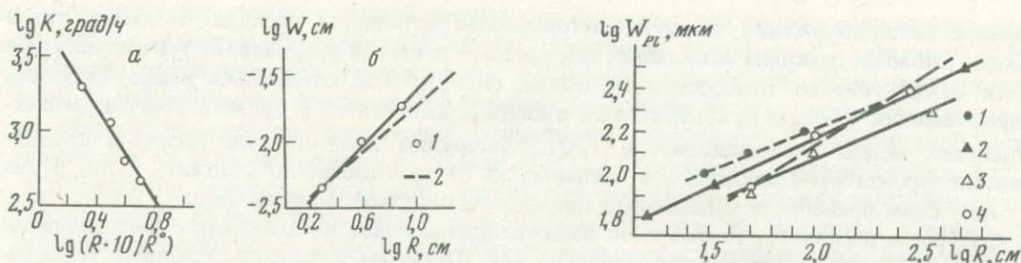
Рис. 2. Зависимость ширины удлиненных кристаллов в подушечных лавах от скорости охлаждения, по [14]

1 — полное плавление; 2 — частичное плавление; 3 — ширина лейст по петрографическому материалу, скорость охлаждения по расчету



расплава можно определить ширину лейст в зависимости от расстояния до контакта дайки. Для проверки этого обратимся к литературным данным по структуре дайковых пород [6]. В этой работе не удалось экспериментально воспроизвести размер кристаллов плагноклаза при кристаллизации расплава природного состава со скоростями, рассчитанными по кондуктометрической модели. Причина неудачи кроется, по-видимому, не в том, что расчеты в корне неверны, как это утверждает автор, а в том, что опыты он проводил с сильно перегретым гомогенным сухим расплавом. В результате кристаллы зарождались очень долго, при больших переохлаждениях и имели малые размеры — около 5–6 мкм при скорости роста  $5^\circ \text{C/ч}$ .

Рассмотрим с этих позиций результаты П. Шиффмана и Г. Лофгрена по кристаллизации базальтов из подушечных лав [14]. Как уже указывалось выше, скорость остывания, найденная этими авторами, отличается от рассчитанной по методу Каслроу—Егера. В отличие от Г. Корригана в данной работе кристаллизовался расплав, приготовленный при температуре, несколько меньшей, чем температура ликвидуса. Из расплава, содержащего рестины, кристаллы зарождались при меньших переохлаждениях и вырастали до большего размера. Посмотрим, насколько хорошо согласуется зависимость увеличения размеров кристаллов пироксена к центру шара с той, которая следует из расчетов по кондуктометрической модели остывания (по Каслроу—Егеру). На рис. 3, а показано изменение скорости охлаждения расплава в зависимости от расстояния до контакта шара. Видно, что скорость остывания падает быстрее, чем в случае дайки. Это обусловлено тем, что шар имеет большую удельную поверхность, поэтому абсолютные скорости остывания выше, чем в дайке, но они быстрее снижаются по мере образования корки затвердевшей породы. На рис. 3, б нанесены данные по размерам удлиненных кристаллов пироксена в сечении одного шара. Пунктиром показана линия зависимости, которая начинается от одной поверхностной точки, а далее идет с наклоном, рассчитанным по экспериментальным и расчетным данным. Как и ранее, наблюдается удовлетворительное согласие расчетных и полевых данных. В отношении абсолютных скоростей остывания можно заметить, что природный расплав был менее го-



Р и с. 3. Охлаждение шара подушечных лав, по [14]

*a* — изменение скорости охлаждения по расчету ( $R_0 = 25 \text{ см}$ ); *b* — увеличение размеров лейст клинопироксена: 1 — природные данные, 2 — соответствует расчетному наклону

Р и с. 4. Зависимость ширины лейст плагиоклаза от расстояния до контакта дайки

1—4 — диабазовые дайки: 1 — полушириной 1,9 м, по [6], 2 — полушириной 40 м, 3 — полушириной 30 м, 4 — полушириной 240 м, по [10]

могеным, чем расплав из эксперимента П. Шиффмана и Г. Лофгрена, содержащий рестииты.

Таким образом, результаты сопоставления наших данных с природными закономерностями показывают, что эти данные пригодны для оценки остывания расплава в дайках. В то же время строение двух диабазовых даек, изученное в работе [6], вполне соответствует модели кондуктометрического остывания. На рис. 4 приведены данные по размерам лейст плагиоклаза в зависимости от расстояния до контакта даек. Видно, что увеличение размеров происходит по закону, близкому к тому, который следует из наших простых расчетов. Абсолютные размеры кристаллов в этой зависимости определяются состоянием расплава в момент внедрения; как следует из экспериментов Г. Корригана, в момент внедрения расплав не был перегретым и однородным. Дополним приведенные данные по строению основных даек материалами Н. Грея [10], который изучал диабазовые дайки различной мощности (рис. 4). Видно, что как по абсолютным значениям, так и по наклону линий зависимости размер — расстояние результаты Н. Грея и Г. Корригана очень близки, хотя мощность даек изменяется в пределах 1,9—240 м. Как следует из простейших оценок, скорость остывания по кондуктометрическому механизму не зависит от размера охлаждаемого тела, по крайней мере, на начальном этапе остывания.

Рассмотрим возможности приложения изложенных представлений о формировании структуры интрузивных даек в процессе течения магмы на примере даек щелочных базальтоидов мыса Турий (Кольский полуостров). Здесь расположен крупный кольцевой комплекс ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород, относящийся, по-видимому, к каледонскому возрасту. В зоне контакта развиты процессы фенизации, карбонатизации и местами флогопитизации вмещающих протерозойских песчаников и гранитоидов. На протяжении 7—10 км вдоль побережья Белого моря обнажается большое число малых интрузивных тел мончикитов, альнеитов и турьяитов предположительно более молодого возраста, чем кольцевой интрузивный комплекс.

Дайки характеризуются разнообразным строением, условиями залегания и содержанием вкрапленников. В пологозалегающих телах проявлен процесс отсадки вкрапленников и накопления летучих компонентов у кровли. Мончикиты образуют дайки мощностью несколько метров, содержат многочисленные крупные вкрапленники авгита и оливина, и обладают простым массивным строением. Субвертикальные дайки мончикитов небольшой мощности (от 10 см до 0,5 м) часто имеют трехслойное строение, которое проявляется в концентрации мелких минералов в приальбандовых слоях, исчезновении шаровой отдельности при переходе к центральным частям дайки и обогащении краевых и центральных зон дайки интрателлурическими вкрапленниками, разделенными афанитовыми прослоями. Мы наблюдали дайку мон-

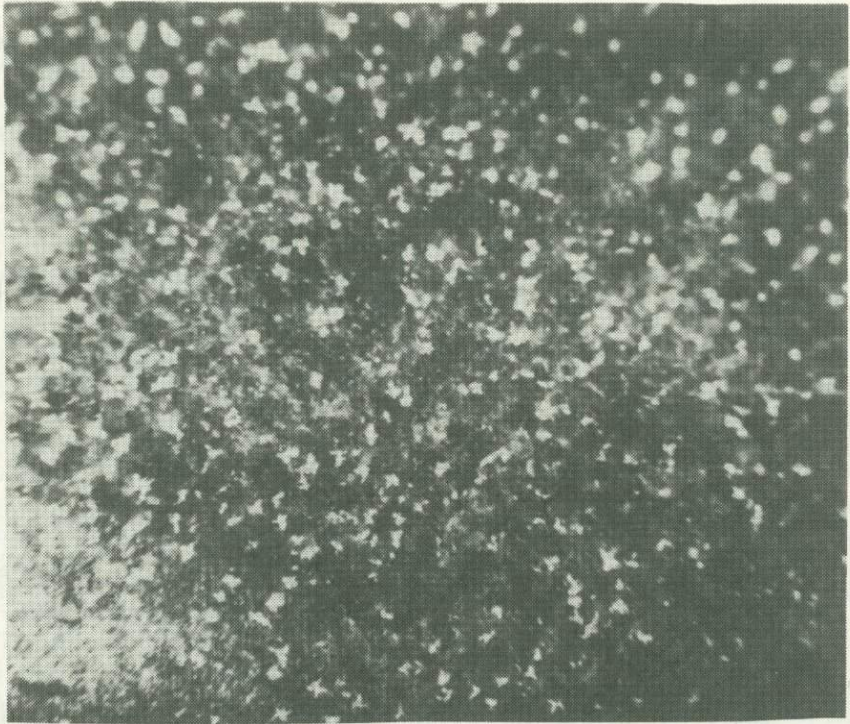
чикитов мощностью около 40 см, в которой в призальбандовой зоне участки с вкрапленниками как бы срезаны центральной частью дайки и остались в виде отдельных изолированных островков. Такую трехслойность маломощных даек мончикитов можно связать с влиянием течения на процесс формирования дайковых тел. Это предположение основано прежде всего на том, что мончикиты содержат мало количество кремнезема и, следовательно, их расплав имеет низкую вязкость. При заданном избыточном давлении расплавы меньшей вязкости характеризуются большей скоростью течения, а значит, более высокой скоростью конвективного теплопереноса и большей интенсивностью теплотопоков, связанных с вязким трением текущей магмы.

Для детального исследования нами была выбрана небольшая дайка мончикитов, имеющая трехслойное строение. Дайка расположена восточнее руч. Хям в 300 м от его устья в протерозойских гранодиоритах. Падение дайки субвертикальное, мощность 14–15 см, прослеживается дайка на 10–15 м. В строении дайки выделяются краевые зоны мощностью около 3 см с микрошаровой отдельностью и центральная зона с размером шаровой отдельности 2–3 см. Контакт между ними очень резкий. Мончикиты, слагающие дайку, состоят из участков неизмененных микролитов титанавгита и кристаллов титаномагнетита в основной массе, полностью замещенной хлоритом, кальцитом, доломитом и биотитом. Максимальные содержания доломита и кальцита наблюдаются в краевых зонах, а центральная часть дайки обогащена биотитом. На рис. 5 приведена фотография шлифа породы из краевой зоны, на которой видны микролиты титанавгита, образующие крестообразные сростки. Размер новообразованных кристаллов возрастает к центру дайки. Как показано выше, характер распределения кристаллов по размерам несет важную генетическую информацию о процессе кристаллизации породы. На этой характеристике строения дайки мы остановимся ниже при обсуждении результатов экспериментов по кристаллизации мончикитового расплава.

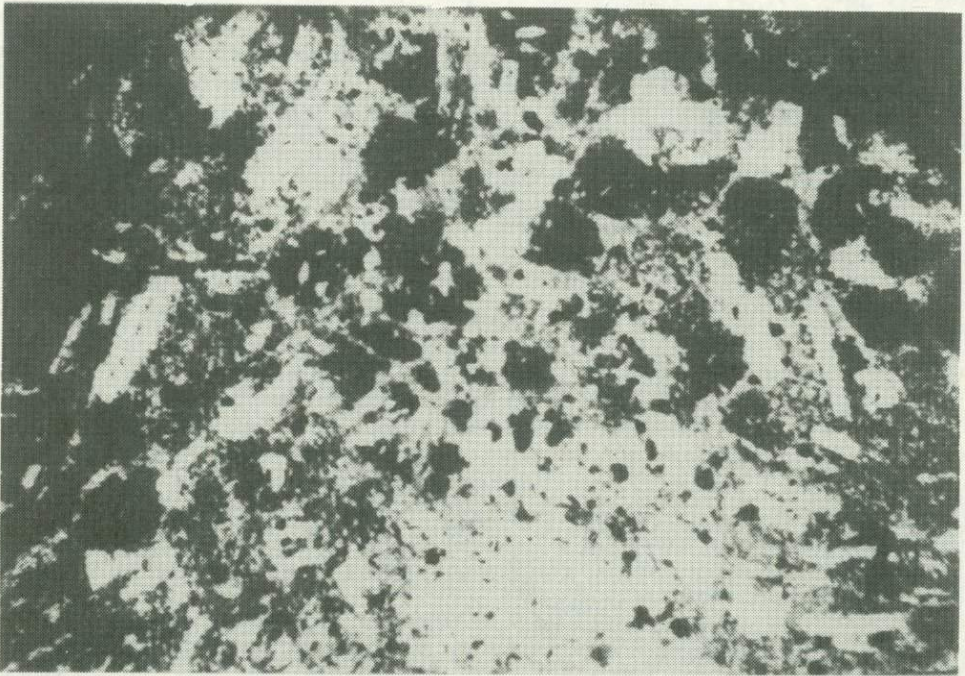
Обращает на себя внимание своеобразное расположение интрателлурических вкрапленников (рис. 6). На расстоянии первых миллиметров от контакта измененные призматические кристаллы авгита размером 120 × 500 мкм расположены вихреобразно, по контуру полуокружностей (в сечении шлифа). Видимых препятствий во вмещающих породах или более крупных включений в дайке не наблюдается. Характерно, что линии, по которым располагаются вкрапленники, не замкнуты и прерываются на расстоянии в несколько миллиметров от контакта дайки. Такое расположение вкрапленников, по нашему мнению, связано с тем, что остывание расплава от стенок дайки происходило с высокой скоростью и поэтому зафиксировало турбулентный характер течения магмы. Для расплава, содержащего твердую фазу, порог турбулентизации снижается до чисел Рейнольдса  $Re = 300-400$ . При вязкости расплава 60 П и мощности дайки 5–10 см критическая скорость ламинарного течения будет равна 8–16 м/с.

Рассмотрим, какую информацию о параметрах течения и остывания дайки может дать экспериментальное изучение скорости охлаждения расплава при формировании породы. Нами проведена серия экспериментов с породой, взятой из центральной части дайки. Исходное стекло для опытов по кристаллизации наплавлили при  $T = 1250^\circ\text{C}$  в течение 3 ч в высокотемпературной печи в атмосфере аргона при давлении 1 атм. Состав сухого гомогенного стекла, определенный на микроанализаторе "Самбах", приведен в табл. 1 вместе с анализами мончикитов и родственных им фурчитов по литературным данным. По составу мончикиты близки к авгитам, что отмечалось также Б.А. Мальковым. Мончикит в качестве одного из силикатных минералов может содержать мелилит, но в породе, кристаллизующейся из водосодержащего расплава, кроме пироксена присутствует анальцит [4].

Опыты по кристаллизации проводили в "сухих" условиях и при давлении  $\text{H}_2\text{O}$ , равном 1 кбар (табл. 2). Предварительно определяли температуру ликвидуса. Опыты при  $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$  кбар показали, что при закалке даже заведомо перегретых расплавов ( $T = 1240^\circ\text{C}$ ) происходит кристаллизация стекла. Закалочные кристаллы отличаются малыми размерами (около 7–8 мкм в поперечнике). По нашим данным, темпера-



Р и с. 5. Титанавгит из дайки мончикитов, расстояние до края 2 см (отраженный свет, увел. 26)



Р и с. 6. Характер расположения вкрапленников титанавгита в нескольких миллиметрах от контакта дайки мончикитов (шлиф, увел. 40)

Таблица 1

Составы исходного материала для опытов (в пересчете на главные породообразующие окислы) и близких по составу пород (в мас.%)

№ п/п	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	40,9	3,3	13,2	11,9	5,3	18,2	5,3	1,9
2	40,9	3,7	13,6	11,7	5,8	17,6	4,7	2,0
3	40,0	3,3	13,3	13,4	6,7	16,7	4,7	1,8
4	41,57	3,36	14,83	12,02	8,13	15,00	3,88	1,22
5	41,50	3,28	12,72	10,39	9,57	15,32	5,09	2,10

Примечание. 1–3 – анализы стекла щелочного базальтоида (Турий мыс, Кольский полуостров), использованного в опытах. Разброс содержаний обусловлен, по-видимому, гетерогенностью стекла; 4 – фурчит, Кольский полуостров (по [2]); 5 – мончикит, Кольский полуостров (по [2]).

Таблица 2

Условия проведения опытов по кристаллизации мончикитового расплава

№ опыта	Исходный материал	Условия плавления	Скорость понижения температуры при кристаллизации, °С/ч	Температура окончания кристаллизации, °С	Продукты опыта
1	2	3	4	5	6
20	Стекло	1190 °С, 1 ч, P = 1 атм	180	960	Стекло
26	"	То же	500	900	Стекло + сростки Срх с поверхности
30/1–3	"	1000–1030 °С, 1,5 ч			Срх + Mel
32	"	1130 °С, 3 ч			Mel + стекло
34	"	1145 °С, 3 ч			Стекло
35	Стекло + 5 вес.% Di	1150 °С, 5–10 мин	450	880	Почти нацело рас- кристаллизован в смесь Mel и Срх (100)
36	Стекло + 2 вес.% Di	1155 °С, 10– 15 мин	9000–12000	Закалка	Стекло
37	"	То же	200	800	Срх (80), Mel
38	"	"	2000	800	Срх (40)
29/1	Стекло + 1 мас.% H <sub>2</sub> O	1180 °С, 1 ч, P <sub>общ</sub> = 1 кбар	500	700	Срх, преобладают иглы, сферолиты
29/2	Стекло + 3 мас.% H <sub>2</sub> O	То же	500	700	То же
23/1	Стекло + избыток H <sub>2</sub> O	"	500	800	Срх, иглы, сростки
29/4	Стекло + 1 мас.% H <sub>2</sub> O	"	300	900	Срх, сферолиты, иглы
29/3	Стекло + 3 мас.% H <sub>2</sub> O	"	300	900	Срх, блочные кристаллы, кресто- образные сростки

Т а б л и ц а 2 (окончание)

1	2	3	4	5	6
22/2	Стекло + избыток H <sub>2</sub> O	1180°С, 1 ч, P <sub>общ</sub> = 1 кбар	300	900	Срх, блочные, изо- метричные и удли- ненные кристаллы
29/5	Стекло + 1 мас. % H <sub>2</sub> O	"	100	800	То же
29/6	Стекло + 3 мас. % H <sub>2</sub> O	"	100	800	Срх, изометричные и удлиненные кристаллы
19/2	Стекло + избыток H <sub>2</sub> O	"	100	960	Срх, блочные, изо- метричные и удли- ненные кристаллы

П р и м е ч а н и е. Обозначения минералов: *Срх* — клинопироксен (титанавгит), *Мел* — мелилит. Цифры в скобках соответствуют ширине кристаллов в мкм.

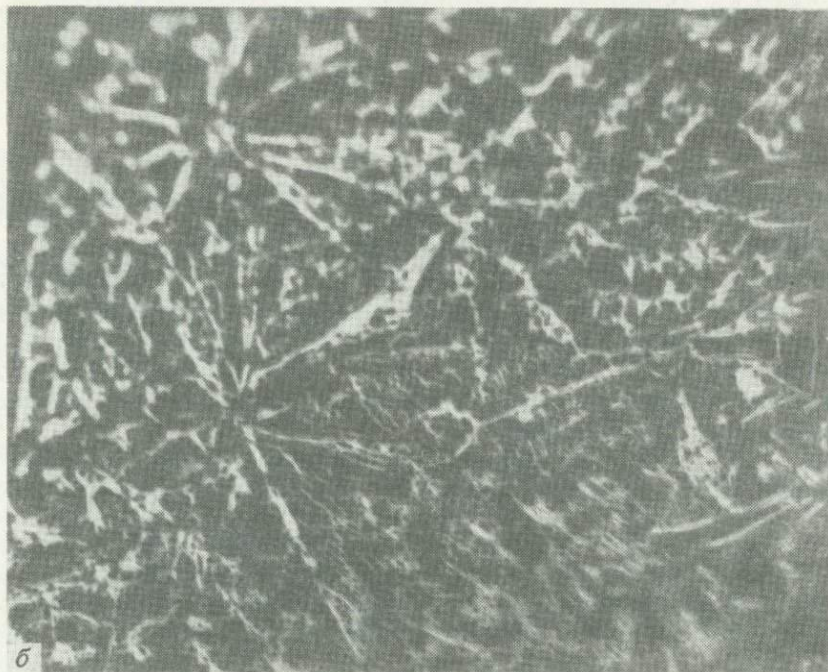
Т а б л и ц а 3

Составы мелилитов, полученных при кристаллизации сухого  
мончикитового расплава (в мас. %)

№ опыта	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
32	42,6	0,0	8,3	3,1	6,3	36,6	3,0	0,2
32	43,1	0,3	5,7	3,3	7,8	37,4	2,3	0,3
32	43,0	0,0	5,2	3,5	7,8	38,2	2,2	0,2
37	45,0	0,0	5,3	3,2	7,0	37,4	1,8	0,3
37	45,2	0,2	6,2	3,0	6,6	36,4	2,2	0,2
37	45,0	0,0	4,8	3,0	7,4	37,8	1,6	0,5

тура ликвидуса водонасыщенного расплава составляет около 1140°С, а ликвидусной фазой является титанавгит. В "сухих" условиях температура ликвидуса равна ~1140—1150°С, а первым на ликвидусе появляется мелилит (его состав приведен в табл. 3). Смена ликвидусной фазы обусловлена различной степенью полимеризации расплавов, а главное — различным окислительно-восстановительным потенциалом в водонасыщенной и "сухой" системах. Окисление железа в водонасыщенных условиях приводит к увеличению его вхождения в пироксен (отмечается также повышение содержания алюминия), и окисленный пироксен становится ликвидусной фазой. Температура солидуса не определялась; по литературным данным она составляет в водонасыщенных условиях при давлении 1 кбар 900°С, а в "сухой" системе ~950°С. Принципиального значения точность определения температуры солидуса для экспериментальной оценки скорости охлаждения в природных условиях не имеет, так как во внимание принимались только первые кристаллы, выросшие вблизи ликвидуса. Однако для получения большей степени закристаллизованности расплава при данной скорости остывания мы стремились заканчивать опыты при температурах вблизи солидуса.

В результате кристаллизации водосодержащего расплава при различных скоростях охлаждения образовывались кристаллы титанавгита, обогащенное легкоплавкими компонентами (кремнеземом и щелочами) стекло, а в некоторых опытах кристаллы магнетита. Стекло содержало пузыри, размер которых увеличивался к верхней части образца. Опыты проводили в тонкостенных платиновых ампулах (размером 5×0,1×40 мм) в установке высокого газового давления с внутренним нагревом. Скорость охлаждения регулировали вручную: температура понижалась ступенчато на 3—5°С



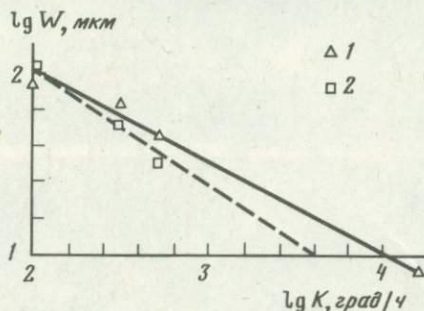
Р и с. 7. Пироксены, полученные при кристаллизации водосодержащего расплава  
а — продукты оп. 29/6; б — продукты оп. 29/1 (аншлифы, масштаб 1 мм — 21,4 мкм)

через интервал времени, соответствующий требуемой скорости охлаждения. Скачки температуры сглаживались за счет тепловой инерции установки, так что характер падения температуры со временем был весьма близок к линейному.

При скорости охлаждения  $500\text{ }^{\circ}\text{C}/\text{ч}$  в водонасыщенном расплаве образовывались удлиненные кристаллы *Spx* размером  $50 \times 200\text{ мкм}$ . В образце с естественным содер-

жанием воды подобных кристаллов  $Sr_x$  меньше, а их длина достигает 700–500 мкм; в нем больше лейст размером 8–10 мкм и менее характерна генерация с размером  $15 \times 100$  мкм. Для водонасыщенного образца характерна обильная ранняя кристаллизация. При содержании воды 1% типичны сноповидные, реже крестообразные сростки удлиненных кристаллов по 2–3 индивида (рис. 7, б). Кристаллы ранней генерации имеют размеры  $(30-35) \times (100-150)$  мкм. Иногда встречаются блочные сростки. При содержании воды 3% кристаллизация была более ранняя, но менее массовая; ширина кристаллов  $Sr_x$  первой генерации 40–45 мкм, а узких лейст, которых гораздо больше, чем в случае 1%  $H_2O$ , – 8–10 мкм.

При скорости охлаждения  $300^\circ C/ч$  в водонасыщенном расплаве выростали в основном изометричные кристаллы размером  $100 \times 100$  мкм, хотя встречаются также удлиненные ( $75 \times 170$  мкм) и блочные ( $250 \times 250$  мкм), состоящие из более мелких пластин и включений стекла. В "сухом" образце наблюдается близкая картина, но для него более характерны крестообразные двойники. В образце с 3% воды меньше блочных кристаллов, а размер удлиненных кристаллов  $75 \times 400$  мкм. Сростки чаще всего крестообразные под острым углом. При 1%  $H_2O$  характерны удлиненные кристаллы ( $60 \times$



Р и с. 8. Зависимости ширины удлиненных кристаллов титанавгита от скорости охлаждения по экспериментальным данным

1 – содержание воды в расплаве 3 вес.%; 2 – содержание воды в расплаве 1 вес. %

$\times 800$  мкм), кристаллы неустойчивого габитуса, многочисленные включения стекла, расщепление кристаллов и образование сноповидных сростков.

При скорости охлаждения  $100^\circ C/ч$  из водонасыщенного расплава вырастают удлиненные кристаллы размером  $600 \times (100-80)$  мкм (см. рис. 7, а), а в нижней части образца – блочные, относительно крупные кристаллы с прослоями стекла. Наблюдается также много неправильных выделений размером  $120 \times 120$  мкм. Аналогичная картина зафиксирована в сухом образце. Вверху удлиненные кристаллы  $40 \times 750$  мкм, внизу образца – блочные выделения неправильной формы. Ранние удлиненные кристаллы имеют размер  $100 \times 600$  мкм.

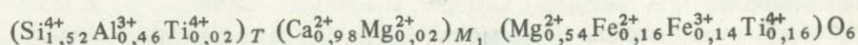
В целом опыты с водосодержащими расплавами показывают, что в них зарождается ранняя и обильная генерация кристаллов. Зависимость ширины удлиненных кристаллов от скорости охлаждения представлена на рис. 8. Последняя точка в водонасыщенных расплавах отвечает скорости охлаждения  $200-300^\circ C/мин$ . Полученная зависимость имеет наклон  $\partial \lg W / \partial \lg K \approx -0,5$ , т.е. носит обычный для  $Sr_x$  характер. Опыты в сухой системе свидетельствуют о том, что расплав, не содержащий летучих компонентов, кристаллизуется значительно хуже, зарождение минералов в нем сильно заторможено. При охлаждении расплава, приготовленного при большом перегреве ( $T = 1190^\circ C$ , время плавления 3 ч), со скоростью  $200^\circ C/ч$  кристаллы титанавгита образуются на поверхности. При меньшей степени плавления ( $T = 1190^\circ C$ , время плавления 1 ч), кристаллы растут также на дне ампулы. Они представляют собой сростки пироксена (2–3 мкм в поперечнике) и рудного минерала. Кристаллизация расплава, содержащего примесь твердой фазы, происходит совершенно иным образом. При охлаждении расплава, содержащего 5 вес.% кристаллов диоксида, со скоростью  $500^\circ C/ч$  стекло полностью раскристаллизовалось с образованием агрегата, сложенного кристаллами мелилита и крупными (80–100 мкм) зернами титанавгита. Из этих данных следует, что соответствующая "спидометрическая зависимость" для расплава, содер-

Состав экспериментальных и природных титанавгитов (в мас. %)

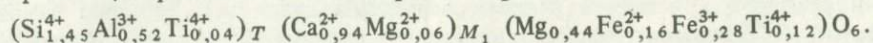
№ опыта	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
Природный	47,4	4,1	6,2	7,9	12,1	21,3	0,7	0,3
"	42,9	5,6	9,2	8,5	11,3	21,8	0,7	—
"	42,6	5,8	10,0	7,8	10,9	22,9	—	—
"	42,1	5,7	9,4	7,6	11,4	23,8	—	—
"	46,0	3,2	5,7	7,2	13,7	24,3	—	—
19	38,1	4,8	11,7	13,5	8,4	23,5	—	—
19	38,4	4,3	12,1	13,1	8,2	23,5	—	—
19	39,0	3,8	12,6	12,3	8,8	23,4	—	—
22/1	38,3	4,7	12,4	12,4	8,9	23,3	—	—
22/1	37,4	5,6	11,2	13,9	8,4	23,9	—	0,1
29/1	41,3	4,2	10,9	11,3	9,3	23,0	—	—
29/2	40,3	5,0	11,3	11,6	8,9	22,9	—	—
29/1	38,0	6,1	9,8	14,5	8,7	21,9	1,0	—
29/1	42,2	4,3	9,0	11,8	9,6	22,4	0,7	—
Стекло	48,6	1,4	21,3	5,6	—	15,3	3,9	3,9
"	51,8	1,3	23,4	6,3	—	4,0	7,7	5,5
30/1	45,4	5,6	7,0	7,2	11,0	23,6	—	0,2
30/1	41,5	6,7	8,0	10,1	9,9	23,1	0,5	0,3
30/1	45,8	4,2	7,8	8,2	9,1	22,6	1,3	0,9
37	42,6	6,2	8,5	6,5	10,2	25,8	—	0,1
37	42,1	6,8	9,1	7,4	9,2	25,3	—	0,2
37	43,4	4,9	10,4	8,1	8,6	23,9	—	0,7

жащего 2% диоксида или другой реститовой фазы размером от нескольких до десятков микрометров, будет проходить даже выше, чем зависимость для расплава, содержащего 3% воды.

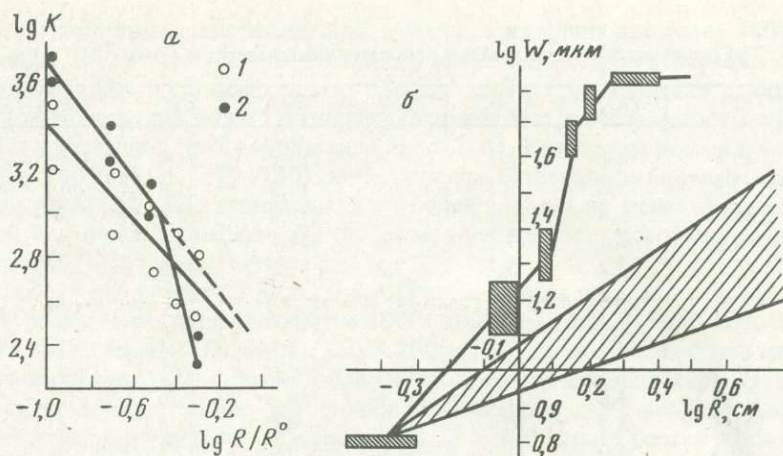
Состав титанавгитов, полученных при кристаллизации из водосодержащих расплавов, слабо изменяется от опыта к опыту. Явной зависимости их состава от условий опытов в водосодержащей системе не наблюдается, но все они значительно отличаются от состава природного пироксена из изучаемых мончикитов. Состав пироксенов, выросших в "сухих" условиях, близок к природному (табл. 4). Окислительно-восстановительные условия в сухой системе поддерживаются за счет буферного действия металлического тантала, применяемого для предохранения нагревательных элементов высокотемпературной печи от окисления кислородом, в малом количестве присутствующим в аргоновой атмосфере печи. Парциальное давление кислорода в системе с Ta-Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub> буфером равно  $\sim 10^{-19}$  атм при 1200°C. В условиях водосодержащих расплавов окислительно-восстановительные условия, судя по соотношению Fe<sup>2+</sup>/Fe<sup>3+</sup> в пироксене, соответствуют полю устойчивости магнетита (pO<sub>2</sub> = 10<sup>-4</sup>–10<sup>-9</sup> атм), который иногда наблюдается в опытах. По данным микрозондового анализа в пироксенах, полученных при кристаллизации водосодержащего расплава, содержится значительно больше железа (за счет Fe<sup>3+</sup>), чем в пироксенах, выросших в "сухих" восстановительных и природных условиях. Изменяются также содержания алюминия, магния и кремния. Для сравнения можно привести структурно-химические формулы, рассчитанные по [3] для природного пироксена:



и пироксена, выросшего из водосодержащего расплава:

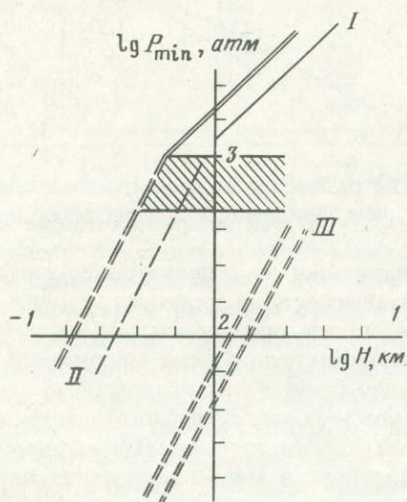


Такое отличие, по-видимому, обусловлено более восстановительной обстановкой в при-



Р и с. 9. Остывание и кристаллизация дайки мончикитов

*a* — скорость остывания в приальбандовых частях дайки: 1 — кондуктометрические оценки (градиент 100 и 50 град/см); 2 — по расчетам Делане (излом на кривой за счет течения); *б* — размер кристаллов титанавгита в дайке мончикитов в зависимости от расстояния до контакта (заштрихован сектор ожидаемой зависимости при остывании неподвижного расплава)



Р и с. 10. Сводная диаграмма зависимостей минимальных избыточных давлений в очаге магмы, необходимых для поддержания течения, от длины даек

*I* — граница формирования квазистационарной корки в щели (наши расчеты, включающие в тепловой баланс вязкое трение); *II* — граница формирования стационарной корки в трубе, по Сэмпсону; *III* — объемная закупорка в щели (аналитическое приближение модели Титова и Федотова); нижние линии — течение магмы при температуре вмещающих пород 200°С, верхние — 500°С; заштрихованный сектор — область реальных избыточных давлений

роде по сравнению с условиями экспериментов в водонасыщенной системе. Утверждать, что летучесть кислорода равна создаваемой буфером  $Ta-Ta_2O_5$ , пока преждевременно.

Вернемся к рассмотрению полевых данных. Распределение максимального размера лейст титанавгита в зависимости от расстояния до края дайки приведено на рис. 9, б. Как видно, характер этого распределения резко меняется в 1 см от края. Ранее было показано, что наклон линии зависимости максимального размера лейст пироксена от расстояния обусловлен изменением скорости остывания расплава по мере прогрева вмещающих пород, влиянием течения и зависимостью данного размера кристалла от скорости охлаждения.

Наклон линии спидометрической зависимости, найденной нами для кристаллизующегося из мончикитового расплава титанавгита, близок к 0,5 (при выражении скорости остывания и размеров кристаллов в логарифмических единицах). Это дает наклон линии зависимости характеристического размера от расстояния до контакта, равный 0,5–0,6 (в логарифмических координатах), что было отмечено нами при анализе дан-

ных Г. Корригана и Н. Грея по строению диабазовых даек большой мощности. Близкий наклон получен для распределения размеров титанавгитовых микролитов на участке, непосредственно прилегающем к контакту. Отклонение зависимости от обычного вида вызывается, по-видимому, влиянием течения магмы. Абсолютное значение скорости остывания определяется не столь надежно. Если воспользоваться данными П. Делане по застыванию дайки ( $K = 5 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ ,  $\eta = 100 \text{ П}$ ,  $R_0 = 6-7 \text{ см}$ , температура вмещающей породы  $\leq 100^\circ\text{С}$ ), которые соответствуют постоянному градиенту  $\sim 400^\circ\text{С}/\text{см}$ , то можно оценить скорость остывания по сечению, в котором измерены размеры микролитов титанавгита. Если учесть, что температура вмещающих пород была выше  $100^\circ\text{С}$ , то эта точка должна располагаться в области меньших скоростей остывания. Положение этой точки на графике "спидометрической зависимости" позволяет оценить состояние расплава в момент внедрения. Содержание воды, равное 1%, ускоряет кристаллизацию в большей степени, чем это следует из наших данных, поэтому можно предполагать, что расплав был почти "сухой". Кроме того, расплав, по-видимому, был достаточно однородным, во всяком случае расплав, содержащий 2 вес. % релитов пироксена, кристаллизуется значительно лучше. Излом на кривой зависимости ширины лейст от расстояния до контакта связан с отклонением от кондуктометрического закона остывания, что свидетельствует о близости режима течения в дайке к критическому. Об этом же говорят трехслойное строение дайки и турбулентные завихрения вкрапленников в зоне закалки. На рис. 10 представлены результаты примерных расчетов по различным моделям минимальных давлений, необходимых для поддержания течения магмы и формирования трехслойной структуры дайки. В первом варианте температура вмещающих пород принята равной  $500^\circ\text{С}$ , во втором —  $200^\circ\text{С}$ . Видно, что в более горячих породах расстояние от дайки до очага могло составлять 2–3 км, в то время как в относительно холодных породах оно не превышает 600–800 м. Источником магмы мог быть интрузив, выходящий на поверхность в нескольких километрах от берега. Этот интрузив, как уже упоминалось выше, имеет кольцевое строение и сложен серией ультраосновных, щелочных и карбонатитовых пород. Возможно, этот массив имеет крутые контакты с вмещающими породами, поэтому расстояние от него до дайки составляет несколько километров. Таким образом, можно предполагать, что температура вмещающих пород во время внедрения дайки была достаточно высока. На основании состава пироксена и размеров кристаллов при рассчитанных скоростях остывания можно также считать, что расплав дайки был достаточно "сухим" (содержание воды  $\leq 1\%$ ) и формировался в существенно восстановительных условиях.

### Выводы

1. Показано, что течение расплава при формировании даек влияет на его кристаллизацию за счет того, что теплотери во вмещающие более холодные породы компенсируются конвективным и диссипативным притоком тепла от текущей магмы. Проведена оценка предельного случая, заключающегося в остановке кристаллизации.
2. Влияние течения на строение даек проявляется в формировании обособленных приальбандовых слоев (трехслойной структуры), а также в том, что при режимах течения, не доходящих до полной остановки кристаллизации, краевые зоны дайки формируются при меньших скоростях охлаждения.
3. В результате обработки экспериментальных данных по росту и зарождению пироксена из основных расплавов установлено, что зависимость максимальной ширины лейст от скорости охлаждения расплава описывается уравнением  $W \approx AK^{-0,5}$ , где значение  $A$  определяется состоянием расплава (степенью его гомогенности, содержанием летучих компонентов и др.). Проведено экспериментальное исследование подобной зависимости для пироксена, кристаллизующегося из "сухого" и водосодержащего расплава мончикита, а также расплава с примесью твердой фазы. Характер полученной зависимости размера лейст пироксена от скорости охлаждения соответствует расчетному. Результаты этих экспериментов не позволяют определить абсолютную скорость

остывания магмы, но дают возможность оценить отклонение от нее, связанное с течением расплава при формировании дайки.

4. На примере трехслойной дайки мончикитов с Кольского полуострова с использованием экспериментальных и расчетных методов оценены условия внедрения магмы, содержание в ней летучих компонентов и присутствие гетерогенных центров зарождения.

#### ЛИТЕРАТУРА

1. *Абдулаев Х.М.* Дайки и оруденение. М., 1957. 232 с.
2. *Григорьева Л.В.* Новые данные об особенностях проявления дайкового магматизма в юго-западной части Кольского п-ва. — Докл. АН СССР, 1980, 254, № 5, с. 1194–1198.
3. *Залищак Б.А., Бурилина Л.В., Кипаренко Р.И.* Определение породообразующих минералов в шлифах и иммерсионных препаратах. М., 1981, с. 80.
4. *Мальков Б.А.* Мончикиты и проблема их генезиса. — Тр. Коми фил. АН СССР, 1971, вып. 14, с. 127–136.
5. *Титов В.В., Федотов С.А.* Математическое моделирование подъема вязкой магмы по вертикальной дайке. М., 1981. 24 с.
6. *Corrigan G.M.* Cooling rate studies of rocks from two basic dykes. — *Miner. Mag.*, 1982, 46, p. 387–394.
7. *Delaney P.T.* Solidification of basaltic magma during flow in dyke. — *Amer. J. Sci.*, 1982, 282, p. 856–885.
8. *Donaldson C.H.* An experimental investigation of the delay in nucleation of olivine in mafic magmas. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1979, 69, p. 21–31.
9. *Fenn P.M.* The nucleation and growth of alkali feldspars from hydrous melts. — *Canad. Miner.*, 1977, 15, p. 135–161.
10. *Gray N.H.* Crystal growth and nucleation in flash injection diabase dykes. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1978, 15, N 12, p. 1904–1923.
11. *Kirckpatric R.J.* Toward a kinetic model for the crystallization of magma bodies. — *J. Geophys. Res.*, 1976, 81, p. 2565–2571.
12. *Lofgren G.* Effect of Heterogeneous Nucleation on Basaltic Textures: A Dynamic Crystallization study. — *J. Petrol.*, 1983, 24, N 3, p. 229–255.
13. *Sampson P., Gibson R.D.* A mathematical model of nozzle blockage by freezing. — *Intern. J. Heat and Mass Transfer.*, 1981, 24, N 2, p. 231–241.
14. *Schiffman P., Lofgren G.* Dynamic crystallization studies on the grande ronde pillow basalts, Central Washington. — *J. Geol.*, 1982, 90, p. 49–78.
15. *Toshev S., Milchev A., Stoyanov S.* On some probabistic aspects of the nucleation process. — *J. Cryst. Growth*, 1972, 13/14, p. 123–127.
16. *Tsuchijama A.* Crystallisation kinetics in the system  $An-Di$ : the delay in nucleation of  $Di$  and  $An$ . — *Amer. Miner.*, 1983, 68, p. 687–698.

## СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие . . . . .	3
<b>Происхождение алмазоносных магм</b>	
<i>Маракушев А.А.</i> Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм	5
<i>Литвин Ю.А.</i> Эклогитовый термальный барьер и проблема происхождения алмазоносных пород . . . . .	53
<b>Происхождение, эволюция и динамические свойства океанических базальтов (экспериментальные и теоретические работы по проекту "Литос")</b>	
<i>Перчук Л.Л.</i> Система щелочной базальт-вода. II. Поверхность ликвидуса в интервале давления 1 атм – 20 кбар . . . . .	66
✓ <i>Перчук Л.Л., Фролова Т.И., Коновалов Ю.Н.</i> Роль магматических процессов в формировании геоструктуры Японского моря . . . . .	81
<i>Горбачев Н.С., Каширцева Г.А.</i> Флюидно-расплавное взаимодействие и эволюция океанических базальтов . . . . .	106
<i>Персиков Э.С., Калиничева Т.В., Бухтияров П.Г.</i> Взаимосвязь вязкости расплавов океанических базальтов и эволюции их химизма . . . . .	111
<b>Растворимость и распределение компонентов</b>	
<i>Чевычелов В.Ю., Эпельбаум М.Б.</i> Распределение Rb, Zr и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав-флюид . . . . .	120
<i>Эпельбаум М.Б., Салова Т.П.</i> Распределение Mo и W между гранитным расплавом и флюидом	137
<i>Горбачев Н.С., Зырянов В.Н., Бёттчер А.</i> Растворимость сульфидов во флюидсодержащих силикатных расплавах при высоких давлениях . . . . .	153
<b>Ликвационные явления в магматических расплавах</b>	
<i>Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б., Жиранская О.Н.</i> О гидродинамическом расслоении при кристаллизации интрузивов . . . . .	166
<i>Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б.</i> Влияние динамических факторов на формирование структуры даек интрузивных пород . . . . .	184

М а р а к у ш е в А.А. Минеральные ассоциации алмаза и проблема образования алмазоносных магм. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Обобщены данные по минеральным ассоциациям, в которые входит алмаз. На этой основе рассматривается специфика образования алмаза в "первичных" мантийных ультраосновных породах (гипотетических аналогах алмазоносных метеоритов), в интрузивных перидотитах, эклогитах и связанных с ними пегматитах, в которых образуются крупные кристаллы алмаза и его спутников (мегакристы). В особый класс выделяются породы, возникающие в ходе магматического или метасоматического замещения, а также при метаморфизме пироповых перидотитов и эклогитов и захватывающие при этом содержащиеся в них алмазы совместно с другими минералами высокого давления. До недавнего времени к таким породам относились только кимберлиты, но в последние годы число типов пород с унаследованной алмазоносностью неуклонно увеличивается. В Австралии и Испании обнаружены трубки, жилы и силлы щелочных лампрофиров и их вулканических аналогов — лампроитов, в которых найдены алмазы перидотитового и эклогитового типов. В метаморфических складчатых формациях, содержащих силлы алмазоносных рутиловых эклогитов и гранатовых перидотитов, устанавливается зараженность мелкими алмазами замещающих их гранитов и мигматитов, гранатовых гнейсов и амфиболитов, метасоматических кварцитов и карбонатных пород, графитовых гранатово-слюдяных диафторитов. Все эти типы пород являются также источником накопления алмазов в россыпях, образующихся при их разрушении. Табл. 10. Ил. 25. Библиогр. 69 назв.

УДК 552.02.2. + 552.11:552.321.6

Л и т в и н Ю.А. Эклогитовый термальный барьер и проблема происхождения алмазоносных пород. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13

Обсуждена физико-химическая возможность эволюции магматических расплавов с образованием единой серии алмазоносных пород от оливиносодержащих перидотитов до коэзитсодержащих эклогитов с использованием имеющихся и полученных впервые экспериментальных данных. На основе экспериментальных исследований при 40 кбар плавления в железосодержащей системе оливин (форстерит<sub>80</sub>, фаялит<sub>20</sub>)—клинопироксен (диопсид<sub>80</sub>, геденбергит<sub>20</sub>)—гранат (пироп<sub>80</sub>, альмандин<sub>20</sub>) показано, что железистые компоненты способствуют стабилизации эклогитового термального барьера, накладывающего запрет на указанную эволюцию. Полученные при 40 кбар экспериментальные данные в системах жадеит—форстерит, жадеит—энстатит и жадеит—пироп дают основание для вывода о том, что натриевые компоненты выступают в качестве фактора, разрушающего эклогитовый барьер. Роль натриевых компонентов продемонстрирована также с помощью экспериментального изучения при 40 кбар фазовых равновесий при плавлении в эклогитовой и перидотитовой системах клинопироксен—гранат, составы которых близки к составам реальных минералов алмазоносных пород. Табл. 1. Ил. 6. Библиогр. 27 назв.

УДК 552.002.2:552.323.5+54=143

П е р ч у к Л.Л. Система щелочной базальт—вода. II. Поверхность ликвидуса в интервале давления 1 атм — 20 кбар. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985. вып. 13

В координатах температура—содержание воды в расплаве изучено несколько изобарических сечений щелочного базальта из Кузнецкого Алатау, имеющего следующий химический состав (в мас.%): SiO<sub>2</sub>—49,73; TiO<sub>2</sub>—2,19; Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—15,82; Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>—9,57 (все железо пересчитано на Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>); MgO—6,41; MnO—0,16; CaO—9,30; NaO—3,45; K<sub>2</sub>O—1,34; P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>—0,33; сумма—98,21. Положение ликвидусов в P—T проекции (поверхность ликвидуса базальта) определено в диапазоне от безводных до водонасыщенных условий. Установлено резкое изменение наклона линий сухих ликвидусов при давлении ~9,5 кбар, что отражает смену ликвидусного минерала: вместо оливина при более высоком давлении появляется клинопироксен. Водосодержащий ликвидус характеризуется следующими значениями T, P и концентрации воды в расплаве: 1105°С, 1 кбар, 3 мас.% H<sub>2</sub>O; 1060°С, 2,9 кбар, 6,3%; 1035°С, 5 кбар, 8,5%; 1018°С, 10 кбар, 10,5%; 1015°С, 11 кбар, 19,78%; 1009°С, 15 кбар, 20,2%; 1008°С, 20 кбар, 21%. При 10 < P < 11 кбар обнаружено резкое увеличение содержания воды в расплаве, что может свидетельствовать о перестройке его структуры при возрастании P<sub>H<sub>2</sub>O</sub>. Предполагается, что в этих условиях осуществляется переход ортосиликатных кластеров в метасиликатные по схеме: SiO<sub>4</sub><sup>4-</sup> + H<sub>2</sub>O = H<sub>2</sub>SiO<sub>3</sub> + 2O<sup>2-</sup> (цепочечный метасиликат) или 8SiO<sub>4</sub><sup>4-</sup> + H<sub>2</sub>O = = H<sub>2</sub>Si<sub>8</sub>O<sub>22</sub><sup>8-</sup> + 11O<sup>2-</sup> (ленточный метасиликат). Табл. 8. Ил. 8. Библиогр. 41 назв.

УДК 550.36 + 552.11 + 551.14

П е р ч у к Л.Л., Ф р о л о в а Т.И., К о н о в а л о в Ю.Н. Роль магматических процессов в формировании геоструктуры Японского моря. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Изучение петрографии, стратиграфии и абсолютного возраста пород бассейна Японского моря привело к выводу об антидромной последовательности образования вулканических толщ этого региона. Формирование кайнозойской триады (впадина Японского моря—островная дуга—глубоководный желоб) рассматривается как результат притока к краю континента

подщелоченных флюидов и зарождения за счет этого астеносферной линзы, с деятельностью и эволюцией которой связана геотектоническая и магматическая история региона. Ведущая роль флюидов как генератора и регулятора теплового режима доказывается на основании физико-химического анализа продуктов вулканической деятельности. Проникновение флюидов в зону границы М и в земную кору привело к ее облегчению за счет гранитизации, проявившейся на поверхности в кислом вулканизме. Эти процессы, широко представленные в любых геантиклинальных структурах, отражают интенсивное развитие магматического замещения и десилификации в нижней части коры. При этом "базальтовый слой" замещается ультраосновным материалом, что приводит к инверсии плотности и, как следствие, к гравитационной неустойчивости геантиклинальной структуры. Прогибание края континента 20 млн. лет назад сопровождалось изостатическим процессом формирования островной дуги и желоба вблизи зоны Бенюфа. Мощность земной коры уменьшилась в 2 раза. Дальнейшее развитие магматизма связано с деятельностью флюидов в восточной части моря, на границе с островной дугой, где и сейчас не утихает вулканизм. Табл. 5. Ил. 10. Библиогр. 86 назв.

УДК 552.002.2 + 552.112 + 550.42

Горбачев Н.С., Каширцева Г.А. Флюидно-расплавное взаимодействие и эволюция океанических базальтов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Экспериментально изучено взаимодействие водного флюида и базальтового расплава при  $T = 1100-1200^\circ\text{C}$  и давлении 0,5–2,0 ГПа. Оценено влияние температуры, давления и состава магматогенного флюида на его кислотную агрессивность и транспортные свойства. Обнаружено высокое экстрагирующее свойство флюида при  $P = 2,0$  ГПа, минерализация флюида возрастает до 250 г/л. Определены коэффициенты распределения петрогенных компонентов между расплавом и сухим остатком флюида, а также изменение состава исходного расплава в результате взаимодействия с флюидом. Обсуждается возможное значение флюидно-расплавного взаимодействия в магматической эволюции и формировании концентрированных гидротерм. Табл. 2. Ил. 4. Библиогр. 9 назв.

УДК 552.002.2:552.323.5 + 539.55

Персиков Э.С., Калинин Т.В., Бухтияров П.Г. Взаимосвязь вязкости расплавов океанических базальтов и эволюция их химизма. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

На основе экспериментальных исследований вязкости "сухих" и водосодержащих базальтовых расплавов разного состава и прогнозных расчетов вязкости океанических и континентальных базальтов широкого спектра составов рассмотрен вопрос о текучести океанических базальтов. Полученные данные свидетельствуют о том, что толентовые лавы дна океанов весьма далеки от сверхтекучего состояния. Их реологические характеристики (вязкость и энергия активации вязкого течения) обусловлены химическим составом и валовой основностью, т.е. соотношением кислотных ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) и основных ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ) оксидов. Вязкость океанических базальтов определяется главным образом концентрацией  $\text{MgO}$ ,  $\text{FeO}$  и степенью окисленности железа, а влияние концентрации щелочей и кремнезема относительно невелико. Для корректного анализа эволюции химизма и систематики изверженных пород дна океана предлагается использовать структурно-химический показатель — коэффициент основности ( $K$ ), который адекватно и с высокой чувствительностью отражает состав и структурно-химические особенности близиквидусных магматических расплавов. Табл. 4. Ил. 7. Библиогр. 10 назв.

УДК 552.002.2 + 553.216.5 + 550.42

Чевычелов В.Ю., Эпельбаум М.Б. Распределение Pb, Zn и петрогенных компонентов в системе гранитный расплав–флюид. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Получены экспериментальные данные по экстракции флюидом рудных (Pb, Zn), летучих (Cl) и петрогенных (Na, K, Ca, Fe, Al, Si) элементов из гранитного расплава при  $750^\circ\text{C}$  и 1 кбар. Применялись растворы  $\text{HCl}$ ,  $\text{HF}$  и  $\text{NaOH}$  различной концентрации, а также эти растворы с добавкой  $\text{NaCl}$ . Показано, что экстракция Pb и Zn лучше всего осуществляется кислотными растворами  $\text{HCl}$ . В растворах  $\text{HF}$ ,  $\text{NaOH}$  и в чистой воде коэффициенты разделения этих металлов ( $K_{\text{разд}} = C_{\text{фл}}/C_{\text{распл}}$ ) оказались на 2–3 порядка меньше. Добавление во флюид  $\text{NaCl}$  существенно увеличивает степень экстракции. Максимальные коэффициенты разделения получены в случае подкисленных растворов  $\text{NaCl}$  (0,1 н.  $\text{HCl}$  + 1 н.  $\text{NaCl}$ ):  $K_{\text{разд}}^{\text{Pb}} = 10$  и  $K_{\text{разд}}^{\text{Zn}} = 8,2$  при длительности опытов 7 сут. Табл. 16. Ил. 8. Библиогр. 8 назв.

УДК 552.002.2 + 533.216.5

Эпельбаум М.Б., Салова Т.П. Распределение Мо и W между гранитным расплавом и флюидом. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Экспериментальная работа направлена на выяснение механизма образования и вероятного состава рудогенерирующих и рудопереносящих магматогенных флюидов имеет прямое отношение к проблеме источника рудного вещества и связи рудообразования с магматизмом. Изложены результаты опытов по экстракции флюидами разного состава (вода и растворы HCl, HF, NaOH, NaCl) при 1 кбар и 750°С W и Mo из гранитного расплава, обогащенного до 0,5 вес.% окислами вольфрама и молибдена. Определены содержания во флюиде главных петрогенных элементов; коэффициенты экстракции рудных и петрогенных компонентов. Подтверждена высокая экстрагирующая способность для W и Mo щелочных растворов, выявлен экстремум растворимости W растворами NaCl ~ 80 вес.%, показано, что фторидные растворы меньше, чем хлоридные, экстрагируют W и Mo. Табл. 8. Ил. 4, Библиогр. 23 назв.

УДК 552.002.2 + 552.11 + 549.3 + 550.42

Горбачев Н.С., Зырянов В.Н., Бётчер А. Растворимость сульфидов во флюидосодержащих силикатных расплавах при высоких давлениях. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

При температурах 1250 и 1300°С, давлениях 1,1, 1,5, 2,5 ГПа на установке типа цилиндр-поршень изучена растворимость сульфидов в основных и ультраосновных силикатных расплавах в равновесии с водным, водно-углекислым и щелочно-карбонатными флюидами. Летучесть серы отвечала буферу Pt-PtS, а летучесть кислорода, создаваемая ячейкой, была близка к буферу Ni-NiO. Содержание серы во флюидосодержащих расплавах в изученном интервале температур и давлений в 5 раз выше, чем в однотипных „сухих” расплавах, и увеличивается с ростом основности и щелочности расплавов. Содержание серы в водосодержащих расплавах выше, чем в расплавах, равновесных с водно-углекислым флюидом; наиболее высоко содержание серы в щелочных расплавах, сформировавшихся при добавлении щелочно-карбонатного флюида. В сосуществующих силикатном и обогащенном флюидом карбонатном расплавах первый обеднен а второй обогащен серой, которая перераспределяется во флюидосодержащую фазу. Наблюдается снижение содержания серы в расплавах при повышении давления. Полученные данные дают основание ожидать экстремальный характер растворимости серы во флюидосодержащих силикатных расплавах и магмах в зависимости от давления. Эти результаты используются при обсуждении генезиса сульфидно-силикатных магм. Табл. 8. Ил. 3. Библиогр. 15 назв.

УДК 522.122 + 550.89

Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б., Жиранская О.Н. О гидродинамическом расслоении при кристаллизации интрузивов. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Исследован один из возможных механизмов конвекции при застывании интрузивов и его роль при формировании структуры расслоенных интрузивов. Показано, что придонные диффузионные пограничные слои в медленно кристаллизующейся магме могут стать конвективно неустойчивыми. При обогащении пограничного слоя подвижными летучими компонентами и относительно тяжелыми компонентами с низкой диффузионной подвижностью должно происходить конвективное обособление придонного слоя. Приведены результаты опытов в модельной системе сахар-ацетон-вода, которые иллюстрируют возможность такого расслоения. Предположено, что кристаллизация расплава в придонных конвективно обособленных слоях может привести к формированию ритмической расслоенности в интрузивах. Анализ литературных данных по ряду расслоенных интрузий проведенный с этих позиций, показал их соответствие предложенной модели. Табл. 4. Ил. 4. Библиогр. 40 назв.

УДК 550.89 + 552.332.4

Симакин А.Г., Эпельбаум М.Б. Влияние динамических факторов на формирование структуры даек интрузивных пород. — В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1985, вып. 13.

Проведен анализ влияния скорости течения расплава на скорость остывания при формировании приальбандовых частей даек интрузивных пород. Оценены условия, при которых конвективный и диссипативный привнос тепла компенсирует теплопотери во вмещающие породы, что вызывает формирование обособленных приальбандовых слоев породы. В результате теоретического и экспериментального анализа показано, что можно определить отклонение скорости остывания расплава при формировании приальбандовых участков от кондуктометрического закона, характеризующего кристаллизацию неподвижного расплава. Оценены условия образования дайки мончикитов (Кольский полуостров). Табл. 4. Ил. 10. Библиогр. 16 назв.

18460

3 р. 20 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»