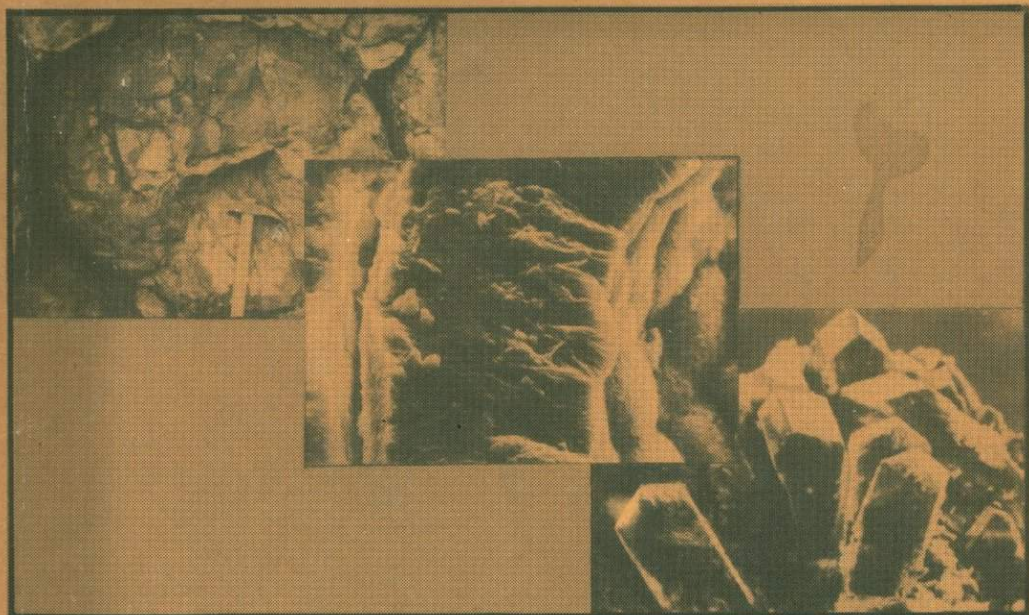




МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ



Издательство «Наука»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
МЕЖДУВЕДОМСТВЕННЫЙ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЙ КОМИТЕТ
КОМИССИЯ ПО ПРОБЛЕМАМ МИРОВОГО ОКЕАНА
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ



Ответственные редакторы
член-корреспондент АН СССР П.П. ТИМОФЕЕВ,
доктор геолого-минералогических наук А.Г. КОССОВСКАЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1984



Academy of Sciences of the USSR
Interdepartmental Lithological Committee
Commission on the World Ocean Problems
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
Far-east Scientific Center-Far-East Geological Institute

MINERAL TRANSFORMATIONS OF ROCKS OF THE OCEANIC CRUST

Книга посвящена проблемам минерального преобразования пород океанической коры. Рассмотрены следующие основные проблемы: изменения базальтов современных океанов; преобразования базальтов континентальных блоков, главным образом базальтоидов палеоокеанических структур геосинклинальных систем; преобразования основных и ультраосновных пород океанического субстрата; экспериментальное и теоретическое моделирование различных типов преобразования базальтоидов и образования "ключевых" новообразованных минералов.

Для геологов, занимающихся проблемами Мирового океана и офиолитовых комплексов.

Рецензенты:

Н.В. Ренгартен, А.С. Перфильев

The book is dedicated to the problems of mineral transformation of rocks of the oceanic crust. There are considered the main problems: changes of basalts of the recent oceans; transformations of basalts of continental blocks, mainly basaltoids of paleoceanic structures of geosynclinal systems; transformations of basic and ultrabasic rocks of the oceanic substratum; the experimental and theoretical modelling of various types of transformation of basaltoids and formation of "key" newly-formed minerals.

For geologists dealing with problems of the World ocean and ophiolitic complexes.

Responsible editor

Corresponding Member of Academy of Sciences of the USSR P.P. TIMOFEEV,
Doctor of geol.-mineral. Sciences A.G. KOSSOVSKAYA

Reviewers:

N.V. Rengarten, A.S. Perflyev

ЧАСТЬ I

ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ОКЕАНОВ
И КОНТИНЕНТОВ

УДК 551.211+552.16

А. Г. Коссовская

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПРОБЛЕМЫ ИЗУЧЕНИЯ
МИНЕРАЛЬНЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Проблема минеральных преобразований пород океанической коры в кору континентального типа привлекает внимание многих исследователей, занимающихся изучением как пород второго и третьего слоев современных океанов, так и офиолитовых комплексов континентальных блоков. При этом наблюдается все более тесное сопряжение работ специалистов, работающих в областях таких геологических дисциплин, как магматическая петрология и аутигенная осадочная минералогия или геохимия [Коссовская, 1980]. Объясняется это тем, что вторичные преобразования основных магматических пород воплощаются в появлении ряда дисперсных минералов (слоистых силикатов, цеолитов и др.), формирующихся в обстановках, свойственных низкотемпературным осадочным процессам, протекающим в экзогенной обстановке Земли как в подводных, так и в наземных условиях при относительно низких P и T , под влиянием окружающей водной среды, при подтоке флюидов, вторичном прогреве и т.д. Вероятно, является симптоматичным, что в последних публикациях по рассматриваемой проблеме появились такие названия, как "Диагенез базальтов..." [Benson, Teague, 1982], "Эпигенез океанических базальтов" [Шутов, 1982].

В нашей стране к настоящему времени на стыке названных выше дисциплин оформилось определенное направление, нашедшее организационное воплощение в рамках рабочей группы "Вторичные преобразования пород океанического субстрата" Комиссии по проблемам Мирового океана. Особенно важное место в работах этого направления заняли исследования преобразования базальтов в разных геологических обстановках океанов и континентальных блоков.

Это нашло отражение в публикациях материалов двух Всесоюзных семинаров, которые состоялись в Звенигороде в 1979 г. и во Владивостоке в 1982 г., посвященных обсуждению рассматриваемой проблемы.

Состояние проблемы. Изучение геохимии и минералогии продуктов преобразования океанических базальтов привлекло внимание многих исследователей. Начиная с описания изменений базальтов в отчетах по глубоководному бурению в рейсах 16 и 17 DSDP в Тихом океане публикуются статьи, специально посвященные разделу "Преобразования" (Alteration). Методический план этих статей различен. Чаще они охватывают отдельные разделы проблемы. Приводится геохимическая характеристика изменений валовых проб базальтов в целом или вулканических стекол, много внимания уделяется изотопному анализу $\delta^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ пород и отдельных минералов, даются подробные описания минералогии новообразований, однако, как правило, не для всей вскрытой скважинами толщи базальтов, а главным образом для отдельных наиболее интенсивно преобразованных участков разреза. Обширные сведения и публикации по преобразованиям океанических базальтов относятся к материалам рейсов 37, 46, 51–53 и др. [Initial..., 1977, 1979].

Как в нашей стране, так и за рубежом появились первые попытки обобщения имеющихся материалов и создания общей картины преобразований базальтов океанического дна [Коссовская, Шутов, 1976, 1980; Минеральные..., 1981; Коссовская, 1982; Шутов, 1982; Hart, 1976; Kerr, 1978; и др.]¹. К настоящему времени обобщение накоплен-

¹ См. статью В.Б. Курносова в настоящем сборнике.

ных материалов, главным образом по базальтам Атлантического и Тихого океанов, дает основание считать, что самая общая картина подводного преобразования базальтов как в геохимическом, так и в минералогическом плане уже очерчена. Очевидно, что при различных процессах взаимодействия базальтов с огромными объемами морской воды они приобретают ряд новых геохимических и минералогических особенностей, чуждых первичному составу базальтовой толеитовой магмы. Особенно важно накопление К и ряда других литофильных элементов — Li, Cs, Rb, Sr и др.; аккумуляция U, интенсивный вынос Ca, участвующего, вероятно, наряду с Ca, приносимым реками, в формировании биогенных карбонатных накоплений, доминирующих в осадочном чехле океанов. О значимости переработки базальтов под влиянием морской воды свидетельствуют также результаты изотопного анализа — обогащение тяжелыми изотопами кислорода и стронция с возрастанием отношений $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, коррелирующихся с увеличением содержания воды и другими показателями измененности базальтов.

Интересные данные получены в результате изучения минералогического воплощения геохимических изменений. Прежде всего является удивительным постоянство в Атлантическом и Тихом океанах ассоциаций новообразованных минералов, накапливающих чуждый океаническим породам калий. В молодых базальтах плейстоцен-миоценового возраста это палагониты и хлорофиты (содержащие до 3–5% K_2O), железистые смектиты (4–5% K_2O) со всей гаммой переходов до селадонитов (5–8% K_2O) и филлипсит (5–6% K_2O). В базальтах обычно эоцен-мелового возраста названная ассоциация дополняется калиевыми полевыми шпатами, замещающими основные плагиоклазы, содержание K_2O в которых достигает 13–15%. Появление калиевых полевых шпатов, замещающих часто как фенокристы, так и микролиты основных плагиоклазов, способствует повышению концентрации K_2O в валовом составе базальтов до 1% и более [Симанович, 1979; Перцев, Русинов, 1981]. В уникально сильно измененных толеитовых базальтах скв. 417А на Бермудском поднятии в верхней 40-метровой толще брекчированных пород и пиллоу-лав содержание K_2O достигает 6–10%. На основании только данных химического состава такая порода должна была бы быть отнесена к группе щелочных пород типа трахиандезитов или сиенитов.

Особенности изменения базальтов, наиболее подробно изученные по скважинам 16, 17, 20, 32–34 и 65-го рейсов в Тихом океане, 37–39, 46, 49, 51 и 52-го рейсов в Атлантическом, сравнение их с материалами ряда других скважин и драгирования показывают региональную масштабность этого явления. Изменением охвачена вся вскрытая толща базальтов, начиная от наиболее древней (>110 млн. лет) до современной океанической коры. Установлены факторы, определяющие степень измененности базальтов: проницаемость пород, длительность активного взаимодействия с морской водой, возраст и влияние повышенных значений теплового потока. Совокупность геохимических и минералогических преобразований океанических базальтов, приводящая к накоплению в них признаков, чуждых породам океанической коры и типичных для коры континентального типа, была названа явлением низкотемпературной начальной континентализации пород океанической коры [Коссовская, Шутов, 1976, 1980; Коссовская и др., 1981].

В литературе в последние годы появились оценки степени преобразованности молодой (Q—миоцен) и старой (P—K) океанической коры по данным изотопного анализа и отношениям $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученным для базальтов ряда скважин DSDP [Hart, Staudigel, 1980; Muchlenbachs, 1980]. Для молодой коры количество измененных пород оценивается примерно в 10%, для старой эти значения очень высоки и достигают 50%. Несмотря на достаточно приближенный характер этих результатов, связанный с отсутствием пока статистических подсчетов, они наряду со всем приведенным выше материалом делают очевидной необходимость учета вторичных преобразований базальтов для построения петрохимических моделей, особенно при интерпретации генезиса основных щелочных пород и геотектонических реконструкциях. Это относится к базальтоидам разных геологических обстановок современных океанов, но должно, несомненно, учитываться и при изучении древних зеленосланцевых комплексов геосинклинальных областей.

Полученная на сегодняшний день картина геохимического и минералогического преобразования базальтов океанического субстрата дает представление об общей направленности процесса, не вскрывая деталей механизма этого сложного и многооб-

разного явления. Поэтому от изучения океанических базальтов в целом естественно перейти к исследованию их преобразований в различных текстурных, структурных и петрохимических типах. Необходимо выяснить, как проходят и чем отличаются процессы преобразований в пиллоу-лавах, массивных потоках и силлах, как влияет на состав новообразованных минеральных ассоциаций быстрота закали и охлаждения, каковы взаимоотношения при формировании аутигенных минералов из морской воды и содержащихся в магме флюидов, каков экранирующий и геохимический эффект осадочного чехла при формировании силлов, какие типы и стадии существуют в преобразованиях базальтов под влиянием гидротермального подтока и повышенных значений теплового поля.

Одной из важнейших задач является проведение работ по сравнительному изучению особенностей преобразования базальтов океанов и различных геологических типов базальтоидов континентов. Наибольший интерес в этом аспекте представляют такие контрастные типы базальтовых формаций, как базальтоиды офиолитовых комплексов геосинклинальных областей и трапповые платобазальты.

Задачи дальнейших исследований. На совещании во Владивостоке в 1982 г. и в статьях, публикуемых в сборнике, уделено значительное внимание обсуждению проблем преобразования базальтов древней океанической коры геосинклинальных областей. Особенное внимание привлекает проблема генезиса спилитов. Эти породы, как известно, исключительно широко распространены в эвгеосинклинальных комплексах всех складчатых систем Земли.

Проблема происхождения спилитов служила предметом дискуссий в течение более чем 100 лет и продолжает оставаться таковым и поныне.

Как известно, существуют три группы концепций, объясняющие генезис спилитов: 1) натровый состав первичной магмы; 2) аутометаморфические преобразования с участием морской воды; 3) региональный зеленокаменный метаморфизм.

Особый интерес проблема спилитов привлекла в связи с появлением данных, характеризующих особенности состава и изменений пород океанического дна. Отсутствие или крайняя редкость зеленосланцево измененных базальтов на океаническом дне, обнаруженных только в зонах трансформных разломов и отличающихся от типичных зеленосланцевых пород геосинклинальных областей свежестью плагиоклазов, заставила многих исследователей вернуться к данной проблеме с новых позиций [Коржинский, 1962; Авдейко и др., 1977; Гельман, Эпштейн, 1979; Колясников, 1982]. В 1974 г. вышел специальный сборник, посвященный спилитам [Spilites... 1974]. В статьях публикуемой книги приводятся новые результаты, полученные при минералого-петрографическом и геохимическом изучении базальтов геосинклинальных областей СССР¹. Вероятно, следующим необходимым шагом решения проблемы является детальная разработка определенных геологических моделей, иллюстрирующих особенности преобразования базальтоидов в различных типах подводных и наземных обстановок, свойственных геосинклинальным системам. При этом должны учитываться и ландшафтная, и геотектоническая обстановка вулканизма, глубины бассейна, петрохимическая и петрографическая специализация базальтоидов, латеральность и локальность их преобразований.

Остаются дискуссионными и требующими концентрации внимания вопросы о *РТ*-условиях разных стадий и типов преобразования базальтов. Проблема роли магматогенных флюидов, "задавленных давлением столба воды в глубоководных обстановках океанов"; пароводных флюидов, связанных с взаимодействием с экзогенной средой в момент излияния базальтов; гидротермальных преобразований, обусловленных циркуляцией по трещинам нагретой морской воды и т.д., требует как учета новых данных, так и постановки специальных исследований. Очень удобным объектом для постановки таких сравнительных исследований являются комплексы пиллоу-лав.

Определяется это несколькими причинами. Первая — это широкое распространение пиллоу-лав. По мнению некоторых исследователей [Fridleiss et al., 1982], пиллоу-лавы являются одним из самых распространенных типов вулканических формаций Земли. По материалам глубоководного бурения в океанах пиллоу-лавы составляют более 50% всей вскрытой толщи базальтов мощностью около 1000 м. На кон-

¹ См. статьи Л.И. Игнатьевой, Ю.А. Колясникова, Б.А. Марковского и др. в настоящем сборнике.

тинентах они повсеместно присутствуют в составе верхних частей офиолитовых комплексов геосинклиналей, слагают вулканические серии подледных излияний и присутствуют в любых обстановках наземных или подводных излияний в континентальные пресноводные или морские водоемы.

Пиллоу-лавы в вулканических сериях ассоциируют с массивными базальтами, гиалокластитами, вулканическими брекчиями, туфами и нередко с прослоями осадочных пород. Роль последних обычно незначительна. Часто они представлены довольно глубоководными кремнистыми, карбонатными, глинистыми отложениями, реже — вулканогенно-терригенными алевролитами и песчаниками, связанными с наземными водоемами.

Возрастной диапазон распространения пиллоу-лав очень велик — от современных до архейских. Петрохимический состав также достаточно разнообразен: от пикритовых базальтов и даже меймечитов¹ до трахитов. Наиболее распространенным типом являются толеитовые и оливиновые щелочные базальты. Химизм пород отражается в размерах и конфигурациях тел, слагающих комплексы пиллоу-лав [Fridleissou et al., 1982]. Механизм образования пиллоу-лав в подводной среде не вызывает сейчас сомнений у подавляющего большинства исследователей. Особенно наглядно и детально он был установлен и проиллюстрирован работами Д. Мура [Moore, 1975], наблюдавшего извержение вулкана Килауэ на Гавайских островах и заснявшего под водой образование причудливых труб, "бобов", "мешков", разнообразных подушек, почковидных образований, возникающих при соприкосновении базальтовых потоков с морской водой и последующих прорывах. Причудливость округлых очертаний различных типов вулканических тел, составляющих формацию пиллоу-лав, была установлена в рифтовых долинах Атлантического хребта и Красного моря отечественными и зарубежными исследователями с подводных аппаратов.

Баллар и др. [Ballard et al., 1981] описывают определенную циклическую латеральную и вертикальную последовательность строения базальтовых серий: массивные базальты начального потока извержения, следующая за ним серия пиллоу-лав и брекчированных прослоев. Внешний облик современных комплексов океанических пиллоу-лав исключительно сходен с древними. Это дало основание Димроту и др. [Dimroth et al., 1978; Dimroth, Lichtblau, 1979] сравнить характер текстурных и структурных последовательностей в строении формаций архейских пиллоу-лав (поток — пиллоу-лавы — гиалокластиты) с современными океаническими базальтами и проанализировать эволюцию их вторичных преобразований. Сходство в морфологическом строении комплекса пиллоу-лав и специфики их преобразования удалось видеть на примере силурийских базальтоидов Мугоджар. Детальное изучение этого комплекса проводится в настоящее время в Лаборатории геоминералогии ГИН АН СССР О.С. Ломовой и др.²

Второй причиной, делающей пиллоу-лавы "выгодным" объектом для изучения, является свойственная им зональная структура поверхностей закаливания и последовательного охлаждения, позволяющая в каждой подушке или "трубе" изучить как бы микромодель стадии остывания и кристаллизации расплава³.

Простейшая схема расположения зон в отдельных подушках такова. Внешняя оболочка состоит из гиалокластита мощностью в несколько миллиметров, редко 1—2 см; обычно она растрескана и сохраняется в виде сидеромеланового стекла с отдельными неизмененными интрателлурическими футляровидными или ограниченными в форме ласточкиных хвостов мелкими вкрапленниками оливина и плагиоклаза. Далее следует оболочка сидеромеланового стекла, также с единичными вкрапленниками интрателлурических плагиоклазов и оливина, в которой появляются отдельные буроватые вариолы, состоящие из параллельных нитевидных кристаллов плагиоклаза в тончайших сростках со стекловатой фазой и, возможно, с пироксенами. Мощность этой зоны от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Часто вариолы в центральной части содержат лейстовидные кристаллики плагиоклаза, являвшиеся зародышевыми центрами, вокруг которых кристаллизовались выделения нитевидных плагиоклазов.

¹ См. статью Б.А. Марковского, Е.Л. Розановой в настоящем сборнике.

² См. статью О.С. Ломовой и В.А. Александровой в настоящем сборнике.

³ В трубах или сложных телах последовательность отдельных оболочек с вариолитовыми структурами может быть сложнее.

При движении дальше в глубь тела подушки вариолей делаются больше, они образуют отдельные сросшиеся грозди и, наконец, появляются сплошные вариолитовые структуры, представляющие собой мозаику одновременно гаснущих округло-полидрических тел. Ниже вариолитовой зоны появляются базальты с метельчатыми, веерообразными структурами, образованными очень тонкими длинными лейстами плагиоклазов, прорастающих дендровидными, обычно окисленными пироксенами и пропитанными стекловатой фазой, дающие часто волнистое угасание отдельных участков породы. Мощность зоны метельчато-веерообразных структур различна, в мелких подушках (размером до 20–30 см) другие структуры кристаллизации не формируются. В более крупных подушках (величиной 0,5–1,5 м) под метельчато-веерообразными появляются тонкозвездчатые структуры, образованные радиально расположенными сростками длинных, часто футляровидных кристалликов плагиоклазов, между которыми выделяются мелкие удлинено-зерноподобные кристаллики пироксенов.

В центральных частях подушек присутствуют вначале обычные микролитовые, а затем интерсертальные структуры. Стекловатый базис в этих породах часто представлен тахилитовым стеклом с рудной пылью; иногда наблюдаются параллельные, елочковидноориентированные или беспорядочно расположенные удлиненные кристаллики титаномагнетита.

Эта отчетливо фиксирующаяся смена структурных оболочек позволяет, во-первых, легко опознавать пиллоу-лавы в кернах океанических скважин и драгированных образцах, даже если в последних они представлены отдельными конусовидными обломками, образующимися при раскалывании подушек по радиальным трещинам, и, во-вторых, делает их перспективным и удобным объектом для сравнительных исследований типов и уровней вторичных преобразований базальтов в разных геологических обстановках океанов и континентов.

К этому нужно добавить еще два обстоятельства, делающих пиллоу-лавы очень привлекательным объектом сравнительного и разностороннего изучения. Прежде всего как образование вариолитовых структур, так и кристаллизация неполных, скелетных, дендритовидных футляроподобных форм главных породообразующих минералов (плагиоклазов, пироксенов, оливина) воспроизведены экспериментально. Образование их зависит от состава лавы и быстроты диффузии в ней "строительных катионов", в свою очередь определяющейся температурой расплава, скоростью его остывания, вязкостью и другими свойствами. Эти экспериментальные данные позволяют восстанавливать первичные условия образования подушечных лав для различных объектов. При сохранении в верхних оболочках реликтов неизмененных стекол их химический состав, так же как состав законсервированных в них интрателлурических вкрапленников, позволяет получить наиболее точную информацию о составе первичного магматического расплава. Вторым, и главным, чем определяется наш интерес к пиллоу-лавам, является легкость их метасоматических преобразований. Быстрота остывания, определяющая зональную структурную неоднородность, обуславливает и легкость возникновения концентрической "расслоенности" подушек, равно как и образования в них радиальной трещиноватости. Это пути возможного легкого проникновения воды на разных стадиях существования породы, начиная от очень раннего еще "горячего" состояния до поздней циркуляции холодных растворов в остывших породах. Пока нет надежных критериев для суждения об отдельных стадиях истории преобразования подушечных лав; их установление и типизация, как уже говорилось, являются одной из основных задач будущих работ.

Каковы же отправные пункты постановки исследования подушечных лав? Прежде всего в океанах в подушечных лавах, в прослоях гиадокластитов и базальтовых брекчиях отчетливо обнаружилось очень важные и специфические черты их низкотемпературных преобразований. Они сейчас достаточно хорошо изучены как геохимически, так и минералогически. Наиболее постоянная и существенная особенность этих преобразований заключается в накоплении калия — элемента, чуждого породам океанической коры. Чем старше возраст пород и сильнее их проницаемость (трещиноватость, везикулярность и т.д.), тем более интенсивно они изменены. В результате наиболее глубоких преобразований в базальтах накапливается 1–6% K_2O , почти полностью выносятся Са; они приобретают ярко выраженную щелочную, калиевую тенденцию и по химизму могут стать близки щелочным породам типа муджеритов и тра-

хибазальтов. Этот процесс наиболее выразительно проявлен в меловых базальтах скв. 417А, расположенной на Бермудском поднятии [Перцев, Русинов, 1981]. Однако он имеет региональное распространение и охватывает не только древние океанические базальты, но и проявляется даже в самых молодых базальтах, драгированных в центральной рифтовой долине Атлантического хребта [Scott, Hajach, 1976; Коссовская и др., 1982].

Хорошо зафиксированы и те структурные позиции, в которых раньше всего начинается формирование аутигенных низкотемпературных калиевых минералов. Это трещиноватые гиалокласты, зоны дробления сидеромелановой оболочки и верхние и нижние контуры оболочки вариолитовой зоны, т.е., по-видимому, наиболее "уязвимые" по своей проницаемости участки.

Итак, одна из задач — выяснить, формировались ли и сохранялись ли продукты низкотемпературного калиевого минералогенеза в базальтах палеоокеанических структур. Это тем более интересно, что обогащение калием и другими литофильными компонентами уже зафиксировано в тех же структурных позициях, что и в океанических базальтах, в некоторых пиллоу-лавах палеоокеанических бассейнов. Оно отмечено Л.И. Игнатъевой¹ и описано в фациях гиалокластитов и пиллоу-лав с приуроченными к ним месторождениями колчеданных руд многих нижнесилурийских базальтов Урала [Пуркин и др., 1979].

Естественно, насколько важны ответы на следующие вопросы: как сопряжена калиевая щелочная тенденция в ряде базальтоидов эвгеосинклинали с их геологическим положением и каково ее минералого-петрографическое воплощение? Является ли калиевая тенденция "реликтовой" и связанной с начальными низкотемпературными изменениями, имевшими место при процессах гальмиролиза на океаническом дне? Представляет ли она собой первичную характеристику расплава и связана ли с глубиной очага процессами дифференциации, ассимиляции чуждого корового материала, ликвацией и другими процессами, входящими в сферу исследований магматической петрологии? Или, наконец, это процессы более позднего наложенного калиевого метасоматоза?

Сходство структурных характеристик подушечных лав базальтов современного океанического субстрата и древних палеоокеанических структур является благоприятной предпосылкой для возможности рассмотрения этих вопросов. Исследователи должны сочетать изучение петрографии исходных магматических пород, стадийный анализ парагенезов новообразованных минералов с применением современных методов кристаллохимических исследований и широким привлечением геохимии не только породообразующих, но и малых элементов, в частности редких земель, и несомненно методов изотопного анализа.

Перечисленные вопросы относятся, конечно, не только к изучению явлений калиевого метасоматоза. Самым тесным образом они взаимосвязаны с проблемой более глубоких зеленокаменных изменений и генезисом спилитов. Хорошо известно, что почти все древние подушечные лавы находятся на зеленокаменной стадии изменения и относятся к спилитам. Вопросы, которые остаются пока открытыми: каковы взаимоотношения низкотемпературной калиевой (гальмиролитической?) и натриевой (метаморфической?) стадий преобразований? Когда осуществлялась спилитизация? Наложенный ли это более поздний процесс или он осуществлялся так же, как калиевый метасоматоз гальмиролиза, но в других термодинамических условиях, в частности в условиях повышенных значений теплового потока в определенных районах океанического дна при участии горячей морской воды?

Очень важный вопрос, но пока почти не освещенный на уровне стадийного минералого-кристаллохимического анализа, это выявление отличий автометаморфических преобразований базальтов, формирующихся за счет реализации "внутреннего" собственного резерва летучих или воздействия окружающей водной среды (выгодным объектом для решения этого вопроса должны оказаться "дырчатые" подушки с крупными пустотами в центральной части). Новые минералогические данные по изменению пиллоу-лав океанического субстрата в условиях высоких значений теплового потока как будто позволяют подойти к решению этого вопроса.

В зонах трансформных разломов Атлантического хребта (Вим, Романш и др.) опи-

¹ См. статью Л.И. Игнатъевой в настоящем сборнике.

саны базальты, находящиеся на уровне зеленокаменной и цеолитовой фаций метаморфизма [Miyashiro, 1972; Миясиро и др., 1973; Аументо и др., 1973; и др.]. Однако эти породы отличаются от обычных зеленокаменных пород свежестью основных плагиоклазов, присутствием смектитов и массовым распространением Na-цеолитов альбита и натролита. Как известно, все эти признаки не типичны для начальных фаций наземного метаморфизма, где ведущими являются Са-цеолиты, в частности ломонтит, полностью отсутствуют смектиты, а плагиоклазы альбитизированы. Это дало основание говорить о специфике зеленокаменных фаций океанического метаморфизма [Коссовская, Шутов, 1976]

Собственно спилиты были долгое время известны только на хребте Карлсберг. В последние годы зафиксировано довольно много находок зеленокаменно измененных базальтов, всегда приуроченных к разломным зонам срединных хребтов [Силантьев, 1981]. Однако ни одна из этих находок до последнего времени не отвечала на вопрос о времени и условиях Na-метасоматоза, появлении альбита, эпидота, актинолита, кварца и смене кристаллически подвижных структур смектитов неразбухающими структурами хлоритов.

Наиболее интересные результаты приводятся в работе Хэмфри и Томпсона [Humphris, Thompson, 1978], которые использовали микрозондовое изучение новообразованных минералов. В измененных пиллоу-лавах, драгированных в рифтовой долине Атлантического хребта (4 и 22° ю.ш., рейсы АП и АП-42), были установлены ассоциации минералов, включающих хлорит, альбит, актинолит и эпидот; эти минералы замещают плагиоклазы, оливин, стекловатый базис и выполняют везикулы и трещинки. Изменения были максимальны в верхних оболочках и очень незначительны или отсутствовали в центре подушек. В валовом составе пород особенно интенсивно проявилось удаление Са, содержание Na_2O и K_2O оставалось практически постоянным, возрастало во внешних оболочках содержание MgO , что связано с широким развитием хлорита. Судя по данным микрозондового изучения хлорита, в структуре этого слоистого силиката содержится много воды (Σ окислов = $87 \div 88\%$), что дает основание предположить присутствие корренситов или даже сапонитов; данные рентгеноструктурного анализа, к сожалению, отсутствуют.

Наиболее важные результаты, впервые иллюстрирующие механизмы зарождения зеленосланцевых изменений при наложенном гидротермальном метаморфизме или вторичном разогреве океанических базальтов, были получены В.Д. Шутовым [1982] на примере изучения 30-метровой толщи плейстоценовых пиллоу-лав в скв. 456 Мариокского трюга. В разрезе выделяются три зоны. Максимально изменены породы верхней зоны мощностью около 2 м, расположенной непосредственно под осадками. В составе новообразованных минералов присутствуют корренсит (кристаллохимический предшественник хлорита), кварц, альбит, эпидот, пирит. Наиболее преобразованы оболочки пиллоу, отличающиеся высокой проницаемостью с метельчатыми, сноповидными и интерсертальными структурами. В нижележащей зоне породы изменены значительно слабее — аутигенные новообразованные минералы представлены смектитами, присутствуют гидроокислы Fe и Mn. Интенсивность преобразований уменьшается при движении вниз по разрезу. Скважина 456 расположена в зоне высоких значений теплового потока (3,7 ед. HSU). Более высокотемпературный характер преобразований самой верхней части базальтовой толщи объясняется, по-видимому, ее большей проницаемостью для проникновения горячей морской воды и теплоизолирующим эффектом "одеяла" вышележащих осадков.

Указанные факты дают основание считать, что преобразования базальтов "спилитового" направления могут иметь, вероятно, двойную природу. В одних случаях изменения базальтов осуществляются при постепенном погружении с последовательным повышением температур и давлений. Это по существу тот же процесс, который был впервые обнаружен при изучении мощных толщ вулканогенных граувакк эвгеосинклинальных областей, где установлена последовательная смена зон регионального эпигенеза метаморфизмом: а) зона неизмененного вулканического стекла—смектитов; б) зона Са-цеолитов—смектита—корренситов; в) зона ломонтита—хлорита; г) зона альбита—хлорита—эпидота. Этот широко известный ряд, впервые зафиксированный в мощных толщах граувакк Новой Зеландии [Coombs et al., 1959] и Верхоянского хребта [Коссовская, Шутов, 1955; Kossowskaya, Schutov, 1958; и др.], очень хорошо сейчас изучен во многих комплексах вулканических пород на Камчатке [Набоко,

1968] и в Японии [Utada, 1970; Ijima, Utada, 1971; Shimazu, 1971; Seki, 1972]. Та же последовательность была впервые намечена в базальтах Исландии Уолкером [Walker, 1960] и недавно детально изучена в мощном (2000 м) разрезе скважины в Рийд-фьорде (Исландия) [Schmincke et al., 1982; Menegal, Robinson, 1982; Viereck et al., 1982], а также в разрезе меловых базальтов Центрального Чили [Levis et al., 1982].

Зеленокаменные изменения другого типа происходят непосредственно на океаническом дне при ранних изменениях базальтов морской водой в условиях повышенных значений теплового потока. Изучение геологической ситуации распространения базальтов, ассоциаций и кристаллохимических особенностей новообразованных минералов, вероятно, даст возможность найти критерии, позволяющие различать эти два типа спилитизации, или, точнее, возникновения зеленокаменных преобразований.

Вторичные изменения базальтов и проблемы формирования рудных концентраций в океанах и на континентах. При вторичных преобразованиях океанических базальтов происходит интенсивное высвобождение рудных компонентов. Этот факт уже давно хорошо известен исследователям. Корки гидроокислов Mn и Fe всегда присутствуют на образцах драгированных океанических базальтов. Мощность этих корок, определяющаяся степенью интенсивности переработки базальтов, зависит от возраста пород, т.е. от длительности непосредственного взаимодействия с морской водой и участия в переработке гидротермальных растворов нагретой морской воды. На базальтах, драгированных в районе древних поднятий, мощность поверхностных Fe-Mn корок достигает 5–7 см [Рудник и др., 1981]. Описанию этих образований посвящена большая литература. Наша задача — показать значимость вторичных преобразований базальтов, обеспечивающих и стимулирующих процесс экстракции рудородных компонентов и его минералогическое воплощение. Проблема эта очень важна, но ей пока уделяется совершенно недостаточное внимание.

В решении Владивостокского совещания была специально подчеркнута необходимость резкого усиления работ по изучению мобилизации рудных компонентов при подводном изменении базальтов и связи этих процессов с фиксацией рудородных компонентов в осадочном слое океанов, в частности выявление зависимости между экстракцией рудных элементов из базальтов в активных участках океанического дна и формированием металлоносных осадков, Fe-Mn корок, конкреций и других рудородных проявлений.

В последние годы многими исследователями были сделаны обобщения по металлогении океанов и офиолитов пластин океанической коры континентов. Бонатти [Bonatti, 1978] на основе этих данных предложил схему металлогении всех структурных этажей офиолитов, начиная с платиново-никелевого и хромитового оруденения, связанного с ультрабазитами, медно-цинковых руд дайкового комплекса и кончая сульфидным оруденением базальтов и различными типами рудопроявлений в осадочном чехле. Конвекционные модели Бонатти [Bonatti, 1978] и Тотча [Toth, 1980] рассмотрены в недавней публикации А.Г. Коссовской, В.В. Петровой и В.Д. Шутова [1982]. Сущность их заключается в том, что в активных зонах океанического дна морская вода глубоко проникает по трещинам пород, нагревается до 300°C и выше и при этом резко меняет свою характеристику. Слабощелочные окисленные растворы делаются кислыми (с $pH < 4$) и восстановленными. Эти растворы способны интенсивно выщелачивать металлы из базальтов.

Возможность экстракции железа и марганца при подводных изменениях базальтов обоснована многочисленными экспериментами, проводимыми при разных температурах и соотношениях объемов вода—порода. В экспериментах Бишофа Диксона и Сифрайда показано, что при $T = 200^\circ C$, $P = 500$ кбар и соотношении вода—порода 50:1 тяжелые металлы выщелачиваются в достаточных количествах для формирования металлических осадков. Процесс сопровождается интенсивным выщелачиванием Mg и Si и формированием Mg- и Fe-Mg смектитов. Ранний уход Mg и части ионов OH из растворов обеспечивает падение pH до 4,5. При смешении этих флюидов со щелочной морской водой в зависимости от условий разгрузки может произойти разобщение Fe и Mn. Железо выпадает на всех стадиях "разведения" флюид—морская вода, Mn остается в растворах. В серии других экспериментов Моттл и др. показали, что в системах с низким отношением вода—порода (3:1) при $T = 200 \div 300^\circ C$ в растворах оказывается относительно мало Fe и Mn, при $T = 300 \div 500^\circ C$ количество их резко увеличивается. Низкое содержание Fe и Mn в растворе при $T = 200^\circ C$, как пред-

полагают эти авторы, может быть связано с вхождением их в синтезирующиеся смектиты. В экспериментах при более высоких температурах получена ассоциация сульфидов Fe и Cu: пирит, пирротин, халькопирит. Источником серы являлись как сами базальты, так и сульфаты морской воды, восстановленные окислением Fe^{2+} в Fe^{3+} . Таким образом, Fe и Cu могут выпадать на более ранних стадиях подъема горячих растворов, образуя сульфиды, заполняющие пустоты и жилки в базальтах. При излиянии растворов на дно и смешении их с холодной морской водой Fe окисляется и выпадает в виде гидроокислов или, взаимодействуя с SiO_2 железистых силикатов, в виде нонтронита. Mn, оставаясь в растворах дольше, также осаждается и часто образует скопления водных гидроокислов, в составе которых присутствуют бернессит, тодорokit или группа вернадита.

В природных условиях на дне океанов современные рудные геотермальные поля приурочены к активным зонам, где происходит интенсивная тектоническая и гидротермальная переработка молодой океанической коры. Тип рудообразования зависит от состава и температурного режима фильтрующихся растворов, определяющихся, в свою очередь, близостью положения магматических камер и скоростью спрединга, интенсивностью проникновения и циркуляции в породах морской воды [Ballard et al., 1981; и др.].

Можно уже сейчас, очевидно, наметить разные типы геологических обстановок на дне океанов, отличающихся интенсивностью выноса рудоносных компонентов и формированием разных концентраций рудоносных образований в осадочном слое океанов.

Первым типом в этом ряду являются уникальные образования массивных сульфидов в экстремальных обстановках на Восточно-Тихоокеанском поднятии (21° с.ш.). Условия их образования связаны с очень высокими температурами ($300^\circ C$) изливающихся растворов, почти не "успевших" смешаться с холодной морской водой.

Вторым типом могут служить осадки гидротермальных холмов Галапагосской зоны, где наблюдается интенсивный синтез нонтронитов и Fe-Mn корок. Формируются они при более низкотемпературном режиме (на поверхности зафиксированы температуры около $20^\circ C$). Близки к этому типу и металлоносные отложения Красноморского рифта, хотя в их формировании существенная роль принадлежала специфическим рассолам [Кононов, 1983]. К следующему типу можно отнести обширную площадь Тихого океана (свыше 10 млн. км²), представляющую, по А.П. Лисицыну [1981], область формирования металлоносных осадков, содержащих свыше 10% эндогенного Fe. В.И. Муравьевым подробно рассматривается механизм образования этих специфически океанических рудных образований¹.

Установление конкретных парагенезов минералов, свойственных разным типам и стадиям преобразования базальтов, при процессах экстракции из них рудоносных компонентов — важная задача последующих работ. Интерес к изучению преобразований базальтов связан не только с решением проблем металлогении океанов. Сульфидные руды, найденные на Восточно-Тихоокеанском поднятии, многими авторами рассматриваются как аналоги массивных сульфидных руд, связанных с офиолитовыми комплексами Кипра, Турции, Филиппин и др. [Solomon, Walshie, 1979]. Стоит остановиться на положениях, высказанных А.В. Пуркиным с соавторами [1979]. Авторы показывают, что многие колчеданные месторождения Среднего и Южного Урала приурочены к верхним горизонтам нижнесилурийских инициальных базальтов, оторванных стратиграфически от вышележащих контрастных андезито-дацитовых формаций и вулканогенно-осадочных комплексов. Они установили, что эти месторождения связаны с фациями гиалокластитов и пиллоу-лав нижнепалеозойского палеоокеана. Ими широко используются наиболее яркие индикаторные текстурные, петрографические, минералогические и геохимические характеристики пород, которые позволяют сравнивать их с преобразованиями базальтов в современных океанах.

Заключение. Объем статьи позволяет лишь в самой сжатой форме и далеко не полно осветить круг проблем, связанных с изучением преобразований базальтов океанов и континентов. Затронуты проблемы, которые лишь частично освещаются в статьях сборника и которые еще предстоит ставить и решать. В частности, почти совсем не освещена проблема преобразований пород континентального траппового вулканизма, хотя работы эти ведутся, а практическая и теоретическая значимость их не вызывает

¹ См. статью В.И. Муравьева в настоящем сборнике.

сомнений. Пока очень мало данных, связанных с рассмотрением преобразований базальтов как источников рудоносных растворов и концентраторов рудных накоплений. Вызвано это сложностью проблемы. Достаточно сказать, что, несмотря на многочисленные статьи в зарубежной печати, посвященные умбрам и сульфидам месторождений Кипра, единая точка зрения, объясняющая генезис этих сложных месторождений, отсутствует. Наконец, пока не затрагивается один из важнейших вопросов современной геологии — проблема источников питания океана. Новые данные, полученные на примере только гидротермальной Галапагосской системы, однозначно показывают, что поступление ряда элементов (Ca, K, Si, Li, Rb и др.) оказывается сопоставимым с материалом, поступающим с реками; и тот баланс вещества, который ранее постулировался с позиций поступления вещества только с континентов, нарушен [Ballard et al., 1981; Edmond et al., 1979; и др.]. Очевидно, остается еще много проблем, которые должны оказаться в центре внимания дальнейших исследований.

В целом можно сказать, что в книге, включающей не только базальтовую проблематику, но и важнейшие вопросы преобразования ультрабазитов, приводится новый и обширный фактический материал, причем больше ставится вопросов (или приводятся альтернативных заключений), чем дается исчерпывающих объяснений механизма наблюдаемых явлений и процессов. В этом нет ничего удивительного. Вся проблема преобразований пород океанической коры является новой как в плане теоретических представлений современной геологии, непрерывно обогащаемой новым фактическим материалом, так и в аспекте реализации полученных результатов для интерпретации генезиса многих полезных ископаемых, связанных с современной и древней океанической корой.

ABSTRACT

The present-day state of knowledge is shown, and the tasks of further studies dealing with mineral transformations of the oceanic crust are determined. A special attention is paid to the possibility of K-accumulation in rocks of the oceanic substratum, genesis of spilites and problems related to transformations of basalts as sources of ore-bearing solutions and concentrations of ore accumulations.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Скрипко К.А. К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 123—133.
- Аументо Ф., Ланкаревич Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон 45° с.ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168—197.
- Гельман М.Л., Эпштейн О.Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, с. 41—53.
- Колясников Ю.А. Проблема происхождения спилитов и особенности спилитизации базальтов Корякского нагорья. — Тихоокеанская геология, 1982, № 2, с. 45—51.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма рифтовых зон и островных дуг. М.: Наука, 1983. 215 с.
- Коржинский Д.С. Проблема спилитов и гипотеза транспаризации в свете новых океанологических и вулканологических данных. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 9, с. 12—17.
- Косовская А.Г. Проблемы геоминералогии. — В кн.: Литология в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 110—158.
- Косовская А.Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3—9.
- Косовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации процессов палагонитизации океанических базальтов и экстракции рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
- Косовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—17.
- Косовская А.Г., Шутов В.Д. Зоны эпигенеза в терригенном комплексе мезозойских и верхнепалеозойских отложений Западного Верхоянья. — Докл. АН СССР, 1955, т. 103, № 6, с. 1085—1088.
- Косовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 15—30.
- Косовская А.Г., Шутов В.Д. Эмбриональная континентализация океанической коры. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океанов. — Л.: Недра, 1980, с. 48—55.
- Лисицын А.П. Вклад эндогенного вещества в океанскую седиментацию. — В кн.: Литология

на новом этапе геологических знаний. М.: Наука, 1981, с. 20—45.

Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981. 183 с.

Миясиро А., Сидо Д., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24° и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140—153.

Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1968. 172 с.

Перцев Н.Н., Русинов В.Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера". — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 17—22.

Пуркин А.В., Анянцев Е.М., Вострокнутов Г.А. и др. Методические рекомендации по поискам скрытых медноколчеданных месторождений на Урале. Свердловск, 1979. 248 с.

Рудник Г.Б., Меланхолина Е.Н., Кудрявцев Д.И. и др. Породы второго океанического слоя в разрезах поднятий Шатского и Хесса (Тихий океан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 11, с. 21—32.

Силантьев С.А. Метаморфизм пород океанического субстрата. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 120—126.

Симанович И.М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 52—63.

Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.

Ballard R.D., Craig H., Edmond J. et al. Crustal processes of the Mid-Oceanic ridge. — Science, 1981, vol. 213, p. 31—40.

Benson L.V., Teague L.S. Diagenesis of basalts from the Pasco Basin, Washington-I. Distribution and composition of secondary mineral phases. — J. Sediment. Petrol., 1982, vol. 52, N 5, p. 595—613.

Bonatti E. The origin of metal deposits in oceanic lithosphere. — Sci. Amer., 1978, vol. 238, N 2, p. 54—61.

Coombs D.S., Ellis A.I., Fyfe W.S., Taylor A.M. The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, N 1/2, p. 53—107.

Dimroth E., Cousineau P., Ledue M., Sanscharin Y. Structure and organization basalts flows, Rouyn Noranda area, Quebec, Canada. — Canad. J. Earth Sci., 1978, vol. 15, N 6, p. 902—918.

Dimroth E., Lichtblau A.P. Metamorphic evolution of Archean hyaloclastites Noranda area, Quebec, Canada. 1. Comparison of Archean and Cenozoic-Sea floor metamorphism. — Canad. J. Earth Sci., 1979 vol. 16, N 7, p. 1315—1340.

Edmond J.M., Measures C., McDuff R.E. et al. Crust hydrothermal activity and balance of major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1979, vol. 46, N 1, p. 1—18.

Fridleiss I.B., Furnes H., Atkins F.B. Subglacial volcanics — on the control of magma chemistry on pillow dimension. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1982, vol. 13, p. 103—117.

Hart R. Progressive alteration of the oceanic crust. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1976, vol. 34, p. 433—437.

Hart S.R., Staudigel H. Ocean crust-seawater interaction: Sites 417 and 418. — In: Initial Reports

of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1980, vol. 51/53, pt 2, p. 1169—1176.

Humphris S.E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by seawater. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, p. 107—125.

Ijima A., Utada M. Mineralogical study of sedimentary rocks from Japan. — Abstrs. US — Japan Seminar "The origin and mineralogy of sedimentary zeolites", 1971.

Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1977, vol. 37, p. 1008.

Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1979, vol. 45, p. 717.

Kerr R.A. Seawater and the ocean crust: the hot and cold of it. — Science, 1978, vol. 200, p. 1138—1141.

Kossowskaya A.G., Shutov V.D. Zonality in the structure of terrigenous deposits in platform and geosynclinal regions. — Eclog. geol. helv., 1958, vol. 51, p. 656—666.

Levis B., Aguirre L., Nystrom I.O. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas. Comparison of basalt and spilitite in Cretaceous Basic flows from Central Chile. — Contribs Miner. and Petrol., 1982, vol. 80, p. 49—58.

Menegal J.M., Robinson P.T. Secondary mineralization and hydrothermal alteration in the Reydarfjörður Drill Core, Eastern Iceland. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N 88, p. 6511—6524.

Miyashiro A. Metamorphism and related magmatism in plate tectonics. — Amer. J. Sci., 1972, vol. 272, N 7, p. 629—656.

Moore J.G. Mechanism of formation of pillow lava. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 63, p. 269—277.

Muchlenbachs K. The alteration and aging of the basaltic layer of the sea floor: Oxygen isotope evidence from DSDP/IPOD Legs 51/53. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1980, vol. 51/53, pt 2, p. 1159—1167.

Schmincke H.U., Viereck L.G., Griffin B.I., Pritchard R.G. Volcanoclastic rocks of the Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland. 1. Primary features. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N 8, p. 6437—6438.

Scott R.B., Hajash A.I.R. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microprobe study. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 480—501.

Seki Y. Lower-grade stability limit of epidote in the light of natural occurrences. — J. Geol. Soc. Jap., 1972, vol. 78, N 8, p. 405—413.

Shimazu M. On authigenic minerals in the spilitic basalts in the inner belts of northeastern Japan. — Miner. Soc. Jap. Spec. Pap., 1971, N 1, p. 134—139.

Solomon M., Walschie J.L. The formation of massive sulfide deposits on the seafloor. — Econ. Geol., 1979, vol. 74, N 4, p. 797—813.

Spilites and spilitic rocks. B., 1974.

Toth I.R. Deposition of submarine crust rich in manganese and iron. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1980, vol. 91, pt 1, p. 44—54.

Utada M. Zeolitic zoning in the neogene piroclastic rocks in Japan. — Sci. Pap. Coll. Gen. Educ. Univ., Tokyo, 1970, vol. 21, p. 189—221.

Viereck L.G., Griffin B.I., Schmincke H.U., Pritchard R.G. Volcanoclastic rocks of the Reydarfjörður Drill Hole, Eastern Iceland. 2. Alteration. — J. Geophys. Res., 1982; vol. 87, N 88, p. 6459—6476.

Walker Y.P.L. Zeolite zones and dike distribution in relation to the structure of the basalts of Eastern Iceland. — J. Geol., 1960, vol. 68, p. 515—528.

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ КОРЫ ОКЕАНА

В настоящее время широко обсуждается проблема вторичных преобразований базальтового слоя коры океана под воздействием морской воды. Этому процессу придается решающее значение в поставке в океан рудного и петрогенного вещества. В то же время остается еще много неясного в вопросах преобразования базальтов и роли каждой из стадий в их изменении [Коссовская и др., 1981; Курносов и др., 1981; Перцев, Русинов, 1981; Харин, 1981; Шутов, 1982]. Кроме того, не освещена связь вторичных изменений базальтового слоя с фанерозойской историей магматизма в океане.

При изучении базальтов из коры океана, пробуренных с судна "Гломар Челленджер" на мощность до 600 м, выделяются три стадии их вторичных преобразований: консолидация, гальмиролиз, вторичный разогрев погружения.

Стадия консолидации базальтов. Изменения базальтов при остывании изливающегося расплава до температуры окружающей среды отнесены к стадии консолидации, соответствующей дейтерогенной стадии В.Д. Шутова [1982]. Близкого названия, дейтерическая стадия, придерживался и автор [Курносов, 1982], но отказался от этого термина, так как он отражает относительно высокотемпературный этап стадии консолидации.

На этой стадии, самой кратковременной по сравнению с последующими стадиями, может ограниченно проявляться вторичное минералообразование и экстракция вещества из остывающих базальтов. Интенсивность этих процессов зависит прежде всего от способа излияния — эффузивного или интрузивного, а также от мощности магматических тел, определяющей скорость остывания.

В преимущественно силловом комплексе толеитовых базальтов из впадины Науру (скв. 462А, рейс 61 DSDP) установлены редкие проявления относительно высокотемпературных жильных минералов — талька, хлорита и актинолита [Kurnosov et al., 1981], приуроченные к силлам большой мощности. Их формирование можно связать только со среднетемпературным этапом стадии консолидации (500–300°С).

В грубозернистых базальтах, образовавшихся при медленном остывании магматических тел в Калифорнийском заливе, вскрытых скв. 485А в 65-м рейсе DSDP среди вторичных минералов, замещающих основную массу базальтов, выявлены тальк, актинолит, серпентин, хлорит и, возможно, гидрослюда. Их формирование можно отнести к стадии консолидации базальтов в интервале спада температур примерно от 500 до 200°С. Образование вторичных минералов при остывании базальта подчеркивается замещением талька хлоритом, хлорита смектитом, а также появлением относительно высокотемпературных минералов: актинолита, талька и хлорита в раскристаллизованных базальтах и отсутствием их в стекловатых разностях.

Заключительный, низкотемпературный этап остывания консолидированного базальта, вероятно, проходил быстро и сопровождался в лучшем случае развитием небольшого количества смектита. Быстрое охлаждение пиллоу-лав и тонких потоков, преобладающих в разрезе Коста-Риканского рифта (скв. 504В, рейсы 68–70 DSDP), не сопровождалось сколько-нибудь заметным вторичным минералообразованием при формировании главным образом стекловатых закалочных структур базальтов [Kurnosov et al., 1983].

Таким образом, вторичное минералообразование, приуроченное к стадии консолидации, слабо затрагивает только медленно остывающие базальты силлов и лавовых потоков большой мощности. При закалке маломощных излияний не успевают формироваться фазы, относящиеся к вторичным минералам.

В настоящее время остается неясным вопрос об экстракции вещества при контакте излившегося на океаническое дно базальтового расплава с окружающей морской водой. Большое значение этому этапу магматизма в выносе вещества в океан придает А.П. Лисицын [1980]. Но количественных данных, подтверждающих потерю химических компонентов горячими базальтами в воде, нет.

Для решения принципиальной возможности экстракции вещества на этой стадии нами совместно с Н.Н. Бариновым были проведены рекогносцировочные эксперименты по закалке базальтового расплава в воде. Для этого искусственно приготовленный

базальтовый расплав выливали в дистиллированную и синтетическую морскую воду. В результате было установлено появление в прореагировавшей дистиллированной воде Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, Zn, Cu. В морской воде увеличилось содержание Fe в 5 раз, Zn в 2,6 раза, Cu и Co в 2 раза, Ca в 1,6 раза, Mn и Ni в 1,3 раза. В природных условиях присутствие в контактирующем с морской водой расплаве летучих компонентов может усилить вынос петрогенного и рудогенного вещества в океан. Таким образом, стадия консолидации базальтов почти не сопровождается вторичным минералообразованием, но в то же время на ее высокотемпературном этапе из базальтов может экстрагироваться вещество океанической водой.

Гальмиролиз. Консолидация базальтов на океаническом дне сменяется более продолжительной стадией — гальмиролизом, т.е. холодным контактом с морской водой. Длительность гальмиролиза обусловлена временем до перекрытия базальта последующими лавовыми потоками или осадками и появления признаков его разогрева за счет теплового поля коры океана.

Установленные гальмиролитические преобразования стекла [Гептнер, 1977; Курнов и др., 1978; Коссовская и др., 1982; Шутов, 1982] почти не заметны в измененных базальтах, вскрытых глубоководными скважинами. Кроме того, возможно, что преобразования, отнесенные к гальмиролитическим, могли в той или иной степени уже пройти на стадии консолидации или, напротив, наступить на стадии разогрева. В то же время гальмиролиз следует рассматривать как один из решающих факторов наряду со структурно-текстурными характеристиками базальтов, с тепловым режимом и тектонической активностью региона, определяющих преобразования базальтового слоя на последующей стадии. При гальмиролизе происходит заполнение морской водой макро- и микропустот, имеющих в базальтах на этом этапе их существования. Перекрытие базальтов последующими лавовыми потоками или осадками приводит к консервации в них морской воды. При разогреве на последующей стадии законсервированной воды и происходят основные события, приводящие к тем изменениям базальтов, которые фиксируются при изучении керна глубоководного бурения. На большую роль гальмиролиза как подготовительного этапа к дальнейшим преобразованиям обратил внимание Г.С. Харин [Харин, Шевченко, 1981].

Стадия вторичного разогрева погружения. После того как эффузивные тела оказываются перекрытыми базальтовыми покровами и (или) осадками, они в той или иной мере подвергаются разогреву под влиянием теплового потока и сопровождаются преобразованиями, которые отнесены к стадии вторичного разогрева погружения. Эта стадия относится к начальному этапу метаморфизма погружения магматических пород и по данным глубоководного бурения проявляется в верхней части базальтового слоя (не менее 600 м). Она соответствует стадии гидротермального метаморфизма В.Д. Шутова [1982].

Преобразования базальтов, происходящие на этой стадии, наиболее интенсивно проявляются при благоприятном сочетании следующих факторов: преобладании в разрезе стекловатых разностей базальтов и их повышенной проницаемости, высоком тепловом потоке и достаточном для преобразований интервале времени.

Всем этим условиям соответствует район Коста-Риканского рифта. В разрезе неогеновых толеитовых базальтов, вскрытых в скв. 504В на мощность 561 м, преобладают пиллоу-лавы и тонкие потоки. Базальты по всему разрезу сильнотрещиноватые, проницаемость составляет 1 Д. Максимальная температура, замеренная в скважине, 111°С. Основная масса толеитовых базальтов Коста-Риканского рифта (стекло и редкий оливин) замещена триоктаэдрическим смектитом на всю мощность вскрытого разреза. Реакции замещения проходили в щелочных восстановительных условиях при температуре не менее 100°С [Kurnosov et al., 1983]. Пироксены и плагиоклазы при этом оставались свежими. В экспериментальных работах по преобразованию стекловатых базальтов при взаимодействии с морской водой был получен также триоктаэдрический смектит в близких к природным физико-химическим условиям [Bischoff, Dickson, 1975; Hajash, 1975, 1978; Mottl, Holland, 1978; Котов и др., 1978; Холодкевич и др., 1981; Холодкевич, Гептнер, 1982].

Вероятно, основная масса базальтов преобразована прежде всего морской водой, насытившей базальты еще при гальмиролизе и законсервированной в них перекрывающими толщами. Разогрев базальтов и заключенной в них "гальмиролитической" воды в тепловом поле обусловил их активное взаимодействие. Монотонность условий преобра-

зования базальтов определила формирование однообразного вторичного минерала — Fe-Mg триоктаэдрического смектита.

В то же время несомненно, что в базальтовый комплекс Коста-Риканского рифта проникала и океаническая вода по тектоническим трещинам. Она зафиксирована появлением жильных минералов, возникающих в окислительных условиях, и прежде всего развитием окислов железа на мощность 290 м, а также изменениями базальтов в маломощных околожильных участках. Наступление окислительных условий после восстановительных [Kurnosov et al., 1983] в отличие от представлений Басса [Bass, 1976] может указывать на перемещение центров извержения, сопровождавшееся смесью на каждом рассматриваемом участке восходящих гидротермальных растворов на нисходящие потоки морской воды и соответственно изменением восстановительного режима на окислительный. В четвертичных базальтах Калифорнийского залива не удалось обнаружить признаков окислительного режима. Это наблюдение показывает, что вблизи оси рифта морская вода не проникала в базальты по тектоническим трещинам.

Вторичное минералообразование, интенсивно проявившееся в стекловатых базальтах Коста-Риканского рифта, слабо выражено в хорошо раскристаллизованных базальтах и долеритах лавовых потоков большой мощности (десятки метров) и силлов, изученных во впадине Науру (рейс 61, скв. 462А) и Калифорнийском заливе (рейс 65, скв. 485А). Основная причина бедности вторичного минералообразования — ограниченное содержание или полное отсутствие в базальтах интерстициального стекла. Стекло замещается, как и во всех случаях низкотемпературных преобразований базальтов на стадии вторичного разогрева, установленных при бурении с судна "Гломар Челленджер", низкокальциевым Fe-Mg триоктаэдрическим смектитом [Kurnosov et al., 1981].

Постоянство развития смектита в верхней части базальтового слоя (на глубину на менее 600 м) позволяет выделить смектитовую фацию преобразования базальтов в коре океана. Экспериментальные работы показывают, что при температуре от 200°С и выше формируется также преимущественно триоктаэдрический смектит [Котов и др., 1978]. Таким образом, смектитовая фация может иметь нижнюю границу в коре океана значительно ниже глубины 600 м.

Наличие жильных минералов "неокислительного" режима в породах Коста-Риканского рифта, впадины Науру и Калифорнийского залива [Kurnosov et al., 1981, 1983] позволяет предполагать, что в зонах разгрузки гидротермальных растворов, кроме вещества, экстрагированного из базальтов и из пород более глубоких слоев коры океана, могут присутствовать и ювенильные газогидротермы. На их участие в минералообразовании может указывать прежде всего апофиллит. Кроме того, не исключено, что в образовании сульфидов, сульфатов и карбонатов также принимали участие ювенильные компоненты.

Принципиальная разница в интенсивности минеральных преобразований стекловатых и хорошо раскристаллизованных базальтов, рассмотренных на примере Коста-Риканского рифта, а также впадины Науру и Калифорнийского залива, отражается и в различном объеме вещества, освобождающегося из базальтов при их низкотемпературных изменениях. Расчет баланса вещества показал, что в среднем 1 м³ стекловатых базальтов Коста-Риканского рифта при низкотемпературных преобразованиях на стадии вторичного разогрева погружения теряет (в кг): Si — 102, Ca — 63, Fe — 23, Al — 30, Mg — 13, Na — 12, Ti — 0,9, Mn — 0,7, а также микроэлементы (в г): Ni — 193, Zn — 100, Cu — 55, Co — 34.

Экспериментальные работы подтверждают возможность выноса химических компонентов из базальтов при их взаимодействии с морской водой. Дж. Бишофф и Ф. Диксон [Bischoff, Dickson, 1975] экспериментально установили при 200°С и 500 бар вынос из стекловатых базальтов Fe, Mn, Si, Ca, K и показали его зависимость от продолжительности опытов. В более поздних опытах Сейфрида и Бишоффа [Seifried, Bischoff, 1979], проведенных при 260°С, давлении 500 бар и соотношении вода—порода 50 : 1, в прореагировавшей воде получено увеличение содержаний Fe в 4500 раз, Mn в 2000, Zn в 150, Cu в 50, Ba в 15, Si в 139 раз (а при температуре 150°С — в 1770 раз) и Ca в 4 раза.

Нами¹ в отличие от рассмотренных экспериментальных работ изучен вынос основных

¹ См. статью И.В. Холодкевич и др. в настоящем сборнике.

химических компонентов из стекловатых базальтов при взаимодействии их с водой при различных температурах. Повышение температуры опытов приводит к увеличению выноса Fe до 30% от первичного его содержания в базальтах, Mn почти до 60%, Co до 35% и V до 30%. Небольшие значения выноса Mg и Fe при низких температурах обусловлены связыванием их в новообразованные смектиты. Вынос химических элементов из долеритов и раскристаллизованных базальтов впадины Науру и Калифорнийского залива не удалось выявить из-за его малого объема.

Таким образом, на стадии вторичного разогрева погружения проходят основные преобразования стекловатых базальтов. Долериты и раскристаллизованные базальты остаются инертными в условиях, характерных для верхних 600 м базальтового слоя коры океана.

Связь вторичных изменений базальтов с эволюцией магматизма в океане. В настоящее время появилась точка зрения о двух этапах в фанерозойской истории магматизма в океане: допалеогеновом трапповом и кайнозойском собственно рифтогенном [Щека, Куренцова, 1981]. Предполагается, что для допалеогенового этапа характерно преобладание в магматических комплексах долеритов и раскристаллизованных базальтов. Они объединены в трапповую океанскую формацию и занимают почти всю площадь океана. Масштабы проявления кайнозойского магматизма, сконцентрированного в пределах относительно узких линейных рифтовых зон, значительно меньше предшествовавшего траппового. Кроме того, в кайнозойских магматических комплексах в отличие от допалеогеновых широко развиты стекловатые разности эффузивных базальтов.

Эта точка зрения на историю магматизма в океане и полученные результаты изучения вторичных преобразований кайнозойских стекловатых базальтов Коста-Риканского рифта и меловых долеритов впадины Науру позволяют предполагать, что в мезозойско-кайнозойских магматических комплексах океанического дна широкомасштабные низкотемпературные преобразования захватили только кайнозойские стекловатые базальты преимущественно срединно-океанических хребтов. Допалеогеновые трапповые базальты остаются в основном инертными к преобразованиям в условиях, характерных для верхних 600 м базальтового слоя.

Существенная разница в площадном распространении базальтов двух этапов магматизма в океане, а также в интенсивности их вторичных преобразований определяет место и роль базальтового слоя как поставщика гидротермального вещества в океан в фанерозое. В допалеогеновое время формирования трапповой формации в океане, учитывая большие площади ее распространения и преобладание в ее составе долеритов, инертных к вторичным преобразованиям, можно было ожидать поставку в океан вещества главным образом глубинными газогидротермами.

В кайнозое площади проявления магматизма в океане стали значительно меньше, чем в мезозое, что должно было повлечь за собой сокращение объема сопровождающих магматизм глубинных газогидротерм, поступающих на океаническое дно. Кроме того, огромные площади океанического дна, занятые траппами, где в проницаемых участках коры еще могли продолжаться просачиваться флюиды, к началу кайнозоя были перекрыты экранирующими осадками. Поэтому возможный выход флюидов на океаническое дно в кайнозое ограничен преимущественно зонами развития срединно-океанических хребтов. В то же время их поступление в океан в относительно чистом виде, скорее всего, становится редким явлением. Глубинные газогидротермы должны сильно разбавляться растворами, поступающими из базальтового слоя и образованными в результате интенсивных низкотемпературных преобразований кайнозойских стекловатых базальтов срединно-океанических хребтов. Вероятно, с появлением этого источника вещества создаются благоприятные условия для формирования в океане железо-марганцевых конкреций и металлоносных осадков.

Таким образом, если основываться на представлениях о двухэтапности фанерозойской истории магматизма в океане и различиях во вторичных преобразованиях мезозойских траппов и кайнозойских стекловатых базальтов срединно-океанических хребтов, то можно предполагать, что в допалеогеновое время основным из рассматриваемых источников вещества в океане были глубинные газогидротермы. В кайнозое этот источник утратил ведущее значение из-за сокращения площадей проявления траппового магматизма и появления как основного источника вещества стекловатых базальтов срединно-океанических хребтов. В то же время если историю магматизма в океане рассмотреть с позиций плитовой тектоники, то линейные рифтовые зоны будут иметь



решающее значение в поставке вещества в океан не только для кайнозоя, но и для мезозоя. Поэтому альтернативные представления на историю океанского магматизма не позволяют однозначно ответить на вопрос о природе источников вещества в океане для его допалеогенового этапа.

Выводы. 1. Из трех стадий преобразования базальтов в океане — консолидации, гальмиролиза и вторичного разогрева погружения — последняя имеет решающее значение в изменении стекловатых разностей. Она характеризуется преимущественно "неокислительным" режимом вторичного минералообразования и температурами, достигающими 100°С и выше. Долериты остаются свежими в условиях, характерных для верхних 600 м базальтового слоя.

2. Постоянство в замещении основной массы толеитовых базальтов низкокалиевым триоктаэдрическим Fe-Mg смектитом позволяет выделить смектитовую фацию преобразования базальтов в верхней части коры океана.

3. В гидротермальной циркуляции в базальтовом слое участвует не только вода, поступившая в трещинную систему из океана, но прежде всего большое количество воды, поглощенной породами при гальмиролизе. В зонах разгрузки, кроме "базальтовых" растворов, немаловажную роль могут играть глубинные газогидротермы.

4. Низкотемпературные преобразования мезозойско-кайнозойских магматических комплексов максимально проявились в кайнозойских стекловатых базальтах срединно-океанических хребтов и сопровождались значительным выносом из них в океан петрогенных и рудогенных компонентов.

ABSTRACT

The secondary transformation of basaltoids in the upper part of ocean crust is more intensive at the stage of secondary heating of submersion. The monotonous replacement of the glassy groundmass of tholeiitic basalts the trioctahedral smectite with lower concentration of potassium permits to identify smectitic facies of basaltoid transformation. In the Prepaleogene the supply of hydrothermal matter into the ocean was provided possible predominantly by deep-seated gas hydrotherms, while in the Cenozoic this source lost its leadership due to reduction of magmatism area and appearance of glassy basalts of the mid-ocean ridges as a main source of the matter.

ЛИТЕРАТУРА

- Гептнер А.Р. Палагонит и процесс палагонитизации. — Литология и полез. ископаемые, 1977, № 5, с. 113—130.
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации палагонитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Котов Н.В., Курносов В.Б., Холодkevич И.В. Моделирование природных процессов изменения вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных P-T параметрах. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 78—89.
- Курносов В.Б. Эволюция вторичных преобразований базальтов в океане. — В кн.: Тез. докл.: Минеральные преобразования океанической коры. Владивосток, 1982, с. 34—36.
- Курносов В.Б., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Вторичные изменения вулканических стекол в океане. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 50—57.
- Курносов В.Б., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. и др. Подводное выветривание стекловатых базальтов на дне океана. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 1, с. 134—143.
- Лисицын А.П. История ложа океана и его влияние на осадочную толщу. — В кн.: Геология океана. Геологическая история океана. М.: Наука, 1980, с. 14—35.
- Перцев Н.Н., Русинов В.Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера". — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 17—22.
- Харин Г.С. Вторичные минералы в подводных базальтах Северной Атлантики. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 22—29.
- Харин Г.С., Шевченко А.Я. Минеральные преобразования и миграция вещества в базальтах при гальмиролизе и диагенезе (на примере базальтов ложа Норвежско-Гренландского бассейна). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 30—37.

Холодкевич И.В., Гептнер А.Р. Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтоидов Исландии. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 68—78.

Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносое В.Б. Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных РТ-параметрах. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 67—72.

Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.

Щека С.А., Куренцова Н.А. Магматические комплексы океанов. — Сов. геология, 1981, № 11, с. 67—76.

Bass M.N. Secondary minerals in oceanic basalt, with reference to Leg 34, Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1976, vol. 34, p. 393—432.

Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bar: Implication for sea floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 385—397.

Hajash A. Hydrothermal processes along Mid-Ocean ridges: An experimental investigation. — Contribs Miner. and Petrol., 1975, vol. 53, p. 205—226.

Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Shevchenko A.Ya. Secondary minerals of basalts from the Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 61. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1981, vol. 61, p. 653—671.

Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Chubarov V.M., Shevchenko A.Ya. Secondary minerals of basalt from the Costa-Rica Rift, Holes 501, 504B, Legs 69, 70. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1983, p. 573—583.

Mottl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 1. Experimental results for major and minor components of seawater. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 8, p. 1103—1115.

Seifried W.E., Bischoff J.L. Low temperature basalt alteration by seawater: An experimental study at 70°C and 150°C. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, p. 1937—1947.

УДК 552.18+553.211.2:551.461.6

А.Г. Коссовская, В.В. Петрова, К.Г. Каледа, А.Л. Соколова,
Г.В. Карпова

МИНЕРАЛОГИЯ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ОЛИГОЦЕНОВЫХ БАЗАЛЬТОВ ХРЕБТА РЕЙКЬЯНЕС (скв. 407 DSDP)

Материалы по изучению вторичных преобразований базальтов океанов привлекают все большее внимание исследователей. К настоящему времени накоплен большой фактический материал, характеризующий различные геохимические и минералогические черты этих процессов. Однако ни данные, представленные в отчетах по глубоководному бурению DSDP и других публикациях, ни общая схема процесса, названного *начальной континентализацией океанической коры* [Коссовская и др., 1981], не могут дать необходимых сведений о механизме и типах вторичных изменений базальтов. Очень важная попытка анализа стадий преобразований океанических базальтов была сделана в последней работе В.Д. Шутова [1982].

Задачей современного этапа изучения преобразований вулканических пород океанов является разработка определенного методического подхода к проблеме. Сейчас уже неправильно судить обобщенно об изменениях базальтов океанического субстрата в целом. Необходимо получить информацию о преобразованиях базальтов разных петрохимических типов, связанных с основными геотектоническими структурами океанического дна: срединными хребтами, глубоководными котловинами и осложняющими их поднятиями, океаническими островами и островодужными системами и др. Изучение вторичных преобразований должно проводиться на фоне конкретных геологических характеристик вулканических комплексов, учитывающих: 1) петрографические типы базальтов, 2) тип стратификации разреза и текстурные характеристики пород (соотношение пиллоу-лав, массивных базальтов, брекчированных прослоев, присутствие силлов, наличие прослоев осадочных пород, мощность перекрывающего осадочного чехла, степень тектонической раздробленности и др.), 3) возраст пород, 4) значения теплового потока и степень гидротермальной переработки. Помимо перечисленных характеристик, важно не только получить информацию о характере преобразований верхней, обычно наиболее измененной части базальтового субстрата или отдельных фрагментарных интервалов, как это делается в большинстве исследований, сосредоточенных в отчетах по

DSDP и отдельных работах, но и сопоставить представления об изменениях базальтовых комплексов, вскрытых скважинами DSDP на полную мощность. Такое исследование может способствовать выявлению общей направленности стадийных преобразований базальтов при повышении значений геотермического градиента, хотя задача эта достаточно сложна, так как характер направленных преобразований может быть затушеван локальными проявлениями импульсной циркуляции растворов.

Выполненные по такой программе работы позволяют составить представление о геологической масштабности явлений преобразования базальтов и значимости этих процессов для достоверной петрохимической интерпретации первичной природы вулканических пород разных геоструктурных областей океана. В плане решения этих задач авторами изучается серия скважин DSDP в Атлантическом и Тихом океанах, вскрывающих разрезы базальтов в различных геологических обстановках океанического дна.

Объектом данной статьи являются базальты скв. 407, рейс 49, расположенной на крайнем северо-западном фланге хребта Рейкьянес (64° с.ш., 31° з.д.). Базальты этой скважины представляют интерес для изучения вторичных преобразований по следующим причинам. Они имеют олигоценовый возраст и относятся к наиболее древним породам хребта Рейкьянес, отражающим ранние этапы вулканизма при раскрытии Северной Атлантики. Петрохимически они несколько отличаются от типичных абиссальных толеитов повышенным содержанием железа, титана и щелочей, что сближает их с высокотитанистыми щелочными базальтами, глыбовых поднятий и океанических островов [Zolotarev et al., 1979; Wood et al., 1979]. Эта особенность как бы прокладывает мостик, удобный для сравнения ассоциаций новообразованных минералов в типичных толеитах Срединно-Атлантического хребта (скв. 332, 335, 395, 396) и щелочных базальтов района островов Зеленого Мыса (скв. 368 и др.). Наконец, все породы сильно изменены и содержат разнообразный и богатый комплекс вторичных минералов. Интенсивность изменения может быть связана с длительной деятельностью циркулирующих нагретых морских вод, доказательством чего служит активно действующая и в настоящее время геотермальная система п-ова Рейкьянес [Кононов, 1983].

Петрографическая характеристика разреза. Базальты вскрыты на глубине 304 м под мощной толщей неогеновых карбонатно-глинистых отложений. Вскрытая мощность базальтового комплекса около 150 м. В разрезе присутствуют массивные базальты с порфировыми и афировыми структурами, чередующиеся с базальтовыми брекчиями и спорадическими прослоями осадочных карбонатных и глинистых пород. На основании петрохимических характеристик в разрезе были выделены четыре пачки [Wood et al., 1979]. Эти пачки достаточно хорошо выдерживаются и по данным минералого-петрографического анализа, выполненного авторами, при котором учитывались: 1) общая петрографическая характеристика пород, взаимоотношение и типы основных минералов костяка и основной массы; 2) разновидности и состав породообразующих магматических минералов; 3) особенности, определяющие проницаемость породы для морской воды (везикулярность, трещиноватость и др.); 4) состав основных новообразованных минералов, характеристика размещения их в породе; 5) типы стадийных ассоциаций новообразованных минералов (табл. 1).

П а ч к а I (интервал 304–332 м) сложена оливин-пироксен-плагиоклазовыми слабопорфировыми базальтами двух петрографических типов. Базальты первого типа плохо раскристаллизованы, основной базис породы сложен афанитовой массой, в которую погружены вкрапленники плагиоклаза двух генераций (An_{55-68} и An_{62-65}) и оливина, а также мелкие (менее 0,05 мм) лейциты плагиоклаза, зерна клинопироксена и рудного. Второй тип характеризуется лучшей раскристаллизованностью основной массы, стекло составляет не более 15%. Порфировые вкрапленники размером до 1–2 мм представлены плагиоклазом (An_{60-70}), микролиты размером 0,05–0,1 мм выполнены пижонит-авгитом ($2V = +40 \div 42^{\circ}$, $Ng : c = 35 \div 36^{\circ}$), плагиоклазом (An_{48-65}) и титаномagnetитом.

Основным, или "ключевым", новообразованным минералом является смектит, замещающий оливин и стекловатый базис породы, заполняющий везикулы. Плагиоклазы изменены слабо, пироксен остается свежим. Сопровождающими смектит новообразованиями служат железисто-кремнистые выделения (Fe-Si фаза) и кристобалит. В трещинках основной массы присутствует игольчатый минерал из группы амфиболов, диагностированный как антофиллит.

Базальты п а ч к и II (интервал 332–345 м) оливин-плагиоклаз-пироксеновые, сла-

бопорфировые. Основная масса крупнозернистая, с пойкилоофитовой структурой. Характерно широкое колебание состава породообразующих минералов. Состав плагиоклаза меняется от анортита до андезина. Зональные вкрапленники размером 1–5 мм — An_{94-96} , лейсты основной массы длиной 0,2–0,6 мм — An_{60-70} ; микролиты в выполнении сегрегационных везикул — An_{38} . Состав пироксенов колеблется от железистого титаносодержащего авгита ($2V = +60^\circ$; $Ng : c = 50^\circ$) в крупных (до 1 мм) пойкилокристаллах до пижонит-авгита ($2V = +45-48^\circ$; $Ng : c = 34 \div 36^\circ$) в мелких (0,2 мм) зернах. Рудный минерал в основной массе представлен титаномагнетитом, образующим изометричные зерна размером 0,05–0,1 мм. В стекловатом базисе и сегрегационных везикулах присутствуют игольчатые кристаллы магнетита. Сегрегационные везикулы правильной сферической формы составляют не более 3% состава породы.

Выход керна в п а ч к е III (интервал 346–404 м) был очень низким, что, по-видимому, связано с сильной раздробленностью пород. В нашем распоряжении были образцы только из верхней части пачки. Базальты интервала 354–368 м слабопорфировые, пироксен-плагиоклазовые с оливином. В отличие от базальтов пачки II структура основной массы субофитовая. Состав пироксенов, образующих изометричные зерна размером около 0,1 мм, постоянен. Это пижонит-авгит ($2V = +46 \div 48^\circ$; $Ng : c = 35 \div 36^\circ$). Мало варьирует и состав плагиоклазов: во вкрапленниках — битовнит (An_{70-76}), в микролитах — лабрадор (An_{55-57}). Везикулярность меняется от долей процента до 5% общего объема породы. Обычны сферические сегрегационные везикулы, но в сильновезикулярных разностях преобладают везикулы неправильной сложной формы.

Основными новообразованными минералами пачек II и III являются минералы группы селадонита—глауконита, "захватывающие" постепенно при движении вниз по разрезу все те позиции в породе, которые в пачке I принадлежали смектиту. Главными сопровождающими новообразованными компонентами являются кристобалит, Fe-Si фаза и смектит, утративший свою главенствующую роль.

П а ч к а IV отделена от вышележащей части разреза базальтовой толщи 20-метровой пачкой глин и охватывает интервал глубин 429 — 458 м. С известной степенью условности, связанной с недостаточным количеством керна, выделяются два типа базальтов.

Первый тип представлен крупнозернистыми базальтами с субофитовой до субдолеитовой структурой, состоящими из примерно равного количества клинопироксена и плагиоклаза (20–30%), реликтов зерен оливина (до 5%), рудного минерала (10%) и измененного стекла (30%). Вкрапленники плагиоклаза (An_{81-73}) очень редки, микролиты плагиоклаза отвечают составу An_{50-55} . Пироксен представлен железистым авгитом с широкими колебаниями оптических свойств ($2V = +48 \div 55^\circ$; $Ng : c = 40 \div 47^\circ$). Зерна пироксенов размером 0,2 — 1 мм ксеноморфны к плагиоклазу, иногда образуют пойкилокристаллы. Реликты крупных (до 0,5 мм) зерен оливина имеют хорошо ограниченную форму и замещены гидроокислами Fe, слоистыми силикатами и карбонатами. Стекло иногда слагает отдельные участки породы размером до 3 мм, оно густо пронизано игольчатыми кристаллами или дендритовидными сростками магнетита и обычно замещено смектитами или палагонитоподобной фазой. Рудный минерал в основной массе выделяется в виде изометричных зерен размером до 0,1 мм. Породы сильновезикулярны. Везикулы составляют иногда до 15% общего объема породы, часто заполнены крупнокристаллическим игольчатым смектитом. В составе новообразованных минералов сохраняются черты сходства с описанными выше ассоциациями, но ведущая роль вновь переходит к смектитам, и очень широкое распространение получают различные типы железисто-кремнистых образований. Появляется кальцит, исчезает полностью кристобалит, резко уменьшается количество селадонита.

Второй петрографический тип базальтов IV пачки представлен пиллоу-лавами. Характерной особенностью этого типа является метельчатая структура основной массы, обусловленная перистым и звездчатым распределением скелетных кристаллов плагиоклаза (An_{50-55}), длина которых может достигать 1 мм при ширине в сотые доли миллиметра. Пироксен в одних случаях выделяется в виде неправильной формы мелких (0,1 мм) зерен, ксеноморфных к плагиоклазу, в других — в виде хорошо образованных кристаллов, которые, нарастая на лейсты плагиоклаза, корродируют его и образуют щетковидные агрегаты. Промежутки между кристаллами пироксенов и плагиоклазов выполнены афанитовой массой с сыпью рудного вещества. В породе присутствуют редкие гломеропорфировые вкрапленники (размером до 1 мм) оливина, реже плагиоклаза (An_{79}). Вкрапленники оливина обычно полностью замещены вторичными минера-

Таблица 1
Петрография и минералогия измененных базальтов скв. 407

Пачка	Глубина, м	№ обр. по DSDP	№ обр. лабор.	Базальты (состав, %)
I	305	33-CC-5-8	328	Афанитовые, слабевезикулярные; плг I ($Ап_{3.5-6.8}$), плг II ($Ап_{6.2-6.5}$) — 20; пр — 10; ол — 10; руд — 10; ом — 50; редкие газовые везикулы до 0,4 мм
	322-330	34-CC	329	Слабопорфировые с субофитовой и гранулоофитовой структурой ом: плг I ($Ап_{6.0-7.0}$), плг II ($Ап_{4.8-5.5}$) — 30-35; пр — 25-30; руд — 15; ст — 15; везикулы до 10, сферической (до 1 мм), неправильной (до 0,5 мм) формы
		35-1-48-56	330	
		35-2-32-38	332	
II	332-340	36-1-31-35	333	Слабопорфировые крупнозернистые с пойкилоофитовой структурой, состав, %: плг I ($Ап_{3.4-6.6}$), плг II ($Ап_{7.0-6.0}$), плг III ($Ап_{3.8}$) — 30-35; пр — 35-40; ол — до 7; руд — 7-15; ст — 10; везикулы сферические, сегрегационные (до 1 мм) — 2-3
		36-2-63-68	335	
		36-2-107-110	335A	
		36-3-40-42	336	
III	345-350	37-1-58-60	337	Слабопорфировые с субофитовой и пойкилоофитовой структурой ом, состав, %: плг I ($Ап_{7.6-6.0}$), плг II ($Ап_{5.0-5.5}$) — 35; пр — 40; руд — 10; ст — 15; везикулы сферические, сегрегационные (до 0,1 мм) и неправильные
		38-2-38-41	338	
		39-1-106-109	340	
		39-1-132-136	341	
IV	350-360	39-2-39-41	342	Слабопорфировые с субофитовой структурой ом; состав, %: плг I ($Ап_{7.6-7.0}$), плг II ($Ап_{5.5-6.0}$) — 35; пр — 40; руд — 10; ст — 15; везикулы сферические, сегрегационные (до 1 мм) и неправильные (до 0,5 мм) — до 7; породы трещиноватые
		39-2-103-105	345	
		44-1-110-112	346	
		44-1-48-51	347	
IV	429-458	45-1-92-94	348	Пиллоу-лавы. Центральные части подушек, слабопорфировые с субофитовой и субдолеритовой структурой ом, крупнозернистые. Краевые части подушек, порфировые с метельчатой, скелетной структурой ом; состав, %: плг I ($Ап_{8.1-7.3}$), плг II ($Ап_{5.0-5.5}$) — 25-30; пр — 20-35; ол — 3-6; руд — 5-10; ст — 15-35; везикулы неправильной формы (0,2 мм) — до 15
		45-1-107-109	349	
		45-1-113-116	350	
		45-2-40-42	351	
		46-2-86-93	352	
		46-2-122-128	353	
		46-4-34-39	354	
		46-4-44-46	355	
		46-4-75-79	356	
		47-1-80-86	357	
		47-1-129-132	358	
		47-2-43-46	359	
		47-2-107-11	360	
		47-4-16-23	361	
		49-4-88-92		

Примечание. плг — плагиоклаз, пр — пироксен, ол — оливин, ст — стекло, руд — рудный минерал, ом — основная масса породы.

Степень изменения, %	Новообразованные минералы				
	по породообразующим компонентам			в пустых пространствах	
	стеклу	оливину	плагиоклазу	везикулах	трещинах
30	Смектит + Si-Fe фаза	Si-Fe фаза + смектит	Смектит	Смектит + Si-Fe фаза + кристобалит	Нет
10-20	Кристобалит + смектит	Смектит + Si-Fe фаза	Смектит	Смектит + кристобалит	Смектит + кристобалит + антофиллит + пирит
20-25	Смектит + селадонит — глауконит	Смектит + Si-Fe фаза	Смектит	Смектит + селадонит + кальцит	Нет
25	Селадонит — глауконит +	Смектит + Si-Fe фаза	Смектит	Селадонит + смектит	"
15	Селадонит — глауконит + кристобалит + Si-Fe фаза	Селадонит + Si-Fe фаза	Смектит	Глауконит — селадонит + кристобалит + Si-Fe смектит	Si-Fe фаза + кальцит + селадонит + смектит
20-40	Палагонит + Fe-Si фаза + смектит + селадонит	Fe-Si фаза + кальцит + селадонит + смектит	Кальцит + смектит + K-полевошпат + цеолит?	Селадонит + Fe-Si фаза + кальцит + смектит	Кальцит + смектит + Fe-Si фаза + цеолит + селадонит

Таблица 2
Химический состав (вес. %) базальтов скв. 407 по данным Б.П. Золотарева и др.
[Zolotarev et al., 1979]

Окислы	I	II	III			
	36-1-20-25	36-3-95-97	37-1-112-117	37-2-109-111	38-2-15-17	39-2-100-105
	329	333	339	341	349	360
SiO ₂	47,67	47,35	47,15	47,66	47,95	47,78
TiO ₂	1,73	1,75	3,07	2,92	2,94	2,85
Al ₂ O ₃	13,98	13,50	11,78	11,09	12,24	11,57
FeO	12,44	13,50	15,64	16,03	14,63	16,20
MnO	0,14	0,17	0,20	0,23	0,24	0,25
MgO	8,02	7,53	6,85	6,72	6,53	6,53
CaO	10,58	11,70	10,32	10,28	10,00	9,88
Na ₂ O	2,70	2,40	2,61	2,61	2,61	2,61
K ₂ O	0,31	0,20	0,34	0,41	0,54	0,61
H ₂ O ⁺	0,80	0,35	0,43	0,68	0,58	0,79
H ₂ O ⁻	0,97	0,73	0,86	0,59	0,56	0,42
P ₂ O ₅	0,14	0,13	0,26	0,26	0,30	0,29
CO ₂	0,20	—	0,30	0,10	—	0,15
Сумма	99,68	99,31	99,81	99,58	99,12	99,93

Примечание. В верхней графе указаны номера пачек (I—IV), во второй — номера образцов по DSDP, в третьей — глубина, м.

лами. Рудный минерал представлен хромитом, обогащенным титаном и магнием. Везикулярность базальтов этого типа варьирует. В отдельных разностях везикулы практически отсутствуют, в других составляют до 8% породы. Это мелкие (0,1 мм и мельче) везикулы с неровными границами, обычно изометричной формы. Чередование двух типов базальтов наблюдается и в нижней части разреза. В одних потоках присутствуют только крупнозернистые разности, в других — слабопорфировые с метельчатой структурой основной массы. Подобное представление, возможно, связано с неполнотой выхода зерна, и вся толща сложена пиллоу-лавами.

В составе новообразований в пиллоу-лавах присутствует ассоциация, типичная для изменений стекловатых базальтоидов: это палагонит, ди- и триоктаэдрические смектиты, филлипсит, появляющийся в разрезе впервые. Также впервые появляется калиевый полевой шпат, фрагментарно замещающий вкрапленники плагиоклаза.

Петрохимическая характеристика базальтов основной части разреза довольно близка. Состав пород, как уже говорилось, отличается повышенным содержанием Fe и Ti (табл. 2); исключение составляют только самые верхние горизонты и пиллоу-лавы основания разреза. Распределение вторичных новообразованных минералов довольно четко зависит от петрохимической характеристики и структурных особенностей базальтов.

Минералогия основных новообразованных фаз. С м е к т и т является проходным минералом, встречающимся по всему вскрытому разрезу базальтов. Максимальное развитие смектит имеет в интервале глубин 304—350 м. При движении вниз по разрезу количество его уменьшается. Минерал интенсивно развивается по оливинам (рис. 1, 2, 1)¹, основной массе, образует крустификационные оторочки или заполняет полностью везикулы (рис. 3, 2), спорадически образуется в выщелоченных пустотах плагиоклазов (см. рис. 2, 2). Смектит окрашен в зеленоватые тона различной интенсивности, имеет игольчатое строение, особенно четко выраженное в центральных частях пустот. В сканирующем электронном микроскопе в везикулах видны его розетковидные сростки, состоящие из отдельных "иглоков" или удлиненных пластинок; в случае замещения стекла или зерен оливина смектит имеет обычную "капустовидную" струк-

¹ Рисунки 1—4, 6 даны на вклейках.

III			IV			
39-3-25-30	40-1-70-75	42-2-35-40	44-1-60-65	45-1-55-60	46-2-0-5	47-3-77-80
361	368	388	425	434	445	456
48,09	48,07	48,37	46,27	45,88	46,25	47,20
2,76	3,04	2,66	2,12	2,32	1,86	1,87
13,85	12,25	13,88	14,96	12,04	14,58	14,04
13,32	15,51	13,12	12,23	14,49	12,78	12,06
0,18	0,24	0,21	0,18	0,20	0,17	0,17
5,92	6,25	5,89	6,24	7,41	7,17	8,22
11,12	9,90	11,09	12,12	10,52	11,43	11,18
2,56	2,51	2,42	2,49	2,70	2,38	2,28
0,39	0,58	0,46	0,28	0,61	0,28	0,15
0,64	0,53	0,49	0,91	1,20	1,25	1,19
0,84	0,47	0,69	1,23	1,58	1,09	1,36
0,26	0,29	0,27	0,27	0,25	0,19	0,19
—	0,25	—	—	0,20	—	—
99,93	99,89	99,55	99,30	99,40	99,43	99,91

туру. Согласно рентгеновским дифрактометрическим данным, смектит относится к триоктаэдрическому типу с $d_{(060)} = 1,525 \div 1,527 \text{ \AA}$ и содержит обычно до 20% межслоев слюдистого типа. Наличие на дифрактограммах ориентированных образцов смектитов, насыщенных глицерином, базальных отражений I—VI порядков с d , соответственно равными 17,6; 9,1; 5,8; 4,50; 3,53; 2,998 $\text{\AA}$, дает основание рассматривать их как смешаннослойные минералы с $S = 1$; $W_{\text{и}} : W_{\text{м}} = 0,2 : 0,8$; $P_{\text{и}} = 0$ [Дриц, Сахаров, 1976]. Состав смектита отвечает железистому сапониту и отличается исключительным однообразием вне зависимости от разного морфологического положения смектита в породе. Сапониты, замещающие оливин, образующие крустификационные оторочки в везикулах и заполняющие выщелоченные участки в плагиоклазах, практически идентичны (табл. 3). Эта гомогенность состава смектитов, образующихся как по различным матрицам, так и синтезирующихся в пустотах, может, очевидно, говорить об известной "зрелости" преобразования породы, свидетельствующей об относительно равновесных и, вероятно, длительных условиях, существовавших в системе базальт—циркулирующий и пропитывающий его раствор. Только в отдельных элементах удается улавливать специфику первичной матрицы, характеризовавшейся, видимо, большей изначальной устойчивостью. Это хорошо выявляется по некоторым особенностям химического состава слабодвупреломляющего смектитоподобного минерала, замещающего более кислое по сравнению с интерстиционным стекло в сегрегационных везикулах. Микронзондовое изучение показывает более высокое содержание в нем Al, Ca, Na и более низкие количества Fe и Mg по сравнению с сапонитом, развивающимся в интерстиционных промежутках.

Минералы группы селадонита — глауконита появляются в пачке II на глубине 332 м, достигают максимального распространения на глубинах 350—360 м и спорадически встречаются в породах пачки IV. При движении вниз по разрезу наблюдается нарастающий "захват" селадонитом различных морфологических позиций в породе. В верхней части пачки II минералы выполняют только поровые пространства, с глубины 350 м они не только заполняют везикулы и трещины, но и образуют псевдоморфозы по оливину и интерстиционному стеклу. Так же как в случае со смектитом в верхней части разреза, породы кажутся "пропитанными" глауконит-селадонитовыми минералами, образуя тот же тип "гомогенной" новообразованной минерализации. В

Таблица 3
Химический состав (вес.%) смектитов и их положение в породе

Окис- лы	Псевдоморфоза по оливину				Псевдо- морфо- за по плагио- клазу	В ото- рочке вези- кулы	Во внутренней зоне селадони- тового про- жилка		По остаточному стеклу внутри сегрегационной везикулы	
	зерно 1		зерно 2							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	52,91	51,90	51,21	51,66	46,75	50,27	47,71	47,80	51,05	54,05
TiO ₂	0,03	0,02	0,17	0,04	0,27	0,15	0,02	0,04	0,64	0,34
Al ₂ O ₃	2,36	2,19	2,81	2,62	2,77	2,46	3,22	3,04	11,17	13,51
FeO	15,73	15,03	17,87	17,26	17,12	16,80	18,33	18,00	10,40	9,13
MnO	0,05	0,10	0,08	0,02	0,01	0,03	0,07	0,06	0,04	0,07
MgO	19,03	18,90	17,56	17,74	15,93	17,12	15,58	15,91	7,78	7,67
CaO	0,70	0,83	0,57	0,47	0,96	0,50	0,21	0,47	2,85	3,55
Na ₂ O	0,36	0,34	0,53	0,53	0,41	0,50	0,11	0,09	3,16	3,07
K ₂ O	0,27	0,37	0,35	0,36	0,38	0,46	2,54	2,46	0,47	0,39
Сумма	91,44	89,68	91,15	90,70	84,60	88,29	87,79	87,87	87,56	91,78

Примечание. Анализы 1—6, 9, 10 — обр. 336/407, глубина 332 м; 7, 8 — обр. 340/407, глубина 358 м.

1 — $(\text{Si}_{3,81}\text{Al}_{0,19})_{4,00}(\text{Al}_{0,01}\text{Fe}_{0,94}^{2+}\text{Mg}_{2,05})_{3,00}\text{Ca}_{0,05}\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,02}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

2 — $(\text{Si}_{3,81}\text{Al}_{0,19})_{4,00}(\text{Fe}_{0,92}^{2+}\text{Mg}_{2,08})_{3,00}\text{Ca}_{0,06}\text{Na}_{0,05}\text{K}_{0,03}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

3 — $(\text{Si}_{3,76}\text{Al}_{0,24})_{4,00}(\text{Fe}_{1,09}^{2+}\text{Mg}_{1,93})_{3,02}\text{Ca}_{0,04}\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,03}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

4 — $(\text{Si}_{3,78}\text{Al}_{0,22})_{4,00}(\text{Fe}_{1,05}^{2+}\text{Mg}_{1,95})_{3,00}\text{Ca}_{0,04}\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,03}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

5 — $(\text{Si}_{3,72}\text{Al}_{0,26}\text{Fe}_{0,02})_{4,00}(\text{Fe}_{1,11}^{2+}\text{Mg}_{1,90})_{3,01}\text{Ca}_{0,08}\text{Na}_{0,06}\text{K}_{0,04}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

6 — $(\text{Si}_{3,79}\text{Al}_{0,21})_{4,00}(\text{Al}_{0,02}\text{Fe}_{1,06}^{2+}\text{Mg}_{1,94})_{3,02}\text{Ca}_{0,04}\text{Na}_{0,07}\text{K}_{0,04}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

7 — $(\text{Si}_{3,64}\text{Al}_{0,36})_{4,00}(\text{Al}_{0,05}\text{Fe}_{1,17}^{2+}\text{Mg}_{1,78})_{3,00}\text{Ca}_{0,02}\text{Na}_{0,02}\text{K}_{0,25}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

8 — $(\text{Si}_{3,70}\text{Al}_{0,28}\text{Fe}_{0,02})_{4,00}(\text{Fe}_{1,14}^{2+}\text{Mg}_{1,85})_{2,99}\text{Ca}_{0,04}\text{Na}_{0,01}\text{K}_{0,24}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$.

Анализы 9, 10 на кристаллохимическую формулу минерала не пересчитываются.

верхней части интервала содержание селадонита уменьшается, и он вновь выполняет только каверны или образует точечные выделения по оливину. Морфологические формы выделений глауконит-селадонитовых минералов, окрашенных в разные оттенки зеленого цвета, и их сочетания с другими новообразованными компонентами очень сложны и разнообразны (см. рис. 1, 2, 3).

В оптическом микроскопе селадонит и глауконит неразличимы. Идентифицировать их удалось только при помощи бинокулярного отбора отдельных разноокрашенных разновидностей и их последующего микрозондового и электронографического изучения. Как показали эти исследования, по оливину развивается только селадонит. Параметры его элементарной ячейки по данным электронографического анализа: $b = 9,08$, $a = 5,24 \text{ \AA}$ (табл. 4), а химический анализ и расчет кристаллохимической формулы приведены в табл. 5 (ан. 1, 2). В мелких кавернах и в интерстиционных промежутках определен только глауконит — параметры ячейки: $b = 9,13 \div 9,10$, $a = 5,27 \div 5,25$, $c = 10,08 \div 10,02$, $\beta = 100,98 \div 100,78^\circ$; $c \cdot \sin \beta = 10,08 \div 9,85 \text{ \AA}$ (см. табл. 4; химический состав и кристаллохимические формулы глауконита см. в табл. 5, ан. 3—7). В крупных кавернах (0,5 до 3 мм) наблюдаются три типа выполнений: а) глауконит образует тонкие краевые оторочки в полых кавернах (см. табл. 5, ан. 4); б) глауконит выполняет внешнюю оторочку каверны, а центральная ее часть заполнена Fe-Si аморфной фазой (см. табл. 5, ан. 8); в) сложные многозональные каверны, выполненные несколькими генерациями разноокрашенных в зеленые тона минералов ряда глауконит-се-

Таблица 4

Параметры элементарной ячейки минералов ряда глауконит—селадонит

Параметры ячейки	Глауконит			Селадонит		
	обр. 341/407			обр. 344/407		
	интерстиционный промежуток			каверна, зона		псевдомор- фоза по оли- вину
				краевая	центральная	
	рыжий	темно-зеленый	светло- зеленый	зеленый	светло-зеле- ный	светло-зеле- ный
$a, \text{\AA}$	5,25	5,27	5,26	5,26	5,23	5,24
$b, \text{\AA}$	9,10	9,13	9,11	9,11	9,06	9,08
$c, \text{\AA}$	10,02	10,08	10,05	10,05	9,99	Не опр.
β°	100,78	100,82	10,98	100,98	100,64	"
$c \cdot \sin \beta, \text{\AA}$	9,85	10,08	9,87	9,87	9,81	"

П р и м е ч а н и е. Аналитик С.И. Ципурский.

ладонит — смектит, связанных между собой постепенными переходами. Панорама последовательно сменяющихся морфологических разновидностей этих минералов показана на рис. 2, 5. Химический состав отдельных оболочек одной из каверн см. в табл. 5 (ан. 9—14). При движении от периферических зон к центральным наблюдается последовательное увеличение содержаний Si и K и уменьшение содержания Fe. Кристаллохимические формулы минералов в изученной последовательности соответствуют:

краевая зона — глауконитоподобный минерал $(\text{Si}_{3,47}\text{Al}_{0,52}\text{Fe}_{0,01}^{3+})_{4,00}(\text{Fe}_{1,60}^{3+} \cdot \text{Mg}_{0,40})_{2,00}\text{K}_{0,38}\text{Na}_{0,04}\text{Ca}_{0,05}\text{Mg}_{0,20}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$. Низкое содержание K (0,38), а также присутствие в межслоевых позициях Mg дают основание предположить, что это смешаннослойный минерал глауконит-смектит;

промежуточная зона — глауконит $(\text{Si}_{3,65}\text{Al}_{0,35})_{4,00}(\text{Al}_{0,13}\text{Fe}_{1,48}^{3+}\text{Mg}_{0,46})_{2,07}\text{K}_{0,57} \cdot \text{Na}_{0,03}[\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$;

центральная зона — селадонит $(\text{Si}_{3,90}\text{Al}_{0,10})_{4,00}(\text{Al}_{0,35}\text{Fe}_{0,96}^{3+}\text{Mg}_{0,67})_{1,98}\text{K}_{0,83} \cdot [\text{O}_{10}(\text{OH})_2]$.

Электроннографическое изучение этих разновидностей показало, что параметры решетки темно-зеленого минерала внешней оболочки ($b = 9,11$, $a = 5,26$, $c = 10,05 \text{ \AA}$, $\beta = 100,9^\circ$, $c \cdot \sin \beta = 9,81 \text{ \AA}$) соответствуют глаукониту, а бирюзово-зеленоватого минерала внутренней зоны ($b = 9,06$, $a = 5,23$, $c = 9,99 \text{ \AA}$, $\beta = 100,64^\circ$; $c \cdot \sin \beta = 9,81 \text{ \AA}$) относятся к селадониту. В этой же внутренней оболочке в подчиненном количестве отмечена примесь триоктаэдрического минерала с $b = 9,20$ и $a = 5,31 \text{ \AA}$, относящегося, очевидно, к сапониту.

Приведенные анализы дают наиболее простую последовательность минеральных фаз. Чаще картина бывает более сложной: наблюдается чередование глауконит-селадонитовых оторочек с рудными каемками, а центральные части бывают заполнены розетковидными сростками игольчатого сапонита.

В поздних открытых трещинах, пересекающих все компоненты породы, присутствует только селадонит, сменяющийся к центральным частям трещин сапонитом (см. табл. 5, ан. 16—19).

Железисто-кремнистые (Fe-Si) фазы. В широком смысле эта группа охватывает ряд колломорфных выделений, в которых главными компонентами являются Fe и Si при подчиненном содержании Al, Mg, K и других компонентов. Эти образования постоянно присутствуют в базальтах и занимают в них разные морфологические позиции: формируют неправильные участки и пятна, заполняют интерстиционные промежутки, везикулы, трещины, первичные компоненты породы. Характеристика аморфных Fe-Si образований приводится во многих работах, а генезис их является предметом дискуссий [Baragar et al., 1977; Симанович, Кудрявцев, 1982; Шутов, 1982; Коссовская и др., 1982]. Интерес к Fe-Si амфорным фазам возник после более чем полувекового перерыва, когда впервые М.Р. Пикоком и Р.Е. Фуллером [Peacock, Fuller, 1928]

Таблица 6

Пределы содержания основных компонентов в аморфных Fe-Si образованиях (%)

Окислы	Палагонит	Хлорофит	Fe-Si фаза	Рудные выделения
SiO ₂	35—50	35—50	20—40	10
FeO	15—20	20—30	40—60	70
Al ₂ O ₃	10—15	1—5	0,5—3	Следы
MgO	3—8	4—15	0—3	"

Таблица 7

Химический состав Fe-Si образований (%)

Окислы	Оторочки, чередующиеся с глауконитом; вблизи кристаллита в интерстиционном промежутке		Внутри сегрегационной везикулы	В открытой трещине	
				по стеклу альбанов	в открытой полости
	1	2	3	4	5
SiO ₂	35,44	20,61	38,96	18,24	7,19
TiO ₂	0,11	0,12	0,01	0,36	0,00
Al ₂ O ₃	0,41	0,27	0,33	1,14	0,10
FeO	47,37	60,99	45,37	60,55	73,33
MnO	0,04	0,06	0,02	0,09	0,13
MgO	2,63	0,93	2,93	2,57	0,97
CaO	0,18	0,24	0,21	0,29	0,09
Na ₂ O	0,11	0,13	0,12	0,01	0,00
K ₂ O	3,83	0,37	4,43	1,05	0,07
Cr ₂ O ₃	Не опр.	Не опр.	Не опр.	0,12	0,05
Сумма	90,12	83,72	92,38	84,42	81,93

Примечание. Анализы 1—3 — обр. 342/407, анализы 4—5 — обр. 340/407.

базальтов от ранних обособлений при взаимодействии базальтового расплава с водой до поздних выделений из циркулирующих низкотемпературных растворов. В связи с этим можно думать, что существует и более кислая ветвь аморфных образований, возникающих в определенных геологических обстановках, обогащенная Si и Al. Возможно, что одним из крайних членов этой ветви могут быть алюмокремнекислородные новообразования, найденные С.Г. Сколотневым [1982] в базальтах вулкана Ключевская Сопка на Камчатке.

В базальтах скв. 407 Fe-Si аморфные образования распространены очень широко по всей мощности толщи. Содержание SiO₂ в них колеблется от 20 до 40%, а количество FeO составляет 45—60% (табл. 7). Они представляют собой черные, рыжие, красноватые, плотные или рыхлые, иногда стекловатые рентгеноаморфные выделения, выполняющие интерстиционные промежутки, заполняющие везикулы и поздние трещины в породе. По-видимому, наиболее ранние образования Fe-Si фаз связаны с видоизменениями обильных кристаллов титаномагнетита — минерала, который одним из первых испытывает существенную переработку в широком интервале температур (от 400°C до температуры морской воды) [Watkins, Haggerty, 1967]. Помимо титаномагнетита, легко разлагающимся минералом является оливин, служащий источником Fe и Si. Иногда среди многочисленных типов преобразований оливиновых зерен можно зафиксировать ранние фазы пестрого распределения различных минеральных образований, в которых при микронзондовом изучении в пределах одного зерна видно сложное перераспределение отдельных компонентов с обособлениями тончайших жилок, заполненных чистым кремнеземом, и отдельных участков, замещенных селадонитом, смектитом, карбонатом и Fe-Si фазами (рис. 4).

В интерстиционных промежутках наиболее обычной является ассоциация Fe-Si фазы с кристобалитом и глауконитом, причем Fe-Si выделения как бы оконтуривают кристобалит, тесно срастаясь с ним (см. табл. 7, ан. 1). В везикулах и интерстиционных промежутках наблюдается переслаивание чередующихся оторочек глауконита и Fe-Si фазы. Химический состав глауконита при этом переслаивании остается довольно постоянным, состав же Fe-Si оторочек отличается в содержании как SiO_2 , так и FeO на 15–20% (см. табл. 7, ан. 1, 2). Иногда глауконит составляет только внешнюю оторочку везикулы, а центральная часть ее заполняется выделением Fe-Si фазы (см. табл. 7, ан. 3). Химический состав этого заполнения аналогичен составу Fe-Si фазы, обрамляющей выделения кристобалита (см. табл. 7, ан. 1). Интересно также отметить, что в некоторых Fe-Si оторочках, связанных с глауконитами, наблюдаются повышенные содержания K_2O (до 4,5%). Это дает основание предположить, что Fe-Si фазы гетерогенны и при более высоких разрешениях в них могут быть выявлены зародыши кристаллических структур и слоистых силикатов типа "протоселадонитов" и "протоглауконитов". Fe-Si образования всегда присутствуют в открытых трещинках мощностью до 1–2 мм, секущих все компоненты базальта и образовавшихся, видимо, при небольших тектонических подвижках, обусловивших обновление путем проникновения и циркуляции растворов (см. рис. 1, 7, 8). Изменения породы вблизи трещины приводят к формированию по стеклу Fe-Si образований, сквозь массу которых просвечивают неизменные микролиты лабрадора (№ 57–68). По-видимому, процесс преобразования стекла в этом случае напоминает палагонитизацию, но вместо смектита здесь формируется Fe-Si фаза. Центральные части трещины заполнены собственно рудным веществом с колломорфной структурой (FeO = 73%, SiO_2 = 7%), часто содержат тонкие линзовидные просечки бирюзово-зеленоватого селадонита, который в свою очередь переходит в почти бесцветный сапонит.

Кристобалит ранее не диагностировался. В отчете DSDP было отмечено присутствие в трещинах и кавернах на глубине 376–386 м большого количества бесцветного прозрачного минерала, но идентификация его дана не была. В изученном нами разрезе наибольшее распространение кристобалит имеет на глубинах 305, 322 и 345–360 м. Минерал располагается в основном базисе породы и очень часто выходит в везикулы и пустоты, оторачивая их стенки хорошо окристаллизованными гранями (см. рис. 3). Кристаллы кристобалита постоянно окаймлены тонкими оторочками глауконита или Fe-Si фазы. Идентифицировать кристобалит в таком "неподходящем" парагенезе только при микроскопическом изучении чрезвычайно трудно: минерал легко может быть принят за цеолит. Он имеет показатели преломления $n_e = 1,484$ и $n_o = 1,488$, очень слабое двупреломление; часто в срезах наблюдается форма многоугольников или друзовидных изометричных сростков, сходных с разрезами тетрагонтриоктаэдров анальцима или со сростками филлипсита. Однако дифрактограммы, полученные с препаратов этого минерала, содержат типичные рефлексы кристобалита с d , равными 4,04; 3,13; 2,83; 2,48; 2,11; 2,01; 1,867 Å, а микронзондовый анализ дает состав чистой кремневой разновидности (табл. 8, ан. 1, 2).

Однозначно интерпретировать время и условия образования кристобалита трудно. В сростках кристобалита иногда наблюдаются мельчайшие включения титаномагнетита, лабрадора и пироксена. Аналогичные взаимоотношения описывались В.А. Ермаковым [1971] в кристобалитах андезито-базальтовых лав Камчатки. Этот автор предполагает очень раннее образование такого типа кристобалита как дифференцианта конечных фаз кристаллизации базальтового стекла. В тех же лавах В.А. Ермаковым была обнаружена вторая генерация кристобалита, окаймляющая стенки пор и не содержащая включений кристаллов пироксенов и плагиоклазов, формирование которой он относит к началу парогидротермальной деятельности. Характеристика и положение кристобалита в базальтах скв. 407 идентичны. Однако интерпретировать генезис кристобалита в полном соответствии с его генезисом в камчатских лавах представляется затруднительным. Этому противоречит приуроченность его к зонам повышенной проницаемости и постоянный парагенез с глауконитом и Fe-Si фазами. Нельзя не отметить также, что рефлекс 101 с $d = 4,04$ Å соответствует низкотемпературной модификации кристобалита (для высокотемпературной модификации $d(101) = 4,15$ Å [Рентгеновские..., 1965]).

Филлипсит встречен только в пачке IV в трещиноватых участках пиллоу-лав в ассоциации с палагонитом, смектитом, кальцитом, Fe-Si фазой. Обычно Fe-Si фаза оконтуривает стенки трещин, вслед за ней идет оторочка из ромашковидных друз

Таблица 8
Химический состав кристобалита, калиевого полевого шпата и филлипсита (%)

Окси- лы	Кристобалит; заполнение интерстицион- ных промежут- ков		Калиевый полевой шпат; псевдо- морфоза по плагио- клазу	Филлипсит [Pritchard et al., 1979]						
				45-2-75-80	46-2-120-122	46-2-120-122	46-3-37-42	46-3-37-42	46-4-3-5a	46-4-3-5
	336/407		352/407							
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO ₂	90,44	93,85	65,14	51,35	53,92	53,30	53,33	52,80	55,30	55,18
TiO ₂	0,08	0,07	0,02	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Al ₂ O ₃	0,67	0,49	18,32	19,98	17,40	17,00	18,28	17,86	17,78	17,72
FeO	0,30	0,36	0,20	0,41	—	0,19	—	—	—	—
MnO	0,01	0,01	—	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
MgO	—	0,02	0,02	"	"	"	"	"	"	"
CaO	0,02	0,00	0,12	0,60	—	0,13	—	0,32	0,13	0,36
Na ₂ O	0,17	0,09	0,43	2,88	5,90	4,09	3,86	3,99	2,42	2,83
K ₂ O	0,12	0,04	15,33	8,38	7,04	8,91	7,97	8,52	7,45	7,58
Сум- ма	91,81	94,93	99,58	83,60	84,26	83,62	83,44	83,49	83,08	83,67

Примечание. В анализах 9, 10 обнаружено соответственно 0,23 и 0,27% P₂O₅. Вторая графа сверху — номера образцов.

филлипсита. Центральные зоны трещин заполнены кальцитом или сапонитом, которые могут замещать филлипсит. Реже выделения друз филлипсита наблюдаются в центральных частях трещин (см. рис.1, 6). Основные рефлексы на дифрактограммах образца соответствуют значениям d , равным 8,1; 7,1; 6,3; 4,98; 4,09; 3,16; 2,95 Å. Химические анализы филлипситов взяты из работы Р. Причард и др. [Pritchard et al., 1979] (см. табл. 8, ан. 4—10).

Калиевый полевой шпат был встречен только в базальтах пачки IV. Он описан в этой скважине впервые. Калиевый полевой шпат, как обычно в океанических базальтах, замещает основные плагиоклазы. В данном случае наблюдается начальная стадия этого процесса: минерал образует отдельные фрагментарные островные участки в ослабленных зонах исходных кристаллов плагиоклаза. Отличается высоким содержанием К при очень небольшом количестве Na (см. таб. 8, ан. 3).

Антофиллит встречен на глубине 320 м в базальтах пачки I, в трещинках в ассоциации со смектитом, кристобалитом и пиритом. Отмечен в скважине впервые. Представлен игольчатыми кристаллами длиной до 3 мм, шириной — в доли микрона и их спутанно-волоконистыми агрегатами (см. рис. 2, 6). Основные рефлексы рентгенограмм отвечают значениям d , равным 9,1; 8,4; 4,53; 4,20; 3,14 Å.

Основные типы стадияльных парагенетических ассоциаций. Выделяются следующие основные типы стадияльных парагенетических ассоциаций новообразованных минералов: 1) кристобалит-сапонитовая, 2) кристобалит-селадонитовая с глауконитом и сапонитом, 3) сапонит-селадонит-железистая, 4) "сдвоенная" ассоциация пиллоу-лав, определяющаяся резкой структурной неоднородностью этого типа базальтов, в которой обособляются: а) палагонит-смектит-филлипситовая ассоциация закалочных оболочек и б) калишпат-филлипситовая ассоциация хорошо раскристаллизованных центральных частей пиллоу.

Распространение парагенетических ассоциаций контролируется рядом взаимодействующих факторов, из которых главными являются: 1) текстура и петрографический тип пород, 2) существование перерывов, в течение которых накапливаются осадки, разделяющие отдельные этапы вулканизма и сопровождающую его гидротермальную деятельность, 3) градиент температур и 4) состав растворов, под действием которых идет формирование ассоциаций новообразованных минералов.

В каждом из парагенезов присутствуют ключевые, или индикаторные, минералы и генетически сопряженные с ними или "независимые" сопутствующие минералы. Ключевые минералы имеют наибольшее распространение, обычно замещают наиболее реакционноспособные "уязвимые" компоненты породы (оливин, стекло) и одновременно заполняют пустые пространства. Сопутствующие минералы имеют обычно более локальное распространение.

Границы между отдельными парагенезами приблизительно совпадают с выделенными пачками базальтов, прерываемыми слоями осадочных пород, подчеркивая в определенной степени индивидуальность преобразования каждой из пачек разреза. Однако эти границы имеют не резкий, а расплывчатый характер: ключевые минералы уменьшаются в количестве и постепенно исчезают (рис. 5), т.е. здесь имеет место, с одной стороны, выражение индивидуальности преобразований, свойственной отдельным выделенным пачкам базальтоидов, с другой — влияние преобразующих факторов (состав растворов, роль температуры), захватывающих и данный интервал, и сопряженные породы.

Кристобалит-сапонитовая ассоциация четко приурочена к самой верхней пачке (интервал глубин 304—332 м) и постепенно исчезает к породам пачки III. В количественном отношении изменение базальтов этого интервала составляет 10—30% объема породы с максимумом в трещиноватых участках и минимумом в плотных базальтах с афанитовой структурой. Среди породообразующих компонентов наиболее реакционноспособными являются стекло и оливин, которые обычно разложены полностью; слабо изменены плагиоклаз и титаномagnetит; пироксен, как правило, остается свежим.

Преобразование стекла часто бывает настолько полным, что не остается следов первичного субстрата, и возникает сомнение, разбивается ли комплекс вторичных минералов по стеклу интерстиционных промежутков или выполняет поровые пространства. Эта неясность создает значительные трудности в определении времени кристаллизации кристобалита. Измененные кристаллы оливина по форме четко выделяются на общем фоне породы, но исходный минерал либо полностью замещен гидроокислами железа или Fe-Si фазы, либо рудные оторочки инкрустируют краевые части замещенного кристалла, центр же его выполняется сапонитом (см. рис. 1, 1 и 2, 1). Поровые и трещинные пространства выполнены сапонитом и кристобалитом (см. рис. 3, 2), в качестве сопутствующих минералов присутствуют редко пирит, кальцит, антофиллит.

Кристобалит-селадонитовая ассоциация охватывает пачки II и III (глубины 332—404 м). Породы изменены на 20—25%. Как уже упоминалось, сопряжение ассоциаций I и II идет постепенно (см. рис. 5). В верхах описываемого интервала оливин и стекло замещены сапонитом, а селадонит появляется вначале только в везикулах. С глубины 345 м минералы группы селадонита—глауконита занимают главенствующее положение, замещают вместе с рудным минералом оливин и стекло, выполняют везикулы и трещины. Количество сапонита резко уменьшается; обычно он кристаллизуется только в центральных частях везикул, после селадонит-глауконитовых каемок. В зонах максимального развития парагенеза порода выглядит следующим образом: кристаллокласты титаномagnetита, неизмененного пироксена, плагиоклаза, спорадически замещенного сапонитом, и реликты оливина погружены в зеленый, разных оттенков селадонит-глауконитовый цемент, содержащий значительное количество рыжего рыхлого рудного вещества и друзовидных выделений кристобалита.

Сложные соотношения селадонита и глауконита уже описаны выше. Факт присутствия глауконита, считавшегося типичным аутигенным минералом, принадлежащим осадочным породам, является не менее неожиданным, чем присутствие кристобалита. Вероятнее всего, глауконит в продуктах изменения базальтов пропускаться без применения специального кристаллохимического изучения минералов, относимых к группе селадонита.

Для описываемого парагенеза характерно сочетание следующих новообразованных минеральных фаз: Fe-Si образований с разным соотношением Fe и Si → глауконита → селадонита и сапонита. Этот порядок наиболее часто выдерживается в кавернах и трещинах. При переходе от глауконита к селадониту нарастают содержания Si, Mg, в ряде случаев — K и уменьшается содержание Fe. Эти переходы определяются, по-видимому, тонкими нюансами среды кристаллизации минералов, физико-химические параметры которой установить трудно. В ряде случаев в одной и той же породе порядок последовательности выделения минералов нарушается и в первой оторочке везикул присут-

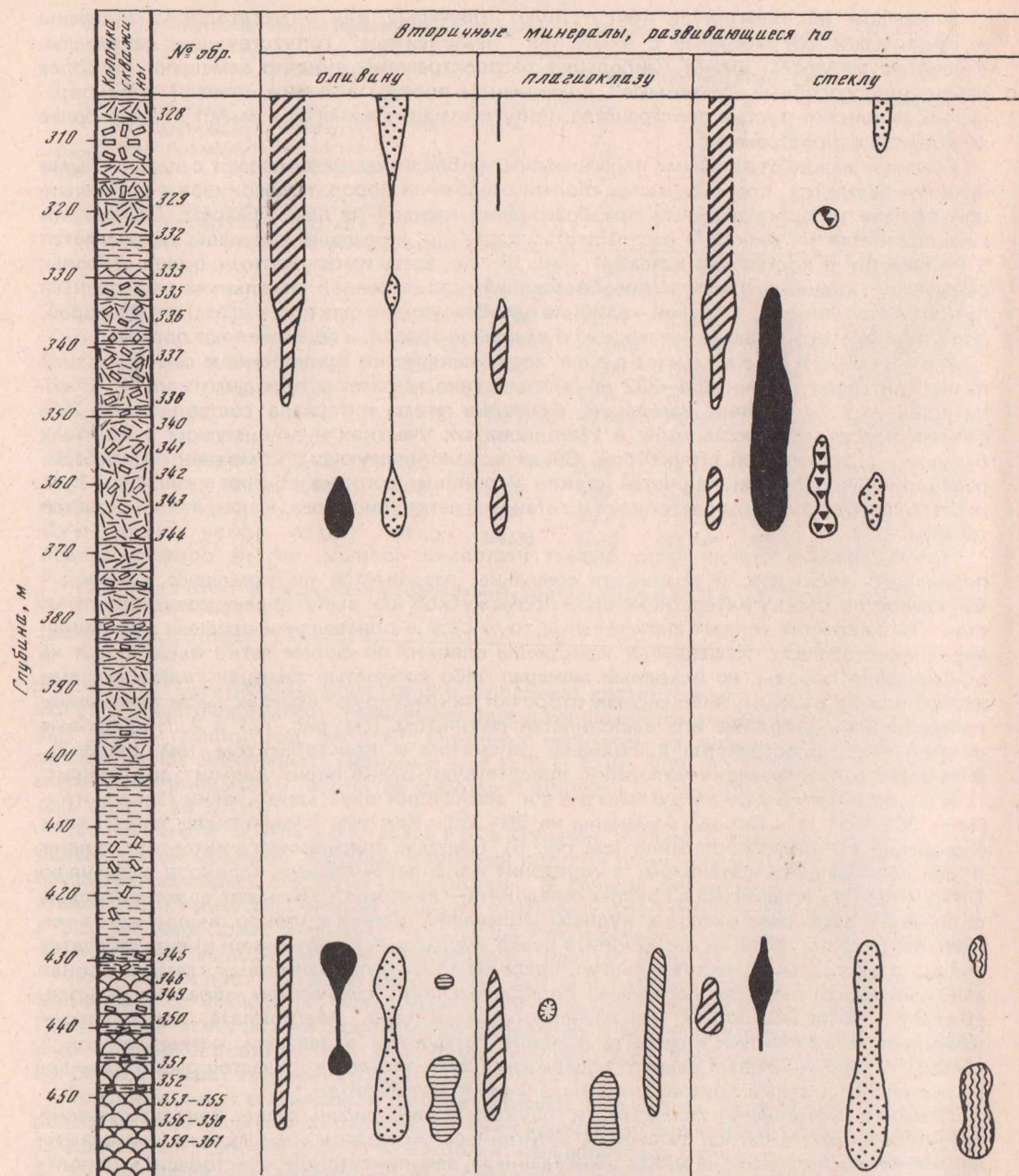
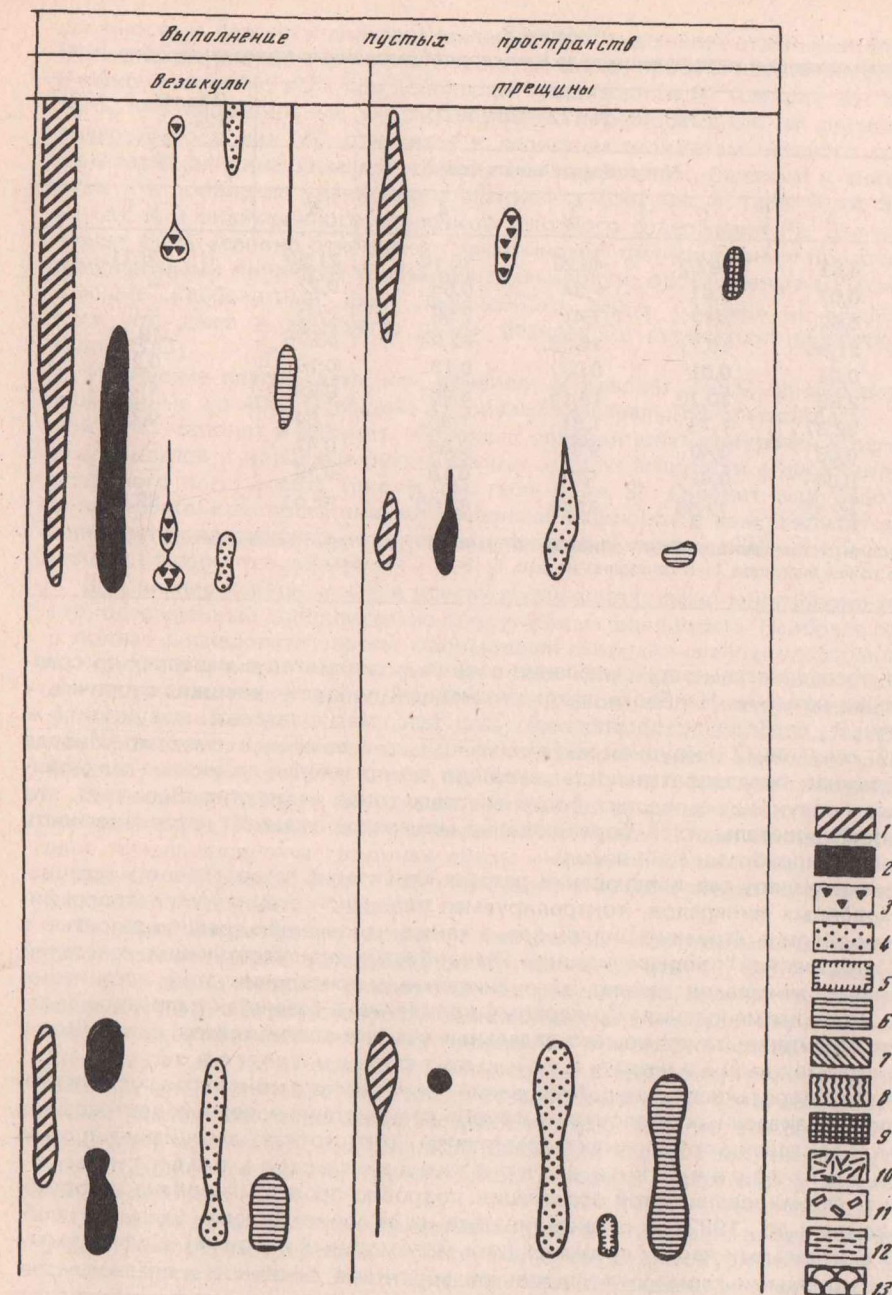


Рис. 5. Минеральные парагенезы разных стадий преобразования базальтов
1 — смектит; 2 — селадонит; 3 — кристобалит; 4 — Fe-Si фаза; 5 — филлипсит; 6 — кальцит;
7 — калиевый полевой шпат; 8 — палагонит; 9 — амфибол; 10 — базальты; 11 — брекчи; 12 —
глины; 13 — пиллоу-лавы. Для характеристики интервала глубин 370–430 м авторы не распо-
лагали ядерным материалом

ствуется сапонит, вслед за ним идет тонкая рудная оторочка, затем — гамма переходов разноокрашенных минералов группы глауконита—селадонита, а в центре иногда появляется сапонит, иногда — Fe-Si фаза (см. рис. 1, 5). Иными словами, в этом достаточно устойчивом парагенезе наблюдается разнообразие последовательностей выделения его отдельных компонентов.



Следующая ассоциация приурочена к крупнокристаллическим базальтам пачки IV. Ее можно назвать сапонит-селадонит-железистой. Она довольно близка к описанной выше. Отличительными признаками являются: полное отсутствие кристобалита, более широкое распространение аморфных железистых фаз, сильная измененность плаггиоклазов, по которым развивается сапонит (будущая соссюритизация?), а также появление крупных трещин (до нескольких миллиметров), заполненных крупнокристаллическим кальцитом с вкрапленниками одиночных кристаллов филлипсита и веерообразными игольчатыми агрегатами сапонита. Характерной особенностью

Таблица 9

Химический состав оливина и развивающихся по нему новообразованных минеральных фаз (в %)

Оксиды	Обр. 46-2-122-128 (352)					Обр. 46-2-120-122
	Новообразованные фазы					Оливин
	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	4,82	39,69	45,29	16,10	21,50	39,11
TiO ₂	0,07	0,07	1,34	0,85	0,72	—
Al ₂ O ₃	0,52	3,12	7,41	2,59	2,83	—
FeO	21,96	10,71	10,39	62,94	58,76	18,18
MnO	0,04	0,01	0,03	0,15	0,18	0,20
MgO	2,56	20,70	14,15	4,46	6,53	41,79
CaO	32,37	1,73	1,81	1,30	1,84	0,28
Na ₂ O	0,05	0,49	0,88	0,38	0,42	—
K ₂ O	0,04	0,47	1,81	0,16	0,19	—
Сумма	62,33	77,00	83,11	88,93	92,97	99,56

Примечание. 1. Состав исходного оливина по данным Буда и др. [Wood et al., 1979].

2. Положение точек анализов 1—5 показано на рис. 4; 1—6 — анализы.

является иная последовательность выделения слоистых силикатов в кавернах по сравнению с верхними пачками. Наиболее распространенный порядок: внешняя оторочка — почти бесцветный слабодвупреломляющий смектит → темно-зеленый глауконит → светло-зеленый селадонит → крупнокристаллический ожелезненный смектит. Иногда сохраняется прежняя последовательность: внешняя темно-зеленая глауконит-селадонитовая оторочка → глауконит-селадонит более светлых тонов → смектит. Вероятно, это разнообразие последовательностей формирования минералов отражает неравновесность и пестроту условий преобразования породы.

Для комплекса пиллоу-лав в основании разреза характерна гетерогенность ассоциаций новообразованных минералов, контролируемая первичной структурно-петрографической неоднородностью строения пиллоу-лав, а также наложенной трещиноватостью с появлением "собственной" минерализации. Разнообразие присутствующих сочетаний новообразованных минералов делает затруднительным присвоение этой ассоциации какого-либо одного наименования. По первому появлению в базальтах калиевого полевого шпата, фрагментарно замещающего отдельные участки плагиоклазов, и широкому развитию филлипсита ее можно назвать к а л и ш п а т - ф и л л и п с и т о в о й.

Наиболее ярко гетерогенность новообразований проявляется в контрастных структурных типах пород — закалочных оболочках и крупно раскристаллизованных центральных частях пиллоу. В закалочных оболочках формируется "стандартная" ассоциация: п а л а г о н и т + т р и о к т а э д р и ч е с к и е и д и о к т а э д р и ч е с к и е с м е к т и т ы + ф и л л и п с и т. Формирование этой ассоциации подробно проанализировано авторами ранее [Коссовская и др., 1982], и останавливаться на ее происхождении здесь нет необходимости. В центральных частях подушек (или маломощных потоков) с офитовыми структурами и крупными гломеропорфировыми сростками оливинов и плагиоклазов новообразованные фазы отличаются разнообразием и гетерогенностью, зависят от матрицы породы и отражают динамику еще не завершенного процесса метасоматических замещений. Это можно хорошо проиллюстрировать на фенокристаллах оливина. Под микроскопом видно, что кристаллы оливина рассекаются сетью трещин, заполненных рудным веществом и бурым сильно двупреломляющим минералом, относящимся, по-видимому, к железистым карбонатам. Между сетью рудных трещин оливин замещен мозаикой неправильных фрагментов кальцита, смектитов, иногда селадонита; никаких реликтов исходного оливина не остается. При микрозондовом изучении выясняется, что картина разложения оливина еще более сложна и дифференцирована (см. рис. 4). Химический состав наиболее обособившихся фаз охарактеризован в табл. 9. Ни одна из них не отвечает формуле определенного минерала, но однозначно иллюстрирует

сложность и пестроту дифференциации и распределения отдельных элементов в пределах одного кристалла оливина. Вероятнее всего, процесс изменения оливина начинается с выноса части Mg и Fe при небольшой подвижности Si (см. рис. 4). Можно предположить, что неправильные участки и пятна, хорошо видные на снимках по высокому содержанию в них Mg, относятся к слоистым силикатам неясного состава. Основной фон зерна оливина замещен железистым карбонатом, близким к анкериту. Интересно отметить появление удлиненного фрагмента (см. рис. 4, табл. 9, ан. 3), обогащенного Si, Al, K и окаймленного оторочкой высокого содержания Fe. Эта минеральная фаза может быть условно отнесена к "зачаточному" формированию протоселадонита. Очень любопытными являются тончайшие прожилочки, обогащенные Si (см. рис. 4), рассекающие карбонатный фон замещенного зерна оливина и наглядно показывающие, что даже в минерале, столь бедном Si, происходит высвобождение и сегрегация SiO_2 .

Изменение плагиоклаза, как правило, составляет 2–5%, однако встречаются зерна, измененные до 40%. Основные вторичные минералы по плагиоклазу — калиевый полевой шпат, сапонит и кальцит. Калиевый полевой шпат приурочен к ослабленным зонам плагиоклазов и концентрируется вблизи трещин спайности и двойниковых швов зерна исходного плагиоклаза (рис. 6, см. табл. 8, ан. 3). Сапонит чаще всего развивается по зонам роста кристалла или по трещинам спайности в нем. Кальцит может "съедать" зерно, не придерживаясь кристаллографических направлений, или рассекать его, развиваясь в поздних трещинках.

Заполнение каверн, как и в других ассоциациях, имеет многофазно-зональный характер, осложненный дополнительно присутствием филлипсита. Наиболее распространенная и полная последовательность: маломощная оторочка слабодвупреломляющего смектита → рудный минерал агрегатного строения → тонкая смектитовая оторочка → филлипсит → темно-зеленый, переходящий в светло-зеленый глауконит — селадонит → рыжевато-зеленый смектит заключительной генерации. Эта сложная последовательность минералов соблюдается далеко не всегда и свойственна обычно наиболее крупным пустотам. В более мелких везикулах может присутствовать всего два или три минерала.

Наложенная поздняя ассоциация минералов в трещинах тектонического дробления гораздо проще. Главнейшими минералами этой ассоциации являются кальцит, "съедающий" выделившиеся в трещинах друзы и сростки филлипсита, железисто-кремнистые и рудные аморфные фазы, часто секущие и раздвигающие кристаллы плагиоклазов, пироксенов и основной массы.

Выводы. Рассматривая основные результаты, полученные при изучении вторичных преобразований всей последовательности базальтов скв. 407 DSDP, следует подчеркнуть, что они принципиально отличаются от результатов, опубликованных в материалах рейса 49 DSDP. В ранее опубликованных материалах были изучены только отдельные интервалы, в частности интервал пиллоу-лав пачки IV (кern 45–46). Р. Причард и др. [Prichard et al., 1979] обращают внимание на сходство полученных данных с результатами изучения типичных толеитовых базальтов рейса 37 (скв. 332, 335). В серии толеитовых пиллоу-лав такое сходство действительно есть, но оно совершенно не отражает специфики изменений, свойственной базальтам хребта Рейкьянес в целом — этого сегмента Срединного хребта, отличающегося историей и характером магматизма от более южных районов.

Одним из основных полученных нами результатов было выявление *специфики* ассоциаций новообразованных минералов наиболее древней вулканической серии Срединно-Атлантического хребта. Эта специфика тесно определяется и коррелируется со спецификой петрохимического состава олигоценовых базальтов хребта Рейкьянес, занимающих как бы промежуточное положение между типичными толеитами Срединно-Атлантического хребта и базальтоидами Исландии. Эта петрохимическая особенность базальтов скв. 407 отмечалась Б.П. Золотаревым [Zolotarev et al., 1979] и Д. Вудом [Wood et al., 1979].

Для базальтов скв. 407 типичен довольно непостоянный состав с нюансами колебаний от толеитов до феррибазальтов с повышенным содержанием TiO_2 . Максимально высоким содержанием Fe и Ti отличаются породы нижней части пачки II и вся пачка III; в верхах пачки IV содержание Fe и Ti падает, а базальные слои представлены типичными толеитовыми пиллоу-лавами (см. табл. 2). Повышенная титанистость и железистость базальтов скв. 407 реализуется в высоком содержании титаномагнетита и в более

высоком содержании Fe (и Ti) в клинопироксенах и оливинах по сравнению с этими же минералами типичных толеитов.

Появление и распространение минералов группы селадонита—глауконита очень четко коррелируется с железистостью базальтов. В базальтах, близких по составу к толеитовым как в самой верхней, так и в базальной пачке, ведущим минералом является значительный более магнезиальный Fe-Mg сапонит. Можно предположить, что очень широкое распространение селадонита как в открытых пространствах, так и замещающего не только стекловатый базис, но и оливины в какой-то мере "провоцировалось" изначально несколько повышенным (десятые доли процента) содержанием K, приуроченного в щелочных базальтах к стеклу. Это хорошо показали Т. Мур и др. [Moor et al., 1980], изучившие при помощи микрозонда все минеральные компоненты базальтовых лав вулкана Килауэа (Гавайские острова).

Развитие биотитоподобных минералов в стекловатом базисе щелочных оливиновых базальтов Центральной котловины Тихого океана было описано М. Бассом [Bass, 1976] в скважинах рейса 34. Такого же типа минералы обнаружены О.С. Ломовой и Д.И. Кудрявцевым в продуктах девитрификации стекол сильно измененных щелочных пиллоу-лав поднятия Хесса (устное сообщение).

Генезис этой своеобразной группы слюдистых минералов еще не изучен, но присутствие их, несомненно, уже обозначает специфику вторичных преобразований, свойственную щелочным базальтам по сравнению с толеитовыми. Раскрытие состава, кристаллохимических особенностей, времени образования, широты распространения и генетического места железистых слюд в ряду щелочных пород составляет задачу последующего изучения. Можно думать, что обнаруженная группа селадонит-глауконитовых минералов железистых базальтов скв. 407 займет свое определенное (промежуточное) место между толеитовыми и типичными щелочными базальтоидами. Не следует, однако, считать, что весь калий в селадонитах заимствован из вулканического стекла. Хорошо известна характерная особенность аутигенных минералов, образующихся при подводных преобразованиях базальтов, заимствовать калий из морской воды. Первичный калий, заполняющий, вероятно, при перекристаллизации стекол отдельные межслоевые позиции в структурах отдельных доменов смектитов, мог играть роль своего рода стимулятора дальнейшего развития слюдистого минерала.

Вторым индикаторным минералом верхней пачки является кристобалит. Генезис его однозначно интерпретировать, как уже отмечалось, пока трудно. Однако можно высказать некоторые предположения. В гальках, обнаруженных в кровле базальтовой толщи, на контакте с осадочными породами Вудом [Wood et al., 1979] были отмечены фенокристы плаггиоклаза значительно более кислого состава, чем во всей описанной толще (An_{25-35}). Это дает основание предположить, что в кровле базальтов могли присутствовать более кислые дифференциаты вулканитов. Это тем более вероятно, что в 3-километровой толще третичных базальтов, изученных в Восточной Исландии [Robinson et al., 1982], наряду с базальтами разного состава (в том числе феррибазальтами, близкими по составу к описанным в скв. 407) были встречены в большом количестве пачки кислых пород вплоть до игнимбритов. С этими породами часто связываются проявления интенсивной гидротермальной деятельности; среди ассоциаций новообразованных минералов постоянно присутствует кварц, в фельзитовых породах была обнаружена даже Al-гидрослюда типа фенгита.

Широкое распространение кристобалита — этого необычного минерала в ассоциациях новообразованных фаз измененных базальтов — могло быть связано в скв. 407 с кислыми дифференциатами, венчавшими разрез базальтовой толщи, и проявлениями свойственной им гидротермальной деятельности. Эти породы были размыты перед отложением осадков.

Таким образом, присутствие кристобалита также подчеркивает установленную зависимость ассоциаций новообразованных минералов и их ключевых, индикаторных представителей от первичного состава вулканических пород — их петрохимической, петрографической и структурной характеристик. Петрохимический и петрографический состав базальтов определяет появление тех или иных ведущих новообразованных минералов; структура (в частности, проницаемость) определяет интенсивность и тип преобразования пород. Существенно, что эти особенности выявились даже при очень небольшом диапазоне петрохимического разнообразия в составе пород. Они гораздо ярче должны проявляться в главных типовых группах базальтоидов. Вероятность этого

явления несомненна. В сильно преобразованных породах новообразованные минералы могут оказаться определенными индикаторами, позволяющими судить о первичном составе пород.

Структурная характеристика определяет интенсивность преобразований (хорошо известно, что чем более проницаема порода, чем сильнее ее везикулярность, трещиноватость, тем свободнее осуществляется циркуляция растворов и тем сильнее преобразованы породы). Однако это не единственный критерий. Остановимся на этом вопросе подробнее.

В однотипных по структуре крупнокристаллических породах в изученных базальтах наблюдается *гомогенный* тип преобразований, связанный, очевидно, главным образом с диффузионным перераспределением "строительных" пороодообразующих элементов. Проиллюстрировать это можно очень наглядно на примере слоистых силикатов, особенно смектитов. Сапониты, замещающие часто нацело кристаллы оливина, кристаллизующиеся в выщелоченных участках в плагиоклазах, заполняющие пустоты различного типа и времени образования (везикулы, интерстиционные промежутки, трещины и др.), отличаются исключительным постоянством состава (см. табл. 3). Эта удивительная кристаллохимическая идентичность минерала, метасоматически замещающего другие минералы или выполняющего пустые пространства, заставляет предположить, что порода в целом находилась в равновесии с взаимодействующим с ней раствором и испытала преобразования, которые привели к "гомогенизации" состава главной новообразованной фазы. Это принципиально отличает данный тип изменений от "гетерогенного" "пятнистого" преобразования, характеризующегося пестрым набором аутигенных минералов, не только формирующихся по различным структурным элементам породы, но иногда присутствующих при замещении только одного минерала.

При "гомогенном" типе преобразований наиболее уязвимые по своим структурным характеристикам элементы породы (оливин, стекло интерстиционной массы) можно представить себе как "сита" или "вязь" кремникислородных тетраэдров и относительно свободно перемещающихся катионов (это определение употребил Н.В. Белов [1976] применительно к расплаву). Высвобождающиеся при разрушении катионы Mg и Fe как бы "задают тон" для формирования бруситоподобных слоев, которые служат ядрами ("посадочными площадками" по Н.В. Белову) для прикрепления к ним тетраэдров Si и образования структур слоистых силикатов. Возникающие минералы образуются при перестройке и замещении первичных минеральных фаз и синтезируются в свободных пространствах пустот. Процесс этот может быть не одноактным, а иметь прерывисто-непрерывный характер, неоднократно усиливаясь или ослабевая в зависимости от интенсивности взаимодействия в системе порода—раствор. Этим и объясняется разнообразие последовательностей выделения отдельных минеральных видов, отличающихся незначительными вариациями состава в границах устойчиво существующих парagenезов.

При "гетерогенном" замещении равновесность системы порода—раствор не успевает осуществиться, что и определяет большую или меньшую пестроту распределения новообразованных фаз. В изученном разрезе эта гетерогенность особенно ярко проявляется в пиллоу-лавах. Разная проницаемость и реакционная способность материала отдельных оболочек, обилие "бронирующих" стекловатых фаз препятствуют равномерному распределению растворов и усложняют общую картину преобразования породы.

Наконец, важным является вывод о том, что комплекс вторичных минералов, образующихся при переработке однотипных по петрохимическим характеристикам базальтов, в условиях океана и континента отличен. Хотя тенденция к формированию в результате изменения исходных базальтов в наземных условиях кальциевых силикатных минералов, а в морских — калиевых была известна и ранее [Коссовская, Шутов, 1976], непосредственного сравнения характера этих преобразований до сих пор провести не удавалось. В отличие от широко известной схемы зональности преобразования базальтов в наземных условиях, выражающейся в появлении следующих зон: кальциевые железо-магнєвые смектиты + группа кальциевых цеолитов (гейландит, морденит, шабазит и др.) → корренсит + ломонтит → хлорит + альбит + эпидот (пренит), в повсводно измененных базальтах доминируют калиевые минералы как со слоистыми, так и с каркасными структурами. В измененных базальтах скв. 407 DSDP наблюдается широкое развитие вторичных минералов, содержащих K: селадонита, глауконита, филлипсита, калиевого полевого шпата. В их вертикальном распределении по разрезу

можно наметить тенденцию к зарождению следующей зональности: преимущественное развитие сапонита в верхней зоне сменяется массовым распространением минералов группы глауконита—селадонита, количество которых в свою очередь постепенно уменьшается, а появляются новообразованные калиевый полевошпат и филлипсит. Такая вертикальная последовательность минералов может быть свидетельством и следствием роста температуры в более глубоких частях разреза [Бутузова и др., 1979; Перцев, Русинов, 1981], что, видимо, подтверждается и "гомогенным" характером распределения вторичных минералов, и постепенными переходами одних парагенетических минеральных ассоциаций в другие. Однако следует помнить о разном петрохимическом составе исходных базальтов изученной 150-метровой толщи. Вероятнее всего, наблюдаемая вертикальная последовательность выделения вторичных минералов обусловлена сочетанием двух факторов: постепенным повышением температуры по мере погружения базальтов и петрохимическим составом исходных пород.

Таким образом, совокупность полученных результатов позволила: 1) выявить специфику парагенетических ассоциаций вторичных минералов олигоценых базальтов хребта Рейкьянес, связанную с нюансами их петрохимического состава; 2) показать закономерности распределения этих ассоциаций в вертикальном разрезе; 3) детализировать состав и свойства вторичных минералов, образованных при изменении базальтовых толщ в условиях океанического дна.

ABSTRACT

The authors revealed the specific character of paragenetic associations of secondary minerals formed during changing a 150 meters thick series of Oligocene basalts under conditions of the oceanic bottom. The regularities of distribution of these associations in a vertical section are shown; dependence of the character of secondary mineralization on petrochemical and structural features of an initial features is elucidated. The composition and specific features of newly-formed minerals of the group "celadonite-glaucanite, saponite, cristobalite kali-feidspar, etc. were determined more exactly. Tentatively 50 microprobe analyses of secondary minerals were done.

ЛИТЕРАТУРА

- Белов Н.В. Очерки по структурной минералогии. М.: Недра, 1976, с. 3—344.
- Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Дмитрик А.Л., Лисицына Н.А., Ципурский С.И. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик II (Красное море). — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 30—42.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешанослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 295).
- Ермаков В.А. Мегаплаггиофировые лавы Камчатки — вероятный аналог анортозитовых пород. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 10, с. 56—72.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связь с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 150—30.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Коссовская А.Г., Петрова В.В., Шутов В.Д. Минеральные ассоциации палеогенитизации океанических базальтов и проблемы экстракции рудных компонентов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 10—31.
- Перцев Н.Н., Русинов В.Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера". — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 17—22.
- Рентгеновские методы изучения и структура глинистых минералов/Под ред. Г. Брауна. М.: Мир, 1965, с. 531—538.
- Симанович И.М. Калиевый полевошпат в океанических базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 52—63.
- Симанович И.М., Кузряцев Д.И. Хлорофит в эффузивных базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 43—54.
- Сколотнев С.Г. Аллюмокремнекислородные новообразования в базальтах прорыва Былинкиной (Ключевская Сопка). — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 55—67.
- Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.
- Baragar W.R., Plant A.G., Pringle G.Y., Sghay M. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic ridges basalts sampled from sites 332 and 335 DSDP. — Canad. J. Sci., 1977, vol. 14, N 4, p. 837—874.
- Bass M.N. Secondary minerals of oceanic basalts, with special reference to leg 34, Deep Sea Drilling

- Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1976, vol. 34, p. 393–432.
- Honnorez J., Bolke J.K., Honnorez-Querstein B.M. Petrological and geochemical study of the low temperature submarine alteration of basalts. Hole 396B, Leg 46. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1978, vol. 46, p. 299–329.
- Martini E. Calcareous nannoplankton and silicoflagellate biostratigraphy at Reykjanes ridge North-Eastern North Atlantic. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1979, vol. 49, p. 533–550.
- Moor J.G. Mechanism of formation of pillow lava. — Amer. J. Sci., 1975, vol. 63, p. 269–277.
- Moor R.B., Helz R.T., Dzurisin D. et al. The 1977 eruption of Kilauea volcano, Hawaii. — J. Volcanol. and Geotherm. Res., 1980, vol. 7, p. 189–210.
- Peacock M.R., Fuller R.E. Chlorophaeite, sideromelane and palagonite from the Columbia River Plateau. — Amer. Miner., 1928, vol. 13, p. 360–383.
- Pritchard R.G., Cann R., Wood D.A. Low temperature alteration of oceanic basalts. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1979, vol. 49, p. 709–714.
- Robinson P.T., Hall J.M., Christensen N.I. et al. The Iceland research drilling project: Synthesis of results and implications for the nature of Icelandic and Oceanic crust. — J. Geophys. Res., 1982, vol. 87, N 88, p. 6657–6667.
- Scott R.B., Hajash A.J.R. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: A microprobe study. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 480–501.
- Zolotarev B.P., Choporov D.Ya., Voitov G.I. Petrochemistry of basalts and distribution of organic gases. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1979, vol. 49, p. 727–744.
- Watkins N.D., Haggerty S.E. Primary oxidation variation and petrogenesis in a single lava. — Contribs Miner. and Petrol., 1967, vol. 15, N 3, p. 251–271.
- Wood D.A., Varet J., Bougault H. et al. The petrology, geochemistry and mineralogy of North Atlantic basalts. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1979, vol. 49, p. 537–656.

УДК 551.211 + 552.16

И.М. Симанович, С.С. Степанов

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ СКВ. 304

(рейс 32 "Гломара Челленджера")

По мнению большинства советских и зарубежных исследователей, минеральные преобразования океанических базальтов происходят в результате длительного взаимодействия пород с холодной морской водой или с низкотемпературными гидротермами, возникающими при циркуляции морской воды по трещинным системам. Считают, что при этом формируется ассоциация низкотемпературных минералов — смектитов, целадонитов, цеолитов, кальцита, калиевого полевого шпата и т.д., в той или иной мере (в зависимости от длительности воздействия морской воды на породу и ее проницаемость) замещающих первичные магматические минералы и мезостазис.

Лишь в немногих работах подчеркивается роль дейтерических (т.е. протекающих в конечной стадии кристаллизации расплава) процессов, по мнению их авторов в значительной мере определяющих степень и интенсивность минерального преобразования океанических базальтов. Так, В. Барагар и др. [Baragar et al., 1977] в базальтах скв. 331 и 335 DSDP различают следующие минералы группы смектита: 1) бежевый волокнистый минерал, выполняющий центральные части везикул и замещающий оливин (сапонит); 2) хлорофеит — смолоподобные ярко окрашенные образования гелевидного облика, развитые в интерстициях и везикулах. Хлорофеит не замещает первичные минералы; его положение в интерстиционных промежутках, по мнению авторов, свидетельствует о его позднемагматическом происхождении. Хлорофеит из интерстиций иногда как бы впрыскивается в соседнюю везикулу. В. Барагар и др. считают хлорофеит и сапонит первичными минералами, возникающими в конце кристаллизации расплава. Интересно отметить, что авторы допускают формирование хлорофеита при участии морской воды, проникающей в излившуюся лаву.

Следует отметить также работу В. Фарбича и Л. Шредера [Furbusch, Schrader, 1980], которые рассматривают смектиты, развитые в базальтах, вскрытых скважинами рейса 54 DSDP, как дейтерические минералы. По их мнению, смектиты в мезостазисе и везикулах образуются в результате прямой кристаллизации из остаточных магматических флюидов.

Различные аспекты проблемы дейтерических преобразований некоторых типов континентальных и океанических базальтов, а также роль хлорофеита в этих процессах

рассмотрены нами ранее [Симанович, Кудрявцев, 1982]. Хлорофеит трактуется нами как изотропное микроскопически аморфное вещество (гидрогель) переменного состава, развитое в везикулах и по мезостазису базальтов (в виде ложных миндалей). Он образуется при гелефикации протохлорофеита — фазы, возникающей в остаточном расплаве в результате взаимодействия с ним водных флюидов преимущественно экзогенного происхождения. Это положение, очевидно, справедливо для континентальных траппов, лавы которых бурно взаимодействуют с поверхностными и грунтовыми водами, продувающими потоки в виде паров воды и определяющими их текстурно-структурный облик и дейтерическое минералообразование [Симанович, Кудрявцев, 1981]. Для океанических базальтов проработка расплава парами воды, вскипающей под лавовыми потоками и вызывающей интенсивное дейтерическое минералообразование, редко бывает достаточно очевидной [Симанович, Кудрявцев, 1982]. Вероятно, давление столба океанической воды препятствует этому процессу, и если водяной пар экзогенного происхождения и проникает в расплав, то в крайне небольших количествах. Такого типа слабо проявленные дейтерические преобразования обнаружены в изученных нами базальтах скв. 304 DSDP (образцы получены от Национального научного фонда США).

Петрография базальтов. Скважина 304 пробурена в северо-западной части Тихого океана (к западу от плато Шатского). Глубина 5630 м; осадки, перекрывающие базальты, представлены наноилами и кремнями нижнего мела. Вскрыто 12,5 м базальтов, изучено 10 образцов. Базальты, по-видимому, представлены единым потоком [Jackson et al., 1976], так как они относительно равномерно распределены по всему вскрытому разрезу (за исключением самой верхней части). Базальты массивны, слаботрешиноваты.

Структура базальтов афировая, если не считать единичных мелких вкрапленников оливина, псевдоморфно замещенных кальцитом или хлорофеитом. Структура основной массы имеет сложное строение: в площади шлифа чередуются участки микроофитового, звездчатого и гранофирового строения, а также темный мезостазис, представленный в той или иной степени раскристаллизованным стеклом, с микролитами пироксена и плагиоклаза и включениями рудной пыли. Переходы от одних участков к другим резкие, распределение их по площади шлифа неравномерное, такситовое. Основным элементом структурного каркаса породы являются крупные (0,5–1 мм в длину с постепенным увеличением максимального размера до 2 мм в низах разреза) лейсты плагиоклаза; такие выделения отмечаются в участках с микроофитовой структурой. Более мелкие (0,2–0,6 мм) лейсты плагиоклаза характерны для участков со звездчатой структурой.

Моноклинные пироксены также двух типов — относительно идиоморфные изометричные или таблитчатые выделения (размером 0,1–0,4 мм) в участках с микроофитовой структурой, а также удлиненные, образующие срастания с лейстами плагиоклаза и соизмеримые с ними по размеру в участках со звездчатой структурой. Количественное соотношение плагиоклаза и пироксена следующее: плагиоклаза 35–40%, пироксена 30–40%, остальное приходится на долю рудного минерала и мезостазиса. Наблюдается явный идиоморфизм изометричных выделений пироксена по отношению к лейстам плагиоклаза; последние облекают зерна пироксена, из-за чего контуры плагиоклаза неровные, зазубренные (рис. 1, 2, см. вкл.).

Мелкие (0,05–0,1 мм) относительно изометричные зерна титаномagnetита составляют не более 5% объема породы. Рудный минерал присутствует также в виде пылевидных включений в мезостазисе, иногда настолько переполняя его, что он кажется черным и непрозрачным.

Строение базальтов всего разреза (кроме его верхней части) определяется сочетанием описанных структурных элементов. Однако от образца к образцу количественные соотношения участков с различной структурой существенно варьируют: при общем преобладании микроофитовых структур участки со звездчатой структурой могут составлять 5–20%, с гранофировой — 0–5%, мезостазис — 5–15%. Закономерных изменений количественных соотношений структурных элементов по разрезу не наблюдается. Неравномерное распределение структурных элементов как в площади шлифа, так и по разрезу в целом, их быстрые взаимопереходы и особенно наличие участков микрографического прорастания наводят на мысль о неравновесных условиях кристаллизации расплава, возможно, с большим участием летучих, неравномерно распределенных в нем, что, по-видимому, вызывало частичное расслоение расплава.

Несмотря на присутствие в базальтах двух типов выделений плагиоклазов и пироксенов (как по форме, так и по размеру), вряд ли правильно считать их различными генерациями, так как в основном они принадлежат к участкам породы с различной структурой. Кристаллизация лейст плагиоклаза, даже самых крупных, очевидно, заканчивалась позже образования изометричных выделений пироксена (пироксен явно идиоморфен по отношению к плагиоклазу). К поздней генерации несомненно относятся мельчайшие микролиты плагиоклаза и пироксена, часто скелетного строения, присутствующие в частично раскристаллизованном мезостазисе.

В самой верхней части потока (непосредственно под осадками) базальт очень мелкозернистый, с размерами микролитов плагиоклаза 0,2–0,5 мм (в длину), пироксена 0,1–0,2 мм. Структура породы переходная от вариолитовой к интерсертальной. Вероятно, этот участок разреза был близок к кровле потока.

Важным структурным элементом пород являются везикулы. Они обычно идеально округлы, мелко (диаметр 0,5–1, реже 0,2–1,5 мм) и довольно многочисленны, но из-за мелких размеров составляют всего 1–5% объема базальтов. Расположение их часто кучное или в виде цепочек, что указывает на возможное струйное перемещение летучих в расплавленной лаве. Образование везикул несомненно связано с дегазацией лавы, на что указывает отсутствие реакционных каемок и закалочных зон, а также тангенциальное расположение лейстплагиоклаза, оттеснявшихся растущим пузырьком (см. рис. 1,7). Многие везикулы являются сегрегационными, т.е. содержат микрозернистый базальт, закристаллизованный из расплава, втянутого в везикулу (рис. 2, 2, см. вкл.). Такое явление происходит в результате значительного понижения давления в везикуле при понижении температуры расплава [Smith, 1967].

Развитые по основной массе и редким зернам оливина вторичные минералы составляют всего 1–3% объема пород. Слабое минеральное преобразование базальтов отражает и заимствованный из работы Е. Джексона и др. [Jackson et al., 1976] результат химического анализа (см. таблицу), из которого также следует, что изученные базальты представлены типичными низкокалиевыми толеитами океанических хребтов.

Вторичные минералы и их положение в структуре базальтов. Наиболее распространенной и генетически важной новообразованной фазой является хлорофит и его частично раскристаллизованная разновидность — фиброхлорофит (смесь аморфной фазы с субмикроскопическими кристаллитами смектита). Хлорофит и фиброхлорофит развиты в участках полнокристаллической раскристаллизации, в мезостазисе, а также в везикулах, обычно суммарно составляя не более 3% объема породы. Цвет выделений от оливково-зеленого до зеленовато-оранжевого, в зависимости от степени окисления. Двупреломление или отсутствует (аморфная фаза), или относительно высокое, но не яркое (частично раскристаллизованная фаза). Последнее обычно имеет радиально-секториальный характер и приурочено, как правило, к центральным зонам относительно крупных выделений (в ложных миндалинах и везикулах). Очень характерна шагреневая поверхность, связанная с микронеоднородностями в выделениях хлорофита.

Образования, рассматриваемые нами как хлорофит (фиброхлорофит), ранее были описаны в базальтах скв. 304 как монтмориллонит, сформированный в результате подводного выветривания базальтов [Jackson et al., 1976]. Анализ положения хлорофита в структуре базальтов позволил предположить образование хлорофита за счет протохлорофита — фазы, обособившейся в расплаве в магматическую стадию.

Наиболее интересны капельные выделения хлорофита в полнокристаллических участках с микрофитовой структурой. Размер их 0,02–0,1 мм, форма округлая или слабодеформированная. Они нередко совершенно изотропны (обр. 304–16–2–114–119 и 304–16–3–24–28) или же слабо раскристаллизованы, иногда зонально. Хлорофитовые капли идиоморфны по отношению к лейстам плагиоклаза, облекаются ими (см. рис. 1,2), а иногда даже оказываются полностью включенными в плагиоклаз, т.е. ведут себя аналогично изометричным выделениям моноклинного пироксена. Контакты хлорофита с последним имеют более сложный характер; капли нередко деформируются пироксеном (см. рис. 1, 4). Капельный хлорофит иногда диктует структурный рисунок породы; так, например, наблюдался звездчатый рост лейст плагиоклаза от центра, которым служила протохлорофитовая капля (см. рис. 1, 3), огибание лейстами плагиоклаза выделений хлорофита и т.д. Таким образом, структурное соотношение хлорофита с магматическими минералами позволяет предположить, что еще в расплаве выделилась ликвантная фаза (протохлорофит), впоследствии, при падении температу-

Химические составы хлорофеита (вес. %) в различных базальтах обр. 304—16—3—24—28 скв. 304 (в разных позициях)

Окислы	Б	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,08	46,49	49,52	49,73	48,74	48,39
TiO ₂	2,08	0,64	0,51	0,40	0,56	0,68
Al ₂ O ₃	12,80	3,27	3,38	3,19	3,64	3,13
Fe ₂ O ₃	4,15	—	—	—	—	—
FeO*	8,98	28,10	28,17	28,54	23,93	26,73
MnO	0,22	0,11	0,04	0,07	0,06	0,05
CaO	10,93	0,94	0,66	1,26	1,15	1,04
MgO	6,27	9,78	11,89	7,25	13,08	8,00
Na ₂ O	2,53	0,45	0,09	0,16	0,06	0,06
K ₂ O	0,09	0,27	0,21	0,18	0,28	0,16
Cr ₂ O ₃	—	—	0,04	0,08	—	0,02
H ₂ O ⁺	0,12	—	—	—	—	—
H ₂ O ⁻	1,18	—	—	—	—	—
CO ₂	0,63	—	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,20	0,05	0,03	0,03	—	0,01
Сумма	99,26	90,10	94,54	90,88	91,50	88,26

* Суммарное железо, пересчитанное на FeO (в микрозондовых анализах).

Примечание. Б — состав базальта, обр. 304—16—2—130—132 [Jackson et al., 1976]. 1 — "капельный" хлорофеит, включение в плагиоклазе; 2 — псевдоморфоза хлорофеита по оливину; 3 — хлорофеит в периферической части ложной миндалины; 4 — фиброхлорофеит в центральной части той же ложной миндалины; 5 — хлорофеит в периферической части везикулы; 6 — фиброхлорофеит в центральной части той же везикулы; Тунг. — хлорофеит из базальтов Тунгусской синеклизы

ры ниже точки конденсации водяных паров, гидратированная и перешедшая в хлорофеит и фиброхлорофеит.

Собственно протохлорофеит, т.е. ликвантная фаза, выделившаяся еще в расплаве и впоследствии застывшая в виде стеклоподобного аморфного вещества, предположительно установлен лишь в обр. 304—16—2—114—119, да и то в крайне незначительных количествах. Так же как и хлорофеит, протохлорофеит окрашен в оливково-зеленый цвет, изотропен, но отличается от него отсутствием шагреновой поверхности и значительно более высоким (на несколько десятых) показателем преломления.

В мезостазисе и на контакте мезостазиса с участками полной раскристаллизации нередко наблюдаются обычные ложные миндалины [Симанович, Кудрявцев, 1982] — амебообразные выполнения интерстиций между выделениями магматических минералов (см. рис. 1, 5, 6). Так же как и в капельных выделениях, хлорофеит в них изотропен или частично зонально раскристаллизован (внешняя зона выделения остается изотропной). Ложные миндалины обычно крупнее капельного хлорофеита (0,05—0,5 мм), однако как по форме, так и по размерам обнаруживают с ним все постепенные переходы, что, несомненно, указывает на генетическое единство (очевидно, выделения капельного хлорофеита следует считать разновидностью ложных миндалин). В мезостазисе также присутствует капельный хлорофеит; иногда можно наблюдать его облекание скелетными выделениями плагиоклаза (см. рис. 2, 1). В целом выделения хлорофеита (фиброхлорофеита) в основной массе базальтов распределены незакономерно, достаточно равномерно и не обнаруживают четкой приуроченности к участкам кристаллизации последних порций расплава, как, например, в базальтах Северного Тимана и скв. 317A DSDP [Симанович, Кудрявцев, 1982].

Хлорофеит (фиброхлорофеит) выполняет также некоторые везикулы обычно в ассоциации с сегрегированным расплавом и с пиритом (см. рис. 2, 2). В одних образцах почти все везикулы выполнены фиброхлорофеитом, в других — заполнены кальцитом и пиритом и, наконец, в третьих — часть везикул с хлорофеитом, а остальные с кальцитом или пиритом. В последнем случае хлорофеит выполняет везикулы в участках породы, где основная масса наиболее им обогащена. Несомненно, как и в ранее описанных нами базальтах Северного Тимана [Симанович, Кудрявцев, 1982], хлорофеит

	6	Тунг.	I	II	Тим.	Исл.
	49,56	42,90	38,67	36,00	52,57	44,65
	0,99	0,46	0,24	—	0,16	0,02
	3,68	4,62	1,54	—	7,89	4,57
	—	26,66	26,14	22,80	—	—
	23,91	2,30	2,06	2,46	24,00	24,93
	0,03	0,11	0,31	0,50	0,14	0,23
	0,85	2,85	1,72	2,52	1,61	1,53
	14,02	4,53	6,77	9,50	3,64	11,54
	0,24	0,30	—	Следы	0,28	0,03
	0,30	0,10	0,10	"	0,38	0,12
	0,06	—	—	—	0,13	—
	—	6,44	9,56	7,32	—	Не опр.
	—	7,98	12,54	19,23	—	"
	—	0,51	—	—	—	"
	—	0,02	—	—	0,11	0,02
	93,64	99,78	99,65	100,33	90,91	37,64

[Симанович, Кудрявцев, 1982]; I, II — состав хлорофеита по данным М. Пикока и Р. Фуллера [Peacock, Fuller, 1928]; Тим. — хлорофеит из базальтов Северного Тимана, среднее из двух анализов (данные авторов статьи); Исл. — хлорофеит из базальтов Исландии по П. Мейеру и Х. Сигурдсону [Meyer, Sigurdsson, 1978], среднее из трех анализов.

и фиброхлорофеит в ложных миндалилах, капельных выделениях и везикулах идентичны. В последних они являются продуктами гидратации протохлорофеита, втянутого в везикулы при падении давления газа на фоне охлаждения расплава.

Редкие мелкие вкрапления оливина обычно замещены изотропным аморфным веществом; лишь по контуру оливина, а также по сетчатой системе, вероятно, отвечающей бывшим трещинам отдельности, в оливине развита двупреломляющая фаза. Визуально аморфное вещество, развитое по оливину, ничем не отличается от хлорофеита ложных миндалин. Результаты химического анализа, выполненного на микрозонде (см. таблицу), подтверждают предположение, что аморфное вещество является хлорофеитом.

В некоторых выделениях капельного хлорофеита и в ложных миндалилах иногда присутствуют мелкие (0,005—0,01 мм) образования изометричной формы, обычно приуроченные к краю хлорофеитового обособления или же развитые по трещинкам синерезиса, как бы нанизанные на них. Микрозондовый анализ показал (до 96% SiO₂), что эти образования представлены минералом кремнезема (халцедоном?). Очевидно, при гидратации протохлорофеита избыточная кремниевая кислота сбрасывалась, образуя самостоятельные выделения внутри ложных миндалин.

В массе хлорофеита (как в ложных миндалилах, так и в везикулах) изредка наблюдаются игольчатые выделения (см. рис. 2, 3, 4), вероятно, амфибола, диагностированного по углу α : $Ng = 8 \div 10^\circ$. Отчетливо видно, что иголки амфибола развиваются не по хлорофеиту, а вырастают в него из контактирующего с хлорофеитом зерна моноклинного пироксена. Очевидно, амфибол является реакционным минералом, развитие которого обуславливается летучими компонентами, содержащимися в объеме ликвантного обособления — протохлорофеита.

Почти во всех образцах присутствует пирит, содержание которого обычно составляет доли процента, но иногда достигает 2—3%. В последнем случае устанавливается "струйное" распределение пирита в основной массе породы, которая им почти полностью замещена (остаются лишь реликты зерен плагиоклаза и пироксена). Эти обособления субпараллельны цепочкам везикул; вероятно, формирование пирита в какой-то мере обусловлено перемещением летучих, содержащих серу, в еще жидком расплаве.

Однако чаще пирит ассоциирует с хлорофеем, развиваясь вместе с ним в ложных миндалинах и везикулах. Обычно пирит образует агрегатные выделения неправильной формы в периферических частях везикул (см. рис. 2, 2). Пирит образуется позже сегрегирования расплава везикулой, но раньше начала зональной дифференциации протохлорофеита — зоны хлорофеита (внешняя) и фиброхлорофеита (внутренняя) не секутся пиритом, а облекают его. Следовательно, пирит является дейтерическим минералом.

Кальцит развит в виде крупных монокристаллов преимущественно в везикулах и очень редко псевдоморфно замещает выделения оливина. Кальцит часто ассоциирует с пиритом (см. рис. 1, 1) (причем эти минералы не обнаруживают признаков взаимного замещения) и очень редко встречается в везикулах вместе с хлорофеем. Кальцит никогда не замещает хлорофеит; последний обособляется по контуру везикулы, а кальцит выполняет ее центральную часть, очевидно, являясь более поздним.

Таким образом, на дейтерической стадии обособляется протохлорофеит, который впоследствии, при понижении температуры, почти полностью гидратируется и переходит в хлорофеит и фиброхлорофеит. При реакционном взаимодействии протохлорофеита с ранее выделившимися пироксенами иногда возникает амфибол, также, очевидно, являющийся дейтерическим образованием. Неясно стадийное соотношение протохлорофеита с пиритом и кальцитом. Из приведенных описаний следует, что пирит тесно пространственно связан с хлорофеем и образовался до перехода протохлорофеита в хлорофеит, но последовательность (или одновременность?) выделения протохлорофеита и пирита установить не удалось. Кальцит выделился позже протохлорофеита и пирита; неясно, однако, возник ли он на фоне остывания потока или же является продуктом более поздних преобразований.

Изученные базальты, несмотря на нижнемеловой возраст, слабо затронуты выветриванием, что, по-видимому, обусловлено их массивностью и относительно слабой трещиноватостью. Однако в верхних двух метрах разреза базальтов (судя по имеющемуся в нашем распоряжении образцам) наблюдается массовое развитие пластинчатого и чешуйчатого смектита (составляющего до 20% объема породы), замещающего и корродирующего все ранее выделившиеся компоненты породы, включая хлорофеит и фиброхлорофеит (см. рис. 2, 6). При этом наблюдается пересечение зональности хлорофеит—фиброхлорофеит пластинчатыми выделениями позднего смектита. Очевидно, этот минерал соответствует стадии подводного выветривания потока базальтов, затронувшего лишь его прикровлеву часть.

Судя по описаниям [Jackson et al., 1976], редкие трещины в базальтах выполнены кальцитом, смектитом и селадонитом. Имеющийся у нас каменный материал недостаточен для изучения минералов прожилков и установления их соотношений с минеральными преобразованиями в основной массе базальтов и везикулах.

Результаты изучения хлорофеита и фиброхлорофеита. Из обр. 304—16—3—24—28, характеризующегося максимальным содержанием изотропного (аморфного) хлорофеита, была выделена фракция $< 0,001$ мм. На дифрактограммах этой фракции проявлен лишь слабо выраженный размытый рефлекс $d_{(001)} = 14,6 \text{ \AA}$, значение которого при насыщении образцов глицерином возрастает до $17,7 \text{ \AA}$. В области больших углов наблюдается отчетливое гало, очевидно, соответствующее аморфному веществу. Дифрактограмма свидетельствует о том, что фракция $< 0,001$ мм представлена смесью хлорофеита и смектита, вероятно, плохо окристаллизованного, так как даже небольшое количество хорошо окристаллизованного смектита могло бы четко проявиться на дифрактограмме. В том же образце с помощью микрозонда "Camebax" был изучен химический состав выделений хлорофеита и фиброхлорофеита, характеризующихся различным положением в структуре базальта (см. таблицу).

Результаты микрозондового анализа позволяют сделать следующие выводы.

1. Состав аморфной и слабо раскристаллизованной фаз во всех изученных структурных позициях соответствует в общих чертах специфическому химическому составу хлорофеита, представляющему собой по существу водный железисто-магнезиально-кремневый гель с низким содержанием других компонентов. Основные пропорции содержания различных компонентов выдерживаются в капельном хлорофее, хлорофеите ложных миндали и везикул, а также в псевдоморфозах по оливину, что, по-видимому, указывает на единство генезиса хлорофеита.

2. Хлорофеит базальтов скв. 304 отличается по составу от ранее проанализированных

хлорофитов Тунгусской синеклизы и Северного Тимана (см. таблицу) более высоким содержанием MgO (~10%). Интересно отметить, что в хлорофите содержание MgO больше, чем в базальте.

3. Фиброхлорофит и хлорофит, выполняющие ложную миндалину и везикулу, распределены зонально: внешняя зона — изотропная (хлорофит), и внутренняя — слабо раскристаллизованная (фиброхлорофит). Хлорофит ложной миндалины близок по составу к хлорофиту везикулы, соответственно почти идентичен состав фиброхлорофитов, что, несомненно, свидетельствует о единстве исходного вещества (протохлорофита), зародившегося в массе расплава и впоследствии втянутого в везикулы.

4. В то же время в обоих образованиях хлорофит существенно отличается от фиброхлорофита заметно более высоким содержанием Fe ; фиброхлорофит соответственно характеризуется повышенным содержанием Mg и K .

Заключение. Хлорофит и фиброхлорофит, очевидно, являются продуктами гидратации, дифференциации и частичной раскристаллизации протохлорофита-ликванта, отделившегося из расплава еще в магматическую стадию. Ликвация, по-видимому, происходила под влиянием летучих компонентов, главным образом водяного пара экзогенного происхождения. На фоне понижения температуры расплава происходило перемещение ликванта (всасывание его в везикулы), зональная дифференциация, частичная спонтанная раскристаллизация в смектит; наконец, ниже температуры конденсации водяных паров, происходила гидратация протохлорофита, сопровождающаяся его переходом в гидродель (хлорофит).

Первично-магматическая природа протохлорофита доказывается положением хлорофита в структуре базальтов, в которой он выступает равноправным компонентом, обладающим определенным "идиоморфизмом" по отношению к лейтам плагиоклаза. Распределение обособлений хлорофита в структуре базальтов достаточно равномерное и не обнаруживает закономерного рисунка, описанного нами в базальтах Северного Тимана, Нижней Тунгуски и скв. 317A DSDP, а также свидетельствующего, по нашему мнению, о возникновении протохлорофита в результате воздействия паров воды преимущественно экзогенного происхождения на остаточный расплав [Симанович, Кудрявцев, 1982]. Следовательно, хлорофит из базальтов скв. 304 отличается от "продувочного" хлорофита, возникшего за счет остаточного расплава, относительно более ранним обособлением протохлорофита, возможно, под влиянием небольших количеств морской воды, захваченной расплавом еще на субликвидусной стадии.

Получены доказательства идентичности аморфного вещества ложных миндалин и псевдоморфоз по оливину, по-видимому, в том и другом случае представленных хлорофитом. Механизм перехода уже выделившегося оливина в протохлорофит, а затем и в хлорофит не совсем ясен, однако очевидно, что основную роль играло пневматолитическое воздействие водяного пара.

ABSTRACT

The most important products of mineral transformation of basalts are chlorophaeite and fibrochlorophaeite. They are formed as a result of hydration, differentiation and partial crystallization of protochlorophaeite — a liquid separated from a melt. The liquation appeared to take place under influence of volatile components, water vapour in the main. The primarily-magmatic nature of protochlorophaeite is confirmed by the position of its segregations (exhalations) in structure of basalt's where it acts as at equivalent component with "idiomorphism" relative to plagioclase laths.

ЛИТЕРАТУРА

Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Текстуры типов эффузивных базальтов Тунгусской синеклизы. М.: Наука, 1981. 64 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 362).

Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. Хлорофит в эффузивных базальтах. — Литология и полезные ископаемые, 1982, № 4, с. 43–54.

Baragar W.R.A., Plant A.G., Prinagle G.J.,

Schau M. Petrology and alteration of selected units of Mid-Atlantic ridge basalts sampled from sites 332 and 335 DSDP. — Canad. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 837–874.

Furbish M.J., Schrader L. Secondary minerals of deuteric and diagenetic origin filling voids and encrusting surfaces of basalt from Deep Sea Drilling Project, Leg 54. — In: Initial Reports of the

DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1980, vol. 54, p. 807–817.

Jackson E.D., Bargar K.E., Fabbi B.P., Heropoulos C. Petrology of the basaltic rocks drilled on Leg 33 of the Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1976, vol. 33, p. 571–630.

Meyer P.S., Sigurdsson H. Interstitial acid glass

and chlorophaeite in Iceland basalts. — Lithos, 1978, vol. 11, N 3, p. 231–241.

Peacock M.A., Fuller R.E. Chlorophaeite, sideromelan and palagonite from the Columbia river plateau. — Amer. Miner., 1928, vol. 13, N 7, p. 360–383.

Smith R.E. Segregation vesicles in basaltic lava. — Amer. J. Sci., 1967, vol. 265, p. 696–713.

УДК 549.01 (261) (268)

Г.С. Харин, В.А. Чечко

О СВЯЗИ НЕКОТОРЫХ РУДНЫХ КОМПОНЕНТОВ С ИЗМЕНЕННОСТЬЮ БАЗАЛЬТОВ

Наиболее распространенными формами измененных океанических базальтов являются корки и различного вида линзы, зоны, включения палагонита, глинистых минералов, окислов железа и марганца. Эти вторичные минеральные образования возникают в результате взаимодействия с морской водой изливающихся на дно океана лав. В рифтовой зоне срединно-океанических хребтов измененность базальтов слабая. По мере удаления от оси рифтовой зоны она возрастает [Харин, 1978, 1981]. Имеющиеся данные указывают на то, что химический состав преобразованных базальтов закономерно трансформируется по мере возрастания степени измененности базальтов [Харин, 1978; Kharin et al., 1976].

Закономерности распределения рудных и малых элементов в измененных океанических базальтах исследованы недостаточно. Нами изучены образцы базальтов, поднятые драгировками в различных участках дна Атлантического и Северного Ледовитого океанов и керны скважин 38-го рейса "Гломара Челленджера". Характеристика петрологии и петрохимии базальтов дана ранее [Харин, 1978; Kharin, 1976]. В табл. 1 приведены краткие данные об изученных образцах.

Пробы для химического, атомно-адсорбционного и количественного спектрального анализов отбирались секционно — от наиболее измененных участков к более свежим. Для сравнения секционно опробованы также образцы шаровых базальтов без видимых следов изменений. Результаты анализов этих проб представлены в табл. 2.

В свежих подушечных базальтах наблюдается равномерное распределение Fe, Ti, Mn (см. табл. 2, I). Незначительные вариации концентраций Cr и Ni не имеют направленного характера и, видимо, объясняются неравномерным распределением оливина, пироксена и других минералов. В распределении Cu и Zn наблюдается некоторая направленность. Периферическая стеклянная корка несколько обеднена этими элементами по сравнению с центральной частью базальтовой подушки. Однако эти данные требуют уточнения. Возможно, они случайны и не отражают общей закономерности в распределении названных элементов.

В измененных базальтах распределение рудных элементов подчинено определенным закономерностям. Периферические зоны шаровых базальтов наряду с большей ожелезненностью и омарганцованностью обычно содержат и более высокие концентрации Cu, Zn, Pb, Co и Ni. Cr не обнаруживает такой закономерности. Он равномерно распределен в исследованных образцах, а иногда наблюдаются его пониженные содержания в периферической выветрелой зоне.

Следует обратить внимание на то, что в распределении Cu, Zn, Pb, Ni и Co на фоне общего понижения содержаний от периферии наблюдается их незначительное увеличение ближе к центральной части образцов (см. табл. 2, III, V). Такое "волнообразное" распределение этих элементов, видимо, зависит от характера минеральных преобразований в базальтах. Оно было отмечено и для некоторых петрогенных элементов, например Mg и Ca [Харин, 1978].

Таким образом, приведенные выше данные показывают, что первоначальное равномерное распределение в свежих базальтах таких рудных элементов, как Fe, Mn, Cu, Zn, Pb, Ni и Co, сменяется в измененных базальтах весьма неравномерным. Наблюдается прямая корреляция концентраций указанных элементов с интенсивностью измененности и, в частности, с ожелезнением породы.

Таблица 1
Характеристика изученных образцов
(нис "Академик Курчатов", 6-й, 15-й рейсы, нис "Профессор Штокман", 7-й рейс)

№ станции и образца	Координаты начальной и конечной точек драгирования	Интервал драгирования, м	Краткая характеристика пород и продуктов их изменения
441—Д6—2	29° 52' 3 с.ш., 42° 54' 3 з.д.	3040	Угловатая глыба — фрагмент свежей шаровой (подушечной) базальтовой лавы толеитового состава. Стекловатая корка закаливания (до 3 см) хорошо сохранилась. Центральная часть фрагмента раскристаллизованная, массивная
	29° 52' 7 с.ш., 42° 55' 2 з.д.	2660	
1344—1	67° 48' 3 с.ш., 14° 00' 3 з.д.	1600	Фрагмент шаровой лавы с полностью замещенной коркой закаливания, в которой выделяется до пяти линзовидных зон (1—10 мм) разной окраски и плотности. Центральная часть — более свежий порфировидный базальт субщелочного состава
	67° 48' 4 с.ш., 14° 03' 2 з.д.	1360	
1351—1	71° 03' 6 с.ш., 12° 56' 4 з.д. 71° 03' 9 с.ш., 13° 00' 5 з.д.	650	Фрагмент шаровой лавы с хорошо сохранившейся коркой черного плотного стекла (до 3 см), постепенно переходящего в раскристаллизованный порфировидный базальт толеитового состава
830—1	20° 17' 5 ю.ш., 12° 11' 8 з.д.	3280	Угловатый обломок пиллоу-базальта. Корка закаливания (до 2—3 см) в значительной мере замещена палагонитом, окислами железа и марганца. Под коркой слабоизмененный гиалобазальт, а в центре порфировидный плагиоклазовый базальт толеитового состава
	20° 17' 8 ю.ш., 12° 12' 1 з.д.	3190	
839—1	24° 57' 2 ю.ш., 13° 49' 9 з.д.	4150	Обломок шарового базальта толеитового состава. Одна поверхность представляет свежий скол раскристаллизованного базальта, другие представлены железо-марганцевой коркой, палагонитом и реликтами стекла
	24° 55' 8 ю.ш., 13° 52' 6 з.д.	3820	
874—1	9° 01' 1 с.ш., 19° 45' 2 з.д.	2118	Глыба (до 30 см в поперечнике) пористого щелочного базальта. По периферии ожелезненная каемка подводного выветривания. В отдельных местах толстая (до 2—3 см) марганцевистая корка
	9° 00' 8 с.ш., 19° 45' 6 з.д.	1880	

Отмеченные выше закономерности в распределении рудных элементов в базальтах относятся к поверхностным образцам, полученным драгировками. Чтобы выяснить, наблюдаются ли аналогичные закономерности в глубинах базальтовой толщи океанского фундамента, рассмотрим данные глубоководного бурения. Результаты химических и атомно-адсорбционных анализов базальтов на Fe, Cu и Zn, приведенные в материалах 38-го и 49-го рейсов DSDP, разнесены нами на корреляционные диаграммы Fe_2O_3 —Cu, Fe_2O_3 —Zn, FeO —Cu, Fe —Zn (см. рисунок).

Как видно на этих диаграммах, между Fe, Cu и Zn существует хорошая прямая корреляционная связь. Аналогичная высокая связь между названными элементами, а также и Mn найдена в базальтах других районов, например в скв. 332Б, 395А, 396 DSDP (табл. 3). Высокую прямую корреляцию с Fe обнаруживают V и Ba.

Высокая положительная корреляционная связь Fe, Mn, Cu и Zn свидетельствует о том, что в глубинах базальтового слоя океанского фундамента, во всяком случае до 0,7—0,8 км (на пробуренную глубину, скв. 332Б), в распределении рассматриваемых рудных элементов существуют те же закономерности, которые были обнаружены и в поверхностных образцах базальтов.

Если количество рудных элементов в базальтах зависит от степени измененности, то должна существовать прямая корреляция между рудными элементами и возрастом базальтов, так как показано, что измененность зависит от возраста [Харин, 1981]. Связь

Таблица 2
Распределение рудных элементов в свежих и измененных подушечных базальтах

Элемент	I					II		
	1	2	3	4	5	1	2	3
Вес. %								
Fe	7,96	7,36	7,36	7,96	7,96	22,5	19,5	14,2
Ti	0,49	0,49	0,49	0,5	0,5	2,14	2,39	3,07
Mn	0,14	0,148	0,144	0,144	0,144	2,95	0,42	0,24
n · 10 ⁻⁴ %								
Cu	34	58	70	70	70	459	358	256
Zn	98	104	106	106	106	424	320	200
Pb	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
Cr	311	274	306	296	306	114	332	172
Ni	158	161	157	171	170	570	200	154
Co	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	705	120	60

Примечание. I — свежий толеитовый базальт (фрагмент подушечной лавы с хорошо сохранившейся стеклянной коркой закаливания толщиной до 3 см): 1 — из корки стекла (верхняя часть), 2 — нижняя часть корки и залегающий под ней гиалобазальт, 3 — скорлуповатая зона гиалобазальта, 4 — зона массивного базальта, 5 — из центральной части фрагмента (раскристаллизованный базальт); станция 441—Д6, обр. 2; II — измененный субщелочной базальт: 1 — периферическая железо-марганцевая корка (2—3 мм), 2 — зона темно-коричневого палагонита (5—10 мм), 3 — измененный базальт; станция 1344, обр. 1; III — измененный толеитовый базальт: 1 — железная и палагонитизированная корка, 2 — слабоизмененный базальт под коркой, 3 — базальт из центра фрагмента без ви-

между возрастом и количеством Zn в базальтах хорошо иллюстрируется корреляционной диаграммой (см. рисунок), составленной по материалам рейсов 37, 38, 41, 43, 45, 46, 50 DSDP. Для Zn по этим данным были найдены среднеарифметические содержания. Осреднялся также абсолютный возраст базальтов в том случае, если имелось несколько расходящихся его определений из одной и той же скважины.

Из диаграммы (см. рисунок) видно, что прямая корреляция между содержанием Zn и возрастом достаточно хорошо наблюдается до 40—50 млн. лет. До 100 млн. лет имеется пустой интервал, по которому данные отсутствуют. В базальтах с возрастом 100—130 млн. лет содержание Zn сохраняется на уровне, достигнутом в 30—45 млн. лет. При этом наблюдается значительный разброс средних содержаний (90—145 г/т) цинка. Для скважин, вскрывших более молодые базальты, такой разброс значительно (в 2—3 раза) меньше. Можно сделать вывод о том, что в процессе старения и минеральных преобразований базальты океанского дна способны захватывать рудные элементы лишь до некоторого предела, определяемого количеством тех минералов, которые поглощают рудные компоненты. Хорошими поглотителями Zn, Cu, V, U и других рудных элементов служат гидроокислы Fe, Mn, а также палагонит. Поглощательная способность океанских базальтов при низкотемпературных изменениях настолько велика, что они способны усвоить весь U, приносимый в океан с континентов поверхностными водами [MacDougall, 1977].

Источником рудных элементов в океане, кроме континентов, являются также породы океанского фундамента. Данные опробования 2-го слоя океанской коры, проводимого на драгированных образцах и керне скважин глубоководного бурения, указывают на сложную картину распределения и миграции рудных элементов. Следует отметить, что эти данные относятся к верхней части базальтового ложа и отражают преимущественно низкотемпературные гальмиролитические и эпигенетические процессы. Пока не известно, насколько глубоко эти процессы проникают в ложе океана. Не исключено, что конвективная передача тепла, осуществляемая циркулирующей в магматических породах морской водой, вовлекает в процессы преобразования и более глубокие горизонты океанской коры (до нескольких километров). Нисходящие ветви гидротермальных потоков уносят в глубокие горизонты коры одни элементы, а восходящие потоки выносят другие. Привнос химических элементов, видимо, является главной причиной, осложняющей картину их поверхностной миграции, возникающей при гальмиролизе и диа-

III			IV			V		
1	2	3	1	2	3	1	2	3

Не определялись

700	100	50	1000	100	100	100	3	100
500	70	50	700	100	200	200	300	300
100	7	3	1000	7	3	30	2	7
300	300	300	500	700	500	100	100	100
200	70	100	500	100	200	300	50	200
100	50	30	500	70	70	200	20	70

димых следов изменения; станция 830, обр. 1; IV — измененный толеитовый базальт: 1 — железо-марганцевая корка и реликты стекла, 2 — измененный базальт (под коркой), 3 — более свежий базальт (из центра образца); станция 839, обр. 1; V — измененный щелочной базальт: 1 — выветрелая рыхлая рыжая корка с кристаллами авгита, 2 — "размягченный" базальт (под коркой), 3 — пористый базальт (из центра образца); станция 874, обр. 1. Анализы выполнены в Лаборатории геологии Атлантики Атлантического отделения ИО АН СССР (аналитик Г.С. Хандрос) и в Спектральной лаборатории НПО Запсибгеология (аналитики Г.И. Соболева и Л.Н. Борова).

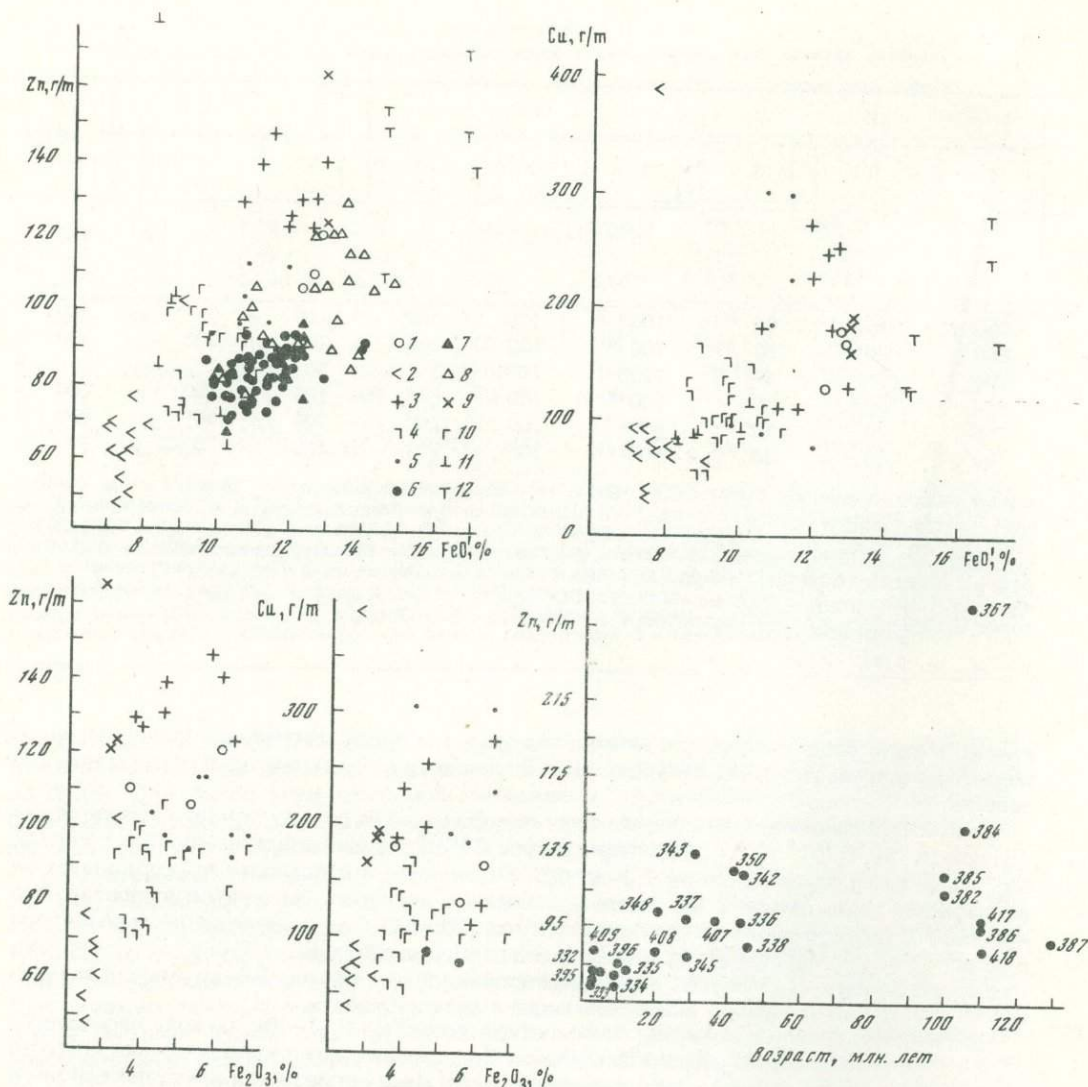
генезе. Можно предполагать, что именно это является одной из главных причин неравномерного распределения Fe, Mn, Zn, Cu и других рудных элементов в измененных базальтах.

Опыты показывают, что морская вода при нагревании сильно меняет свои свойства [Bischoff, Seyfried, 1977]. При температуре 350°С из нее кристаллизуются соли Ca, Mg, SO₄, а pH изменяется от 7,3 до 2,5. Повышение кислотности обуславливает ее способность выщелачивать из базальтов тяжелые металлы. Из опытов выяснено, что 400—500°С раствор обогащается Fe и Mn, а при 200—300°С их концентрация меньше, чем в морской воде [Mottlet al., 1979]. Если опираться на результаты этих и других опытов, то следует думать, что морская вода является активным переносчиком рудных элементов из глубоких горизонтов океанской коры к ее поверхности.

На глубинах 2—4 км, там, где температура достигает 350—400°С, вода насыщается Fe, Mn, Zn и другими тяжелыми металлами. Восходящие ветви конвективных потоков несут эти насыщенные растворы к поверхности. По мере остывания и изменения свойств растворов, а также на участках геохимических барьерных зон, где происходят резкие изменения окислительно-восстановительных и других свойств среды, из растворов происходит осаждение рудных компонентов. В подходящих условиях горячие гидротер-

Таблица 3
Коэффициенты парной линейной корреляции между MnO и Fe₂O₃, Cu и Zn в базальтах скв. 395А

Компонент	MnO	Fe ₂ O ₃	Cu	Zn
MnO	1	+0,94	+0,32	+0,74
Fe ₂ O ₃		1	+0,5	+0,71
Cu			1	+0,1
Zn				1



Корреляционные диаграммы пар элементов и окислов, а также корреляция Zn и абсолютного возраста в базальтах скважин глубоководного бурения $\text{FeO}' = \text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 0,9 + \text{FeO}$

Скважины: 1 — 348, 2 — 344, 3 — 342, 4 — 331, 5 — 336, 6 — 409, 7 — 408, 8 — 407, 9 — 350, 10 — 337, 11 — 345, 12 — 343

мальные растворы и флюиды достигают поверхности ложа и выносят на дно океана рудные компоненты, которые принимают участие в накоплении рудоносных осадков, железо-марганцевых корок и в общем ожелезнении и омарганцевании пород и осадков. Такие гидротермальные поля широко развиты в Тихом океане [Лисицын и др., 1976]. В Северной Атлантике и Норвежско-Гренландском бассейне они были отмечены в некоторых зонах трансформных разломов (Ян-Майен, Гиббс, Романш) и на других участках Срединно-Атлантического хребта [Емельянов и др., 1976; Харин, 1980].

Однако представляется, что по сравнению с Тихим океаном рудоносность Атлантического океана в целом заметно меньше. Считается, что одной из причин этого явления может служить незначительная скорость раздвижения Атлантического океана. Возможно, это связано с низкой температурой гидротермальных выщелачивающих растворов из-за слишком больших объемов морской (и метеорной, например, в Исландии) воды, проникающей в базальтовый слой. Не исключено, что рудные компоненты здесь просто

не доходят до поверхности, а отлагаются в глубинах океанского фундамента в зонах геохимических барьеров. Одним из таких барьеров могут быть участки, где происходит снижение температуры гидротермальных растворов и резкое изменение их кислотных свойств на щелочные. Важным барьером является, очевидно, граница дайкового комплекса и покровных базальтов. Около этой границы в скв. 504Б на глубине 1076 м вскрыты гидротермальные руды Fe, Zn, Cu. Такие рудные скопления в базальтовом слое можно обнаружить комплексными геолого-геофизическими методами. Рудные залежи должны сосредоточиваться вблизи участков сильно измененных пород. Такие участки в океанском ложе должны обнаруживаться по исчезновению полосчатого магнитного поля. Глубина залегания рудных тел может быть зафиксирована сейсмическими методами, так как их поверхность в силу большой плотности служит хорошим отражающим горизонтом.

ABSTRACT

A relatively even distribution of Fe, Mn, Cu, Zn, Pb in fresh basalts and other ore elements in altered basalts is substituted by a rather uneven distribution. According to the data on dragged basalt samples and core material, a good direct correlation of Cu, Zn, Co, Ni, V, Fe_2O_3 is suggested. It is assumed that in the Earth's crust of oceanic rifts at depths of 2–4 km and temperatures over 350°C the sea water is saturated with ore components. In ascending hydrothermal flows they are brought up to the surface of the ocean floor. However, on their way they can precipitate on areas of geochemical barriers. The most important barrier appears to be the zone of mixing hot and cold waters where an abrupt drop of temperature of hydrotherms and change of their acid properties for alkaline ones take place.

ЛИТЕРАТУРА

- Емельянов Е.М., Блажчишин А.И., Харин Г.С. О роли эндогенных источников в формировании химического состава осадков Северной Атлантики. — Литология и полез. ископаемые, 1976, № 5, с. 3–21.
- Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О. и др. Металлоносные осадки и их генезис. — В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. Океанологические исследования. М.: Наука, 1976, с. 289–379.
- Харин Г.С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океане. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1040–1055.
- Харин Г.С. Петрохимические и петрогенетические особенности базальтов зон трансформных разломов. — В кн.: Магматические и метаморфические породы дна океана и их генезис: Тез. докл. М.: Мир, 1980, с. 65–66.
- Харин Г.С. Вторичные минералы в подводных базальтах Северной Атлантики. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 37–42.
- Bischoff J.L., Seyfried W.E. Seawater as a geochemical fluid: Chemical behavior from 25° to 350°C. — In: Proc. 2nd Intern. Symp. Water-Rock Interact., Strasbourg, 1977, Sect. 4. Strasbourg, 1977, p. 165–172.
- Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks, DSDP, Leg 38. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1976, vol. 38, p. 685–715.
- Kharin G.S., Litvin V.M., Rudenko M.V. Volcanic rocks and their roll in the bottom structure of the Atlantik Ocean. — In: Volcanoes and thectonosphere. Tokai: Univ. press, 1976, p. 61–74.
- Mottl M.F., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 2. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 6, p. 869–884.
- MacDougall J.D. Uranium in marine basalts: Concentration, distribution and implications. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 35, N 1, p. 65–70.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА МЕТАЛЛОНОСНЫХ ОСАДКОВ
(Восточно-Тихоокеанское поднятие)

Металлоносные осадки океанов привлекают неослабевающее внимание исследователей. К настоящему времени накоплен значительный материал по их распространению, составу, распределению основных и сопутствующих элементов, скорости осадконакопления. Сделаны выводы об источниках рудного вещества [Boström, Peterson, 1966; Страхов, 1974; Богданов, Лисицын и др., 1979; Гордеев и др., 1979].

Открытие прямыми наблюдениями с погружающихся аппаратов подводных источников рудного вещества [Edmond et al., 1979; Ballard et al., 1981; Macdonald et al., 1980] подтвердило ранее сделанные выводы. Однако нахождение источников вещества не снимает вопроса о механизме формирования осадков. Анализ распределения главных рудных элементов (Fe, Mn) и сопутствующих элементов, обогащающих металлоносные осадки (V, Cu, Zn, Ni, Pb, Ba и др.), по предположениям многих исследователей, может дать ключ к решению этого вопроса. Наряду с закономерностями распределения элементов по площади дна большое внимание исследователей привлекает расчет баланса рудного вещества и определение доли, связанной собственно эксгалационным (гидротермальному) подтоку и доли вещества терригенного или гидрогенного происхождения. При этом под гидрогенным веществом понимается та часть рудных элементов, которые могут быть связаны и с континентальным стоком, и с гидротермальными источниками на дне океана. Это та часть катионов, которая сорбируется взвешенными частицами из морской воды, обладающей фоновой концентрацией каждого из рассматриваемых элементов.

Одним из наиболее распространенных методов расчетов баланса компонентов в металлоносных осадках является метод модулей: алюминиевого, использованного Бостромом и Петерсоном [Boström, Peterson, 1969], или титанового, предложенного Н.М. Страховым [1974]. Метод модулей, или метод сравнения состава осадков со средним составом континентальной коры (абиссальных глин, руд разного генезиса и пр.), основан на предположении, что тот или иной элемент (Ti, Al) содержится постоянно и в заметных количествах в составе вещества континентального стока и почти не содержится (или содержится в минимальных количествах) в исследуемых металлоносных осадках. Если эта предпосылка удовлетворяется, то специфика состава металлоносных осадков проявляется весьма ярко. Однако можно использовать и иные методы расчета, например расчет корреляционных связей между содержанием различных химических элементов в осадках. Мархиг и Гундлах [Marchig, Gundlach, 1982] исследовали металлоносные осадки на полигоне в осевой части Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) в районе 20° ю. ш. Состав бескарбонатного вещества металлоносных осадков, приводимый этими авторами, отличается высокими содержаниями Fe и Mn, а темп осадконакопления оценивается в 2–25 см/1000 лет.

Два пересечения, выполненные в рейсе 14 нис "Дмитрий Менделеев" [Богданов, Григорьев и др., 1979], дали материал из других районов ВТП (34° и 39° ю. ш.). Скорости накопления осадков в этих районах на порядок ниже, чем на широте 20° и составляют 2–3 мм/1000 лет. Сравнение состава бескарбонатной части металлоносных осадков в осевой зоне ВТП на трех разных широтах — 20°, 34° и 39° ю. ш. — показывает, что количества Al и Ti отличаются примерно на порядок. Так, количество Al на широте 20° на участке полигона А [Marchig, Gundlach, 1982] выражается десятными долями процента (0,3–0,5); на широте 34° (станция 1011) — целыми процентами (5,7), а на широте 39° (станция 1001) составляет 0,75% [Мигдисов и др., 1979]. В то же время количество Fe различается гораздо менее резко и составляет 28, 15 и 24% соответственно.

Анализ корреляционных связей между элементами металлоносных осадков, проведенный Мархигом и Гундлахом [Marchig, Gundlach, 1982], позволил этим авторам прийти к заключению, что положительная корреляционная связь имеет место для Cu, Mo, La, Y, Zr, V, Ti, Fe, Co, Al, Mn, Zn, Ni, Mg, что указывает на первичное обогащение этими элементами металлоносных осадков и единство их источника. Pb, Sr, Ca связываются с планктонным карбонатным веществом. Частично с биогенным источником связывается Si. Ю.А. Богданов и др. [1979] в расчетах основывались на алюминиевом

модуле. По их данным, эксгальационный источник вещества металлоносных осадков не вызывает сомнений для Fe, Mn, Pb, Zn, но для Ni, Co, Cu, Zr, TR определяющим является влияние морской воды, т. е. длительность контакта рудной взвеси с морской водой и, как следствие этого фактора, — сумма сорбированных (гидрогенных) элементов. Как видно из приведенного сравнения только двух выводов, основанных на разных методах обчета химических составов металлоносных осадков, вопрос об источнике вещества в них не является простым, а выводы, сделанные на основании расчетов, зависят не столько от конкретных соотношений элементов, сколько от выбранного метода расчета.

При выборе иных "индикаторных" элементов могут быть выявлены и соответствующие корреляционные связи. Так, Дж. Тот [Toth, 1980] рассмотрел поведение Si и Co + Ni + Cu на фоне Fe и Mn, построив соответствующие треугольные графики. Наряду с этим он использовал диаграммы зависимости содержания Co + Ni + Cu от содержания Zn. Последний элемент выбран автором в качестве индикаторного элемента гидротерм. Такой вариант анализа позволил Тоту прийти к выводу о прямом осаждении из гидротермального источника Si, Fe, Mn (+ Zn, As, Sb, Hg) и сорбции на коллоидно-дисперсных частицах указанного состава других элементов (Co, Cu, Ni, Pb, Ba, TR) при длительном контакте с морской водой.

Приведенные примеры показывают, что разные авторы, используя выбранные ими методы расчета баланса и корреляционных связей элементов, приходят к несколько различным выводам о генетической природе отдельных элементов в составе металлоносных осадков. Это хотя и не влияет на единодушный вывод о генетической природе самих осадков, тем не менее позволяет существенно по-разному оценивать вклад гидротермально-эксгальационного источника и вклад морской воды, усредняющей в своем составе все элементы из всех возможных источников питания океанов.

Исследование соотношений химических элементов является несомненно важным методом познания геохимических закономерностей системы. Но такое исследование оказывается "свободным от помех" лишь при уверенности, что в системе (порode, пласте, толще...) выбранная индикаторная характеристика (индикаторный элемент, соотношение элементов) соответствует заложенной идее.

Мархиг с соавторами [Marchig et al., 1982] использовали отношения Y/P_2O_5 , Zr/Sr и Ce/La для идентификации гидротермальных или диагенетических металлоносных осадков океанов. При этом авторы изначально приняли "гидротермальность" металлоносных осадков ВТП и "диагенетичность" металлоносных осадков из пелагической зоны Тихого океана северо-восточнее о-ва Рождества. Выбранные ими индикаторные отношения оказались действительно резко различными для "гидротермальных" и "диагенетических" металлоносных осадков. Но анализ соответствующих отношений для металлоносных осадков депрессии Бауэра заставил относить эти осадки к "диагенетическим", что маловероятно с точки зрения самих авторов работы.

Отыскание простых корреляционных связей между элементами в какой-то мере освобождает от идеи, заданной априори, но этот метод требует знания действующих факторов, и в первую очередь знания независимых однонаправленных или разнонаправленных процессов и источников, создающих и трансформирующих вещество осадка. В этом плане немаловажную информацию дает минералого-петрографическое изучение осадков, их состава, источника, а также исследование взаимоотношения разных структурных элементов и их возможных преобразований. В преимущественно биогенных осадках, развитых на осевой зоне ВТП, эта задача осложняется, поскольку структурный мотив осадка создается органогенными, в основном карбонатными, фрагментами. Поэтому нами были выбраны колонки на флангах широтного пересечения ВТП (рейс 14 нис "Дмитрий Менделеев"), сложенные бескарбонатным веществом, содержащим значительные количества Fe и Mn. Колонка 1006 (39° 04' ю. ш., 124° 59' з. д.) на всю мощность (3,8 м) сложена темно-коричневым металлоносным илом. Распределение масс осадка, обладающих разными оттенками окраски, не подчинено плоскостям наложения. В пределах колонки видны следы вязкого перетекания ила, подворота пластичных блоков, обрыва и искривления пластичных фрагментов осадка. Текстуры подобного рода могут быть интерпретированы как результат медленного течения полужидких масс осадка на небольших расстояниях. Ни гомогенизации, ни расслаивания разноокрашенных элементов ила не отмечается. Помимо отмеченных особенностей текстуры, в колонке осадков можно наблюдать мелкие (3–5 мм) гнезда зернистого вещества жел-

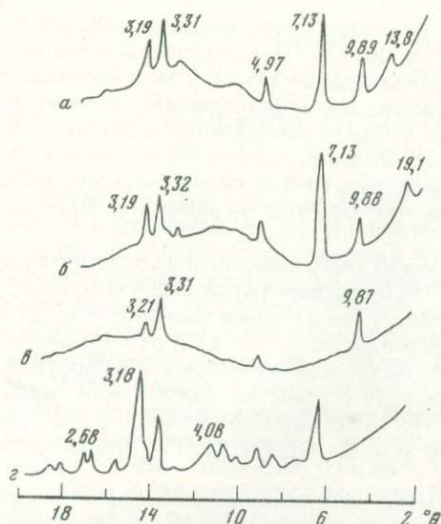


Рис. 1. Дифрактограммы фракций < 2 мкм из металлоносного осадка станции 1006-1 (100-115 см) фракции < 1 мкм: а — природный образец, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 550° С; з — фракция 1-2 мкм

того цвета, ясно выделяющиеся на общем фоне темно-коричневой массы. Микроскопическое рассмотрение этих гнезд показывает, что визуально определяемая зернистость не проявляется как "зернистость" в препарате. Это связано с тем, что каждое "зерно", видимое без увеличения и при 4-6-кратном увеличении (размер 0,2-0,5 мм), представляет собой пластичный агрегат мельчайших округлых колломорфных телец размером 2-10 мкм. При изготовлении препарата достаточно легкого нажима покровного стекла, чтобы деформировать и превратить в пленки как каждое "зерно", так и агрегат "крупных зерен", составляющий гнезда желтого

цвета. Однако приведенное описание свидетельствует об обособлении в исходном осадке колломорфных сгустков, различно обогащенных коричневым пигментом (гидроокислы Fe, окислы Mn).

Нам представляется это крайне важным, поскольку наличие различных по составу полужидких колломорфных сгустков свидетельствует об участии в осадкообразовании коагулятов разного состава. Важно также и то, что после высушивания ила колломорфные сгустки и "зерна" перестают быть пластичными и после повторного увлажнения остаются твердыми.

Таким образом, непосредственное исследование осадков в полужидком состоянии позволяет "соприкасаться" с теми его фазами, которые самопроизвольно и необратимо изменяются при высушивании, а может быть, и во влажном состоянии (с течением времени). Во всяком случае, в работе Мархига и Гундлаха [Marchig, Gundlach, 1982] отмечается, что применение метода Честера для извлечения Fe позволило перевести в раствор лишь 20-50% валового Fe. Использование того же метода Мигдисовым и др. [1979] дало возможность перевести в раствор в среднем 7% валового Fe, что значительно меньше расчетного количества аморфных форм гидроокисного Fe. Методика Честера позволяет переводить в раствор неокристаллизованные дисперсные фазы гидроокислов Fe. Следовательно, некоторая часть металлоносных осадков, представлявшая собой при седиментации свежевывапавшие гидроокислы Fe, необратимо трансформирована уже во влажном осадке и переведена либо в ферригидрит, либо в гидрогётит, либо в силикатные формы (нонтронит). Гётит (по-видимому, гидрогётит) обнаруживается в металлоносных осадках [Багин и др., 1975], равно как и нонтронит [Dymond et al., 1973; McMartry, Yen, 1981]. На рентгенограммах образцов колонки 1006-1, во фракции < 1 мкм на фоне гало в области 9-15° устанавливаются рефлексы нонтронита и слюды (рис. 1).

Наряду с разными колломорфными пластичными (!) фрагментами в металлоносных осадках содержится переменное количество обломочных зерен плагиоклазов № 40-60; пироксенов, представленных преимущественно авгитом, но также и гиперстеном; палагонита, в различной степени раскристаллизованного; костных остатков (главным образом зубы мелких рыб). Состав и размерность этих компонентов указывают на их эдафогенную (или вулканогенную) природу, добавка биогенных компонентов ничтожна (табл. 1, 2).

В первично-бескарбонатных илах постоянно присутствуют значительные количества филлипсита, образующего как рассеянные кристаллы разных размеров (1-300 мкм), так и шаровидные, лучисто построенные сростки (рис. 2, 1, см. вкл.). Размер кристаллов филлипсита, их сростков, так же как и размер крупных метакolloидных сгустков гидроокислов железа, на 1-2 порядка превосходит медианный размер частиц осадка в целом (см. табл. 1). Но данные табл. 1 в какой-то мере отражают лишь сегодняшнее

Таблица 1
Механический состав илов колонки 1006-1 (%)

Фракция, мкм	Глубина отбора, см				
	0-5	80-90	100-115	160-170	210-220
<1	41,7	50,0	62,0	20,0	41,0
1-2	20,0	20,0	15,6	52,5	30,0
2-5	} 31,4	} 28,0	13,4	} 0,3	} 23,8
5-10			8,0		
10-50	4,5	1	1	2	3,9
50-100	2,1	1	0,1	12,1	1,3
>100	0,3	—	—	13,1	—
Md	6	4	2	50	4

Таблица 2
Минеральный состав обр. 1006-1 (100-115 см) (%)

Фракция, мкм	Выход фракций, вес. %	Цеолит	Палагонит	Плагиоклаз	Костные остатки	Рудные нодулы
50-100	0,1	} 40	} 3	} 6	} +	} 50
10-50	1					
5-10	8	48	+	4	+	44
2-5	13,4	49	1	+	—	48
1-2	15,5	+++	Не опр.	+	Не опр.	+++
<1	62	+	"	—	"	++

Примечание. (+) — присутствие; (++) — заметные количества; (+++) — много; (—) — отсутствие; оценка по рентгенограммам.

состояние осадка и не могут претендовать на точное отражение гранулометрии оседавшей взвеси гидролизатов. Наряду с относительно крупными (3-5 мм) глобулярными частицами рудного вещества (см. рис. 2, 2) в осадках присутствуют шаровидные выделения филлипсита, образованные несколько более темным ядром (см. рис. 2, 1), зоной лучевидно расходящихся кристаллов и достаточно крупными кристаллами, образующими периферическую кайму на сферах.

Петрографическое взаимоотношение кристаллов филлипсита и вмещающей массы осадков позволяет видеть оттеснение пластинчатой (глинистой) фазы и образование одноориентированных агрегатных пленок по контурам вырастающих кристаллов, что свидетельствует о росте кристаллических масс и агрегатов внутри полужидкого ила, а также о синхронной кристаллизации филлипсита и глинистых минералов. Внутри кристаллов филлипсита постоянно включены мельчайшие глобулярные частицы рудного вещества и частицы смектита (см. рис. 2, 3). Ранний рост кристаллов филлипсита отмечен Корлиссом и Миллименом [Corliss, Milliman, 1981], описавшими раковинки агглютинирующих форм бентосных фораминифер, построенные из кристалликов филлипсита. Количество филлипсита в массе металлоносных осадков может быть оценено лишь приблизительно, поскольку методом прямого подсчета учитываются лишь кристаллы, составляющие фракции крупнее 5 мкм, а главная масса филлипсита сосредоточена в более тонких фракциях.

Некоторое уточнение состава осадков может быть произведено по количеству К в осадке в целом и во фракциях филлипсита (табл. 3) при допущении, что осадок не содержит иных окристаллизованных и неокристаллизованных частиц, включающих заметные количества К. Как видно из табл. 3, количество К в цеолитовых (филлипситовых)

Таблица 3
Химический состав образцов колонки 1006—1 (вес. %)

Компонент	Глубина, см				
	0—5	100—115		160—170	
	вал	вал	цеолит	вал	цеолит
SiO ₂	41,23	41,80	50,50	42,06	51,07
TiO ₂	0,62	0,61	0,08	0,59	0,12
Al ₂ O ₃	12,83	13,02	16,18	13,14	16,95
Fe ₂ O ₃	13,76	13,33	2,20	13,16	2,50
MnO	0,10	0,24	0,46	0,13	0,58
MnO ₂	5,74	5,60	Не опр.	5,40	Не опр.
CaO	1,50	1,34	3,16	0,74	1,87
MgO	2,23	1,93	0,45	2,20	0,90
Na ₂ O	2,81	2,58	0,60	2,53	3,01
K ₂ O	2,90	2,66	4,80	2,72	6,10
H ₂ O ⁺	6,41	6,51	16,00	6,71	9,06
H ₂ O ⁻	9,65	9,67		9,99	6,24
BaO	0,32	0,30		0,26	0,54
SrO	0,09	0,08	0,01	0,09	0,01
NiO	0,13	0,13	0,02	0,13	0,03
CO ₂	Не обн.	Не обн.	Не опр.	Не обн.	Не опр.
C	"	"	"	"	"
P ₂ O ₅	1,03	0,79	0,10	0,89	0,14

фракциях существенно выше, чем в валовом составе илов, из которых эти фракции выделены. Но если цеолиты могли быть выделены из фракций > 2 мкм, а во фракциях > 5 мкм имела возможность произвести количественный подсчет зерен и их процентное содержание, то во фракциях < 2 мкм ни весовым методом, ни подсчетом невозможно определить количество содержащихся в них цеолитов, хотя присутствие цеолитов в этих фракциях устанавливается рентгеновским методом. Сумма фракций < 2 мкм в образце с глубины 100—115 см колонки 1006—1 достигает 77,5%, в интервале 160—170 см — 72,4%.

Расчет формул цеолитов производится на основе ориентировочной формулы $(1/2 \text{ Ca}; 1/2 \text{ Ba}, \text{ K}, \text{ Na})_5 \cdot \text{Al}_5 \cdot \text{Si}_{11} \cdot \text{O}_{32} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. При этом весь K валового состава относился к цеолиту. Исходя из состава цеолитовых фракций, были получены формулы филлипсита для интервала 100—115 см: $\text{Ca}_{0,73}\text{Ba}_{0,06}\text{K}_{1,43}\text{Na}_{0,28}\text{Si}_{11,79}\text{Al}_{4,45}\text{O}_{32} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ и для интервала 160—170 см: $\text{Ca}_{0,45}\text{Ba}_{0,05}\text{K}_{1,77}\text{Na}_{1,33}\text{Si}_{11,57}\text{Al}_{4,52}\text{O}_{32} \cdot 5\text{H}_2\text{O}$.

Однако здесь следует иметь в виду вероятность того, что часть K остается в неокристаллизованном колломорфном веществе осадка и в составе слюдистой фазы. Окристаллизованных минеральных фаз, носителей K (кроме филлипсита), микроскопическим методом обнаружить не удалось, а количества слюд незначительны и по оценке интенсивностей рефлексов на дифрактограммах не превышают 10% фракции $< 0,001$ мм или до 5% образца в целом. Но даже эта предварительная оценка позволяет считать, что на долю филлипсита в осадке в образце с интервала 100—115 см приходится $> 50\%$ массы, а с интервала 160—170 см $> 42\%$. При этом филлипсит поглощает большую часть Al и Si, весь Ca и Ba. Некоторая часть SiO₂ (14 и 19%), видимо, остается в форме опала, а также входит в состав нонтронита. Общая незначительная доля обломочных эдафогенных компонентов позволяет исключить из этой оценки Al и Si, входящие в состав плагиоклазов, палагонита и других эдафогенных компонентов. Рудная масса (глобулы и пленки) состава $\text{Fe}_2\text{O}_3\text{MnO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ при таком расчете изменяется от 15 до 18%.

Итак, минералогический расчет позволяет оценить металлоносный осадок в образце с интервала 100/115 см как сумму 50% цеолита, 20% нонтронита + 18% гидроокисного рудного (Fe-Mn) вещества и некоторого количества аморфных фаз SiO₂ (4—5%). В составе образца с интервала 160—170 см содержится 42% филлипсита, 18—20% рудных но-

дулей, 22–25% нонтронита и до 10% аморфного опалового вещества. За рамками расчета оставлены Mg, Ti, хотя эти элементы могут входить в состав нонтронита.

Выводы. Образцы колонки 1006 по составу принадлежат к цеолитовым илам с существенной добавкой рудного (Fe-Mn) вещества и нонтронита. Каждая из трех ведущих минеральных фаз аутигенна. Главная масса глинозема принадлежит филлипситу, а образование кристаллов филлипсита происходит из гелевых сгустков и почти синхронно осадконакоплению. Таким образом, алюминиевый модуль для осадков колонки 1006 не отражает доли участия терригенного материала. Гелевая природа протовещества цеолитов может свидетельствовать лишь о поставке не только SiO_2 (Fe, Mn и т. д.), но и Al гидротермальными источниками в зоне ВТП.

Использование петрографических критериев привносит дополнительную информацию, позволяющую оценить вклад в состав металлоносных осадков не только коллоидных продуктов, но и окристаллизованных минеральных фаз, синтезированных из седиментационного гелевого вещества. Эфемерность существования гелей, богатых Al, и крайне быстрая реализация Al в форме прежде всего новообразованных цеолитов (и в какой-то мере слоистых силикатов) могут быть использованы для пересмотра роли алюминиевого модуля при интерпретации генетической природы океанических осадков.

ABSTRACT

Lithologo-petrographic characteristics of metalliferous sediments from Site 1006–1 (Research Vessel "Dmitri Mendeleev") are considered. A conclusion has been drawn of the formation of authigenic minerals (phillipsite, smectites, Fe, Mn oxides composing the sediments on the basis of products of coagulation of Si, Al, Fe, Mn). The Al-modulus cannot be used as a criterion for determination of a part of terrigenous matter in the composition of the complexes concerned.

ЛИТЕРАТУРА

- Багин В.И., Багина О.А., Богданов Ю.А., Гендлер Т.С., Лебедев А.Н., Лисицын А.П., Печерский Д.М. Железо в рудоносных осадках депрессии Бауэр и Восточно-Тихоокеанского поднятия. — *Геохимия*, 1975, № 3, с. 431–452.
- Богданов Ю.А., Григорьев В.Н., Муравьев В.И., Серова В.В., Тримонис Э.С. Распределение металлоносных осадков в юго-восточной части Тихого океана. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 72–95.
- Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Мигдисов А.А., Смирнов В.И., Старостин В.И. О генезисе металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 249–275.
- Гордеев В.В., Демина Л.П., Конкин А.М. Железо и марганец гидротермального происхождения в глубинных водах Тихого океана (Галапагосская зона, депрессия Хесса). — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 224–236.
- Мигдисов А.А., Богданов Ю.А., Лисицын А.П., Гурвич Е.Г., Лебедев А.И., Лукашин В.Н., Гордеев В.В., Гурин Ю.П., Соколова Е.Г. Геохимия металлоносных осадков. — В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 122–200.
- Страхов Н.М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. — *Литология и полез. ископаемые*, 1974, № 3, с. 20–37.
- Ballard R.D., Franchetau J., Juteau T., Raugan C., Normark W. East Pacific rise at 21°N: The volcanic, tectonic and hydrothermal processes of the central axis. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1981, vol. 55, N 1, p. 1–10.
- Boström K., Peterson M.N.A. Precipitates from hydrothermal exhalation on the East Pacific rise. — *Econ. Geol.*, 1966, vol. 61, N 7, p. 1258–1265.
- Boström K., Peterson M.N.A. The origin of aluminum-poor ferromanganese sediments in areas of high heat flow on the East Pacific rise. — *Mar. Geol.*, 1969, vol. 7, N 5, p. 427–447.
- Corliss B.H., Milliman J.D. The use of phillipsite in test construction of agglutinated deep-sea benthic foraminifera. — *Sedimentology*, 1981, vol. 28, N 3, p. 401–406.
- Dymond J., Corliss J.B., Heat G.R. et al. Origin of metalliferous sediments from the Pacific Ocean. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, p. 3355.
- Edmond J.M., Measures C., McDuff R.E. et al. Ridge crust hydrothermal activity and the balances of the major and minor elements in the ocean: the Galapagos data. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1979, vol. 46, N 1, p. 1–18.
- Macdonald K.C., Becker K., Spiess F.N., Ballard R.D. Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific rise. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1980, vol. 48, N 1, p. 1–7.
- Marchig V., Gundlach H. Iron-rich metalliferous sediments on the East Pacific rise: Prototype of undifferentiated metalliferous sediments on divergent plate boundaries. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1982, vol. 58, N 3, p. 361–382.
- Marchig V., Gundlach H., Möller P., Schley F. Some geochemical indicators for discrimination between diagenetic and hydrothermal metalliferous sediments. — *Mar. Geol.*, 1982, vol. 50, N 3, p. 241–256.
- McMurry G., Yen H.-W. Hydrothermal clay mineral formation of East Pacific rise and Bauer basin sediments. — *Chem. Geol.*, 1981, vol. 32, N 3/4, p. 189–205.
- Toth J.R. Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1980, vol. 91, pt 1, p. 44–54.

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ЮРСКИХ ПИЛЛОУ-ЛАВ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО КАВКАЗА

Несмотря на большое количество работ, посвященных вторичным преобразованиям пород океанического субстрата [Коссовская, Шутов, 1978, 1980; Курносоев и др., 1980; Метьюз, 1973; Hart, 1973; Melson, Thompson, 1973; Ozima, Saito, 1977], остается неясным, какова же роль новообразованных вторичных минералов в общем процессе осадконакопления в океанах, одинаково ли активно протекает процесс гальмиролиза в различных геоструктурных зонах и как влияют фациальные и структурные условия на минеральный и геохимический состав осадков, образующихся при вторичном преобразовании пород под действием морской воды в современных и древних палеобассейнах.

Выявление низкотемпературной стадии преобразования базальтов и гиадокластитов имеет огромное значение для правильного понимания процессов преобразования океанической и континентальной коры, а также характера и химизма накапливающихся в древних океанах осадков. В настоящей статье сделана попытка показать зависимость минерального и геохимического составов продуктов вторичного преобразования базальтов от различных геоструктурных и фациальных условий. Объектом для решения этой задачи были выбраны пиллоу-лавы Северо-Западного Кавказа, сформировавшиеся в различных участках юрского палеобассейна. Лавы эти слабо изменены процессами метаморфизма и доступны для изучения вторичных глинистых минералов.

В геологическом отношении разрезы пиллоу-лав принадлежат двум геоструктурным зонам, отражающим эволюцию океанического бассейна в пределах Северо-Западного Кавказа: 1) зоне глубоководного прогиба с подводным излиянием толеит-базальтовой магмы в ранней юре-аалене (западное продолжение Бзыбско-Казбегской зоны); 2) зоне окраинных мелководных бассейнов, сформировавшихся в результате замыкания глубоководного прогиба к началу байоса, где в виде излияний отдельных островных вулканов, возвышавшихся над уровнем моря, проявлялся андезитовый и риолитовый вулканизм. Ряд исследователей считают, что формирование океанической коры в пределах Бзыбско-Казбегской зоны проходило в нижней и средней юре за счет утонения и дробления отдельных блоков континентальной коры, о чем свидетельствует антидромный характер вулканизма и наличие в разрезах контрастных серий [Джанелидзе и др., 1981; Беридзе, 1981; Ломизе, 1969]. Предполагается, что северная граница этой зоны представляет собой северную границу океана Тетис, которая проводится для ранней юры вдоль Большого Кавказа по Авадхарско-Ларской структурной линии.

Зона глубоководного прогиба. В пределах западного продолжения Бзыбско-Казбегской зоны пиллоу-лавы толеитового состава слагают мощные разрезы среди спилитизированных базальтов и туфов основного состава в верховьях р. Шахе, а также встречаются в виде отдельных массивов по ручьям Санаторка, Дубинский и склонам горы Малая Чура [Ломизе, 1969, 1980]. В нижней части пиллоу-лав развиты серии даек габбро-диабазов и альбитовых диабазов, имеющих форму согласных или секущих тел. В ассоциации с лавами находятся небольшие массивы лабрадоровых и роговообманковых габбро.

Размер подушек во всех разрезах не превышает 2 м. Некоторые имеют удлиненные формы с вздутиями и пережимами. Подушки часто плотно прилегают друг к другу. В промежутках развиты смешаннослойные глинистые минералы с отдельными выделениями хлоритов и тонкодисперсного кремнезема. Подушки имеют стекловатую корку часто с полигональной трещиноватостью. В отдельных подушках корка превращена в агрегат глинистых минералов. Центральные части подушек имеют гиалопелитовую структуру основной массы с беспорядочно ориентированными микролитами альбитизированного плагиоклаза (лабрадора), погруженными в хлоритизированный стекловатый мезостазис. Иногда вкрапленники представлены лейстами альбитизированного плагиоклаза и более мелкими кристаллами моноклинного пироксена. В зонах развития спилитовой структуры центральные участки подушек сложены микролитами альбита, мелкими изометричными кристаллами пироксена и пластинчатыми выделениями бледно-

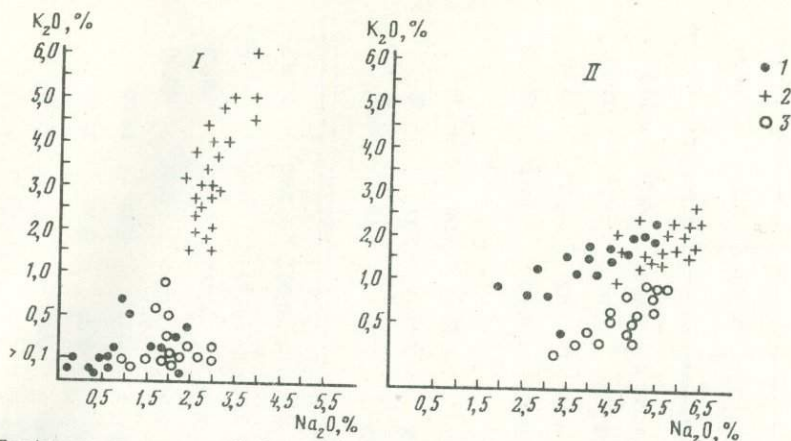


Рис. 1. График распределения K_2O и Na_2O в базальтах пиллоу-лав Северо-Западного Кавказа
 I — Бзыбско-Казбегская зона; II — зона окраинных бассейнов
 1 — центральные зоны подушек; 2 — корки; 3 — межподушечное пространство

зеленого хлорита. Корки сложены вариолитом со спутанноволокнистым выделением альбита, хлоритом и тонкораспыленным рудным веществом.

После тщательного изучения серии шлифов отбирались только менее метаморфизованные разности пиллоу-лав, которые затем подвергались дальнейшему изучению химическим, рентгеновским и спектральным методами. Пробы отбирались из центра, подкорковой части (вариолита), корки и межподушечного пространства.

По химическому составу анализируемые пиллоу-лавы близки нормальным океаническим толеитам Атлантического и Тихого океанов. Они составляют недифференцированную низкокальциевую толеитовую серию, по трендам дифференциации близкую толеитам срединно-океанических хребтов. Во всех подушках наблюдается изменение химического состава от центра к коркам. В табл. 1 приведены химические анализы различных участков пиллоу-лав и петрохимические пересчеты, выполненные по методу Барта. Выведенные формулы хорошо иллюстрируют изменение химического состава пород отдельных участков пиллоу-лав относительно исходного расплава (центральные зоны подушек) в результате постмагматических вторичных процессов. Отношение Fe_2O_3/FeO в исходных породах всюду < 1 и резко увеличивается в смектитизированных корках. Содержание K_2O увеличивается в корках и снова падает в межшаровых пространствах. Для получения более стабильной картины в распределении K_2O и исключения элемента случайности было дополнительно проанализировано 70 проб методом пламенной фотометрии в лабораториях ИМГРЭ и Центральной геохимической экспедиции. Результаты этих анализов нанесены на график распределения K_2O и Na_2O (рис. 1). Из графика видно, что содержание K_2O в центральных участках подушек не превышает 0,06%; такое же содержание отмечается в породах дайкового комплекса, подстилающего разрез юрских пиллоу-лав. Это содержание в 10 пробах из дайкового комплекса составляет 0,08–0,09%. Содержание K_2O в корках подушек возрастает (на два порядка) по сравнению с их центральными зонами, а в ряде случаев достигает 4–6%. На отдельных участках глинистых корок подушек наблюдается образование микростяжений и тонкодисперсных калиевых полевых шпатов, которые, по данным микрорентгеноспектрального анализа, отвечают ортоклазам. На рис. 2 (см. вкл.) показаны микрозондовые картины распределения K и Na в микростяжениях исследуемых участков. Дифрактограммы, сделанные из микростяжений, не показали четких пиков, характерных для калиевых полевых шпатов, что, очевидно, связано с недостаточной чистотой отобранного материала и возможным несовершенством структуры самих новообразованных минералов. Исходя из полученных данных, а также учитывая результаты исследований ряда авторов [Симанович, 1979; Stewart, Natland, 1973], можно предположить, что вторичный калиевый полевой шпат представляет собой неупорядоченный санидин, который затем был превращен в ортоклаз. Появление таких чуждых океанической коре минералов, как калиевые полевые шпаты,

Таблица 1
Химический состав различных участков пиллоу-лав (вес. %)

№ обр.	Участки пиллоу-лав	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Сумма
160	ц	43,81	1,95	13,30	2,88	9,34	0,17	9,12	12,09	1,15	0,02	4,22	98,0
	с	43,40	1,24	13,34	4,18	7,60	0,19	8,76	12,15	3,35	0,07	5,35	99,63
	к	40,20	1,0	10,12	12,32	3,43	0,23	14,20	3,20	4,05	1,82	9,23	99,80
	м	31,37	0,03	13,39	12,00	10,37	0,19	17,20	2,13	0,02	0,02	14,00	100,72
	ц	$K_0 Na_{2,2} Ca_{1,56} Mg_{1,40} (Fe_{8,1}^{2+} + Fe_{2,2}^{3+})_{10,3} Al_{1,61} Ti_{1,5} Si_{4,53}$											
	с	$K_1 Na_{6,8} Ca_{1,56} Mg_{1,37} (Fe_{6,7}^{2+} + Fe_{3,3}^{3+})_{10,0} Al_{1,63} Ti_{1,0} Si_{4,43}$											
	к	$K_{2,5} Na_{8,5} Ca_{4,6} Mg_{2,29} (Fe_{4,0}^{2+} + Fe_{1,00}^{3+})_{1,40} Al_{1,29} Ti_{1,8} Si_{4,35}$											
160-3	м	$K_0 Na_0 Ca_{2,6} Mg_{2,97} (Fe_{1,01}^{2+} + Fe_{1,82}^{3+})_{2,83} Al_{1,82} Ti_0 Si_{3,72}$											
	ц	46,27	1,78	17,15	2,15	7,09	0,15	8,11	10,00	3,45	0,08	3,70	99,93
	с	45,00	1,71	16,45	4,80	5,30	0,15	8,40	10,03	3,30	0,10	5,00	100,24
	к	42,70	1,00	12,80	9,40	1,18	0,11	10,30	5,00	4,15	4,28	8,21	99,13
	м	43,82	1,55	12,66	9,89	2,39	0,65	10,47	6,10	2,50	0,51	8,46	99,00
	ц	$K_1 Na_{6,2} Ca_{1,00} Mg_{1,13} (Fe_{5,6}^{2+} + Fe_{3,4}^{3+})_{6,4} Al_{1,90} Ti_{1,3} Si_{4,34}$											
	с	$K_1 Na_{6,4} Ca_{1,08} Mg_{1,26} (Fe_{4,5}^{2+} + Fe_{3,6}^{3+})_{8,1} Al_{1,96} Ti_{1,3} Si_{4,55}$											
160-2	к	$K_{5,9} Na_{8,6} Ca_{5,7} Mg_{1,65} (Fe_{1,1}^{2+} + Fe_{7,6}^{3+})_{8,7} Al_{1,61} Ti_{1,8} Si_{4,59}$											
	м	$K_1 Na_{5,1} Ca_{6,9} Mg_{1,80} (Fe_{2,1}^{2+} + Fe_{7,8}^{3+})_{9,9} Al_{1,57} Ti_{1,2} Si_{4,61}$											
	ц												
160-2	ц	43,10	2,90	13,39	2,48	9,15	0,15	8,24	10,00	4,18	0,10	6,37	100,6
	с	40,18	2,00	15,65	6,19	10,24	0,17	11,40	4,00	3,98	0,18	6,07	100,6
	к	31,87	2,68	13,30	10,00	4,48	0,24	17,21	5,00	3,43	5,00	6,00	99,21
	м	44,90	2,04	13,84	5,52	4,50	0,10	7,32	7,90	3,80	1,20	8,53	99,65
	ц	$K_1 Na_{9,0} Ca_{1,17} Mg_{1,34} (Fe_{8,4}^{2+} + Fe_{2,1}^{3+})_{10,5} Al_{1,73} Ti_{2,4} Si_{4,73}$											
	с	$K_2 Na_{7,9} Ca_{4,3} Mg_{1,72} (Fe_{8,6}^{2+} + Fe_{4,7}^{3+})_{13,3} Al_{1,86} Ti_{1,5} Si_{4,37}$											
	к	$K_{8,5} Na_{7,3} Ca_{5,9} Mg_{2,83} (Fe_{4,2}^{2+} + Fe_{8,3}^{3+})_{12,5} Al_{1,72} Ti_{2,3} Si_{3,54}$											
335	м	$K_{1,6} Na_{7,8} Ca_{9,0} Mg_{1,15} (Fe_{4,0}^{2+} + Fe_{4,3}^{3+})_{8,3} Al_{1,72} Ti_{1,6} Si_{4,73}$											
	ц	48,90	1,89	20,40	0,79	4,31	0,08	5,10	7,19	2,22	1,00	8,13	100,01
	с	46,20	2,00	20,15	9,00	3,00	1,01	5,22	5,13	4,18	2,00	2,11	100,0
	к	40,30	2,18	21,25	12,21	2,48	2,37	4,00	5,00	5,40	1,80	3,00	99,99
	ц	$K_{1,3} Na_{4,1} Ca_{7,5} Mg_{7,5} Mn_1 (Fe_{3,5}^{2+} + Fe_6^{3+})_{4,1} Al_{2,36} Ti_{1,4} Si_{4,80}$											
335	с	$K_{2,5} Na_{8,0} Ca_{5,4} Mg_{7,6} Mn_8 (Fe_{2,5}^{2+} + Fe_{6,6}^{3+})_{9,1} Al_{2,32} Ti_{1,5} Si_{4,54}$											
	к	$K_{2,3} Na_{10,6} Ca_{5,4} Mg_{6,1} Mn_{2,1} (Fe_{2,1}^{2+} + Fe_{9,3}^{3+})_{11,4} Al_{2,55} Ti_{1,7} Si_{4,11}$											

Примечание. Обр. 160, 160-3 — р. Шахе, обр. 160-2 — руч. Дубинский, обр. 335 — р. Гунайка; ц — центр подушки; с — 3 см от корки; к — корка; м — межподушечное пространство.

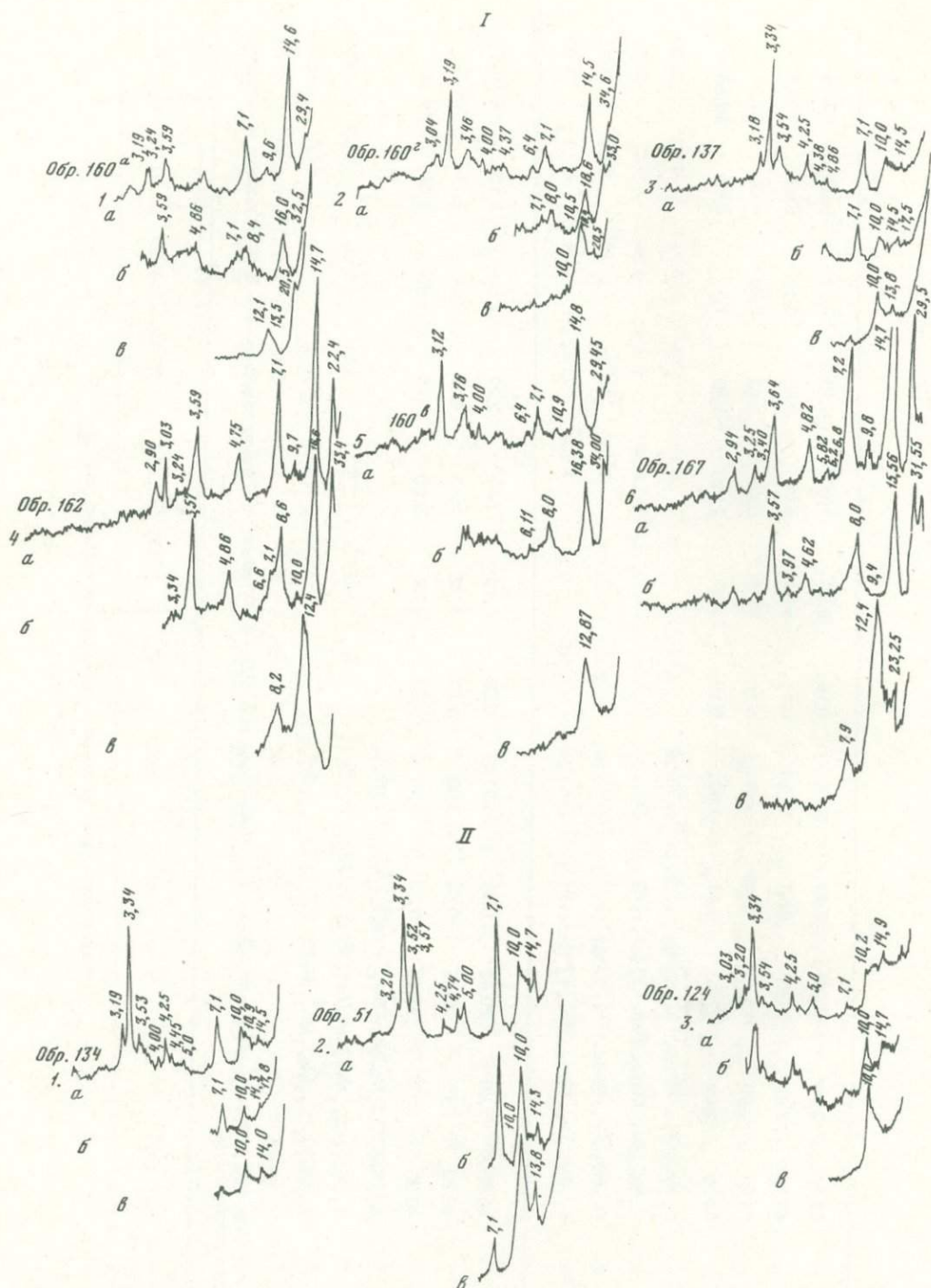


Рис. 3. Дифрактограммы фракций < 0,001 мм из различных участков пиллоу-лав: I — Бзыбско-Казбегская зона, II — зона Окраинных бассейнов

Препарат: а — природный, б — насыщенный глицерином, в — прокаленный при 500° С; I — от 1 до 3 от центра к корке, от 4 до 6 от центра к корке, II — от 1 до 3 от центра к корке

Таблица 2
Состав редких земель (г/т) в различных участках пиллоу-лав
(рентгеноспектральный анализ)

Элемент	Центральные зоны подушек							
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0,48	0,52	1,00	3,00	3,60	6,30	3,97	1,01
Ce	1,29	1,18	3,32	4,15	9,40	19,20	6,64	9,11
Pr	0,18	0,23	0,10	—	0,35	0,60	0,79	1,48
Nd	1,52	2,24	1,60	2,19	2,48	10,99	2,70	2,12
Sm	0,82	0,49	0,80	0,80	0,77	0,60	0,39	1,03
Eu	0,73	0,61	0,71	0,95	1,25	0,10	0,04	1,00
Gd	1,02	0,28	1,01	1,97	1,17	0,89	0,27	1,99
Tb	3,87	3,50	3,98	4,20	3,48	0,12	0,04	4,17
Dy	0,63	1,88	0,70	3,07	1,52	0,60	—	3,89
Ho	0,24	0,25	0,90	0,79	1,27	0,10	0,05	1,29
Er	1,63	1,58	1,91	1,59	1,89	0,40	0,06	1,99
Tu	0,11	0,11	0,59	0,91	0,91	—	—	0,99
Vb	2,15	4,11	4,43	7,99	8,14	0,29	0,05	9,14
Lu	0,40	0,50	0,70	0,80	1,04	—	—	1,00
Σ TR	15,07	17,48	21,85	32,41	37,27	40,19	15,0	40,21
Σ CeTR	0,67	0,46	0,64	0,68	0,93	25,61	74,0	0,60
Σ YTR								

Таблица 2 (продолжение)

Элемент	Корки подушек						
	1	2	3	4	5	6	7
La	0,42	0,98	1,00	3,36	3,60	9,70	7,19
Ce	0,60	1,01	1,01	5,74	5,80	31,00	19,00
Pr	0,27	0,29	0,50	0,82	0,91	1,00	1,30
Nd	1,10	1,15	1,00	2,94	1,68	19,00	7,69
Sm	1,16	1,65	1,11	1,39	2,13	1,00	1,20
Eu	3,88	5,15	4,00	4,82	4,18	0,09	0,19
Gd	2,13	2,14	2,00	2,93	2,00	1,69	1,29
Tb	3,87	3,41	0,50	2,56	2,42	0,20	0,10
Dy	0,61	1,68	0,60	1,64	1,50	1,10	0,70
Ho	0,50	0,52	0,50	1,39	1,40	0,20	0,04
Er	1,52	1,52	1,38	2,54	2,48	0,80	0,30
Tu	0,10	0,18	0,51	0,98	1,00	0,09	—
Vb	3,12	3,13	5,15	7,46	5,14	0,60	1,00
Lu	0,40	0,80	0,50	0,07	0,10	0,09	—
Σ TR	19,68	23,61	19,76	38,64	34,34	66,56	40,00
Σ CeTR	0,94	1,10	1,16	1,32	1,44	20,61	17,69
Σ YTR							

заслуживает большого внимания и рассматривается многими учеными как процесс начальной стадии континентализации океанической коры [Коссовская, Шутов, 1978, 1980].

Содержание K_2O в межподушечных пространствах резко падает и иногда близко к содержаниям центральных зон подушек, в то время как содержание MgO резко возрастает до 17%, что, вероятно, связано с дополнительным привносом Mg и образованием железисто-магнезиальных хлоритов.

Таблица 2 (окончание)

Элемент	Межподушечное пространство						
	1	2	3	4	5	6	7
La	3,69	4,32	10,00	6,73	—	7,09	8,49
Ce	6,44	13,43	23,00	14,91	—	24,99	26,0
Pr	0,90	0,60	1,29	1,09	—	1,30	1,80
Nd	2,62	5,14	7,10	4,49	—	9,99	10,02
Sm	0,50	0,45	0,60	0,59	—	1,09	1,90
Eu	0,80	0,45	0,09	0,18	—	1,00	0,30
Gd	0,38	3,18	0,60	0,43	—	1,66	2,06
Tb	0,51	0,11	0,30	—	—	0,10	0,09
Dy	0,60	1,50	0,20	0,31	—	1,00	0,95
Ho	0,40	0,19	0,10	0,09	—	1,00	0,09
Er	0,98	0,86	—	0,15	—	0,10	0,60
Tu	0,009	0,19	—	0,47	—	0,40	—
Vb	0,36	0,60	—	0,15	—	0,10	0,40
Lu	0,35	0,10	—	0,15	—	0,30	—
Σ TR	18,53	34,12	43,28	29,74	—	50,12	52,70
Σ CeTR	4,82	7,77	71,13	21,53	—	15,70	23,74
Σ YTR							

Примечание. Разрезы: 1—3 — по р. Шахе, 4—5 — по руч. Дубинскому, 6—7 — по р. Гунайке; 8 — диабаз из дайки по р. Санаторке.

Содержание Na_2O изменяется в значительных пределах — от 1 до 4% (см. рис. 1). Для породы этой зоны характерно крайне низкое содержание Rb — 0,001–0,008%. Отношение K/Rb возрастает от центра к коркам от 250 до 1000. Содержание Rb увеличивается в небольших пределах в отдельных зонах подушек, где фиксируются повышенные содержания Mg.

Изучение глинистых фракций из различных зон подушек показало, что преобразование стекла пиллоу-лав происходило с образованием смешаннослойных хлорит-сметитовых минералов. Стекло центральных зон замещалось хлоритами — разбухающими хлоритами с тенденцией к упорядоченности. По основной массе развивался триоктаэдрический монтмориллонит с небольшой примесью хлоритовых пакетов. Корка превращена в агрегат смешаннослойных минералов хлорит—разбухающий хлорит—монтмориллонит—железистый смектит с высоким содержанием K_2O . Для межподушечного пространства и самых крайних корок характерен корренсит. В ряде случаев в корках развиваются смешаннослойные минералы, близкие к корренситам (рис. 3).

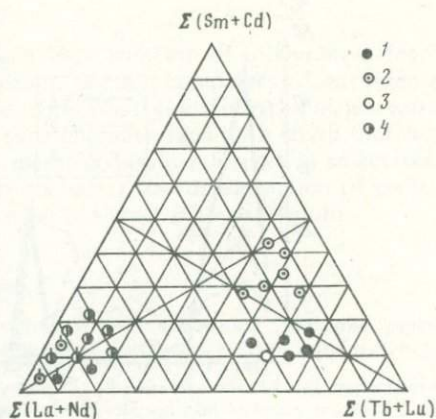
Учитывая все эти данные, можно предположить, что постмагматическое преобразование юрских пиллоу-лав происходило в условиях небольших температур с постепенным выносом Fe и Mg и образованием по стеклу смешаннослойных минералов хлорит-монтмориллонитового ряда с тенденцией к упорядоченности слоев. Затем при взаимодействии с морской водой шло образование железистых смектитов и монтмориллонитов с небольшой примесью хлоритовых пакетов. При увеличении температуры и минерализованности вод в связи с деятельностью гидротерм происходило обогащение железистых смектитов калием и образование тонкодисперсных калиевых полевых шпатов. В условиях поступления хлоридно-магниевых растворов шло образование корренситов (с привносом Mg).

О широком развитии дометаморфических преобразований пород океанического субстрата свидетельствуют особенности состава и характер распределения редких земель в неизменных и вторично-преобразованных смектитизированных корках отдельных зон пиллоу-лав (табл. 2).

Многими работами установлено, что состав и содержание лантаноидов не меняются на низких ступенях метаморфизма, включая амфиболитовую стадию [Язева, Червяковская, 1978; Herrmann et al., 1974; Menzies et al., 1978]. Поэтому изучение особен-

Рис. 4. Вариационная диаграмма составов редких земель различных участков пиллоу-лав. Знаками без штрихов показаны составы редких земель базальтов Бзыбско-Казбегской зоны, со штрихами — зон окраинных бассейнов

1 — центральные зоны подушек; 2 — корки; 3 — диабаз; 4 — межподушечное пространство



ностей распределения и геохимической подвижности лантаноидов дает возможность в сочетании с другими методами судить не только о степени дифференциации и фракционирования исходных расплавов, но и об изменении физико-химических условий среды, при которых происходят дальнейшие постмагматические преобразования океанического субстрата. Изучение состава редких земель проводилось с выделением суммы их окислов и дальнейшей расшифровкой состава рентгеноспектральным методом с последующим пересчетом суммы редких земель на 100% без Y [Минеев, 1969]. Полученные данные нанесены на вариационную диаграмму (рис. 4).

Содержание TR в породах дайкового комплекса, центральных зон подушек и породах магматического комплекса крайне низкое и близко к хондритам. Такие же низкие содержания отмечались для пород офиолитовой ассоциации Калифорнии [Menzies et al., 1978]. По составу изученные лантаноиды близки многим океаническим толеитам и характеризуются преобладанием тяжелых редких земель над легкими (см. рис. 4).

Сходство суммарного содержания и состава редких земель в диабазе и центральных частях подушек в совокупности с повышенным содержанием Sr и Ni и крайне низким содержанием Rb (0,0010–0,0027%) может свидетельствовать о том, что эти породы являются продуктами фракционирования одной магмы. Дальнейшие изменения состава редких земель связаны, вероятно, с постмагматическими процессами. В проанализированных 15 пробах пиллоу-лав наблюдается изменение состава редких земель в сторону увеличения содержаний Eu в смектитизированных, обогащенных калием участках подушек. Резко меняется состав лантаноидов в межподушечных пространствах и смешаннослойных минералах корренситового ряда. Здесь фиксируется увеличение содержаний La и Ce.

Полученные данные хорошо коррелируют с процессами вторичного преобразования минерального состава породы и еще раз подтверждают участие гидротермальных растворов в преобразовании пород океанической коры. Растворы не только меняли минеральный состав, но и способствовали дифференциации лантаноидов от тяжелых к легким при незначительном изменении процентного содержания суммы редких земель.

Зона окраинных бассейнов. Совершенно иная картина минеральных преобразований пород происходит в условиях мелководных окраинных бассейнов. К концу средней юры в этих бассейнах широко проявляется кислый эксплозивный вулканизм, в результате воздействия которого накапливаются толщи витрокластических и кристаллокластических туфов [Ломизе, 1969, 1980]. Среди этих туфов имеются отдельные массивы андезито-базальтовых лав с подушечной отдельностью. Один из таких массивов хорошо сохранился в устье Гунайки. Размер подушек в этом массиве не превышает 1 м в диаметре. Подушки плотно прилегают друг к другу. Межподушечное пространство почти отсутствует или сложено кремнисто-карбонатным криптокристаллическим веществом. Вкрапленники плагиоклаза замещены альбитом, темноцветные минералы сильно ожелезнены, разрушены и трудно диагностируются. В основной массе широко представлен эпидот, который развивается по хлоритизированному стекловатому базису. Вместе с эпидотом часто встречается кальцит. Корки сложены смешаннослойными минералами и алюможелезистым хлоритом и вермикулитом. В них отмечаются повышенные содержания Al_2O_3 . Реликтовые участки плагиоклазовых вкрапленников в корках близки к альбиту с низким содержанием анортитовой молекулы ($An - 3-5\%$), тем не менее общее содержание Na_2O в породе не превышает 5,2%. В ряде случаев в корках закалывания и глинистых продуктах отмечается увеличение содержания Na_2O и образование цеолитов натриевого ряда.

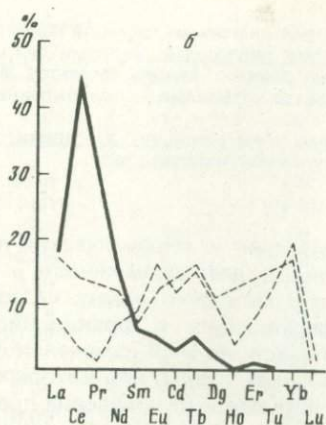
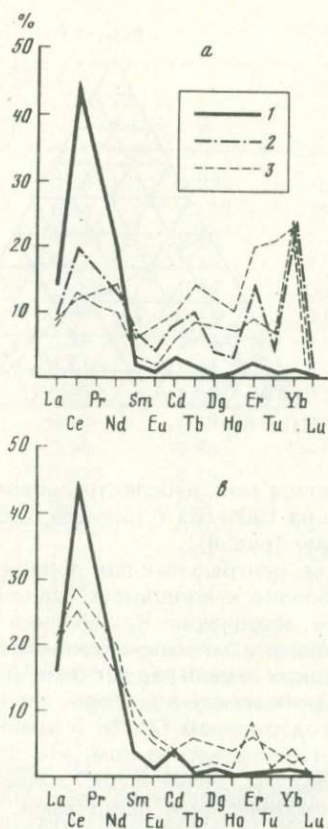


Рис. 5. Типы составов редких земель в породах из различных геоструктурных зон Северо-Западного Кавказа

а — центральные зоны подушек; *б* — корки; *в* — межподушечные пространства

1 — пиллоу-лавы окраинных бассейнов; 2 — диабаз; 3 — пиллоу-лавы Бзыбско-Казбегской зоны

Содержание K_2O в андезито-базальтовых пиллоу-лавах в среднем выше, чем в толеитах Бзыбско-Казбегской зоны. Отдельные сильно измененные тела пиллоу-лав содержат до 5% K_2O .

В проанализированных зонах подушек не наблюдается изменения содержания K_2O от центра к коркам. Повышенные содержания K , по-видимому, связаны с характером проявившегося здесь вулканизма, а не с вторичными процессами подводного выветривания. Лавы характеризуются повышенным содержанием редких земель по сравнению с хондритами. Оно составляет 0,01% в центральных участках подушек и 0,05% в корках. Состав редких земель селективно-цериевый. Нечетко выражено и изменение состава редких земель от центра к глинистым коркам. В ряде случаев (30% анализированных проб) фиксируется незначительное увеличение Ce и La (рис. 5). Постоянство состава редких земель, вероятно, связано с фракционной кристаллизацией расплава, при которой обычно увеличивается содержание легких редких земель при одновременном увеличении суммы редких земель. Последующие постмагматические процессы, вероятно, проходили в низкотемпературных условиях в пределах мелководных бассейнов и не могли существенно влиять на дальнейшую дифференциацию лантаноидов.

Проведенные исследования показали, что постмагматические вторичные преобразования пород происходят неодинаково в различных геоструктурных зонах, что зависит от термобарических условий среды, характера вулканизма и воздействия минерализованных гидротермальных растворов.

Установленные различия состава редких земель и юрских пиллоу-лавах Северо-Западного Кавказа могут рассматриваться как результат формирования и эволюции магматических комплексов в различных геоструктурных зонах, а также указывают на то, что при преобразовании океанических базальтов большое значение имеют вторичные процессы, в результате которых меняется не только минеральный, но и химический состав этих пород.

The paper presents data on mineral and chemical transformation of pillow-lavas from various geostructural zones of the Jurassic paleobasin. Certain complexes of authigenic clay minerals have been established for each zone. The most significant changes were observed in zones with the crust of the oceanic type characterized by a sharp increase of K_2O in pillow crusts and by formation of fine-disperse potassic feldspars in smectites. Within the pillows the composition of lanthanoids changes towards expansion of cerite earths. The europium peak is representative of the areas enriched with potassium.

ЛИТЕРАТУРА

- Джанелидзе Т.В., Твалчредидзе А.Г., Пойлодзе З.А., Татишвили М.Г. Юрский вулканизм Большого Кавказа и его рудоносность. — Вулканология и сейсмология, 1981, № 2, с. 14–25.
- Беридзе М.А. Юрский базальтовый вулканизм Большого Кавказа в свете идей академика Г.С. Дзюценидзе. — Тр. ГИН АН СССР. Н.С., вып. 73, с. 35–41.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. О начальной континентализации пород океанической коры. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 727–729.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Эмбриональная континентализация океанической коры. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980, с. 48–55.
- Курносоев В.Б., Котов Н.В., Мурдмаа И.О., Копорина Л.П. Вулканизм и аутигенное минералообразование в океане. — В кн.: Морская геология, седиментология, осадочная петрография и геология океана. М.: Недра, 1980, 222 с.
- Ломизе М.Г. Вулканизм Северо-Западного Кавказа и его связь с тектоникой. М.: Изд-во МГУ, 1969. 200 с.
- Ломизе М.Г. Тектонические обстановки геосинклинального вулканизма. М.: Изд-во МГУ, 1980. 119 с.
- Метьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западных подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103–124.
- Минеев Д.А. Лантаноиды в минералах. М.: Недра, 1969. 202 с.
- Симанович И.М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 52–63.
- Язева Р.Г., Червяковская В.В. О парагенезе перидотитов, вулканитов и плагиигранитов в офиолитовой ассоциации Полярного Урала по данным редкоземельных элементов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 489–492.
- Hart R.A. A model for chemical exchange in the basalt-sea water system of oceanic layer. — Canad. J. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 6, p. 799–816.
- Herrmann A.G., Potts M.S., Doris K. Geochemistry of the Rare Earth elements in spilites from the oceanic and continental crust. — Contribs Miner. and Petrol., 1974, vol. 54, N 1, p. 1–16.
- Menzies M., Blanchard D., Brannon S., Korotev R. Rare Earth and trace element geochemistry of a fragment of Jurassic seafloor, Point Sal, California. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 43, p. 1419–1430.
- Melson W.G., Thompson G. Glassy abyssal basalts. Atlantic sea floor near St. Paul's rocks: petrography and composition of secondary clay minerals. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 12, p. 507–511.
- Ozima M., Saito K. Sea water weathering effect of K-Ar age of submarine basalts. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, N 4, p. 453–461.
- Stewart R.V., Natland S.N., Classley W.R. Petrology of volcanic rocks recovered on DSDP, Leg 19 from the North Pacific Ocean and the Bering Sea. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1973, vol. 19, p. 215–226.

УДК 552.312 (571.661)

Ю.А. Колясников

О ЗОНАЛЬНОМ СТРОЕНИИ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОТОКОВ
ВУЛКАНОГЕННО-КРЕМНИСТЫХ ФОРМАЦИЙ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ

В предыдущих работах автора [Колясников, 1982а, б, в] были рассмотрены особенности состава и строения вулканогенно-кремнистых формаций Коряцкого нагорья. Разделение вулк. ит.ов основного состава на слабоспилиитизированные базальты и спилиты позволило выявить сиалическую петрохимическую направленность процесса спилитизации. Была обоснована синхронность излияний вулканитов и накопления кремнистых и карбонатных отложений. В то же время строение и состав конкретных геологических тел базальтоидов не рассматривались; этим вопросам и посвящена настоящая статья.

В целом строение базальтовых потоков, подушек и шаров в изученном регионе

Химический состав пород базальтовых потоков по зонам (вес. %)

Компонент	корка закали		миндалекаменные спилиты				
	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	41,07	44,49	56,15	45,91	43,21	51,25	48,73
TiO ₂	2,03	2,32	1,79	2,35	1,70	2,57	1,30
Al ₂ O ₃	15,05	16,52	13,31	13,13	15,48	15,97	20,37
Fe ₂ O ₃	16,46	11,83	10,94	16,51	11,70	11,57	4,57
FeO	—	—	—	—	—	—	3,16
MnO	0,25	0,16	0,22	0,29	0,21	0,26	0,30
MgO	7,59	6,90	4,07	7,74	11,08	2,31	4,28
CaO	7,35	10,56	5,89	8,08	8,53	6,05	8,34
Na ₂ O	3,31	2,06	5,47	3,57	2,70	5,57	3,12
K ₂ O	0,46	0,34	0,61	0,03	0,45	1,22	1,99
P ₂ O ₅	0,15	0,33	0,14	0,21	0,17	0,48	0,36
П.п.п.	6,57	4,73	1,48	2,20	4,99	2,50	3,00
Сумма	100,29	100,24	100,07	100,02	100,22	99,75	99,52

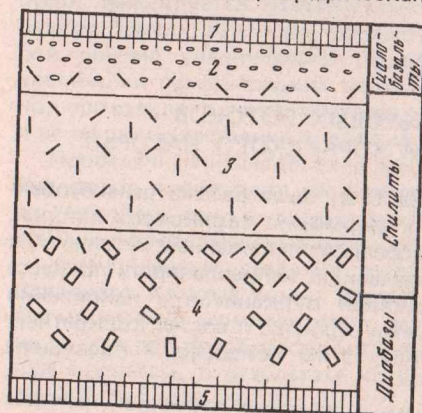
Примечание. 1 — обр. 118—1/78, 3 — обр. 118/78; Таловские горы, РЗ?; 2 — обр. 120—1/77, р. Линиретваам Вторая, К₁; 4 — обр. 17—4/78, 5 — обр. 17—1/78; Понтонейские горы, О; 6 — обр. 18/80, р. Пикасьваам, К₁; 7 — обр. 365/74, р. Ваамочка, К₂; 8 — обр. 383—1/74, 9 — обр. 603—2/75; р. Рынатанмельген, РЗ₃; 10 — обр. 162/77, р. Инаськвваам III, К₁; 11 — обр. 49—2/80,

сходно с таковым для базальтов вулканогенно-кремнистых формаций Камчатки [Авдейко и др., 1977]. Но, учитывая ряд петрохимических отличий базальтоидов восточной части Корякского нагорья [Колясников, 1982а], необходимо охарактеризовать их макро- и микростроение более детально. Работа проведена только по данным автора и заключалась в сопоставлении большого количества разрозненных обнажений базальтовых потоков преимущественно мелового возраста по макро- и микроописанию базальтов различных частей потока и по их химизму. В результате была реконструирована обобщенная схема зонального строения базальтовых потоков вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья (рис. 1). Она, естественно, нуждается в дальнейшей конкретизации с более детальным изучением уже известных наиболее представительных обнажений (см. таблицу).

Как было показано ранее [Колясников, 1982б], минеральный состав рассматриваемых базальтов, спилитов и диабазов довольно однообразен и представлен плагиоклазами, моноклинным пироксеном (иногда титанистым авгитом), хлоритом (обычно в ассоциации с пылевидным лейкоксеном); из аксессуаров — апатитом и сфеном, а также рудным минералом. Вторичные гидротермальные изменения здесь не рассматриваются. Всего было изучено около 240 шлифов базальтоидов. Ниже приводится краткая обобщенная петрографическая характеристика различных структурно-текстурных

(фациальных) разновидностей, составляющих базальтовые потоки, подушки и шары достаточной мощности и размера (не менее 1 м). При их меньшей мощности все тело представлено, как отмечалось ранее [Авдейко и др., 1977], однородным слабо раскристаллизованным гиалобазальтом, иногда содержащим микролиты основного плагиоклаза. При детальном полевом и петрографическом изучении базальтовых тел были выделены следующие зоны (сверху вниз, см. рис. 1 и таблицу).

Рис. 1. Схематичное строение базальтовых лавовых потоков
Зоны: 1, 5 — закали, 2 — миндалекаменная, 3 — спилитовая, 4 — диабазовая



спилито-диабазы							диабазы		
8	9	10	11	12	13	14	15	16	17
48,36	47,25	50,42	50,39	49,66	42,85	49,40	49,94	50,15	50,27
0,78	1,12	1,86	1,82	1,46	2,87	0,71	0,94	1,36	0,65
15,87	17,26	12,12	14,40	16,36	14,24	13,24	15,89	13,23	14,14
4,10	15,36	13,96	12,48	10,72	14,10	10,29	10,35	13,02	11,42
8,08	—	—	—	—	—	—	—	—	—
0,20	—	0,27	0,18	0,18	0,18	—	0,20	0,19	0,16
6,21	6,46	6,21	6,33	3,42	4,83	9,60	5,60	6,95	8,10
3,94	3,51	8,67	6,46	6,88	9,96	10,91	9,26	8,65	6,93
5,09	5,04	4,05	4,47	4,84	3,71	2,95	3,71	3,42	3,03
0,09	0,07	0,42	1,07	1,72	0,22	0,74	1,16	0,10	1,15
0,12	0,11	0,17	0,18	0,14	0,36	0,06	0,14	0,10	0,08
5,93	4,14	1,94	3,12	5,19	7,46	2,18	3,24	2,77	3,92
98,77	100,32	100,09	100,90	100,57	100,51	100,08	100,43	99,94	99,85

исток р. Хатырки, К₁; 12 — обр. 74/80, 15 — обр. 81/80, 17 — обр. 343—1/80; р. Кыльвыгейваам, К₁; 13 — обр. 114/81, 16 — обр. 81/81; р. Кемеутъям, К₁; 14 — обр. 11/74, р. Эльгинмываам, РЗ₃. Анализы 1—6, 9—17 выполнены на "Квантометре" СВКНИИ; аналитик В.Я. Борхоедов; анализы 7, 8 — в центральной лаборатории объединения "Севостгеология".

1. Стекловатая корка закали потоков, а также обособленных подушек и шаров представлена гиалобазальтом со стекловатой или неясно раскристаллизованной зеленовато-серой или окисленной вишнево-серой основной массой. Под микроскопом стекло превращено в яшмовидный криптокристаллический агрегат или замещено бурозеленым хлорофит-палагонитовым неяснозернистым агрегатом. Иногда оно содержит редкие мелкие микролиты; очень редко вкрапленники андезин-лабрадора. Участками основная масса неравномерно раскристаллизована с зачатками метельчатой структуры (менее упорядоченная разновидность вариолитовой по Т.И. Фроловой и И.А. Буриковой [1977]). Очень редко присутствуют скопления микролитов плагиоклаза и зерен пироксена.

Химический состав стекловатой корки (см. таблицу) по отношению к составу толитового базальта [Кутолин, 1972] характеризуется заметным дефицитом SiO₂, иногда Na₂O, что совпадает с данными по Камчатке [Авдейко и др., 1977]. Именно в этой зоне закали имело место активное взаимодействие лавы с морской водой, в результате которого происходил частичный вынос указанных компонентов [Колясников, 1982б].

2. Гиалобазальты спилитизированные и спилиты миндалекаменные следующей зоны характеризуются неравномерной раскристаллизацией (рис. 2, 1, см. вкл.) и резкими колебаниями степени спилитизации. Основная масса пород этой зоны под микроскопом имеет апогиалиновую или спилитовую, редко вариолитовую структуру (рис. 2, 2). Она часто окислена и перекристаллизована в тонкозернистый яшмовидный агрегат или представлена спилитовым структурным сочетанием в различной степени альбитизированного плагиоклаза, моноклинного пироксена и хлорита (рис. 2, 4). Характерны решетчатые и игольчатые выделения рудного минерала. В отличие от предыдущей зоны здесь начинает преобладать типично "спилитовый" альбит-олигоклаз в форме удлиненных, изогнутых, расщепленных на концах лейст длиной от 0,05 до 1—2 мм (рис. 2, 3). Характерно специфическое строение лейст альбита, которые в осевой части насыщены вытянутыми включениями хлорита, иногда полностью выполняющими эту часть лейст. Вероятнее всего, такое строение лейст свидетельствует о замещении альбитом в ассоциации с хлоритом первовыделений основного плагиоклаза (генерация 1, доспилитовая), которое имело место в процессе остывания лав. Наряду с этим

¹ Показатели преломления близки к показателю преломления канадского бальзама и ниже такового, а угол симметричного погасания двойников не более 15°.

в ряде шлифов присутствуют и микролиты (редко вкрапленники) плагиоклаза, замещенного в центральной части серицитом или соссюритом и имеющего альбитовую кайму (см. рис. 2,4).

Моноклинный пироксен, кроме специфических метелчатых или кассетных агрегатов (см. рис. 2,4), нередко образует мелкие "ячменные" зерна и их скопления.

Главной особенностью этой зоны, развитой преимущественно под верхней коркой заделки базальтовых тел, является насыщенность ее миндалинами, сложными карбонатом, хлоритом (см. рис. 2,2 и 4), иногда халцедоном, редко альбитом, цеолитом или эпидотом. Количество и размер миндалинов резко варьирует, достигая иногда 30% и первых сантиметров (редко при их слиянии до 10–15 см) соответственно. Миндалины, как правило, окружены тонкой непрозрачной оторочкой рудного минерала, напоминающей опалитовую кайму темноцветных минералов в континентальных эффузивах (см. рис. 2,2). Иногда эта оторочка сложена более тонкозернистой до стекловатой основной массой. Она может быть обогащена лейкоксеном (по титанистому рудному минералу), нередко также окислена. Относительно минерального заполнения миндалинов совершенно справедливо, на наш взгляд, мнение о том, что состав миндалинов отражает состав магматических эманаций, поскольку миндалины являются единственным остатком флюидной составляющей магмы [Савочкин, Савочкина, 1975].

В указанной зоне нередко отмечаются псевдоморфозы хлорита (иногда с идингситом) по оливину, содержащему тонкую эмульсионную вкрапленность хромшпинелида¹ в виде мельчайших (менее 0,25 мм) закономерных ромбовидных вростков (см. рис. 2,3, 4). Эта особенность свидетельствует, по нашему мнению, о реликтовой природе оливина в базальтах, так как подобная вкрапленность хромшпинели формировалась в глубинных условиях при распаде твердого раствора высокохромистого оливина, но без прохождения им стадии перекристаллизации и очистки, характерной для оливина альпинотипных гипербазитов [Ярош, 1980].

Пробы на химический анализ из этой зоны из-за высокой карбонатности не отбирались, так как содержания окислов силикатной части пород в этом случае оказываются явно заниженными. В проанализированных пробах (с хлоритовым составом миндалинов) содержания окислов в целом близки к "спилитовым" [Колясников, 19826], но испытывают значительные вариации, что особенно характерно для натрия (см. таблицу). В маломощных телах миндалины располагаются довольно равномерно. Концентрация же их в верхних зонах мощных тел свидетельствует, очевидно, об имевшем место в ходе остывания лав "всплывании" газовых пузырьков в еще жидком лавовом теле, окруженном лишь коркой заделки.

3. Спилитовая зона характеризуется полнокристаллическим сложением и "спилитовым" парагенезисом минералов. Типичной структурой коряжских спилитов является такая, в которой превалирует метелковидная форма выделений пироксена (15–40%), включающего многочисленные лейсты альбит-олигоклаза (до 30–40%), а ксеноморфный хлорит выполняет промежутки между ними, иногда замещающая пироксен. Рудный минерал чаще имеет решетчатую форму выделений. В хуже раскристаллизованных участках преобладает метелковидный пироксен (см. рис. 2,2), как было отмечено ранее [Гельман, Эпштейн, 1979]. Альбит здесь также содержит многочисленные микровключения хлорита, но наряду с такими "грязными" лейстами часто присутствуют и лишенные включений "чистые" лейсты (см. рис. 2,3). В этой же зоне достаточно широко распространена и диабазовая структура, отличие которой от спилитовой заключается в отсутствии метелчатого рисунка выделений моноклинного пироксена, образующего равномерно распределенный между лейстами альбита агрегат зерен. Здесь также обычен ксеноморфный хлорит с лейкоксеновой пылью, а рудный минерал кристаллизуется преимущественно в виде изометричных зерен. Моноклинный пироксен в более крупных зернах при угасании дает обычно фигуру "песочных часов", напоминающую его угасание в метелчатых выделениях. Он часто неравномерно окрашен в слабые зеленоватые и лилово-бурые тона. Миндалины в этой зоне редки, так же как псевдоморфозы по оливину.

Химический состав пород спилитовой зоны в противоположность составу корки заделки характеризуется прежде всего увеличением содержаний SiO_2 и Na_2O по сравнению с составом толeutового базальта (см. таблицу). По отношению же к зоне мин-

¹ Диагностирован по красно-бурой окраске и изотропности.

дали химические составы здесь более стабильны и соответствуют классическим спилитам [Колясников, 19826].

4. Диабазовая зона с вышележащей спилитовой имеет постепенные переходы, выраженные в смене (сверху вниз к центральной части тела) преобладающих структур от спилитовой к диабазовой или долеритовой, иногда к пойкилоофитовой, а также в уменьшении степени альбитизации плагиоклаза и в соответственной смене лейстовидных его форм призматическими. В минеральном составе изменений не наблюдается. Стекло практически отсутствует, а соотношения плагиоклаза, пироксена и ксеноморфного хлорита обычные (в порядке уменьшения их содержания). Наибольшим изменениям здесь подвержен плагиоклаз, который в центральной части табличек сосюритизирован, серицитизирован, пелитизирован и имеет более или менее развитую альбитовую кайму. Рудный минерал имеет изометричную форму зерен, обычно с краев лейкоксенизирован.

Эта зона четко наблюдается в центральных частях и раздувах массивных потоков (мощность более 10 м), менее выражена в обособленных телах. По химическому составу диабазы этой зоны близки к обычным толеитовым базальтам, испытавшим лишь частичную альбитизацию (см. таблицу).

5. Нижняя зона закалки обычно выражена хуже, чем верхняя. Породы в ней более изменены, а степень раскристаллизации заметно варьирует. Особенности состава ввиду измененности наложенными процессами не выяснены.

Таким образом, в результате комплексного изучения строения и состава базальтовых потоков преимущественно мезозойских вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья в их достаточно мощных телах наметилась следующая схематичная зональность.

1. Корка закалки мощностью 3–10 см, сложенная обычно окисленными гиалобазальтами с дефицитом SiO_2 и Na_2O относительно исходного толеитового базальта.

2. Миндалекаменная зона мощностью 0–30 см (иногда до 1 м и более), сложенная гиалобазальтами, уже частично спилитизированными, и спилитами.

3. Спилитовая зона мощностью до 3–5 м (редко больше), сложенная типичными массивными спилитами и спилито-диабазами.

4. Диабазовая зона мощностью до 3–5 м, иногда больше (нижняя часть потоков), сложенная в разной степени спилитизированными диабазами, в раздувах и мощных (> 10 м) потоках — габбро-диабазами, к основанию потоков — базальтовыми порфиритами.

5. Корка закалки нижняя, слабо выраженная.

В целом ряде мезозойских вулканитов основного состава Корякского нагорья, за исключением ватынской серии, слабоспилитизированные базальты, а также диабазы и собственно спилиты распространены примерно поровну (72 и 67 шлифов соответственно), хотя в разных тектонических зонах [Колясников, 1982а] их соотношения варьируют главным образом в зависимости от глубины излияний [Колясников, 19826].

Как следует из описания, строение лавовых потоков действительно согласуется с данными для вулканитов Камчатки [Авдейко и др., 1977]¹. В соответствии с представлениями этих исследователей, а также с выводами автора статьи, сделанными ранее [Колясников, 19826, в], спилитизация базальтов мезозойских вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья имела место после их излияний в ходе остывания и кристаллизации при сочетании достаточной (3–4 км) глубины извержений и высокого содержания в лавах воды и углекислоты. Что касается вулканитов палеозойских вулканогенно-кремнистых формаций, то необходимо отметить следующее. Базальтовые тела этого возраста Пенжинского хребта (элгеминайская серия), не подвергшиеся зеленосланцевому метаморфизму, в целом имеют выявленную зональность, тогда как в восточной части нагорья метаморфизм и последующая гранитизация проявлены достаточно интенсивно и полностью затушевывали особенности внутреннего строения базальтовых тел. Кроме того, здесь в большинстве случаев невозможно различить отдельные потоки, в результате чего остается невыясненным, были ли палеозойские базальты спилитизированы в процессе их излияний. Вероятнее всего, их "спилитовый" состав обусловлен наложением регионального метаморфизма, особенность которого в Корякском нагорье заключается в интенсивном привносе натрия и инертном поведении калия [Колясников, 19826].

¹ Впервые на эти петрографо-петрохимические особенности шаровых лав в Карелии обратила внимание М.А. Гилярова [1959].

ABSTRACT

The zonal structure of basalt flows of volcanogenic-siliceous formations of the Koryak Upland has been described. The petrographic-petrochemical characteristic of the distinguished zones is given.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдейко Г.П., Пономарев Г.П., Скрипко К.А. К проблеме петрогенезиса спилитов и родственных им пород. — В кн.: Магмообразование и его отражение в вулканическом процессе. М.: Наука, 1977, с. 123—133.
- Гельман М.П., Эпштейн О.Г. Спилиты восточной части Корякского нагорья и некоторые общие вопросы происхождения спилитов. — Вулканология и сейсмология, 1979, № 6, с. 41—53.
- Гиларова М.А. Шаровые лавы Суйсарского района Южной Карелии и проблема генезиса шаровых лав. — Учен. зап. ЛГУ. Сер. геол., 1959, № 268, вып. 10, с. 3—69.
- Колясников Ю.А. Вулканогенно-кремнистые образования Корякского нагорья. — Вулканология и сейсмология, 1982а, № 1, с. 36—51.
- Колясников Ю.А. Проблема происхождения спилитов и некоторые особенности спилитизации базальтов вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья. — Тихоокеанская геология, 1982б, № 2, с. 45—51.
- Колясников Ю.А. Некоторые особенности спилитизации базальтов на примере Корякского нагорья. — В кн.: Минеральные преобразования океанической коры: Тез. докл. Владивосток: ДВНЦ АН СССР, 1982в, с. 22—24.
- Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972. 208 с.
- Савочкин Н.Ф., Савочкина Е.Н. Состав минералов эффузивных пород как показатель флюидного режима магмы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, № 1, с. 145—146.
- Фролова Т.И., Бурикова И.А. Геосинклинальный вулканизм. М.: Изд-во МГУ, 1977. 280 с.
- Ярош П.Я. О первичности хрома в дунитах и природе акцессорного хромита. — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, № 1, с. 98—105.

УДК 552.323.5:549 (571.66)

Б.А. Марковский, В.К. Ротман, Е.Л. Розина

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ТИПОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ОСТРОВОДУЖНЫХ БАЗАЛЬТОВ КАМЧАТКИ

Исследования характера преобразования базальтов приобрели в последние годы особо важное значение в связи с общей проблемой минеральных преобразований пород океанической коры [Коссовская и др., 1981]. Наибольшее внимание при этом уделяется, как правило, различным аспектам низкотемпературного изменения первичного состава вулканитов вследствие их взаимодействия с морской водой [Коссовская, 1982; Шутов, 1982], а такие важные факторы, как палеогеографическая обстановка и характер вулканизма, режим летучих компонентов и состав исходных расплавов, во многом определяющие типы преобразования базальтов, учитываются далеко не всегда. Очевидно, что вопросы преобразования базальтов не могут успешно решаться только на основе изучения магматических пород собственно океанического дна без учета особенностей вторичных изменений разновозрастных вулканитов, формировавшихся в различных геотектонических обстановках, и в первую очередь в пределах переходной зоны между континентом и океаном.

В настоящей работе проведен сравнительный анализ особенностей преобразования различных типов геосинклинальных и сменяющих их во времени в пределах единой Курило-Камчатской системы островодужных вулканитов [Ротман, 1968], существенно различающихся по составу. Важное значение имеет также тот факт, что их извержение происходило в различных палеогеографических обстановках: глубоководной, мелководно-морской, морской—островной и субаэральной.

Позднемеловая—палеогеновая Камчатская геосинклиналь формировалась на границе континента и океана и характеризовалась непосредственными связями со структурами Тихого океана [Супруненко и др., 1975]. Для нее показательны огромные мощности вулканических и вулканогенно-осадочных образований, свидетельствующие о значительной интенсивности вулканизма, а также латеральное изменение первичного петрохимического состава вулканитов. В приконтинентальной части геосинклинали преобладают щелочные оливиновые базальты и базаниты (ирунейский комплекс); в ее центральной

**Средние химические составы геосинклинальных
и островодужных базальтов Камчатки (вес. %)**

Комплекс (кол-во анализов)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
Ирунейский (83)	51,50	0,68	16,84	5,13	5,16	0,19	5,68	8,94	2,98	2,90
Кумрочский (115) (все разновидности базальтов)	51,74	0,74	15,64	4,21	5,52	0,18	7,48	9,55	2,88	2,06
Кроноцкий (19)	52,01	0,80	18,67	5,10	5,57	0,16	4,68	9,64	2,56	0,81
Анавгайский (15)	52,69	0,86	18,26	3,93	5,25	0,16	5,16	9,56	2,94	1,19
Алнейский (34)	53,35	0,90	18,60	5,12	4,30	0,20	5,03	9,00	2,93	0,59

части чередуются щелочные оливиновые и толеитовые базальты (кумрочский комплекс); в приокеанической части преобладают толеитовые базальты (кроноцкий комплекс) [Ротман, Марковский, 1974]. Формирование вулканитов ирунейского и кумрочского комплексов происходило преимущественно в глубоководной обстановке, а кроноцкого — в относительно мелководных условиях подводного океанического поднятия [Супруненко и др., 1975].

Вулканиты олигоцен-плиоценовой островной дуги на Камчатке представлены породами дифференцированной известково-щелочной серии базальт-андезит-дацитового состава анавгайского и алнейского комплексов, которые формировались соответственно в морской—островной (формация "зеленых туфов") и в наземной обстановке вулканического хребта ("вулканогенно-молассовая формация") [Ротман, 1965, 1969]. При этом постепенная смена вулканитов названных комплексов и признаки изменения условий вулканизма прослеживаются в ряде случаев непосредственно в сплошных обнажениях [Марковский, Розина, 1978].

Отсутствие признаков "наложенного" регионального метаморфизма для вулканитов как геосинклинальных, так и островодужных комплексов, установленное нами ранее [Марковский, Розина, 1971; Ротман, Марковский, 1974] на основании геологических, петрографо-минералогических и геохимических данных, наряду с постепенным изменением обстановки вулканизма от глубоководной через мелководную и мелководно-островную к наземной предоставляет редкую возможность проследить изменение характера вторичных преобразований вулканитов в зависимости от условий их извержения и особенностей состава исходных расплавов.

Для решения этих задач в комплексе с петрографическими были использованы методы термического и рентгеновского анализов, причем анализировались как "валовые" составы пород, так и их фракции с размером частиц < 0,001 мм. Подобная методика определялась необходимостью расшифровки состава продуктов изменения вулка-

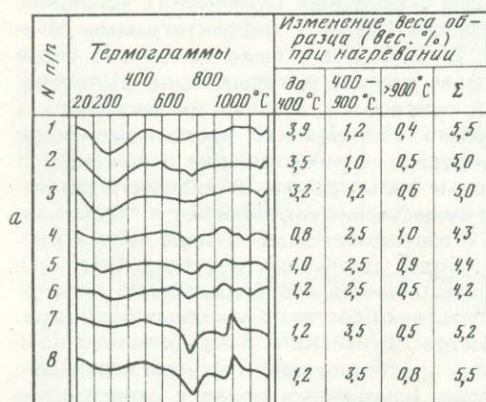


Рис. 1. Термограммы базальтов ирунейского (а) и кумрочского (б) комплексов

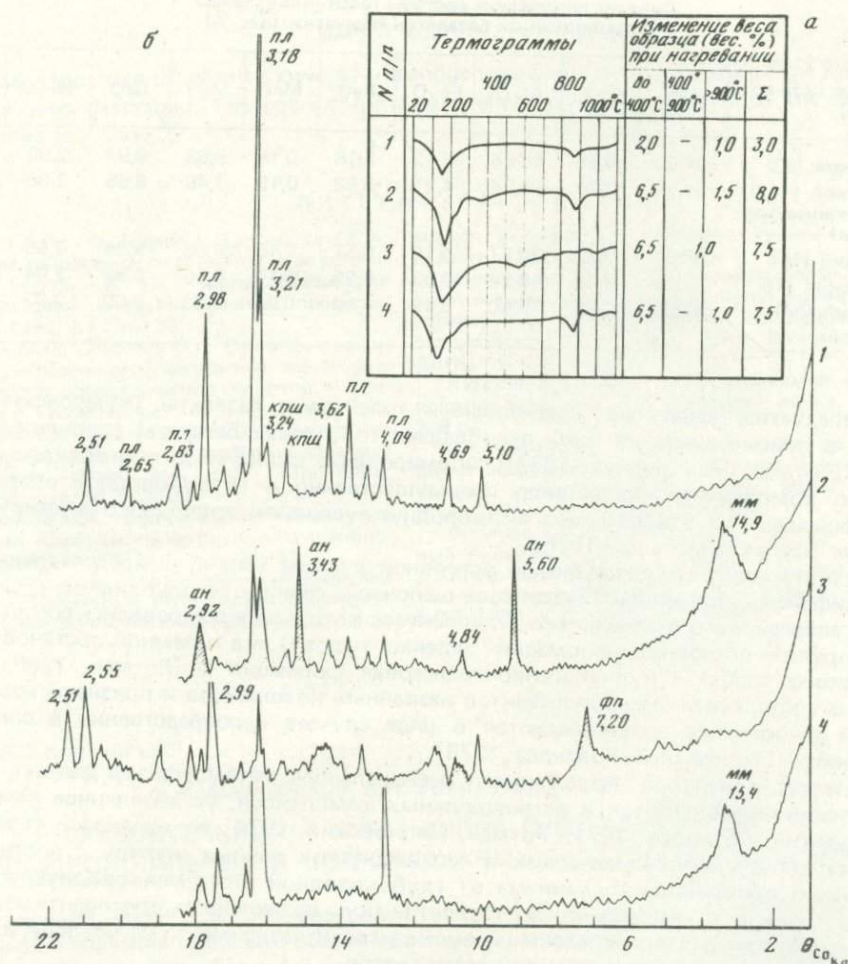


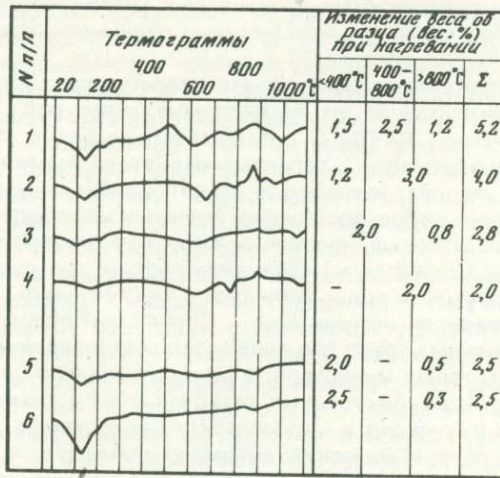
Рис. 2. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) базальтов кроноцкого комплекса: мм — монтмориллонит, ан — анальцит, фп — филлипсит, пл — плагиоклаз, кпш — калиевый полевой шпат

нического стекла, составляющего основную часть объема рассматриваемых вулканитов, наиболее "податливую" к процессам вторичного преобразования.

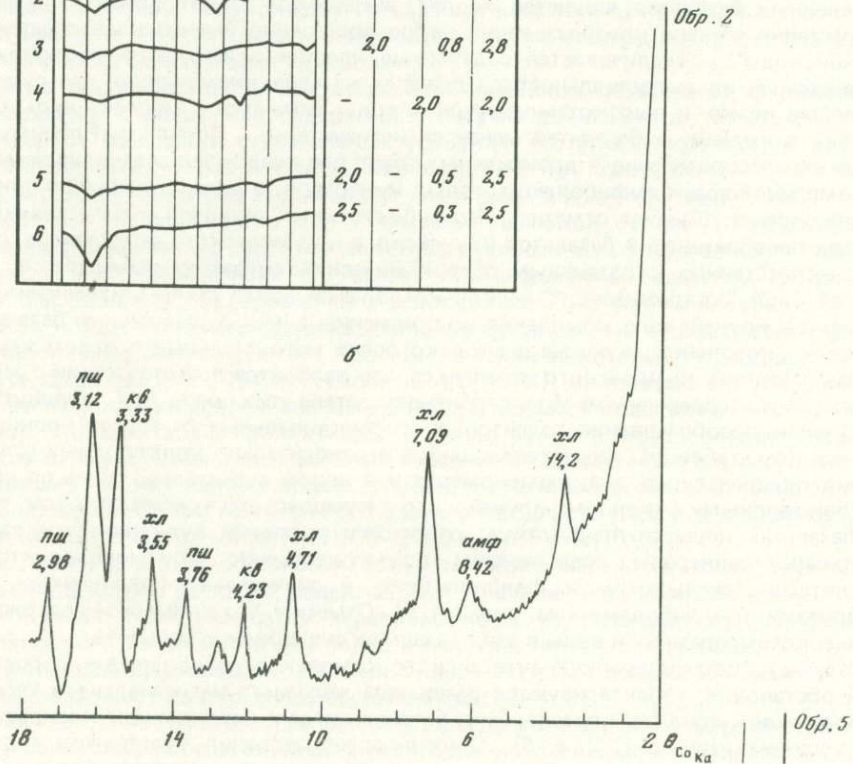
Термический анализ осуществлялся с помощью скоростных термических установок (ТУ-1М, скорость нагревания 65–70°С/мин, навеска 100 мг); дифрактограммы регистрировались на УРС-50 ИМ, ДРОН-1, ДРОН-2, ДРОН-3. Всего было выполнено более 150 термограмм и дифрактограмм, на основании анализа которых было выявлено, что тип преобразований вулканитов различной основности, а также их массивных и кластических разновидностей в пределах каждого из названных выше комплексов качественно однотипен, но существенно варьирует в количественном отношении. В связи с этим нами приведены лишь характерные термограммы и дифрактограммы массивных разновидностей базальтов, которые существенно преобладают в геосинклинальных комплексах (см. таблицу, рис. 1, 2) и составляют значительную часть в вулканитах островодужных комплексов (рис. 3). Более детальному изучению базальтов отдано предпочтение не только в силу их количественного преобладания, но и вследствие того, что они в значительной степени соответствуют составам исходных расплавов.

Для геосинклинальных глубоководных базальтов ирунейского и кумроцкого комплексов характерна весьма неоднородная степень преобразования и наличие переходов, нередко в пределах единых обнажений, от мало измененных пород с относительно свежим вулканическим стеклом к интенсивно зеленокаменно преобразованным вулканитам. Реже изменения носят более закономерный характер, причем в этих случаях

а



б



в

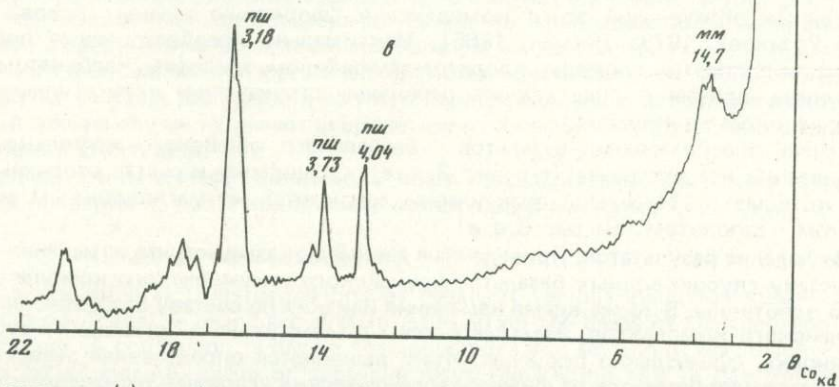


Рис. 3. Термограммы (а) и дифрактограммы (б, в) анагвайского (1—4) и алнейского (5, 6) комплексов: мм — монтмориллонит, хл — хлорит, амф — амфибол, пш — полевошпат, кв — кварц

по степени преобразования различаются породы соседних пачек слоев (многослоев), сложенных шаровыми лавами, вулканическими брекчиями и гиалокластитами. Образование каждого такого многослоя связано с извержением отдельной порции базальтового расплава.

Присутствие мало измененного стекла в базальтах этих комплексов, установленное петрографическими методами, фиксируется на термограммах (см. рис. 1, а, б) по наличию эндотермических эффектов 20–400°С, свидетельствующих о присутствии низкотемпературной воды "цеолитного типа". Характерными вторичными минералами измененных базальтов являются хлорит, амфибол и эпидот—цоизит, причем по мере возрастания степени преобразования пород постепенно уменьшается содержание "цеолитной воды" и увеличивается содержание хлорита и амфибола, сопровождающееся увеличением их магнезиальности. Обращает на себя внимание то, что суммарное содержание низко- и высокотемпературной воды (имеются в виду все виды ОН-группировок) в изученных базальтах меняется незначительно. Происходит преимущественно лишь перераспределение гидроксильных групп при превращении вулканического стекла в комплекс хлорит-амфибол-эпидотовых минералов, в ряде случаев не различимых под микроскопом. Следует отметить, что существенных различий в качественных особенностях преобразования базальтов ирунейского и кумроцкого комплексов, относящихся соответственно к различным петрохимическим типам, не наблюдается. Устанавливается лишь "статистически" несколько более высокая степень изменения щелочных базальтов ирунейского комплекса по сравнению с менее щелочными базальтами кумроцкого комплекса, а также несколько более магнезиальный в целом характер хлоритов базальтов кумроцкого комплекса, что находится в соответствии с относительно повышенным содержанием Mg в первичном составе этих пород (см. таблицу).

Степень преобразования толеитовых геосинклинальных базальтов кронского комплекса (см. таблицу), формировавшихся в относительно мелководных условиях поднятия океанического дна, неравномерна и в целом значительно ниже по сравнению с глубоководными базальтами ирунейского и кумроцкого комплексов (см. рис. 1, а, б). В базальтах нередко присутствует относительно свежее вулканическое стекло, а их вторичные минералы представлены преимущественно монтмориллонитом, иногда цеолитами (анальцитом и филлипситом), в значительно подчиненном количестве хлоритами и амфиболами (см. рис. 2, а, б). Отметим, что суммарное содержание низко- и высокотемпературной воды в этих базальтах существенно варьирует.

Базальты островодужного анавайского комплекса, излившиеся в морской—островной обстановке, характеризуются развитием железисто-магнезиального хлорита, минералов группы эпидота—цоизита, амфиболов, иногда в подчиненном количестве — монтмориллонита (см. рис. 3, а, б). Степень преобразования вулкаников и особенно их кластических разновидностей часто весьма высокая, что и определило выделение вулканогенных образований этого комплекса в "формацию зеленых туфов" [Марковский, Розина, 1978; Ротман, 1965]. Максимально преобразованные породы этой формации полностью сложены хлоритом, амфиболом, эпидотом, карбонатом и окислами железа, причем в ряде случаев первичные структурные и текстурные признаки пород целиком утрачиваются.

Степень преобразования базальтов субазального алнейского комплекса, как правило, весьма незначительна (см. рис. 3, а, в). Специфичен и состав вторичных минералов, которые представлены практически исключительно магнезиальным монтмориллонитом — сапонитом (см. рис. 3, а, в).

Обсуждение результатов. Приведенные данные показывают, что изменения различных по составу глубоководных базальтов ирунейского и кумроцкого комплексов качественно однотипны. В то же время изменения близких по составу базальтов анавайского и алнейского комплексов, извергавшихся соответственно в островной и субазальной обстановке, существенно различны. Итак, выявляется определенная зависимость типа преобразования базальтов от физико-географических условий и их извержения.

Эту зависимость в первую очередь логично связывать с режимом отделения летучих компонентов от соответствующих расплавов. Так, преобразование глубоководных базальтов является, по-видимому, результатом относительно высокотемпературных автометаморфических процессов при застывании и кристаллизации базальтовой магмы, когда отделение летучих компонентов подавлялось "нагрузкой" столба морской воды и быстро возрастающей вязкостью силикатного расплава. Именно в этих условиях

происходило непосредственное преобразование вулканического стекла в хлорит-амфиболовое вещество. Очевидно, количество летучих компонентов, главным образом "воды", в исходных расплавах в значительной мере определяло степень подобных преобразований. Именно наиболее "высоководным" исходным типом расплава, как было показано нами ранее [Марковский, Розина, 1971], определялась наиболее высокая степень преобразования базальтов ирунейского и в несколько меньшей мере — кумроцкого комплексов¹. Относительно более "сухой" тип исходных расплавов толеитовых базальтов кроноцкого комплекса и мелководные условия их извержения, благоприятствующие "спокойному" отделению летучих компонентов от расплава, определили наиболее низкую степень преобразования этих пород по сравнению с высоководными геосинклинальными базальтами.

Намеченную тенденцию продолжают базальты алнейского комплекса, формировавшиеся из расплавов с умеренным содержанием летучих компонентов, которые свободно отделялись от расплава в субэвальных условиях, что определило крайне низкую степень изменения этих пород и монтмориллонитовый тип преобразования их стекла. Последнее, вероятно, связано с застыванием лав в водной среде [Ротман, 1969].

Иные причины следует искать для объяснения высокой степени преобразования вулканитов начальных этапов развития системы островных дуг, относящихся к "формации зеленых туфов". Они близки по составу или аналогичны базальтам алнейского комплекса (см. таблицу), но изливались в условиях мелкого моря или вулканических островов. Как показывают исследования вулканов современных вулканических островов, в частности извержения вулкана Кракатау, а также некоторых подводных вулканов [Colgate, Sigurgeirsson, 1973; Peckover et al., 1973], их извержения управляются особым механизмом, обусловленным смешиванием морской воды и магмы в магматическом очаге. Морская вода, проникающая в жерло вулкана, обуславливает мощные фреатические взрывы. Очевидно, подобные извержения возможны лишь в относительном мелководье, так как нижний предел глубин, на котором возможны такие эксплозии, определяется значением критического давления водяного пара и в зависимости от содержания "воды" в магме составляет 500—2000 м [McBirney, 1963].

Вероятно, именно в этой обстановке создаются максимально благоприятные условия для взаимодействия расплава, содержащегося в нем летучих компонентов и "горячей" морской воды, что и приводит к неравномерному, но интенсивному зеленокаменному преобразованию вулканических пород и особенно мелкого кластического вулканогенного материала в формации "зеленых туфов". Таким образом, все приведенные выше данные позволяют сделать следующие выводы:

1) степень и особенности преобразования базальтов в значительной мере определяют газонасыщенность соответствующих расплавов и условиями их извержения, препятствующими или благоприятствующими отделению летучих компонентов;

2) при зеленокаменном преобразовании базальтов взаимодействие с морской водой играет особо существенную роль, главным образом в специфических условиях морского—островного вулканизма при фреатическом типе извержений;

3) исходные составы расплавов и соответственно различия в петрохимическом типе базальтов в общем случае не имеют существенного значения в определении специфики преобразования этих пород.

Естественно, что перечисленные выводы носят предварительный характер и требуют дальнейшей проверки на более обширном и разнородном материале.

ABSTRACT

Discussed are mineral transformations of basalt at various evolution stages of the Kamchatka geosynclinal — island-arc system, studied on the bases of thermographic and X-ray techniques. A conclusion is drawn that physiographic setting of eruption — deep-sea shallow water marine, island or subaerial plays the leading role in determining the type of basalt transformation. This setting influence the regime of volatile separation from the melt and, correspondingly, the type of basalt transformation. It is shown that a peculiar character of transformations of the "green tuff" formation volcanics in island arcs might, probably, be accounted for by the phreatic-magmatic eruption mechanism.

¹ Среди базальтов этих комплексов широко распространены разновидности с вкрапленниками амфибола.

- Коссовская А.Г. К проблеме вторичных преобразований океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 3—9.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Марковский Б.В., Розина Е.Л. Опыт применения термографии при изучении раннегеосинклинальных вулканитов Камчатки. — Сов. геология, 1971, № 3, с. 127—130.
- Марковский Б.В., Розина Е.Л. Особенности изменения вулканических пород Северной Камчатки. — Сов. геология, 1978, № 10, с. 140—144.
- Ротман В.К. О формации зеленых туфов и некоторых связанных с ней проблемах. — Геология и геофизика, 1965, № 12, с. 54—62.
- Ротман В.К. Андезитовые дуги и их место в тектоно-магматическом развитии северо-западной части Тихого океана. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. М.: Наука, 1968, с. 187—192.
- Ротман В.К. Вулканогенно-молассовая формация (на примере Тихоокеанского подвижного пояса). — Тр. Лабор. палеовулканологии Казах. гос. ун-та, 1969, вып. 56 (1), с. 44—56.
- Ротман В.К., Марковский Б.В. О притихоокеанских геосинклинальных базитах. — В кн.: Актуальные вопросы современной петрографии. М.: Наука, 1974, с. 184—195.
- Супруненко О.И., Марковский Б.В., Тарасов Б.М. К истории геологического развития подводной возвышенности Обручева и сопредельных районов. — В кн.: Строение, история развития и проблемы нефтегазоносности акваторий. Л., 1975, с. 129—142. (Тр. ВНИГРИ; Вып. 367).
- Шутов В.Д. Эпигенез океанических базальтов. — Литология и полез. ископаемые, 1982, № 4, с. 32—42.
- Colgate S.A., Sigurgeirsson T. Dynamic mixing of water and lava. — Nature, 1973, vol. 244, N 5418, p. 552—555.
- McBirney A.R. Factors governing the nature of Submarine volcanism. — Bull. Volcanol., 1963, N 26, p. 208—217.
- Peckover R.S., Buchanan D.Y., Ashby D.E.T.F. Fuel-coolant interactions in submarine volcanism. — Nature, 1973, vol. 245, N 5419, p. 307—308.

УДК 551.271.1

С.Г. Сколотнев

ВТОРИЧНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОИДОВ КЛЮЧЕВСКОЙ ГРУППЫ ВУЛКАНОВ (Камчатка)

Наиболее ранние минеральные преобразования вещества излившихся базальтовых потоков происходят во время остывания этих потоков. В вулканологической литературе данные преобразования классифицируются как автометаморфические [Набоко, 1963] на том основании, что метаморфизующим агентом являются газы, которые выделяются из остывающего лавового потока. В условиях относительно высоких температур остывающее базальтовое вещество также взаимодействует с подвижными и химически активными агентами окружающей среды, в частности с кислородом воздуха и водой, что отражается на составе вновь образованных минеральных парогенезов.

Минеральные преобразования базальтового вещества, происходящие в интервале температур от субсолидусной до температуры окружающей среды, при параллельном взаимодействии его как с газами вулканического происхождения, которые выделяются из остывающего лавового потока, так и с химически активными агентами окружающей среды, относятся в данной работе к дейтерическим. Термин "дейтерический", как он определен в "Геологическом словаре" [1978], является синонимом "автометаморфического", однако первоначальный смысл этого термина, впервые предложенного Седерхольмом, позволяет трактовать его несколько шире. Седерхольм под дейтерическими процессами понимал такие процессы, которые имеют место при прямом продолжении консолидации магмы в свою породу. Естественно, что при эффузивной магматической деятельности на условия консолидации изверженных масс существенное влияние оказывает экзосреда. Современные и четвертичные наземные базальты и андезито-базальты Ключевской группы вулканов в силу молодого возраста и особого структурного положения не подвергались воздействию процессов, приводящих к значительной переработке первичного изверженного материала. Продукты преобразования первичного вещества базальтоидов представлены главным образом комплексом вторичных минералов дейтерического происхождения. Новообразования, возникшие при преобразовании базальтоидов гипергенными процессами, имеют неширокое распространение.

Работами С.И. Набоко [1959, 1963], Б.И. Пийпа [1956], Е.К. Серафимовой [1979], И.Т. Кирсанова и др. [1970], И.А. Меняйлова и др. [1980], Ю.В. Ванде-Киркова [1980] и др. выявлен основной круг явлений, имеющих место на постэруптивной стадии деятельности извержения. Исследования проводились по следующим направлениям: выяснение генезиса различных морфоструктур лавового потока, изучение состава и температуры фумарольных газов, минералогии возгонов, характера околофумарольного перерождения лавы, температурных неоднородностей лавового потока.

Данная статья базируется на изучении вторичных минеральных парагенезов, сформировавшихся на разных стадиях дейтерического преобразования базальтоидов и установлении их связи с текстурно-петрографическими особенностями лавового потока и особенностями ландшафта места извержения.

Объект исследования. На территории Ключевской группы вулканов автором детально были изучены вулканические образования фундамента и подножия Ключевского вулкана ($Q_{1-2}-Q_4$), обнажающиеся по р. Киргурич, современные лавовые потоки побочных извержений Ключевского вулкана: прорывов Билукай (1936 г.), Былинкиной (1951 г.), Пийпа (1966 г.) и 8 Марта (1980 г.), а также лавовые потоки Северного и Южного прорывов Большого трещинного Толбачинского извержения (БТТИ) 1975–1976 гг. из зоны ареального вулканизма. Низы разреза, обнажающегося по р. Киргурич, сложены мощной толщей мега-мезоплагифиловых высокоглиноземистых, субщелочных и нормально-щелочных базальтов и андезито-базальтов (~500 м), внутри которой встречаются горизонты, сложенные андезитами. Выше залегает лавовый поток оливин-пироксеновых глиноземистых базальтов. Побочные извержения Ключевской Сопки представлены главным образом глиноземистыми нормально-щелочными плагиобазальтами. Лава Южного прорыва сложена мегаллагифиловым высокоглиноземистым субщелочным базальтом, для Северного прорыва характерны магнезиальные базальты.

Среди лавовых образований Ключевской группы выделяется три типа лавовых потсков, различающихся по типу поверхности потока: потоки лавы аа, пахоехое и глыбовые потоки санторинского типа [Ванде-Кирков, 1980]. Потоки типов аа и санторинского характеризуются обломочным строением поверхности; в первом случае размер обломков достигает 1 м, а во втором — от 1 до 10 м. Данные потоки, согласно Ю.В. Ванде-Киркову [1980], характеризуются трехчленным строением. Выделяются кровлевая и подошвенная зоны обломочного строения мощностью 0,6–10 м и центральная зона монолитной лавы мощностью 3–10 м. По представлениям Б.И. Пийпа [1956] и С.И. Набоко [1947], основанных на непосредственных наблюдениях, трехчленное строение лавового потока формируется при его движении. Поэтому вслед за Е.Ф. Малеевым [1977] зоны обломочного строения называются в данной статье зонами лавобрекки. И кровлевая и подошвенная лавобрекки состоят из неправильной формы обломков тех же пород, что составляют и монолитную лаву, размером в среднем 10–20 см, слабо сцементированных песчаным материалом такого же состава. Подобное строение лавовых потоков характерно для побочных извержений Ключевского вулкана, Северного прорыва БТТИ и вулканических образований, обнажающихся по р. Киргурич. Однако реальное строение этих потоков усложняется вследствие того, что и подошвенная и кровлевая лавобрекки в виде своеобразных вдавливания, языков, своеобразных поднятий иногда довольно глубоко вдаются в тело монолитной лавы. Наблюдаются горизонты лавобрекки в монолитных породах и, наоборот, горизонты монолитных базальтов в лавобрекки.

Лавовые потоки типа пахоехое имеют гладкую или волнистую поверхность и характеризуются нешироким развитием лавобрекки. Однако, как это наблюдается в случае Южного прорыва БТТИ, на поверхности лавового поля довольно много участков крупнообломочного строения, возникающих в результате обрушения лавоводов.

Петрографически различные разности базальтоидов отличаются по количественному соотношению вкрапленников и субфенокристов. Высокоглиноземистые субщелочные и нормально-щелочные мега-мезоплагифиловые базальтоиды — эвпорфирные породы с крупными (0,5–3 см) вкрапленниками плагиоклаза ($An_{0.0}$), составляющими до 20% от массы породы. В меньших количествах наблюдаются вкрапленники оливина состава $Fe_{2.0-3.2}$ (до 5%), авгита (до 5%), ортопироксена (до 1%) размером 0,5–1 мм. Плагиобазальты — в целом равномернозернистые породы, в которых преобладают субфенокристы плагиоклаза размером 0,5–1 мм лабрадорного состава (до 60%), вкрапленники и субфенокристы оливина ($Fe_{0.1-1.3}$) и авгита (около 20%) размером

0,25–2 мм. В магнезиальных базальтах преобладают вкрапленники и субфенокристы оливина (Fa_{0-5}) и авгита размером 0,25–5 мм (до 60%); субфенокристов плагиоклаза немного. Андезиты представляют собой афировые породы, состоящие в основном из крупных вытянутых таблитчатых микролитов клинопироксена и плагиоклаза размером 0,3–0,6 мм.

Основная масса всех разновидностей базальтоидов имеет в общих чертах одинаковое строение. В центральных участках потоков наблюдается хорошо раскристаллизованная основная масса либо интерсертальной, либо микролитовой структуры. Среди микролитов резко преобладают плагиоклазы, присутствует значительное количество клинопироксенов, очень немного оливина. Рудный минерал изометричного сечения (до 1%) размером 0,02–0,05 мм ассоциирует либо со стеклом, либо с микролитами клинопироксена, являясь наиболее ранним из всех микролитов. По данным О.М. Алыповой [1969], он представлен титаномагнетитом состава: 50% ульвошпинели, 50% магнетита. Ближе к кровле потоков в основной массе уменьшается число микролитов, расширяются участки стекла, содержащие тонкие выделения рудного минерала. На лавовых потоках с гладкой поверхностью в прикровлевых горизонтах базальты характеризуются широким развитием основной массы гиаломеланового строения, что является результатом массового выделения мелких зерен титаномагнетита (0,001–0,002 мм) вследствие кристаллизации расплава в окислительных условиях.

По экспериментальным данным [Осборн, 1964], в окислительных условиях резко возрастает поле кристаллизации магнетита за счет пироксенов и оливинов. Суммарное количество микролитов плагиоклаза и пироксена снижается до 5–25% объема всей основной массы. Непосредственно в кровлевом горизонте мощностью 1–2 см вследствие чрезвычайно быстрого охлаждения этой зоны развито светлое сидеромелановое стекло с небольшим количеством микролитов плагиоклаза, клинопироксена и титаномагнетита размером 0,02–0,05 мм, где железо находится в растворенном состоянии. Обломки, составляющие лавобрекцию, преимущественно характеризуются основной массой гиаломеланового строения, поскольку они формировались главным образом в прикровлевых зонах потока. Аналогичная структура основной массы характерна и для участков монолитной лавы, непосредственно контактирующих с зонами подошвенной и кровлевой лавобрекции. Последнее характеризует зоны лавобрекций как зоны, доступные для атмосферного кислорода.

Описание дейтерических минеральных парагенезов. Процессы дейтерического минералообразования либо приурочены к определенным текстурным зонам лавового потока, либо предопределяются особенностями места излияния лавового потока. Чтобы отразить закономерности минеральных преобразований базальтоидов на протяжении всего периода постэруптивной деятельности, рассмотрим ассоциации вторичных минералов, наблюдающиеся в зонах развития лавобрекций, в районе фумаролопроявлений на поверхности современных потоков, в местах паровыделений, характерных для прорывов Билюкай и Былинкиной, и на участках продувки лавового потока парогазовыми струями, который был отмечен на прорыве 8 Марта.

Минералообразование зоны лавобрекций. Основная масса обломков как в подошвенной, так и в кровлевой лавобрекции, а также монолитные базальты, прилегающие к лавобрекции в зоне мощностью 5–20 см, окрашены в красный цвет, хотя, по наблюдениям Б.И. Пийпа [1956], только что образовавшиеся обломки имеют темно-серую окраску. В химическом составе покрасневших пород отмечается увеличение доли Fe^{3+} и уменьшение доли Fe^{2+} , т. е. Fe в этих породах претерпело окисление. Участки окисленных пород пространственно связаны в основном с подошвенной и кровлевой лавобрекцией и, подобно им, наблюдаются практически на всем простирании лавового потока, хотя интенсивность окисления от места к месту значительно меняется, что, очевидно, отражает неравномерность воздействия факторов окисления. Непосредственно на поверхности современных лавовых потоков, не загрязненной шлаковым материалом, большинство лавовых обломков не окислено; окислением охвачены лишь обломки, залегающие на некоторой глубине от поверхности. На Южном прорыве окисленные породы приурочены также к неровным кокардовым контактам между мало-мощными единичными потоками, что и обуславливает хорошую проницаемость этих участков. Степень окисления $[\text{Fe}_2\text{O}_3/(\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3)]$ прямо зависит от проницаемости пород. Степень окисления уменьшается от поверхности обломка в глубь его и от поверхности контакта с лавобрекцией в глубь монолитных пород.

Покраснение породы при окислении — это следствие образования гематита (рис. 1, 1, 2). Выделения гематита образуют тонкие зонки мощностью 0,01—0,03 мм, располагающиеся равномерно практически по всей поверхности обломка или по поверхности контакта монолитных пород с лавобрекчий, а внутри породы — по поверхности везикул. В глубь породы мощность гематитовых зонок уменьшается, сокращается число везикул, вокруг которых они развиты. Гематит в этих зонах либо образует самостоятельные глобулярные выделения в основной массе (рис. 2, 1, см. вкл.), либо замещает мельчайшие зернышки титаномагнетита. В тонких зонках развития гематита, наблюдающихся либо на поверхности обломков, либо по стенкам везикул, резко возрастает содержание железа в сравнении с основной массой (рис. 3).

Крупные зерна титаномагнетита (0,02—0,05 мм) в зонах окисления имеют структуру распада. Преобладают зерна с массовым выделением ламелл ильменита, но иногда наблюдается образование гематита и рутила с сохранением реликтового титаномагнетита. Вне зон окисления зерна титаномагнетита однородны или содержат единичные ламеллы ильменита.

При окислении претерпевают изменения и другие железосодержащие минералы базальтоидов. На окисленных участках вкрапленники оливина содержат густые выделения тонких зернышек магнетита (см. рис. 1, 3, 4 и 2, 2, 3), что и приводит к опацификации этих вкрапленников (см. рис. 2, 2). Степень опацификации оливина уменьшается от поверхности обломка внутрь, что выражается в уменьшении объема, занятого магнетитом в зерне оливина. Минеральные преобразования сопровождаются определенными химическими преобразованиями оливинов, что обнаруживается при их микрозондовом изучении (рис. 4, 1, см. вкл.). Опацифицированные участки характеризуются привносом Fe и выносом Mg, в результате чего здесь формируются магнетит и β -клинтопироксен (см. рис. 1, 3, 4). На остальных участках зерна отмечается вынос Fe и относительное увеличение содержания Mg, что приводит к формированию гиперстена (см. рис. 1, 3, 4). Опацификация вкрапленников клинопироксена представляет собой более редкое явление. Она также сопровождается выделением мелких зернышек магнетита. Опацификация клинопироксенов приводит к выносу Ca из измененных участков (см. рис. 4, 2), в результате чего, по-видимому, происходит образование ромбического пироксена. В окисленных андезитах при преобразовании крупных микролитов клинопироксена формируется также гематит, частично их замещающий.

В этих же тектурных зонах и часто вдоль трещин, отходящих вверх от подошвенной лавобрекчий, иногда во вкрапленниках и субфенокристах оливина и клинопироксена формируется β -гидроокисел железа (акаганейт?), образующий тонкие жилки красного цвета внутри вкрапленников, характеризующихся малой степенью опацификации (см. рис. 1, 5). Акаганейт (?) приурочен к участкам зерна, которым свойственно широкое развитие структур выщелачивания и полный вынос всех элементов, кроме Fe.

Гораздо реже, чем продукты окисления, на участках развития лавобрекчий, а на Южном прорыве и на контакте между маломощными единичными потоками встречаются тонкозернистые новообразования желтого цвета. Они формируют сплошную корочку мощностью 0,01—0,25 мм, располагающуюся по поверхности обломков и контактов, а внутри породы — по стенкам везикул и микротрещинок. Рентгенометрически среди них отчетливо диагностируется диопсид (см. рис. 1, 6, 7). Судя по качественному микрозондовому анализу, одним из новообразований является также калиевый алюмосиликат, содержащий Fe и Na (рис. 5). Исходя из дифрактограмм этих новообразований, можно предположить, что это слюда, основываясь на постоянном присутствии интенсивного рефлекса $2,56 \text{ \AA}$ (d_{040}), который не принадлежит ни диопсиду, ни гематиту, ни полевоому шпату.

Желтые новообразования замещают основную массу (см. рис. 2, 4, 5), вкрапленники плагиоклаза, если они утыкаются в стенку везикулы, и иногда вкрапленники оливина. Вкрапленники плагиоклаза и оливина замещаются лишь частично, с края зерна. Данные новообразования пространственно ассоциируют с продуктами окисления.

Под электронным микроскопом желтые новообразования представляют собой сплошной зернистый агрегат, состоящий из частичек несовершенной призматической формы размером около 0,001 мм (см. рис. 2, 4). Среди них нередко наблюдаются относительно крупные кристаллы магнетита правильной октаэдрической формы размером около 0,05 мм.

При качественном изучении химического изменения базальтоидов в зонах развития

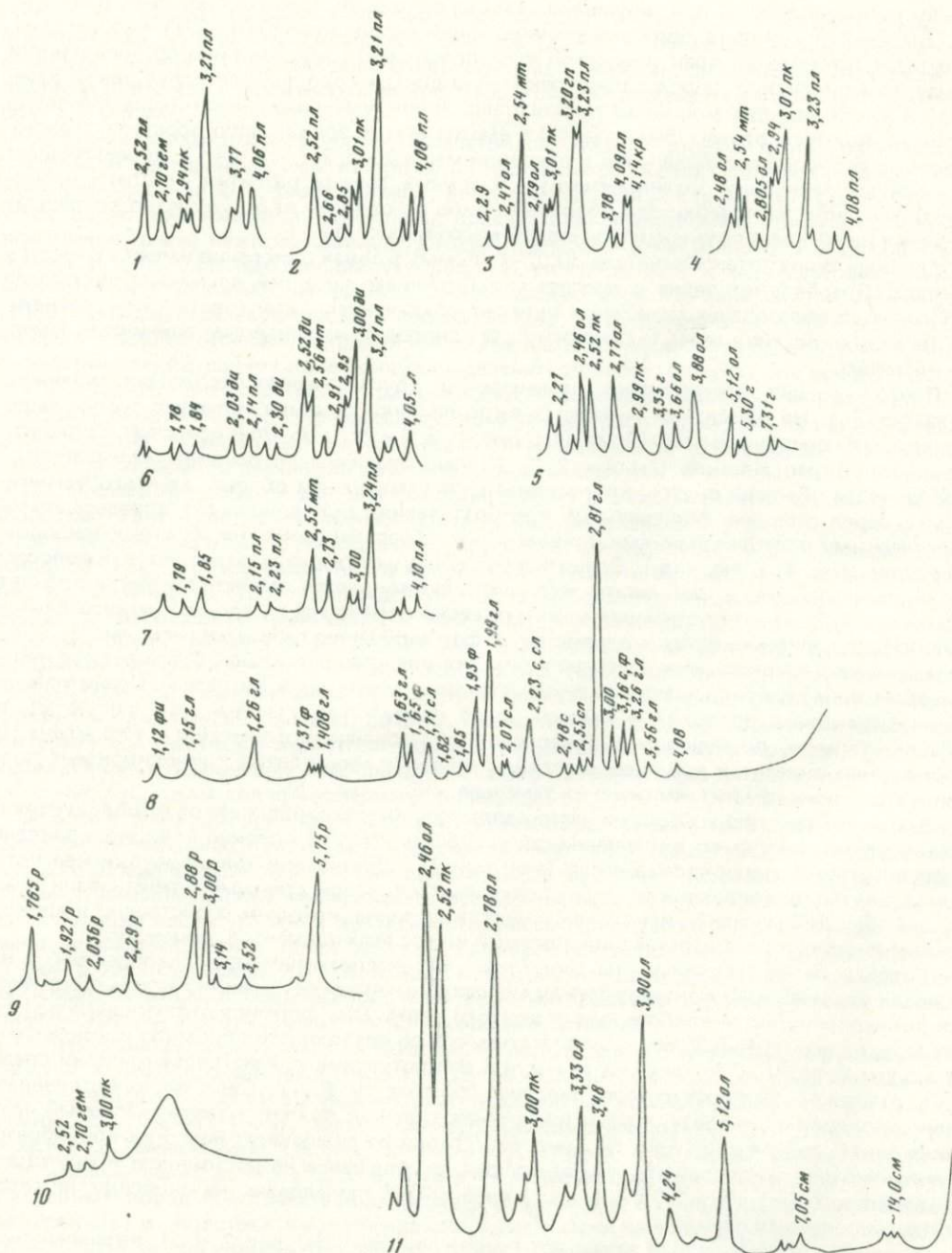


Рис. 1. Дифрактограммы: 1 — окисленных мегаплагиофировых базальтов, 2 — неизменных мегаплагиофировых базальтов, 3 — тяжелой магнитной фракции оливин-пироксеновых базальтов с сильноопацифицированными оливинами, 4 — тяжелой фракции оливин-пироксеновых базальтов со слабоопацифицированными оливинами, 5 — оливинов, частично замещенных β -гидроокислом железа, 6 — базальта Южного прорыва, замещенного диопсидом, 7 — базальта Южного прорыва, непосредственно подстилающего зону новообразованного диопсида, 8 — возгонов Северного прорыва, замещающего базальты Северного прорыва, 10 — опалитизированного базальта Северного прорыва, 11 — оливинов из базальтов прорыва Билукай, частично замещенных смектитом (?). Буквенные обозначения: г — β -гидроокисел железа, гем — гематит, гл — галит, гп — гиперстен, ди — диопсид, кр — β -кристобалит, мт — магнетит, ол — оливин, пк — пироксен, пл — плагиоклаз, р — ральстонит, с — сивлин, сл — селлаит, см — смектит, ф — флюорит

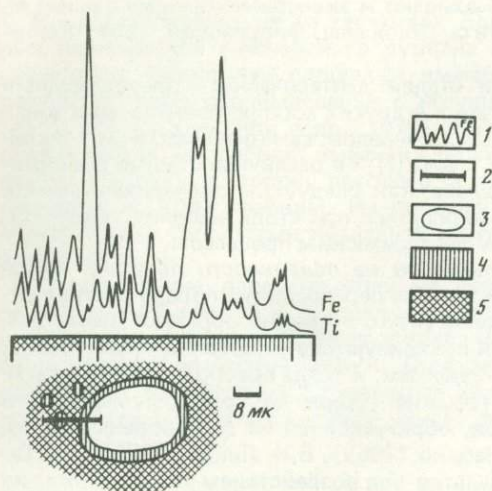


Рис. 3. Характер распределения Fe и Ti в зоне образования гематита при окислении двупироксеновых андезито-базальтов. Выполнено Б.И. Ворониным на электронном микроанализаторе "Сатема MS-46"

Условные обозначения к рис. 3 и 5

1 — кривые содержания элементов; 2 — местоположение профиля; 3 — пустая везикула; 4 — зона новообразования; 5 — основная масса породы

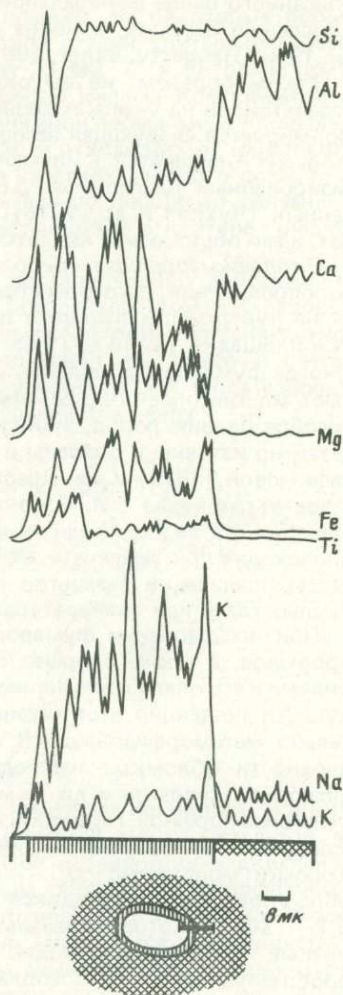


Рис. 5. Характер химического преобразования базальтов Южного прорыва в зоне новообразования диопсида. Выполнено на электронном микроанализаторе "Сатема MS-46" Б.И. Ворониным.

Условные обозначения см. на рис. 3

желтых новообразований с помощью микрозонда установлено, что при преобразовании основной массы происходит значительный привнос Ca, Mg, K, Ti и вынос Na, Al (см. рис. 5). Непосредственно вблизи зон новообразования (на расстоянии около 0,3 мм) отмечается вынос Ca из микролитов плагиоклаза, т. е. их деанортитизация. При преобразовании вкрапленников плагиоклаза также образуются две фазы, тесно прорастающие друг друга: диопсид и калиевый алюмосиликат (слюда?) (см. рис. 4, 3). При этом на участках развития диопсида из плагиоклаза выносятся Na и Al и интенсивно привносятся Mg, Fe и Ca. На участках развития калиевого минерала из плагиоклаза выносятся Ca, привносятся K и в небольшом количестве — Fe.

Новообразованные минералы, встречаемые в зонах развития лавобрекчии и в других хорошо проницаемых зонах, за исключением гидрогоматита, связаны не только пространственно, но и генетически, на что указывают их тесные взаимопрорастания, приуроченность к одним и тем же микроструктурам потока, закономерные изменения интенсивности их развития, сходный тип химического преобразования. Все описанные новообразования — результат изменения первичных компонентов базальтоидов, которые они полностью или частично замещают.

По мнению Б.И. Пийпа [1956], окисление лавы происходит под действием кислорода воздуха на участках, доступных для его циркуляции, в условиях начальных, достаточно высоких температур. По его наблюдениям, процесс окисления лавы на прорыве Зава-рицкого происходил при температуре 710–820° С. На высокотемпературность (~600° С)

описанного выше минерального парагенеза указывают и экспериментальные данные по окислению базальта, оливина и титаномагнетита [Влодавец, Флоренский, 1964; Кеннеди, 1950; Haggerty, Baker, 1967].

Таким образом, на высокотемпературной стадии дейтерического преобразования базальтоидов на участках развития лавобрекчии и в других хорошо проницаемых зонах формируется следующая ассоциация вторичных минералов: гематит + магнетит + β -кристобалит + гиперстен + ильменит + диопсид + слюда (?) + в различной степени деанортитизированный плагиоклаз. β -гидроокисел железа, как следует из экспериментальных данных [Чухров и др., 1975], не может формироваться при столь высоких температурах, и его образование является более поздним дейтерическим процессом.

Околофумарольные преобразования базальтоидов на поверхности потоков. Фумаролопро явления, в которых происходит существенное перерождение породы, встречаются на поверхности лавового потока чрезвычайно редко и обычно образуют изометричные площадки ($4-10 \text{ м}^2$), где преобразования локализируются на поверхности обломков. Иногда фумаролопро явления приурочены к трещинам, и тогда преобразования охватывают монолитные породы, прилегающие к трещине. Характер околофумарольного преобразования пород, минералогия возгонов, образующихся из фумарольных газов, детально изучены и описаны в работах С.И. Набоко [1959], Б.И. Пийпа [1956], Е.К. Серафимовой [1979] и др. Преобразование базальтов под воздействием фторсодержащих газов установлено С.И. Набоко. Базальтовое вещество разрушается и замещается комплексом фторидов, среди которых преобладает ральстонит. Процессы преобразования происходят при температурах $300-500^\circ \text{С}$. Е.К. Серафимовой [1979] описываются процессы опализации базальтов в районе фумаролопро явлений при воздействии на них кислых газов при температурах $150-500^\circ \text{С}$.

При исследовании фумаролопро явлений на лавовых потоках Южного и Северного прорывов, а также прорыва 8 Марта было установлено, что замещение базальта фторидами и его опализация являются сопряженными процессами. При этом намечается следующая тенденция в строении фумаролопро явлений, в районе которых породы значительно метаморфизованы. В устье фумаролопро явления на глубине $30-40 \text{ см}$ на поверхности обломков наблюдается обильное выделение возгонов: галита, сильвина, флюорита, селлаита и др. (см. рис. 1, 8). Несколько выше распространены отложения рентгеноаморфной гидроокиси железа, реже гематита, гидрогематита и гётита, локализующиеся на поверхности обломков, на стенках пор и трещинок в виде рыхловатой корочки мощностью $0,1-1 \text{ мм}$. В центральной части фумаролопро явления по краю обломков, располагающихся на поверхности потока, развивается зона мощностью $0,1-1 \text{ мм}$, в которой базальт замещен фторидами. Равномерно замещаются все первичные компоненты породы, но сохраняется первичная структура базальта. Среди новообразований резко преобладает ральстонит (см. рис. 1, 9), очень редко отмечается флюорит.

Ближе к периферии фумаролопро явления обломки базальта замещаются с поверхности и ральстонитом и опалом, при этом опализация происходит в более глубоких участках обломка. На периферии фумаролопро явления с поверхности обломков в зоне мощностью $0,1-10 \text{ мм}$ происходит опализация базальта с сохранением его первичной кристалломорфной структуры (см. рис. 1, 10 и 2, 5-7). Такая тенденция в строении фумаролопро явлений выдерживается не всегда. При больших температурах в районе выходов фумарольных газов осаждаются только возгоны. В случае отсутствия фтора в составе фумарольных газов происходит только опализация базальта.

Химическое преобразование базальта при ральстонитизации выражается в полном выносе SiO_2 из породы и в частичном выносе Na, K и Fe. Ca, Mg и Al остаются неподвижными, и происходит их относительное накопление. В значительных количествах в породу привносится F и вода (см. рис. 4, 4). Сопряженному процессу опализации свойственны резко иные характеристики: из породы выносятся все петрогенные элементы, при этом наименьшей подвижностью обладает Si, который и накапливается в породе, обуславливая формирование опала (см. рис. 4, 4). В значительных количествах привносится вода. Это указывает на сильноокислотные условия преобразований.

Таким образом, при дейтерическом преобразовании базальтов в интервале температур $150-500^\circ \text{С}$ формируется комплекс парагенетически связанных между собой вторичных минералов, замещающих базальт и осаждающихся в виде возгонов: ральстонит + опал + галит + флюорит + сильвин + селлаит + окислы и гидроокислы железа.

Минералообразование на прорывах Былинкиной и Билюкай. На некоторых побочных извержениях Ключевского вулкана на постэруптивной стадии длительное время существуют термальные площадки, имеющие температуру 25–90° С, к которым приурочены водяные паровыделения с несущественной примесью кислых компонентов — SO_4^{2-} , CO_3^{2-} [Кирсанов и др., 1970]. На прорыве Былинкиной термальные площадки локализуются на гребнях, имеющих обломочное строение и отходящих от шлакового конуса к западу, в сторону лавового поля, и частично на участках лавового поля, прилегающих к этим гребням. На прорыве Билюкай термальные площадки связаны с монолитными базальтами последней лавовой порции, застывшими в кратере шлакового конуса.

Существование паровыделений на поздних стадиях постэруптивной деятельности на прорывах Билюкай и Былинкиной обусловлено тем обстоятельством, что лавовые потоки этих извержений перегородили мощные временные водотоки, спускающиеся со склонов Ключевской Сопки. По-видимому, вода, подтекая под лавовый поток, нагревается за счет тепла остывающей лавы, а главным образом за счет тепла лавовых масс, остывающих в подводящем канале, и в виде пара поднимается вверх.

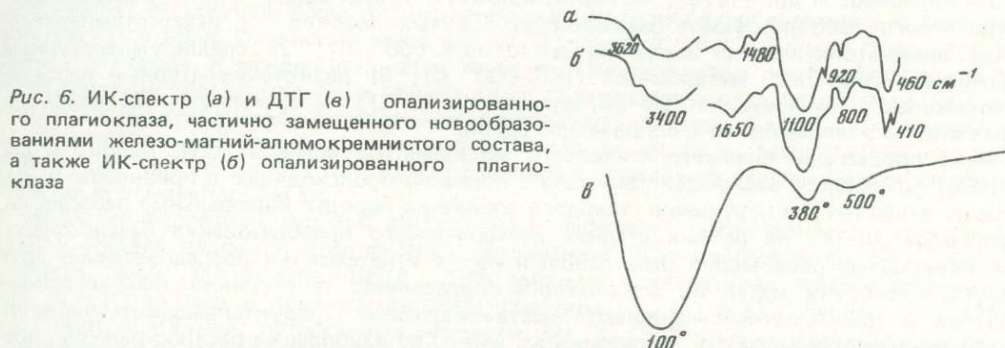


Рис. 6. ИК-спектр (а) и ДТГ (б) опализованного плагиоклаза, частично замещенного новообразованиями железо-магний-алюмокремнистого состава, а также ИК-спектр (б) опализованного плагиоклаза

Температурные условия таковы, что в открытой системе вода находится и в виде пара, и в виде жидкости. Пар, проникая по системе пористости внутрь базальтов, частично конденсируется, и возникает поровый раствор. При воздействии подкисленного порового раствора на базальт последний определенным образом метаморфизуется. В наибольшей степени изменяются микролиты и вкрапленники плагиоклаза. В зоне влияния порового раствора они полностью или частично замещаются преимущественно опалом. Гораздо реже наряду с опалом плагиоклазы замещаются желтовато-бурыми новообразованиями магний-железо-алюмокремнистого состава (см. рис. 4, 5), нарастающими на опаловой поверхности (см. рис. 2, 9, 10), которые, судя по данным ИК-спектроскопии и термометрического анализа, являются зародышевыми формами слоистых силикатов (рис. 6).

Оливины и клинопироксены редко замещаются опалом. Для оливина более характерно частичное замещение его желтовато-бурым веществом железо-алюмокремнистого состава (см. рис. 4, 6), которое локализуется в виде тонких жилок и полосок по краю зерен или по трещинкам внутри зерна (см. рис. 2, 11, 13). Судя по данным дифрактометрии, данные новообразования (см. рис. 1, 11) являются плохо окристаллизованными смектитами.

Наблюдаемые преобразования стекла связаны лишь с его сидеромелановой разностью. При этом образуются желтые новообразования коллоидного строения, выделяющиеся в породе в виде тонких прожилков. Судя по изменению химического состава стекла, образуется палагонит. В порах базальта, на поверхности обломков и трещин отлагаются кальцит, гипс и рентгеноаморфные новообразования сложного, преимущественно алюмокремнекислородного состава, однако содержащие также Fe, Ca, Mg и K. Комплексные исследования позволили установить, что последние являются рентгеноаморфными гидрогелями (см. рис. 2, 14).

Следовательно, в условиях сохранения длительных паровыделений породообразующие компоненты базальта замещаются не только опалом, но и частично плохо окристаллизованными фазами сложного магний-железо-алюмокремнистого состава.

Минералообразование в газовых пузырьках лавового потока прорыва 8 Марта. При

излиянии лавового потока прорыва 8 Марта на мощные толщи снега последний таял, превращаясь в пар. Нагретые парогазовые струи, поднимаясь вверх, продували еще жидкую лавовую массу, что привело к формированию на отдельных участках потока продувочной структуры в виде массы вертикально вытянутых каплевидных пор, сообщающихся друг с другом узкими канальцами (см. рис. 2, 12). Проникновение парогазовых струй через уже затвердевший лавовый поток по системе проницаемости вызвало выщелачивание базальта и частичное отложение вещества в газовых порах в верхних, более холодных горизонтах лавового потока (см. рис. 2, 15). Среди новообразований диагностируются опал, халцедон, кварцин, кварц, тримит и гипс. Деятельность кратковременных парогазовых струй также отмечалась Е.К. Серафимовой [1979] на лавовом потоке прорыва Пийпа, а Ю.В. Ванде-Кирковым [1980] на Северном прорыве БТТИ.

О факторах, определяющих последовательность и пространственное размещение дейтерических минеральных парагенезов базальтоидов. Основываясь на изученных минеральных парагенезах и используя данные об условиях их образования, заимствованные из работ С.И. Набоко [1959], Б.И. Пийпа [1956], Е.К. Серафимовой [1979], Т.И. Кирсанова и др. [1970], можно предложить следующую схему процессов дейтерического преобразования базальтоидов лавовых потоков: 1) высокотемпературный пневматолитический метасоматоз (свыше 600°C); 2) среднетемпературный пневматолитический метасоматоз ($150\text{--}500^{\circ}\text{C}$); 3) низкотемпературный парогидротермальный метасоматоз ($25\text{--}90$, иногда до 270°C); 4) взаимодействие парогазовых струй с изливающейся и остывающей лавой.

Под процессами пневматолитического метасоматоза вслед за С.И. Набоко и др. [1980] понимается взаимодействие газа с породой, происходящее с привнесом и выносом вещества без нарушения твердого состояния породы. Минеральные парагенезы, формирующиеся на разных стадиях дейтерического преобразования базальтоидов, не охватывают равномерно весь лавовый поток и не сменяют последовательно друг друга, поскольку место их локализации определяется текстурными особенностями потока и особенностями ландшафта места извержения. Продукты высокотемпературного пневматолитического метасоматоза, имеющие наибольшее распространение, преимущественно приурочены к зонам развития лавобрекчии. Последние формировались еще при движении потока, следовательно, в этих зонах высокие температуры сохранялись относительно долго, поскольку образующиеся обломки находились еще в окружении горячей жидкой лавы. В отличие от монолитных пород эти зоны характеризуются хорошей проницаемостью как для внешних подвижных компонентов, таких, как воздух, который засасывался в горячие участки лавобрекчии, так и для газов, выделяющихся из жидкой и остывающей лавы и производящих метаморфизирующее действие. Продукты среднетемпературного пневматолитического метасоматоза локализуются главным образом на поверхности лавовых потоков, где газы, выделяющиеся из жидкой и остывающей лавы, охлаждаются при прохождении через поверхностные горизонты лавового потока. Продукты низкотемпературного парогидротермального метасоматоза встречаются лишь там, где постэруптивная деятельность продолжается длительный период благодаря подтеканию поверхностных и грунтовых вод под остывающий лавовый поток. Парогазовые струи возникают в случае излияния лавового потока на влажную поверхность.

Характер химических преобразований на каждой стадии вторичного минералообразования позволяет сделать вывод, что условия минералообразования при различных температурах близки к условиям, выделенным Д.С. Коржинским [1964] для преобразований пород, связанных с постмагматическими флюидами. Это — ранняя, наиболее высокотемпературная щелочная стадия, среднетемпературная кислотная стадия и поздняя низкотемпературная щелочная стадия.

На высокотемпературной стадии минералообразования после волны кислотности, вызывающей подвижность Са, Mg и Fe, наблюдается повышение активности этих оснований, а также К, что приводит к образованию диопсида и калиевого алюмосиликата (слюда?). В атмосферных условиях и при высоких температурах флюид характеризуется высокой активностью кислорода, вследствие чего железо связывается в неподвижные окислы: гематит и магнетит. Высокая активность кислорода предопределяет и преимущественное преобразование железосодержащих минералов. С подвижностью Са связана также деанортитизация плагиоклаза.

Среднетемпературная стадия характеризуется ярко выраженными кислотными условиями. Происходит вынос всех компонентов, из которых наименее подвижен Si, что и приводит к образованию опала в условиях существования водного флюида. Однако присутствие HF, характеризующегося чрезвычайно высокой активностью по отношению к силикатам, приводит к формированию ральстонита и флюорита и практически полному выносу Si из зоны его влияния.

На низкотемпературной стадии вслед за выщелачиванием породы кислым поровым раствором, ведущим к опализации базальта, наблюдается повышение основности раствора и соответственно повышение активности оснований, таких, как Fe, Mg, Al, что обуславливает формирование зародышевых форм слоистых силикатов. При этом в поровом растворе осуществляется диффузия этих оснований в направлении их минимальных концентраций, Fe и Mg движутся в сторону зерен плагиоклаза, а Al — в сторону зерен оливина.

Объяснение особенностей минералообразования мы находим в закономерностях состава и структуры флюида, производящего преобразование первичного вещества базальтоидов. О составе газов, выделяющихся из лавы, можно составить представление по данным И.А. Меняйлова и др. [1980], которые производили отбор газов непосредственно из текущей лавы. Существенно, что их резко преобладающим компонентом является вода. Из кислых газов велико значение HCl и HF, а также газов группы серы и углерода. В конденсатах этих газов в катионной части резко преобладают K и Na, меньше содержится Fe и совсем малы содержания других петрогенных катионов. К газам вулканического происхождения примешиваются воздушная компонента, в которой большой активностью обладает кислород, и пар экзогенного происхождения. Флюид такого состава при взаимодействии с породой на участках развития лавобрекчии обогащается Ca и Mg.

Наиболее вероятной формой экстракции и переноса многих элементов флюидом такого состава являются комплексные соединения [Овчинников и др. 1964; Беус, Соболев, 1964; Шляпников, 1970]. При высоких температурах перенос элементов мог осуществляться в виде ацидокомплексов типа $Me_m [K_n (A)_p]$, где Me — наименее электроотрицательный петрогенный элемент: Na, K, Ca, Mg; K — элементы-комплексобразователи: Si, Al, Fe; A — адденды: F^- , Cl^- , SO_4^{2-} , CO_3^{2-} . Формирование таких комплексов ведет к ослаблению активности кислотных компонентов и к повышению активности оснований вследствие диссоциации комплекса по схеме $Me_m [K_n \cdot (A)_p] \rightarrow mMe^{+} + K_n (A)_p^{m-}$ [Беус, Соболев, 1964], что и наблюдается на высокотемпературной стадии. При этом устойчивость комплексов с Ca и Mg ниже, чем с Na и K [Овчинников и др., 1964], что и обуславливает преимущественное осаждение из флюида Ca и Mg, ведущее к образованию диопсида. Комплексы, в которых в качестве комплексобразователя выступает Fe, в условиях активности кислорода также относительно непрочны. Перенос Fe во флюиде осуществлялся на небольших расстояниях; вывобождаясь под действием газов из оливина, пироксенов, титаномagnetитов, оно при увеличении окислительного потенциала осаждалось около трещинок, везикул, пустот внутри зерен минералов, образуя магнетит или гематит. Очевидно также, что устойчивость галлоидных комплексов с Na выше, чем с K, что приводит к их разделению: K участвует в минералообразовании при замещении базальта, а Na осаждается в зонах в виде галита.

При средних температурах происходит распад ацидокомплексов [Шляпников, 1970], что ведет к осаждению возгонов и повышению активности кислотных компонентов. Последнее приводит к значительному выщелачиванию породы. Вынос вещества из породы на средне-низкотемпературной стадии дейтерического преобразования осуществлялся, по-видимому, в виде аквагидрооксокомплексов, в строении которых принимали участие и кислые анионы, что повышало их летучесть. Частичный распад этих комплексов при конденсации пара на низкотемпературной стадии приводит к формированию гидрогелей сложного состава.

Выводы. Таким образом, установление факта взаимодействия базальтового вещества во время его остывания после излияния на земную поверхность с вулканическими газами, выделяющимися из лавового потока, и с подвижными агентами экзосреды вызывает необходимость выделения особой дейтерической стадии минералообразования в истории становления лавового потока. Процессы дейтерического минералообразования происходят в большом интервале температурных условий, что определяет

их стадийность. Выделяются высокотемпературная стадия, характеризующаяся высокой активностью оснований, среднетемпературная, имеющая ярко выраженный кислотный характер, и низкотемпературная, сопровождающаяся повышением активности оснований. Локализация процессов дейтерического минералообразования на разных стадиях определяется текстурными особенностями лавового потока и особенностями ландшафта места извержения.

ABSTRACT

The earliest mineral transformations of the matter of outflown (outpoured?) basaltoid flows occurs during their cooling under effect of gases emanating from the lava flow, water and oxygen of the exogenic origin. The composition of newly-formed mineral associations studied on the example of Quaternary basaltoids of the Klyuchevskie volcanoes enabled us to single out three stages of transformations: 1) high-temperature hydathothermal (pneumatolytic) metasomatism; 2) middle-temperature pneumatolytic metasomatism; 3) low-temperature paro-hydrothermal metasomatism. The first stage is characterized by oxidation of basaltoids on lavabreccia areas and formation of hematite, magnetite, cristobalite, hypersthene. Less frequently plagioclase and matrix in these zones are substituted by diopside and mica (?). At the middle-temperature stage within the fumarole manifestation region the basalt is substituted either by opal, or by ralsstonite. At the third stage, in the areas of vapour exhalation the basalt is partly substituted by amorphous phases of Fe-Mg alumo-siliceous composition.

ЛИТЕРАТУРА

- Алыпova О.М. Термомангнитное изучение вулканических пород Камчатки. — Бюл. вулканол. станции, 1969, № 5, с. 61—68.
- Беус А.А., Соболев Б.П. Геохимия процессов высокотемпературного постмагматического рудообразования в гранитоидах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 36—56.
- Ванде-Кирков Ю.В. Структурно-морфологические особенности современных лавовых потоков Камчатки и Курильских островов и динамика их становления: Автореф. дис. ... геол.-минерал. наук. Петропавловск-Камчатский, 1980. 201 с.
- Влодавец В.И., Флоренский К.П. О процессе окисления шлаков и лав. — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М.: Наука, 1964, с. 90—98.
- Геологический словарь. М.: Недра, 1978. Т. 1. 216 с.
- Кеннеди Дж.К. Равновесие между летучими и окислами железа в изверженных породах. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрологии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 113—133.
- Кирсанов И.Т., Серафимова Е.К., Марков И.А. Главный и побочные кратеры Ключевского вулкана в 1966—1968 гг. — Бюл. вулканол. станции, 1970, № 46, с. 33—41.
- Коржинский Д.С. Режим кислотности при постмагматических процессах. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 9—19.
- Малеев Е.Ф. Вулканогенные обломочные горные породы. М.: Недра, 1977. 212 с.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгальций Большого трещинного Толбачинского извержения. М.: Наука, 1980. 235 с.
- Набоко С.И. Извержение Билюкая, побочного кратера Ключевского вулкана в 1938 г. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 134 с.
- Набоко С.И. Вулканические эксгальции и продукты их реакций. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 301 с.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 171 с.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф., Байцаева Л.Г. Пневматолитический метасоматоз в постэруптивную стадию Большого трещинного Толбачинского извержения. — Вулканология и сейсмология, 1980, № 2, с. 41—45.
- Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С., Шур А.С. Мобилизация и перенос вещества при эндогенном рудообразовании. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 19—36.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов. — В кн.: Химия земной коры. М.: Наука, 1964, т. 11, с. 75—88.
- Пуйл Б.И. Ключевская Сопка и ее извержения в 1944—1945 гг. и в прошлом. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 311 с.
- Серафимова Е.К. Минералогия возгонов вулканов Камчатки. М.: Наука, 1979. 168 с.
- Чухров Ф.В. и др. Гипергенные окислы железа. М.: Наука, 1975, с. 95—112.
- Шляпников Д.С. О хлоридном комплексобразовании металлов в жидкой и газовой фазах. — В кн.: Экспериментальные исследования процессов минералообразования. М.: Наука, 1970, с. 41—51.
- Haggerty S.E., Baker I. The alteration of olivine in basaltic and associated lavas. Pt 1, 2. — Contrbts Miner. and Petrol., 1967, vol. 16, N 3, p. 233—257, 258—273.

МОРФОГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ И ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ МУГОДЖАРСКИХ ПИЛЛОУ-ЛАВ (Южный Урал)

Пиллоу-лавы, изученные в береговых обнажениях р. Шулдак, залегают на дайковом комплексе шулдакского офиолитового разреза и соответствуют мугоджарской свите среднего девона. Морфология тел и средний химический состав вулканитов считаются сходными с толеитами срединно-океанических хребтов. Распределение, количество и размер пор, отсутствие пирокластических туфов и биогенных карбонатных осадков свидетельствуют о глубоководных, в основном трещинных условиях излияния [“История . . .”, 1983]. Породы дислоцированы слабо. В гиалокластитах и корках подушечных лав сохраняются почти неизменные стекла, а распределение спилитовой и зеленокаменной минеральных ассоциаций и структур, даже в пределах одного тела пятнисто и неравномерно [Ильинская, 1980; и др.]. При детальном изучении мугоджарских базальтов получен значительный разброс данных по валовому составу пород разных структурных зон подушек, потоков и труб [Кориневский, 1969]. Это объясняется разнообразием морфогенетических типов базальтов в разрезе.

Цель предлагаемой работы — изучение состава и условий формирования минеральных ассоциаций в различных структурных зонах базальтовых тел наиболее распространенных и специфичных морфогенетических типов (табл. 1, 2). Толща мугоджарских пиллоу-лав имеет кулисообразное строение с быстрыми латеральными переходами различных фациальных типов, представленных в основном лавоподводящими трубами, подушками и гиалокластитами. Лавобрекчии редки. Гиалокластиты выполняют межподушечные пространства или слагают тела сложной формы — линзы, клинья и т.д. В первом случае они состоят из обломков корок, подушек и труб, во втором — имеют глобулярно-перлитовую структуру. Глобулярные гиалокластиты часто пронизаны будинообразными микротрубами и микрошарами гиалобазальтов, переходящими в колено-подобные (загнутые по течению лавы) апофизы нижележащих труб сложной конфигурации. В центральных частях подобных труб нередко газовые полости, выстланные сферолитовыми базальтами. Последние переходят в афировый базальт, в верхней части тела пронизанный газовыми трубками. Формирование совокупности этих тел обязано взрывным, эруптивным процессам не только при излиянии лавы, но и при нарушении корок закаливания и попадании в тело воды. При этом происходит пульверизация лавы. Следующие потоки застывали в этой проницаемой водонасыщенной среде как силлы в осадках. Обилие сферолитовых, глобулярных и гигантовариолитовых базальтов является характерной чертой шулдакских пиллоу-лав, отмеченной еще Ф.Ю. Левинсоном-Лессингом [1905], который связывал их формирование с процессами ликвации.

Для всех типов базальтов Шулдака “сквозным” парагенезом являются альбит и хлоритовые минералы (см. табл. 2). Однако в зависимости от структуры породы (гиалиновой, долеритовой или спилитовой) даже эти постоянные фазы различны по положению в породе, онтогении агрегатов, полиптипии минералов.

Альбит базальтов со спилитовой структурой представлен лапчатыми, метельчатыми кристаллами, пронизывающими мезостазис. Аналогичный альбит (часто олигоклаз) в сростании с кварцем формирует матрикс кислых глобуль в глобулярно-сферолитовых базальтах. В ядрах изолированных в гиалокластике подушек мелкозернистый агрегат альбита вместе с эпидотом замещает основные плагиоклазы.

Хлоритовые минералы также различны в разных типах базальтов — диоктаэдрический Fe-хлорит и целый комплекс разбухающих триоктаэдрических хлоритовых минералов, представленных в разной степени упорядоченными смешаннослойными минералами — корренситоподобными, хлорит-вермикулитовыми.

Амфиболы наблюдаются в двух модификациях — высокотемпературный Fe-минерал типа куммингтонита и более низкотемпературный Са-амфибол — актинолит. Первый автометасоматически замещает протопироксеновые фазы микросфероидов в корке закаливания мощных долгоостывающих подушек и труб или вокруг полостей отслаивания, второй тонкими игольчатыми агрегатами замещает авгит или стекло.

Таблица 1

Минеральные ассоциации различных морфогенетических и морфоструктурных типов базальтов

Морфогенетический тип (условия образования ассоциаций)	Морфоструктурная зона тела, интервал зоны (см), № обр.	Текстура и структура породы	Морфология и состав кристаллов		Минеральные парагенезы и ассоциации новообразованных минералов				
			Пироксен	Плагиоклаз	Матрикс породы	Кристаллическая фаза	Везикулы (поры)	Каверны и полости	Трещинки прожилки
Изолированная подушка в гиалокластите (свободное отделение летучих)	Закалочная корка (0—1), 610	Микротрещиноватая, микропористая; глобулярно-гиллиновая	Микроглобули, микросферолиты	—	Сдм → слабые рефлексы Fe-Хл, Км, См	ПротоПк → Км	Аб, Ге, Ка, Ан (редко) Хф		КПШ, Аб
	Подкорковый микровариолит (1—7), 611, 612	Глобулярно-полидрическая Микровариолитовая	Микросферолиты Дендриты (Ав)	—	Сдм → Аб, Fe-Хл → Км	ПротоПк → Км	Хф → Fe-Хл, Хл-Вм	Полости — Кв, КПШ, Аб, Ка, Рк Трубки — Хл, Ка	Кв, КПШ Пр, Пу
	Диабаз центральной части подушки (10—40) 613, 614	Массивная, реликтоводолепированная, участками такситовая	Реликтовые зерна	Кассеты, футляры (Ап ₅₅₋₆₀) Сферолиты, метелки (Ап ₅₋₁₀)	Аб метельчатый, Fe-Хл, См, Эп, Им, Рдп	Пл → Аб, Эп Ав → Акт, Эп Ти → Тмт, Сф	Кв, Пи, Fe-Хл, Хл-Вм, редко Ка	Кв, Аб (редкие крупные полости)	Si-Fe фаза — Кв, Ге Кв Ка
Спекширующаяся подушка (автоклавы эффект)	Диабаз центральной зоны, 315	Комковато-такситовая, спилитовая, реликтоводолепированная	Дендриты (комки)	Футлярные микролейсты (комки), крупные лейсты, розетки лейсты (Ап ₅₋₁₀)	Тах → Аб, Кц, Хл	Пл → Аб, Эп	Fe-Хл	Кв, КПШ Ка, Рк К-слюда	Si-Fe фаза Кв, Аб Ка
Стенки газовой полости в центре трубы, (парогазовая среда)	Сферолитовый базальт 6626, 641	Глобулярно-полидрическая, дендритно-сферолитовая, спинифексообразная	Сферолиты (внешняя часть), глобуль, дендриты Ав	Метелки (Ап ₅₋₁₀)	Кв, Аб (котектика), Кц	Ав → Акт Сф Ти → Тм	Кор, Ка, Fe, сегрегация спилита (Аб, Хл, Кв, Ка), Пи	—	Кв, Ав, Ка (волосяные трещинки)

Примечание. Аб — альбит, Ав — авгит, Акт — актинолит, Ан — анальцит, Ге — гётит (гематит), Ка — кальцит, Кв — кварц, Км — куммингтонит, КПШ — калиевый полевошпат, Кор — корренсит, Кц — кальцит оцелярный, Ка — кальцит, Пи — пирит, Пк — пироксен, ПротоПк — протопироксен, Пл — плагиоклаз, Пр — пренит, Пу — пумпеллит, Рк — ректорит, См — смектит, Сф — сфен, Ти — титаномagnetит, Тмт — титаномagnetит, Хл — хлоит, Хл-Вм — хлорит-вермикулит и другие разбухающие хлориты, Эп — эпидот, Рдп — рудная пыль, Им — ильменит, Хф — хлорофит, Тах — тахилитовое стекло, Сдм — сидеромелановое стекло.

Отсутствие его свидетельствует о быстром остывании базальта в условиях свободного отделения летучих (например, глобули и будины в гиалокластитах) и о слабой проницаемости для растворов. При описании минеральных ассоциаций мы остановимся на наиболее ярких, порой неожиданных, не отмеченных ранее особенностях, специфичных для описываемого разреза.

Из химического состава пород различных зон типичной изолированной подушки видно обогащение корки закаливания калием (см. табл. 1, 2). Важно было выяснить его минеральное воплощение. Первое предположение, что ответственным за это является смектит, опровергалось незначительным выходом фракции < 10 мкм при декантации суспензии раздробленной пробы, а также отсутствием смектита и низким содержанием калия в десквамационных гиалокластитах, как известно, наиболее подверженных гальмиролитическому преобразованию с формированием минералов-концентраторов калия (смектит, цеолиты). Оказалось, что дегазационные везикулы, иногда субмикроскопические, и даже редкие мелкие каверны в корках закаливания крупных подушек и труб сложены кварц-кальциевым агрегатом, часто с пластинками слюды. В отшелушенных корках эта ассоциация не наблюдалась.

Таблица 2
Состав пород мугоджарских пиллоу-лав

Компоненты	610*	6116	612	613	618	619	662a	6626	315
	1	2	3	4	5	6	7	8	9
	0-1 ^{а2}	2-5	7-10	10-20	0-5		10-15	30-40	40-50
SiO ₂	45,28	44,05	53,61	53,21	48,73	52,47	52,33	52,44	50,26
TiO ₂	2,68	2,53	2,36	2,26	2,45	2,20	2,13	2,16	2,25
Al ₂ O ₃	12,70	13,84	12,55	12,70	12,60	11,77	11,68	11,71	12,50
Fe ₂ O ₃	6,99	5,43	8,55	8,70	5,63	6,67	7,84	7,12	6,77
FeO	8,17	11,01	4,97	4,20	7,86	7,91	7,06	4,81	6,27
MnO	0,36	0,33	0,21	0,22	0,23	0,20	0,23	0,24	0,14
MgO	5,78	5,77	3,26	3,40	4,24	5,07	2,72	2,92	2,68
CaO	7,35	7,62	5,61	5,17	7,72	3,75	7,34	7,46	7,30
P ₂ O ₅	0,49	0,38	0,31	0,31	0,44	0,33	0,24	0,22	0,86
Na ₂ O	2,88	4,08	6,85	6,65	3,06	2,92	3,50	5,91	4,97
K ₂ O	0,49	0,16	0,18	0,18	0,60	0,38	0,73	0,08	0,34
CO ₂	0,90	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	4,51	2,25	7,30
H ₂ O ⁺	5,67	4,16	1,53	1,94	4,77	4,77	1,35	1,37	2,19
H ₂ O ⁻	2,10	0,74	0,55	0,78	1,62	1,41	0,57	0,60	0,19
Сумма	101,87	100,15	100,59	99,79	100,01	99,89	98,96	99,36	

* Номера образцов. ^{а2} Интервал опробования (см) тела от корки к ядру.

Примечания. Анализы выполнены на плазменно-эмиссионном спектроанализаторе "Jobin-Yvon" (ГИН АН СССР) по методике Д.Я. Чопорова с дополнительным определением FeO, H₂O⁺, CO₂. 1-6 — подушка А: 1 — корка, 2 — вариолит, 3-4 — диабаз; 5 — "микротруба" гиадобазальта в гиадокластитах; 6 — десквамационный гиадокластит; 7-8 — базальты трубы с газовой полостью в центре; 7 — афировый, 8 — сферолитовый; 9 — базальт центральной части спекшихся подушек.

В подкорковых полостях отслоения (текстуры "хлебных корок"), в верхних частях подушек, сложенных миндалекаменными базальтами, обособляются сферолитовые и крупнокристаллические агрегаты кварц-калишпатового состава. В центральной части таких сфероидов или между ними наблюдается белый мягкий минерал, диагностируемый как *ректоромподобный* смешаннослойный с упорядоченным чередованием слоев К-слюды и монтмориллонита. Химический анализ показал содержание калия 5,43% в мономинеральной фракции. Отдельными чешуйчатыми агрегатами среди кварц-полевошпатовых агрегатов отмечается слюда.

Зональные кварц-калишпатовые идеально круглые миндалины очень часты в верхних зонах подушек наиболее поздних потоков пиллоу-лав. По-видимому, нельзя исключить возможность обособления щелочно-кислого газонасыщенного остаточного расплава в ядерных частях подушек, консолидирующихся по принципу замкнутой системы. Этот кислый "рестит" может выжиматься в полости отслаивания или "всплывать" в виде легкой кислой эмульсии в еще не консолидированной подкорковой зоне. Пневматолито-гидротермальная фаза с падением температуры реализуется в виде альбита (олигоклаза), слюды и ректорита. Отсутствие подобной ассоциации в гиадокластитах и других проницаемых зонах пиллоу-лав подтверждает генетическую связь кварц-полевошпатовых обособлений с ранними стадиями консолидации базальтовых тел. Н.П. Старковым [1982] описывается латеральная дифференциация в диабазовых дайках Северного Урала с образованием в их центральных частях кварц-полевошпатовых агрегатов, в которых полевой шпат представлен калиевым полевым шпатом или олигоклазом. Главной причиной этого процесса он считает быструю скорость охлаждения расплава с нарушением при этом равновесия между расплавом и выделяющимися кристаллами. Явления "раскисления" центральных частей в двузакальных поздних генерациях дайкового комплекса Шулдака наблюдались одним из авторов в обнажениях.

В центральных частях труб сложной конфигурации или в подушках, разорванных паргазовыми флюидами, в разных частях разреза вокруг газовых полостей образуются *сферолитовые* и *гигантовариолитовые* базальты, переходящие в афировый зеленокаменно измененный базальт. От полостей вверх отходят конусовидные газопроводные трубки диаметром до 0,5 см, сложенные диоктаэдрическим Fe-Mg хлоритом и кристаллами кальцита. Размеры сфероидов базальта до 1,5 см. Полиэдрические грани-

цы между ними трассируются цепочками овальных везикул, выполненных альбитом. В крупных глобулах центральная часть сфероидов имеет спинифексоподобную структуру с перистыми агрегатами микрокристаллов авгита, пронизывающих вместе с титаномагнетитом кварц-альбитовую котектику мезостазиса. Периферийная часть сложена протопироксеновым волокнисто-сферолитовым веществом, замещаемым куммингтонитом. Каплевидные зеленые везикулы в сфероиде выполнены гидротермальным *корренситоподобным* монтмориллонит-хлоритовым минералом. В них же нередко сферолитовые базальты отвечают спилитам (см. табл. 2, анализ 8). Кристаллизация сферолитового базальта вокруг полостей могла проходить при постоянном поступлении морской воды, превращающейся в парогазовый флюид, обогащающий расплав дополнительным натрием и создающий неравновесные условия кристаллизации базальта. Как известно, в этом случае первыми кристаллизуются пироксен и альбит в виде сферолит-дендритовых кристаллов (Рашин, 1963; Lofgren, 1974; и др.).

Генетический тип "спекшихся" подушек и труб, отвечающих обильному одноактному поступлению лавы, составляет большой объем в разрезе мугоджарских пиллоулав. Размеры тел достигают 2х3 м. Корка закаливания и вариолитовая зона в них минимальны. Между подушками часты красные кремни. Гиалокластика почти отсутствует. Нижние тела, залегающие на ориентированной гиалокластике, имеют глобулярно-сферолитовое строение. Центральные части спекшихся подушек характеризуются неоднородной комковато-такситовой текстурой. В комках дендриты пироксена погружены в альбит-хлоритовый агрегат с рудной пылью и везикулами хлорофеитового или Fe-хлоритового состава. В матриксе комков рассеян оцеллярный кальцит, который наряду с дендрит-сферолитовыми структурами обычно характерен для спилитов. Порода между комками имеет облик зеленокаменно измененного базальта; кальцит в нем выполняет поры в виде крупнокристаллических агрегатов.

Таким образом, консолидация базальтовых тел среди пористых гиалокластитов или среди спекшихся крупных тел приводила к разному режиму застывания и разному поведению летучих компонентов. Основным фактором формирования спекшихся тел, скорее всего, являлся своеобразный автоклавный эффект, затрудняющий отделение летучих с преобладанием в них CO₂.

Относительно замкнутая система "забронированных" коркой закаливания подушек могла способствовать развитию дифференциации расплава с ликвационным обособлением кварц-калишпатовых котектик.

Авторы отдают себе отчет в том, что затронутые вопросы дискуссионны и требуют детального рассмотрения и дополнительных исследований. Постановка же их необходима для последовательного анализа парагенезов минералов и их стадийности, а также для реставрации первичного состава лавы и условий ее консолидации в экзосреде.

ABSTRACT

The paper considers the influence of intensity of volcanism, conditions of consolidation in exogenic environment on formation of chemical and mineral composition of basalts on the example of concrete pillows, lava-pipes and flows.

ЛИТЕРАТУРА

- Ильинская М.Н. Силурийские базальтоиды Западно-Мугоджарского синклиниория и базальты современного океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 6, с. 20—30.
- История развития Уральского палеоокеана. М.; ИО АН СССР, 1983. 215 с.
- Кориневский В.Г. Подушечные лавы Западных Мугоджар. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. (Тр. Второго Уральского петрографического совещ.). Свердловск, 1969, с. 308—318.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. Сферолитовые базальты Мугоджар. — Тр. СПб. о-ва естествоиспыт., 1905, т. 33, вып. 5, с. 131—165.
- Рашин Г.А. Гетероморфизм и неравновесные состояния минералообразования при кристаллизации базальтовых расплавов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 9, с. 20—28.
- Старков Н.П. Скрытая латеральная кристаллизационная дифференциация в дайках диабазов Урала. — В кн.: Магматические комплексы Среднего и Южного Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1982, с. 32—37.
- Lofgren G. An experimental study of plagioclase crystal morphology: isothermal crystallization. — Amer. J. Sci., 1974, vol. 274, N 3 p. 243—273.

ЧАСТЬ II

ТИПЫ И СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ПРЕСБРАЗОВАНИЯ ГАББРОИДОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ

УДК 552.16+549.623.7:552.321.6

А.С. Варлаков

ТИПЫ ПРОЦЕССОВ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ В ЭВОЛЮЦИИ ГИПЕРБАЗИТОВ ПАЛЕООКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Подавляющая часть образцов ультраосновных пород, драгированных со дна океанов, сходна по минеральному составу, петрохимическим особенностям и метаморфическим преобразованиям с альпинотипными гипербазитами континентов [Аументо и др., 1973; Зубаторева и др., 1976; Чернышева и др., 1972; Prichard, 1979; Wenner, Taylor, 1975]. Кроме того, встречены породы ультраосновного состава (например, во впадине Романш), генетически связанные с габброидами [Аументо и др., 1973; Зубаторева и др., 1976; Плоско, Богданов, 1972]. В геосинклиналях континентов они могут быть представлены продуктами дифференциации основной магмы или метасоматического преобразования альпинотипных гипербазитов под воздействием габброидов. Эти две разновидности ультраосновных пород несут сходные петрографические черты, в том числе по типу серпентинизации, отличаясь от альпинотипных разностей повышенной железистостью ($f = 0,11 \div 0,18$). При отсутствии достаточных критериев для их различия они выделяются нами под общим названием "габброидные гипербазиты" [Варлаков, 1980]. Породы клинопироксенитовой формации, развитой в некоторых геосинклинальных областях, особенно на Урале, на дне современных океанов не установлены.

Время становления альпинотипных гипербазитов соответствует ранним стадиям развития эвгеосинклиналей. Поэтому они подвергаются многообразным изменениям в ходе тектоно-магматической эволюции геосинклинальных областей: магнезиальному метасоматозу с формированием дунитов, клинопироксенизации, габброизации, региональному, контактово-термальному и гидротермальному метаморфизму и тектоническим перемещениям. Отмеченные события сопровождаются серпентинизацией, которая в каждом случае обладает специфическими особенностями, позволяющими восстанавливать историю и петрогенезис исходных пород. Естественно, что только на основе данных изучения процессов метаморфизма и серпентинизации континентальных гипербазитов могут быть правильно интерпретированы результаты исследований, как и выполнены сами исследования ультраосновных пород, поднятых с океанического дна, независимо от того, существует ли сходство между условиями развития современных и ископаемых океанов.

Предварительно кратко рассмотрим минералогию и условия образования серпентинитов, поскольку отсутствует единый подход к описанию и пониманию их генезиса. В настоящее время выделяются следующие серпентиниты и их модификации: лизардит-1Т, лизардит-6Т₁ (шестислойный ортосерпентин, серпентин типа Унста, или унстит), хризотил: 1М_с, 2М_с, Д_с (клинохризотил) 2О_{гс} (ортохризотил); полигональный хризотил: 1М_с, 2М_с, 2О_{гс} (хризотилы типа повлен, или повлен-хризотил); антигорит [Артемов, Кузнецова, 1976; Prichard, 1979; Wicks, Whittaker, 1976, 1977]. Среди лизардитов преобладает по распространенности однослойный политип (1Т); редко встречается в качестве примеси лизардит 2Н. Породообразующие хризотилы представлены преимущественно клинохризотилом, а ортохризотил встречается спорадически, как примесь к клинохризотилу, и редко — в жильных формах выделений. Полигональные хризотилы образуют обычно офитовые жилы или присутствуют в виде примеси к клинохризотилу в ядрах петель — поздних продуктах серпентинизации регрессивного типа.

Нами обнаружена разновидность серпентина, предварительно названная хризотилоидом, обладающая по химическому составу и облику под микроскопом свойствами хризотила, но по кристаллической структуре занимающая промежуточное положение между лизардитом и хризотилом и имеющая вытянуто-пластинчатую форму индивидов [Варлаков, Бабицин, 1981]. Этот минерал может непосредственно развиваться по оливину и слагать почти мономинеральные серпентиниты. Таким образом, практически определяют состав наиболее распространенных серпентинизированных гипербазитов и серпентинитов лизардит-1Т, клинохризотил и антигорит. Политипные разновидности устанавливаются рентгенометрией и электронной микроскопией. Для практических целей в большинстве случаев отмеченные разновидности достаточно надежно диагностируются под светооптическим микроскопом.

Гораздо важнее подразделять в шлифах однослойные лизардиты, среди которых нами выделяются по петрографическим признакам α -, β - и γ -лизардиты [Варлаков, 1978б; Варлаков, Бабицин, 1981]. Согласно В.Р. Артемову [1967; Артемов, Кузнецова, 1976], лизардиты принято выделять соответственно как лизардиты I, II и III генераций. Последняя генерация (γ -лизардит) названа В.А. Артемовым клиновидным или к-лизардитом. Однако отмеченные разновидности лизардитов, выделяемые в основном по петрографическому принципу (рентгеновская картина их сходна), не могут рассматриваться в качестве генераций, поскольку они обладают индивидуальными особенностями состава, форм выделений и, главное, условий образования, что отмечалось ранее [Варлаков, 1978б; Варлаков, Бабицин, 1981]. В шлифах можно видеть образование трех разновидностей лизардитов (α -, β - и γ -) по оливину в качестве ранних серпентинитов, т. е. каждая из них может быть первой генерацией. Только унстит (лизардит-6Т) наблюдался как минерал, образующийся после β -лизардита.

Четко обособленную генетическую позицию занимают α -, β - лизардиты и антигорит. Остальные серпентины не являются генетически самостоятельными образованиями. Унстит, γ -лизардит и хризотилоид, хотя и могут слагать почти целиком породы, возникают только в связи с β -лизардитизацией. То же следует сказать, как это не покажется странным, о хризотиле. Он также может непосредственно замещать оливин и пироксены, однако его кристаллизация всегда связана с поздними ступенями развития лизардитизации. Он образуется при α -лизардитизации, на заключительной ступени процесса, слагая центры ячеек, или входя как примесь к плохо раскристаллизованному α -лизардиту в серпофитовых ядрах ячеек. Массовая β -лизардитизация приводит к преобладающему выносу магния из пород, повышению щелочности гидротермальных растворов и соответственно к кристаллизации хризотила, чаще замещающего оливин в частично серпентинизированных породах.

Подытоживая краткую сводку условий возникновения серпентинитов и их разновидностей, можно констатировать следующее. α -Лизардит образуется по сети петельчатых шнуров на ранних стадиях серпентинизации непосредственно по оливину и другим магнезиальным силикатам при самых низких температурах и только в регрессивных условиях. В частных случаях он может быть поздним серпентином на регрессивной ступени серпентинизации, следующей после прогрессивного процесса. Железо исходных силикатов, окисляясь, переходит почти полностью в α -лизардит, поэтому при α -лизардитизации образуется не более 1% магнетита. β -лизардитизация чаще происходит при разогреве пород и поэтому соответствует прогрессивному процессу, хотя иногда β -лизардит кристаллизуется в ходе регрессивной серпентинизации. Образование β -лизардита сопровождается кристаллизацией магнетита, количество которого в β -лизардитовых серпентинитах достигает 2–6%. β -лизардитизация серпентиниты характеризуются секториальной (песочных часов) крупнопетельчатой структурой. В отличие от α -лизардитовых серпентинитов в β -лизардитовых разновидностях ядра ячеек занимают не скрытокристаллический серпофитовый агрегат, а секториальный, низкодвуупреломляющий β -лизардит.

Антигорит чаще всего относится к поздним минералам, образующимся при аллометаморфизме, т. е. в условиях прогрессивного процесса. Однако он может образовываться при регрессивной серпентинизации непосредственно по оливину как самый ранний серпентин, когда происходит медленное падение температуры гипербазитовых тел. В редких случаях антигорит образуется, подобно хризотилу, в связи с β -лизардитизацией.

Серпентинизация представлена тремя классами процессов: собственно метаморфическим, метасоматическим и гидротермально-метаморфическим. В первом случае образует-

ся равновесная ассоциация серпентин + оливин, где серпентин представлен антигоритом как наиболее высокотемпературной и стабильной фазой серпентинов. Кроме этого, собственно метаморфизм проявляется в перекристаллизации пород. Метасоматический класс серпентинизации не свойствен рассматриваемым гипербазитам, но его существование, конечно, надо иметь в виду при изучении ультраосновных пород. Это процессы кремнисто-магнезиального метасоматоза доломитов, известняков и других пород, под действием которых образуются хризотил-лизардитовые или хлорит-хризотил-лизардитовые серпентиниты, иногда сопровождающиеся хризотил-асбестовой минерализацией.

Главный, наиболее распространенный класс серпентинизации, с которым нам обычно приходится иметь дело, — это гидротермальное преобразование гипербазитов, когда они под действием вод разного происхождения превращаются в серпентиниты. При серпентинизации как гидротермальном процессе равновесные парагенезисы не возникают, поскольку условия минералообразования непрерывно меняются на фоне изменения температуры, но главное — это изменение кислотности—щелочности гидротермальных растворов.

В зависимости от генезиса и условий становления ультраосновных пород и факторов метаморфизма выделяются фреатическая, авто- и аллосерпентинизация.

Фреатическая серпентинизация свойственна альпинотипным гипербазитам в период их кристаллизации и остывания после внедрения в земную кору. Автосерпентинизации подвергаются ультраосновные породы, образовавшиеся при метасоматическом или метаморфическом преобразовании ранее существовавших гипербазитов, в регрессивную гидротермальную стадию того процесса, в ходе которого сформировались сами породы. Аллосерпентинизацию, сочетающую собственно метаморфический и гидротермально-метаморфический классы, испытывают любые гипербазиты, подвергающиеся наложенным метаморфическим и гидротермальным преобразованиям в условиях разогрева исходных пород до температур, не превышающих термическую устойчивость серпентинов. В противном случае процесс перейдет в разряд автосерпентинизации, если будут действовать гидротермальные растворы на регрессивной стадии метаморфизма.

Из сказанного следует, что к серпентинизации гипербазитов применимы подходы и понятия, используемые как при изучении собственно метаморфических, так и гидротермально-метаморфических процессов. В соответствии с этим при классификации генетических типов серпентинизации выделяются цеолитовая, зеленосланцевая и эпидот-амфиболитовая фации метаморфизма и низко-, средне- и высокотемпературные стадии, заключенные в диапазоне температур 80—500° С.

В табл. 1 приведены генетические типы фреатической и аллометаморфической серпентинизации альпинотипных гарцбургитов со свойственными им диагностическими разновидностями структур и минеральными ассоциациями.

Альпинотипные гипербазиты внедряются по глубинным разломам в ходе раздвига земной коры и, достигая ее поверхности, могут кристаллизоваться в субмаринных условиях на дне водных бассейнов, а также на глубине среди коровых пород. Глубины становления лерцолит-гарцбургитовых тел определяют скорость их остывания и тем самым температуру и тип ранней, т.е. фреатической, серпентинизации, которая происходит под действием воды, поступающей в остывающие гипербазиты из окружающего пространства, в том числе при участии морских и захороненных вод [Prichard, 1979; Wenner, Taylor, 1975]. Эта серпентинизация носит гидротермальный характер, так как протекает в нагретых породах в условиях падения температуры. Проникновение воды в остывающие гипербазиты происходит в результате развития контракционной трещиноватости.

Поверхностным и малоглубинным условиям соответствует низкотемпературный α -лизардитовый тип петельчатой серпентинизации. Центры ячеек размером не более 0,1—0,2 мм замещаются серпофитом и реже хризотилом. Наиболее специфичная черта серпофит- α -лизардитовых серпентинитов — это практически полное отсутствие магнетита при сохранении железистости исходных пород ($f = 0,085 \div 0,095$).

Фреатическая β -лизардитизация отличается от аллометаморфической мелкопетельчатой структурой, а от α -лизардитизации — наличием выделений магнетита. Ранняя серпентинизация гарцбургитовых тел глубинных частей подводных каналов протекает при высокой температуре и начинается с замещения энстатита тальком или гидродиопсидом. При снижении температуры ниже 500° С оливин замещается пластинками антигорита. Тальковые псевдоморфозы получаются при низком давлении водного флюида и высоком общем давлении [Варлаков, 1978а]. Псевдоморфозы гидродиопсида возникают по

Таблица 1
Генетические типы и типоморфные признаки
процессов серпентинизации альпинотипных гипербазитов

Фация и стадия	Генетический тип и подтип		Типоморфные признаки		
			структуры	минералы	
Цеоли- товая, низ- котемпе- ратурная	α -Лизардитовый фреатичес- кий		Мп сетчатая и зональная	α -лизардит, хризотилы, в ядрах ячеек серпофит, магнетит (< 1%)	
Зелено- сланцевая, среднетем- пературная	β -Лизардитовый	Фреатический	Мп сетчатая, сложная, сек- ториальная	β -лизардит, хризотилы, магнетит (> 2%)	
		Термально-мета- морфический, пе- рекристаллизации	Кп секториальная, ленточ- но-линзовидная		
		Гидротермально-метаморфический	Собственно β -лизарди- товый	Кп секториально- и гофриро- ванно-секториальная, ленточ- ная, однородно-мозаичная	β -лизардит, хризотилы, магнетит
			Антигори- товый	Кп паркетовидная, гребен- чато-петельчатая, тонкоче- шуйчатая, секториальная	Антигорит, магнетит, брусит
			Хризотило- вый	Кп перекрещенно- и спутан- но-волокнистая, решетчато- секториальная, гребенчато- петельчатая, волокнисто- мозаичная	Хризотилы, брусит, маг- нетит, повлен-хризотилы
			Унститовый	Кп паркетовидная, сектори- альная, игольчато-мозаичная, гребенчато-линзовидная	Унстит, хризотилы, β -ли- зардит, магнетит
			γ -лизарди- товый	Кп игольчато-мозаичная, клиновидно- и гребенчато- метабластовая, шнуrowид- но-петельчатая	γ -лизардит, хризотилы, β -лизардит, унстит, маг- нетит
			Хризотило- идный	Кп и мп секториальная и линзовидная, сетчатая, сложная секториальная	Хризотилоид, β -лизардит, хризотилы, магнетит, бру- сит
Эпидот- амфибо- литовая, высоко- темпера- турная	Антигоритовый и хризотилловый зон милонитизации		Продольно-пластинчатая, волокнистая, пламенивид- ная	Антигорит, хризотилы, магнетит, β -лизардит	
	Тальк-антигоритовый глу- бинно-фреатический и мета- морфический		Пойкило-пластинчатая, греб- енчато-петельчатая	Псевдоморфозы талька по энстатиту, антигорит, магнетит (форстерит)	
	Гидродиоксид-антигори- товый глубинно-фреатичес- кий и метаморфический		То же	Псевдоморфозы гидро- диоксида по энстатиту, антигорит, магнетит (форстерит, диоксид)	
	Антигоритовый термаль- но-метаморфический, перекристаллизации		Спутанно-пластинчатая, сноповидная, радиально-лу- чистая, секториальная, плас- тинчато-мозаичная	Антигорит, магнетит	

Примечание. Кп и мп — соответственно крупно- и мелкопетельчатые структуры.

энстатиту при достаточном давлении воды, когда растворы привносят известь, выщелачиваемую из тех же пород. Этот метаморфизм в известной мере условно назван "глубинно-фреатическим". Сходная картина наблюдается при аллометаморфических процессах, которые не всегда можно отличить от предыдущего типа. Он устанавливается по наличию факторов, вызывающих аллометаморфизм: изофациальности с вмещающими породами, более раннему образованию петельчатого лизардита по отношению к антигориту и присутствию родингитов.

Среди гипербазитов особенно распространена среднетемпературная аллометаморфическая зеленосланцевая β -лизардитизация. Чисто метаморфический процесс в условиях разогрева пород заключается в перекристаллизации (конечно, с замещением реликтов оливина) ранее возникших мелкопетельчатых серпофит- α -лизардитовых серпентинитов и в превращении их в магнетитсодержащие β -лизардитовые серпентиниты крупнопетельчатой структуры.

На поздних этапах эволюции гипербазитов геосинклинальных областей в связи с основным и кислым магматизмом широкое развитие получает гидротермально-метаморфический β -лизардитовый тип серпентинизации. На основе исследований таких массивов, в особенности хризотил-асбестоносных, был получен принципиально новый вывод о том, что образование различных серпентинитов обусловлено не многостадийностью проявления процессов, а результатом развития единой стадии — β -лизардитизации. При этом в разломах и ослабленных зонах, по которым поступали гидротермальные растворы, вначале формируются β -лизардитовые крупнопетельчатые серпентиниты (собственно β -лизардитовый тип). В ходе β -лизардитизации в связи с изменением кислотности—щелочности растворов кристаллизуется хризотил, замещая как исходные досерпентинитовые минералы, так и β -лизардит. В оторочках хризотил-асбестовых жил можно наблюдать образование антигоритовых зон на внешнем фронте хризотилизации. Этот факт показывает, что диапазон кристаллизации антигорита не ограничивается высокими температурами и его возникновение может стимулироваться повышением щелочности в области термальной устойчивости хризотила. Местными изменениями кислотности—щелочности растворов определяется кристаллизация унстита, γ -лизардита и хризотилоида. Вне зон β -лизардитовых серпентинитов этих минералов не обнаружено. Хризотилизация как породообразующий процесс отвечает поздним ступеням β -лизардитизации.

В зонах рассланцевания и милонитизации формируются хризотилитовые, а при более высоких температурах антигоритовые серпентиниты продольноволокнистой и пламене-видной структуры.

Антигоритизация — это в основном самостоятельный, большей частью прогрессивный процесс. В условиях метаморфизма верхов зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций и высокотемпературных гидротермальных процессов устойчивы только антигоритовые серпентиниты, в которые превращаются остальные разности.

Отвергнув автосерпентинизацию как ведущий тип ранних преобразований альпинотипных гипербазитов, петрографы исключили само существование подобного процесса. Однако это неверно. Гипербазиты, возникшие при метасоматических и высокотемпературных метаморфических процессах, а также ультраосновные дифференциаты габброидной магмы подвергаются на регрессивной стадии своего формирования автосерпентинизации. В табл. 2 приведены генетические типы автосерпентинизации пород разного генезиса и свойственные им типоморфные структуры и минеральные ассоциации.

Метасоматическим дунитам свойствен α -лизардитовый тип автосерпентинизации. Процесс α -лизардитизации в дунитах, как и в альпинотипных гарцбургитах, завершается образованием в ядрах ячеек серпофита. Однако на конечных ступенях α -лизардитизации кристаллизуется также брусит как продукт регрессивной гидротермальной стадии магнезиального метасоматоза. В то же время аподунитовые серпентиниты часто не содержат брусита вследствие преобладающего выноса магния на кислотной ступени гидротермального процесса.

Регрессивная стадия своеобразного высокотемпературного метаморфизма, сочетающегося с магнезиальным метасоматозом альпинотипных гарцбургитов, характеризуется образованием пластинок антигорита с возникновением штабахитов. Иногда на заключительных ступенях процесса антигоритизация сменяется лизардитизацией и образованием брусита. Штабахиты следует отличать от сходных по составу оливин-антигоритовых пород, возникающих при обычном метаморфизме гипербазитов эпидот-амфиболитовой фации.

Таблица 2

Генетические типы аутометаморфической серпентинизации гипербазитов разного генезиса

Исходные породы	Генетический тип	Типоморфные признаки	
		структуры	минералы
Дуниты (гц, кпк)	α -лизардитовый	Мп сетчатая и зональная	α -лизардит, хризотилы, брусит, серпофит
Штубахиты (гц)	Антигоритовый	Пойкило-пластинчатая гребенчато-петельчатая	Антигорит, магнетит (α -, β -лизардит, брусит, форстерит)
Дуниты (оливиниты) и гарцбургиты перекристаллизованные (гц)	α - и β -лизардитовый, антигоритовый	Кп и мп сетчатая (часть межзерновая), гребенчато-петельчатая	α -, β -лизардиты, антигориты, хризотилы, магнетит
Энстатит-оливиновые породы (гц, гг)	Хризотил-лизардитовый	Кп и мп сетчатая, сложная волокнисто-мозаичная, зонально-ленточная	β -, γ -лизардиты, хризотилы, повлен-хризотилы, магнетит
Дуниты и перидотиты (гг)	β -лизардитовый	Кп полигонально-псевдоморфная, однородно-мозаичная, сложная секториальная	β -лизардит, хризотилы, магнетит, унстит

Примечание. Формации: гц — гарцбургитовая, кпк — клинопироксенитовая, гг — габброидные гипербазиты, кп и мп — крупно- и мелкопетельчатая структура

В ультраосновных породах, подвергшихся перекристаллизации или, точнее, десерпентинизации, регрессивная аутосерпентинизация протекает при разных температурах и может выражаться в α -, β -лизардитизации и антигоритизации. Петельчатое развитие серпентина происходит преимущественно от границ зерен. Особый тип аутосерпентинизации наблюдается в энстатит-оливиновых породах — продуктах высокотемпературного регионального метаморфизма гипербазитов в верхах амфиболитовой фации. В них по шнурам петель образуются β - и γ -лизардиты, а в ядрах ячеек — своеобразный псевдоморфный хризотил (1М_с и 2М_с, а также 2Ог_с, в том числе полигональные разновидности).

Дуниты и перидотиты, образующиеся при метаморфических преобразованиях альпийских гипербазитов под воздействием габброидов и вообще относимые к типу габброидных гипербазитов, испытывают перекристаллизацию с возникновением полиэдрической структуры, которая наследуется при развитии секториального β -лизардита в ходе аутосерпентинизации. По шнурам петель позднее кристаллизуется хризотил с магнетитом.

В заключение кратко остановимся на анализе данных о серпентинизации ультраосновных пород, драгированных с океанического дна [Аументо и др., 1973; Вдовыкин, Дмитриев, 1968; Зубаторева и др., 1976; Чернышева и др., 1972; Wenner, Taylor, 1975; Wicks, Whittaker, 1976]. Всеми авторами подчеркивается сходство возникающих петельчатых структур ранней лизардитовой стадии серпентинизации с альпийскими гипербазитами. К сожалению, остается неясной количественная роль α - и β -лизардитов. Отмечается четко выраженный двустадийный характер процесса, когда после первой лизардитовой стадии развиваются антигорит и сопровождающие его хризотил, тальк, тремолит, хлорит [Аументо и др., 1973; Вдовыкин, Дмитриев, 1968; Зубаторева и др., 1976; Чернышева и др., 1972; Wenner, Taylor, 1975]. Антигорит нередко слагает корки и своего рода оболочки образцов. Этот факт и наличие органического вещества только в антигоритизированных участках приводит некоторых авторов к выводу об экзогенной природе антигоритизации и связи ранней лизардитизации не с океаническими водами, а с дегазацией мантии, т.е. с растворами ювенильного происхождения [Вдовыкин, Дмитриев,

1968; Зубаторева и др., 1976; Чернышева и др., 1972]. Такое мнение ошибочно. Пересекающиеся жилы антигорита в лизардитизированных гипербазитах — его обычная форма развития при аллометаморфизме. Антигритовая часть породы более устойчива к выветриванию и физическому разрушению, поэтому создается впечатление, что антигрит образуется на поверхности образцов. Очевидно, должны быть пересмотрены некоторые существующие генетические представления, касающиеся геохимических проблем. В частности, надо полагать, что органическое вещество, встречающееся среди антигритовых "корок", не сорбировано из океанической воды [Вдовыкин, Дмитриев, 1968], а привнесено гидротермальными растворами.

Присутствие родинитов в связи с серпентинитами дна океанов наряду с проявлениями антигритизации и оталькования свидетельствует о значительной роли аллометаморфических процессов. В гипербазитах с петельчатой лизардитизацией отмечается заметное развитие магнетита [Аументо и др., 1973; Зубаторева и др., 1976; Чернышева и др., 1972; Wenner, Taylor, 1975]. Это говорит о том, что ранняя серпентинизация проявлялась в виде β -лизардитизации. О более высоких температурах серпентинизации ультраосновных пород свидетельствуют данные изотопного анализа [Wenner, Taylor, 1975]. Интенсивные деформации, устанавливаемые в образцах, являются показателем широко развитого стресса и диапиризма гипербазитовых тел на дне современных океанов, может быть, даже в больших масштабах, чем в континентальных палеоструктурах.

Тщательное исследование серпентинитов и типов серпентинизации в образцах современного океанического дна с учетом приведенных материалов поможет лучше понять генетическую природу гипербазитов.

ABSTRACT

Lower-, middle- and high-temperature types of phreatic and allometamorphic serpentinization of alpinotype ultrabasites (the most close analogues of ultrabasic rocks) uplifted from the recent ocean bottoms are characterized. The necessity of distinguishing two leading processes of lizarditization (α - and β -) differing in genesis is shown along with rather well studied antigoritization. The formation of other varieties of rock-forming serpentines (chrysotile, unstage, chrysotiloid, γ -lizardite) is not an independent process; it is genetically related to β -lizarditization. The paper deals with characteristic features of autoserpentinization proceeding in ultrabasites of metasomatic and metamorphic origin, and in differentiates of the basic magma. Some considerations of studying serpentinization in ultrabasic samples dragged from the ocean bottoms are suggested.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов В.Р. Описание разновидностей серпентина. — В кн.: Месторождения хризотил-асбеста в СССР. М.: Недра, 1967, с. 355—398.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Классификация серпентинитов. — В кн.: Вопросы методики поисков, разведки и промышленной оценки месторождений хризотил-асбеста. Свердловск, 1976, с. 38—54.
- Аументо Ф., Ланкаревич Б.Д., Росс Д.Н. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.) — В кн.: Петрология извержения и метаморфических пород дна океанов. М.: Мир, 1973, с. 168—197.
- Варлаков А.С. О серпентинизации альпинотипных гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978а, № 3, с. 54—63.
- Варлаков А.С. Петрологические аспекты прогноза месторождений хризотил-асбеста. — В кн.: Закономерности размещения и особенности геологического строения месторождения неметаллических полезных ископаемых. Алма-Ата, 1978б, вып. 2, с. 20—33.
- Варлаков А.С. Об альпинотипных и габброидных гипербазитах. — В кн.: Петрографические исследования ультраосновных и щелочных пород Урала. Свердловск, 1980, с. 30—69.
- Варлаков А.С., Бабицин П.К. Электронно-микроскопическое исследование серпентинитов. — В кн.: Минералогические исследования в Ильменском заповеднике. Свердловск. УНЦ АН СССР, 1981, с. 63—80.
- Вдовыкин Г.П., Дмитриев Л.В. Органическое вещество в ультраосновных породах Индоокеанского хребта. — Геохимия, 1968, № 8, с. 992.
- Зубаторева Л.И., Кабанова Е.С., Медведева И.С. Фундамент морского дна. — Итоги науки и техники. М.: ВИНТИ, 1976, т. 9, с. 100.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А. Габбро-перидотитовая формация глубоководной впадины Романш (Экваториальная Атлантика). — В кн.: Петрология. М.: Наука, 1972, с. 34—38.
- Чернышева В.И., Дмитриев Л.В., Удинцев Г.В. Геолого-петрографическое описание коренных пород. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 1, с. 83—114.
- Prichard H.M. A petrographic study of the process of serpentinization in ophiolites and the ocean

crust. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1979, vol. 68, N 3, p. 231–241.

Wenner D.B., Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environments and continental ophiolite complexes. — *Amer. J. Sci.*, 1975, vol. 273, N 3, p. 207–239.

Wicks F.S., Whittaker E.I.W. A reappraisal of the structures of the serpentine minerals. — *Canad. Miner.*, 1976, vol. 13, N 3, p. 227–243.

Wicks F.S., Whittaker E.I.W. Serpentine textures and serpentinization. — *Canad. Miner.*, 1977, vol. 15, N 4, p. 459–488.

УДК 552.47 + 552.321.6

Р.М.Юркова, В.А.Дриц, М.В.Слонимская, С.С.Степанов, С.Д.Соколов

ТИПЫ СЕРПЕНТИНИТОВ И СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ САХАЛИНА И КОРЯКСКОГО ХРЕБТА

История исследований по проблеме серпентинизации ультрабазитов насчитывает более 100 лет [Лодочников, 1936; Штейнберг, Чашухин, 1977]. Несмотря на большие успехи, достигнутые в детальном изучении продуктов серпентинизации, прогнозировании и моделировании физико-химических условий процесса, изучении геологических условий проявления того или иного типа серпентинизации, к настоящему времени в этой проблеме еще остаются неясные, нерешенные и дискуссионные вопросы. Рассмотрение литературных источников показывает, что наиболее труднорешаемым и наиболее важным в проблеме серпентинизации по-прежнему является вопрос об условиях ранней (начальной) серпентинизации, представления о которых не выходят за рамки в той или иной мере обоснованных гипотез [Артемов, Кузнецова, 1969; Варлаков, 1978; Маракушев, 1975; *Canadian Mineralogist*, 1979; Moody, 1976; и др.].

Со времени экспериментов по моделированию природных процессов серпентинизации ультрабазитов, выполненных Н.Л.Боуэном и О.Ф.Таттлом, оформилась и стала господствующей гипотеза об образовании серпентинов в результате наложенной гидратации твердых продуктов ультрабазитовых комплексов (мантийных реститов) под влиянием различных водных растворов: поровых вод (из вмещающих пород, связанных с гранитным магматизмом), метеорных и океанских вод [Боуэн, Таттл, 1950; Штейнберг, Чашухин, 1977; Coleman, Keith, 1971; Wenner, Taylor, 1973]. Представления В.Н.Лодочникова, В.Н.Бенсона, Ф.Ю.Левинсона-Лессинга, Х.Х.Хесса, А.Н.Заварицкого и других об аутометасоматической серпентинизации, в том числе с участием водорода, после блестящих экспериментальных работ с гидротермальными растворами, выполненных вслед за Н.Л.Боуэном и О.Ф.Таттлом, были признаны несостоятельными и в исследованиях не использовались [Заварицкий, 1925; Копыткова и др., 1972; Левинсон-Лессинг, 1910; Лодочников, 1936; Hess, 1933; Benson, 1918; Kazyaki, 1973; *Canadian Mineralogist*, 1979; Moody, 1976; и др.].

Однако в последние 10–15 лет в связи с накоплением фактического материала в литературе обсуждается вопрос о возможности ранней серпентинизации ультрабазитов при участии восстановленных газов (H_2 , CH_4) [Велинский, 1978; Летников, 1980; Лутц и др., 1976; Маракушев, Перчук, 1974; Маракушев, 1975; Маршинцев, Барашков, 1979; Капустин, 1979]. В этом случае образование гидроксильных групп серпентинов в глубинных условиях связывается с окислением H_2 или CH_4 , которые содержались в первичных минералах (оливин, пироксен) или были привнесены восходящими флюидами из мантии. Эти представления позволяют с новых позиций вернуться к обсуждению гипотезы об аутометаморфической серпентинизации. Что касается данных о содержании H_2 и CH_4 в ультрабазитах, то они немногочисленны и приводятся для пород в целом [Агафонов и др., 1976; Летников, 1980; Маршинцев, Барашков, 1979].

В то же время для решения вопроса об участии глубинных восстановленных флюидов в процессах серпентинизации прежде всего необходимо провести детальное минералогическое изучение как первичных минералов (оливин, пироксен, хромшпинелид и др.), так и серпентинов различных генетических типов, а также установить в них состав газовых компонентов с тем, чтобы проследить динамику изменения содержания этих компонентов от оливинов и пироксенов к серпентинам ранней и поздней генераций

[Юркова и др., 1982]. Очевидно, что только такое исследование с использованием экспериментальных данных, выявляющих специфику процессов окисления H_2 , CH_4 , CO как возможных источников ОН-групп серпентининовых минералов, позволит подойти к рассмотрению конкретных механизмов серпентинизации под воздействием газовой фазы [Hossain, 1977]. При этом степень изохимичности процесса может контролироваться по балансу вещества исходных и конечных продуктов. Вместе с тем утвердившееся в мировой литературе представление о сходстве разрезов офиолитовых комплексов на континенте с корой и мантией в океанах позволяет с учетом отмеченных выше данных о восстановленных флюидах подойти к решению вопроса о ранней серпентинизации с новых позиций и попытаться проследить океаническую стадию образования серпентинов. В статье это сделано на примере серпентинитов из офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта, формирование которых связывается с процессами тектонической деструкции океанической коры в краевых частях океанов, в глубоководных впадинах окраинных морей [Пушаровский, 1978; Разницын, 1981; Руженцев и др., 1979].

Объекты и методика исследований. Объектами служили серпентиниты из офиолитовых комплексов Восточного Сахалина (п-ов Шмидта, Восточно-Сахалинские горы) и Корякского нагорья (гора Эконай). Офиолиты Восточного Сахалина находятся в аллохтонном залежании, и в их составе выделяются дунит-гарцбургитовый комплекс, полосчатый комплекс (серпентинизированные гарцбургиты, лерцолиты, верлиты, орто- и клинопироксениты, троктолиты, анортозиты, габбро и габбро-нориты), габбро-диорит-плагиигранитный комплекс, комплекс параллельных даек и эффузивно-радиоларитовые серии верхней юры—нижнего и верхнего мела. Офиолиты интенсивно деформированы, брекчированы и нередко превращены в милониты. Отдельные части офиолитового разреза слагают самостоятельные тектонические пластины, разделенные зонами серпентинитового меланжа. Формирование офиолитовой ассоциации происходило при растяжении земной коры и образовании современной впадины Дерюгина и насчитывает четыре этапа в своем развитии [Разницын, 1981]. Становление дунит-гарцбургитового комплекса относится к наиболее древнему этапу образования первичной океанической коры. Второй этап связывается с интенсивными растяжениями и сдиранием верхней части коры вблизи поверхности Мохо. К этому времени относится образование полосчатого комплекса (абсолютный возраст габброидов 147 ± 7 млн. лет) и накопление эффузивно-радиоларитовых осадков верхней юры—нижнего мела. Третий этап (коньякский век) начался с внедрения многочисленных даек и пород габбро-диорит-плагиигранитного комплекса и сопровождался интенсивным брекчированием. Четвертый этап (стадия краевого моря) связан с накоплением кремнисто-глинистых и кремнисто-вулканогенных формаций верхнего мела.

Офиолиты горы Эконай в Корякском нагорье включают аподунитовые серпентиниты, породы полосчатого комплекса (нориты, габбро-нориты, послойно амфиболитизированные и окварцованные), сложный дайковый габбро-диабаз-диорит-плагиигранитный комплекс и реликты вулканогенно-кремнистых толщ палеозоя—нижнего мезозоя. Офиолиты горы Эконай слагают аллохтонную пластину, надвинутую на палеозойско-нижнемезозойские вулканогенно-кремнистые образования, вместе с которыми они входят в состав сложного пакета офиолитового аллохтона Эконайской зоны [Руженцев и др., 1979, 1980]; для последнего характерна общая расслоенность офиолитового разреза и интенсивная тектоническая раздробленность. Аллохтонные комплексы Эконайской зоны образовались при раздвиге палеозойско-нижнемезозойской консолидированной коры переходного типа. В процессе раздвига палеозойско-нижнемезозойские офиолиты оказались содранными и перемещенными с места своего первоначального образования. Раздвиг и растяжение, приведшие к образованию структуры типа краевого моря (Майницкая зона, поздняя юра—нижний мел), были скомпенсированы возникновением области скучивания смещавшихся блоков палеозойско-раннемезозойской коры, предопределившей в дальнейшем образование островной дуги. Офиолиты горы Эконай представляют собой фрагмент подобной структуры. Смещение и скучивание блоков коры сопровождалось метаморфизмом, брекчированием и образованием зон послойных срывов.

Таким образом, общими чертами становления рассматриваемых офиолитовых аллохтонов Восточного Сахалина и Корякского хребта являются длительность и многоэтапность процессов их формирования в условиях деструкции океанической коры и

существенная тектоническая переработка. Главное же различие между этими объектами заключается в том, что офиолиты Восточного Сахалина образовались в процессе самой деструкции, а офиолиты горы Эконай являются как бы реликтами офиолитовых комплексов, подвергшихся процессам деструкции. Если офиолиты Восточного Сахалина формировались в структуре типа краевого моря, то офиолиты горы Эконай характерны для областей скупивания, возникающих при раздвиге и образовании структур типа краевого моря. Подобные зоны скупивания могли служить фундаментом зарождения островных дуг. Следовательно, офиолиты горы Эконай являются удачным объектом для изучения процессов, связанных с начальным этапом раздвигания (деструкции), а офиолиты Восточного Сахалина несут информацию о всей гамме преобразовательных веществ, связанной с процессами деструкции океанической коры. Офиолиты Восточного Сахалина имеют более сложное строение, включая как реликты деструктивных офиолитов (первичной океанической коры), так и комплексы новообразованной коры, в состав которых входят верхнеюрско-нижнемеловые и верхнемеловые вулканогенно-кремнистые серии.

При полевых литолого-геологических исследованиях была собрана коллекция серпентинитов, залегающих в различных структурно-тектонических позициях: 1) в центральных частях сравнительно крупных (площадь до 42 км²) дунит-гарцбургитовых массивов; 2) в виде протрузий в туфах спилито-диабазовой формации; 3) в основании аллохтонной пластины серпентинитового меланжа, надвинутой на сеноманский вулканогенно-флишеидный комплекс; 4) на контакте с родингитами (образцы из перечисленных зон отобраны на п-ове Шмидта, Северный Сахалин); 5) в виде полос и между блоками полосчатого комплекса (Березовский массив Восточно-Сахалинских гор); 6) в виде блоков (площадью 0,3–0,5 км²) массивных серпентинитов в аллохтонном комплексе норит-габбро-диабазовых пород сложного состава, метаморфизованных в пироксен-гранулитовой и амфиболитовой стадиях с более поздними наложенными изменениями зеленосланцевой, цеолитовой и милонитовой стадий (гора Эконай, Корякское нагорье); 7) из расланцованных серпентинитов, разграничивающих блоки в меланже или оконтуривающих пластины описанного выше аллохтонного комплекса.

После литолого-петрографической типизации серпентинитов были выбраны образцы для детальных структурно-минералогических исследований, которые проводились с использованием комплекса физических методов. Для определения структурной принадлежности серпентинитов использовался рентгеноструктурный анализ в сочетании с методом микродифракции электронов. Определение химического состава минералов осуществлялось с помощью микроанализатора MS-46, что позволило исследовать тонкие минеральные сростания и исключить влияние на определяемый состав мельчайших (2–3 мкм) включений. Предварительно была проведена методическая работа по установлению оптимальных режимов, подбору эталонов, выявлению ошибок и т.п. В каждом отдельном случае выявлялась степень неоднородности объекта, для анализа выбирался гомогенный участок. Сравнение данных рентгеноспектрального анализа мономинеральных порошков серпентинитов с данными, полученными методами "мокрой" химии, показало хорошую сходимость результатов. Содержание воды определялось на микротермовесах фирмы "Setaram". Анализ состава газов проводился на этом же приборе. Использование малых навесок (50–100 мг) позволило изучать минералогически максимально однородные образцы. Они нагревались до температуры, не превышающей температуры разложения серпентинитов ($\leq 600^\circ\text{C}$). Выделяющиеся газы анализировались непрерывно в процессе нагрева, что позволило сопоставлять кинетику выхода различных газов. Вода задерживалась в ловушке, заполненной окисью алюминия; ее количество определялось по потере веса за вычетом суммы всех выделившихся газов. Непрерывная продувка пространства печи инертным газом уменьшала вероятность взаимодействия газов между собой и образцом, избыточное давление в системе исключало окисление водорода и других газов за счет подсосывания воздуха. В качестве газа-носителя использовался, как правило, гелий, при определении водорода в отдельных опытах для повышения чувствительности — аргон.

Соотношение Fe^{2+} и Fe^{3+} устанавливалось с помощью метода ядерного гамма-резонанса (ЯГР). Микроморфологические особенности серпентинитов выявлялись в растовом электронном микроскопе. Зерна, пластинки, чешуйки серпентинитов определенных морфогенетических типов (петельчатые, баститовые и др.) размерностью 63–5 мкм

отделялись друг от друга и от других минеральных примесей с помощью градиентной трубки, сепаратора СИМ-1 и вручную под биноклем. Исследовался также состав минералов, ассоциирующих с серпентинами (оливин, пироксены, хромшпинелиды, магнетит, сульфиды, тальк и др.). Однородность состава отобранных фракций проверялась в иммерсионных препаратах в оптическом микроскопе, рентгеном, а также выборочно уточнялась с помощью электронного рентгеновского микроанализатора MS-46. В последнем случае были получены растровые изображения петрогенных элементов в излучении K_{α} и профили изменения содержания основных элементов при пересечении зондом проверяемых частиц.

Типы серпентинитов и условия их серпентинизации. Комплексное изучение серпентинитов позволило обоснованно выделить их основные типы и рассмотреть условия генезиса. Определяющее значение при этом имели геологическая позиция и состав минеральных ассоциаций серпентинитов. Исходя из поставленной задачи, наиболее важным моментом было выявление серпентинитов ранней (псевдоморфной, безмагнетитовой) серпентинизации. Их представителями являются апогарцбургитовые серпентиниты, характерные для центральных ненарушенных частей дунит-гарцбургитовых массивов, которые рассматриваются как реликты наиболее древнего комплекса первичной океанической коры. Они отнесены к *первому типу*. Степень серпентинизации исходного гарцбургита составляет 70–80%. Для породы характерны псевдоморфные структуры: бластопорфировая (псевдоморфозы серпентина по ромбическому пироксену) с петельчатой структурой основной массы на участках развития серпентина за счет оливина и решетчатой — при образовании серпентина по пироксенам. Пироксены составляют около 25% породы. В результате твердого распада первичного ромбического пироксена произошло образование энстатита с вростками диопсида в соотношении по объему 6:1. При серпентинизации энстатита вростки диопсида сохраняются. Степень устойчивости пироксенов по отношению к процессу их замещения серпентином в целом более высокая, чем оливинов. Энстатит и оливин имеют одинаковую степень железистости (10,5%), но отличаются тем, что оливин в своем составе содержит Ni, а энстатит — Cr (табл. 1, обр. 251а и 251ж).

Особенностью структуры серпентинитов первого типа является зональное неоднородное строение петли, в которой выделяется ряд зон, различающихся по морфологии кристаллических агрегатов, минеральному и химическому составам слагающих их серпентинов (см. табл. 1, рис. 1, 1)¹. Центральная, прилегающая к оливину часть сложена почти изотропным антигоритом с показателем преломления, равным 1,570–1,573, с параметром ячейки $a = 35,5 \text{ \AA}$ и содержит тончайшие включения самородного сплава железистого никеля (FeNi_2). Как видно на изображении (рис. 2, 2), полученном в растровом электронном микроскопе от центрального участка петли, антигорит имеет микропластинчатое строение. Для состава его характерно относительно высокое содержание катионов Al и Ca (последние, по-видимому, находятся в межслоях).

Кристаллохимические формулы лизардитов и хризотилос рассчитывались на анионный каркас $\text{O}_{10}(\text{OH})_8$. Для антигорита состав анионного каркаса $\text{O}_{10}(\text{OH})_{7,14}$ был определен на основе рентгеновских данных по методике Бейли [Crystal..., 1980], исходя из величины сверхпериода $A = 35,5 \text{ \AA}$ (см. табл. 1, обр. 251а).

В серпентине центральной зоны по данным рентгеновского и микротермогравиметрического анализов присутствует тонкодисперсный брусит, не обнаруживаемый оптическими методами. Его содержание, оцененное по количеству воды, выделяемой при 495°C , не превышает 5%.

Краевая зона внутренней части петли сложена структурно не упорядоченным лизардитом (лизардит I) с параметрами ячейки $a = 5,31$, $b = 9,21$, $c = 7,30 \text{ \AA}$. Лизардит имеет крупнопластинчатое строение (см. рис. 2, 2). Пластинки ориентированы под углом около 30° к микропластинчатости антигорита и под углом около 50° к направлению ориентировки пластинок серпентина в просечке, образующей петлю. Количество включений железистого никеля в краевой зоне по сравнению с центральной сокращается в 5–10 раз.

В отличие от антигорита в составе лизардита резко уменьшается содержание Al и Ca и возрастает содержание структурно связанной воды (см. табл. 1, обр. 251в). Необычной особенностью лизардита является то, что часть тетраэдрических позиций структу-

¹ Рис. 1–3, 6 на вклейке.

Таблица 1

Химический состав породообразующих минералов апогарцбургитового серпентинита (тип I) по данным электронно-зондового микроанализа

Компонент	Образцы				
	251о	251а	251в	251е	251к
SiO ₂	41,62	42,07	41,94	39,40	39,58
Al ₂ O ₃	Нет	1,49	0,09	Нет	0,96
Cr ₂ O ₃	"	0,04	0,0	0,05	0,11
Fe ₂ O ₃	—	2,07*	6,19	6,57	5,30
FeO	9,33	3,00* ²	—	—	—
MgO	48,55	39,37	39,85	40,07	38,69
CaO	Нет	0,87	0,19	0,09	1,18
NiO	0,31	0,27	0,28	0,28	0,62
С у м м а	99,81	89,18	88,54	86,46	86,44
H ₂ O	Нет	11,03	12,07	Не опр.	Не опр.
Si	1,01	3,78	3,94	3,76	3,82
Al ^{IV}	Нет	0,16	0,01	Нет	0,06
Al ^{VI}	"	Нет	0,0	"	0,0
Cr	"	"	0,0	"	0,01
Fe ³⁺	"	0,14	0,44	0,47	0,30
Fe ²⁺	0,19	0,22	0,0	Нет	0,0
Mg	1,77	5,26	5,62	5,74	5,60
Ca	Нет	0,08	0,02	0,01	0,12
Ni	0,01	0,02	0,02	0,02	0,04
Сумма катионов	2,98	9,66	10,05	10,0	9,94
ОН	Нет	7,18	7,56	8,0	8,0
O	4,0	10,0	10,44	10,0	10,0
Ng	1,685	1,573—1,570	1,568	1,566	1,555
Np	1,651	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

* Соотношение Fe²⁺ и Fe³⁺ по данным ЯГР.² Данные мокрого химического анализа; не приводятся содержания MnO, Na₂O, K₂O, TiO₂, H₂O⁻, в сумме составляющие 1,5%.

Примечание. Содержание H₂O⁺ во всех случаях, кроме обр. 251м, приводится по данным микротермовесового анализа. Прочерк в графе Fe₂O₃ или FeO означает, что Fe представлено в какой-либо одной форме в зависимости от условий, удовлетворяющих равенству зарядов катионов и анионов при расчете кристаллохимических формул. Расшифровка образцов приводится в тексте.

ры заселена катионами Fe³⁺. Просечки, разделяющие петли, состоят из лизардита (лизардит II), в составе которого содержание Al падает до нуля, а Ca резко сокращается, при этом количество NiO не изменяется. Кристаллохимическая формула, как и в предыдущем случае, удовлетворительно рассчитывается при условии вхождения Fe в структуру лизардита в виде Fe³⁺. Степень заселения тетраэдрических позиций катионами Fe³⁺ возрастает (см. табл. 1, обр. 251е). На концах лизардитовых пластинок наблюдается расщепление и образование клинохризотила (рис. 3, 1). Центральная часть просечки, долгое время служившая путями миграции флюидов, сложена клинохризотилом (см. рис. 1, 1). По сравнению с лизардитами I и II показательным для клинохризотила является относительно высокое содержание Al, Ca, Ni и пониженное Fe. С другой стороны, в структуре клинохризотила, так же как в лизардите, часть тетраэдрических позиций заселена катионами Fe³⁺ (см. табл. 1, обр. 251к).

Таким образом, лизардиты внутренней полости петли заметно отличаются по составу как от антигорита, так и от клинохризотила. По энстатиту сформированы серпентины двух типов. Для серпентина первого типа характерен игольчато-тонкопризматический облик кристаллических обособлений и высокий показатель преломления по

Образцы						
251б	251и	251з	251ж	251д	251х	251м* ²
39,67	41,31	41,20	56,56	54,16	0,09	39,60
Нет	0,38	0,96	0,92	1,05	24,31	1,19
0,01	0,63	0,14	1,88	1,93	39,21	Не опр.
2,62*	—	—	—	—	—	6,55
5,50*	7,07	20,49	7,03	2,79	20,59	1,84
40,06	39,23	21,30	33,13	18,41	13,49	34,28
0,17	0,30	13,44	0,69	22,56	Нет	3,74
0,11	Нет	Нет	0,04	0,03	"	Не опр.
88,14	88,92	97,53	100,25	100,93	97,69	87,20
Не опр.	11,0	Не опр.	Нет	Нет	Нет	11,38
3,77	4,0	6,42	1,96	1,95	Нет	3,80
Нет	Нет	0,17	0,04	0,04	0,89	0,14
"	0,05	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
"	0,05	0,02	0,05	0,05	0,97	"
0,18	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	0,43
0,44	0,57	2,65	0,20	0,08	0,53	0,15
5,71	5,70	4,97	1,72	0,99	0,63	4,94
0,02	0,03	2,24	0,02	0,87	Нет	0,39
0,01	—	—	—	—	—	—
10,13	10,40	16,47	3,99	3,98	3,02	9,88
8,0	7,02	2,0	Нет	Нет	Нет	8,0
10,0	10,98	22,0	6,0	6,0	4,0	10,0
1,565	1,576	1,594	1,670	1,695	Не опр.	1,555
Не опр.	1,565	Не опр.	1,657	1,666	"	Не опр.

Ng = 1,576. Серпентин второго типа (бастит) имеет более низкий показатель преломления Ng = 1,565 и тонкопластинчатое строение (см. рис. 3, 2). Оба типа серпентина представлены лизардитом с параметрами ячейки a = 5,31, b = 9,21, c = 7,30 Å. Так же как и апооливиновые антигорит и лизардит из внутренней части петли, рассматриваемые лизардиты заметно различаются по составу таких элементов, как Al, Cr, Ni. В частности, апопироксеновые лизардиты первого морфологического типа, как бы наследуя исходный состав энстатита, содержат заметные количества Al и Cr при отсутствии Ni (см. табл. 1, обр. 251и). Напротив, баститовый лизардит при отсутствии Al и ничтожной примеси Cr содержит Ni (см. табл. 1, обр. 251б). Особенностью баститового лизардита является вхождение ионов Fe³⁺ в тетраэдрические позиции структуры.

Следовательно, намечаются вполне определенные черты сходства и отличия в составе серпентинов, образовавшихся по оливину и энстатиту. В частности, апооливиновый антигорит и лизардит с игольчато-призматическим обликом кристаллов характеризуются заметными количествами катионов Al, в то время как баститовый лизардит и лизардиты I и II практически не содержат этого элемента.

Весьма важным для понимания природы процесса серпентинизации энстатита ока-

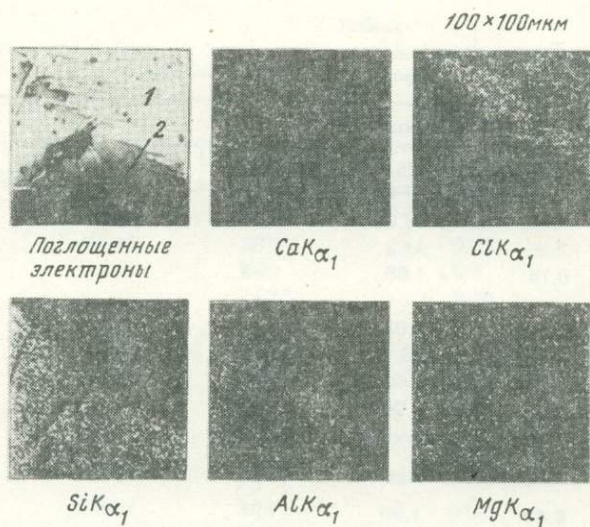


Рис. 4. Растровые изображения элементов в рентгеновском излучении. Наиболее светлые участки соответствуют максимальным концентрациям элементов. Серпентин (1), образованный по ромбическому пироксену (2), растр 100 X 100 мкм

зались данные по распределению элементов, полученные в рентгеновском K_{α} -излучении на соответствующих растровых изображениях. Так, в лизардитах первого морфологического типа постоянно присутствует хлор. На рис. 4 по присутствию Cl четко выявляется граница, разделяющая серпентинизированный и несерпентинизированный энстатит. При этом полосы повышенного содержания Ca, отмечающие ламелли диопсида, трассируются вдоль спайности в энстатите и не прерываются при переходе в лизардит. Это свидетельствует о более высокой по сравнению с энстатитом устойчивости диопсида к серпентинизации. Порода в целом рассекается тонкими (до 1 мм) редкими прожилками клинохризотила ($a = 5,31$, $b = 9,20$, $c = 14,6 \text{ \AA}$, $\beta = 95,3^\circ$), для состава которого, по данным "мокрого" химического анализа, характерно повышенное содержание Al и аномально высокое — Ca, не связанное с присутствием карбонатов (см. табл. 1, обр. 251м). Часть окисного и закисного железа в анализе (около 10 отн.%) связана с присутствием мельчайших (сотые доли миллиметра) включений магнетита. Эта часть окислов ($0,65\% \text{ Fe}_2\text{O}_3$) при расчете кристаллохимической формулы клинохризотила не учитывалась. Из рудных компонентов в породе, кроме железистого никеля, присутствуют редкие зерна хромшпинелида размером в десятые доли миллиметра неправильной удлиненной формы (см. табл. 1, обр. 251х). В прожилках, кроме магнетита, встречаются редкие зерна пирита. В аншлифе площадью 50 X 50 мм выявлена одна частица самородной меди размером в сотые доли миллиметра.

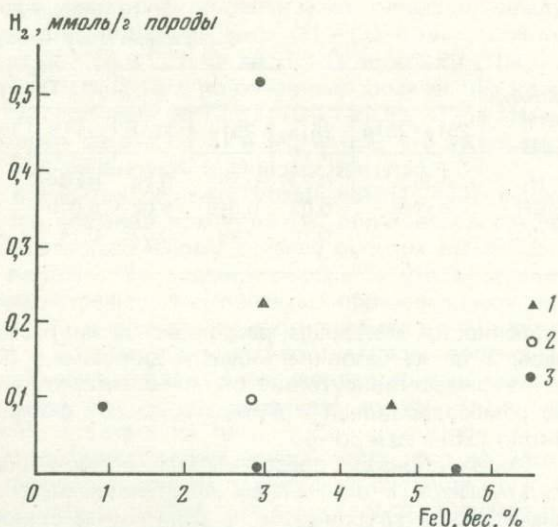
Таким образом, при рассмотрении особенностей структуры и состава различных морфологических типов серпентинов, их текстурных взаимоотношений выявляется следующее: 1) для центральных участков полости петли характерен парагенез антигорита и железистого никеля, формирование которого можно представить только в восстановительных условиях [Васильев, 1976; Рамдор, 1967; Смирнова, 1970; и др.]. Весьма тонкозернистое строение антигоритовой зоны, замещение антигорита в полости петли крупнопластинчатым лизардитом могут свидетельствовать о раннем образовании антигорита непосредственно по оливину. Факты образования антигорита непосредственно по оливину приводят в своих работах Г.В. Пинус с соавторами [1958], В.В. Велинский [1979] и др.

В изученных серпентинах обнаружены H_2 , CH_4 , CO_2 , CO (CO количественно не определялось). Отметим, что во всех случаях H_2 и CH_4 выделялись синхронно начиная с $T = 350^\circ\text{C}$.

Известно, что H_2 может образовываться в железосодержащих минералах благодаря окислению Fe^{2+} как при взаимодействии этих минералов с кислородом воздуха,

Рис. 5. График соотношений H_2 и FeO в серпентинах.

1 — антигориты; 2 — порода в целом; 3 — лизардиты



так и за счет структурных OH -групп самого минерала при его нагревании (автоокисление). Первая возможность практически исключена в результате продувки печи инертным газом с избыточным давлением. Автоокисление же силикатов в атмосфере инертного газа, как правило, весьма незначительно; соответственно мал и связанный с этим процессом выход H_2 [Ершова, Дмитриев, 1978]. В наших опытах это подтверждается отсутствием корреляции между содержанием FeO в образцах (уточненным на основа-

нии данных микрозондового анализа методом мессбауэровской спектроскопии) и количеством выделившегося H_2 (рис. 5). Эти данные, а главное, синхронность выхода H_2 и CH_4 в процессе нагревания образцов, дают основание утверждать, что подавляющая часть H_2 не может быть отнесена за счет автоокисления ионов Fe^{2+} при нагревании серпентинитов, а содержалась исходно в изученных минералах. Следует иметь в виду, что количество H_2 , определенное при хроматографическом анализе, существенно ниже его концентрации в момент образования породы. Значительная часть H_2 теряется в результате диффузии из структуры минералов в межзерновое поровое пространство. При этом в минералах разного типа сохранность H_2 может быть различной не только в зависимости от микроструктуры этих минералов, но и от формы, в которой содержится в них H_2 . Известно, что подвижность молекулярного водорода весьма мала, коэффициент диффузии гидридного водорода меньше, чем гидроксильного, на 1–2 порядка [Жуховицкий, Шварцман, 1976]. По всем показателям степень консервации H_2 в оливинах и пироксенах должна быть выше, чем в серпентинах. Дробление породы также приводит к потерям газовой фазы.

Наиболее высокие содержания H_2 и CH_4 (табл. 2) характерны для апооливиновых антигоритов ранней генерации (см. табл. 2, обр. 251а). В случае добавки к антигориту оливина (см. табл. 2, обр. 251б) (около 15% по объему) содержание H_2 существенно возрастает (см. табл. 2, обр. 251а + 251о). Следовательно, высокое содержание H_2 в гарцбургитах, как и было установлено ранее [Агафонов и др., 1976], связано с оливином. По нашим данным, оно может быть оценено в 0,8 ммоль/г. Количество H_2 уменьшается при замещении антигорита лизардитом (см. табл. 2, обр. 251в) и в лизардитах из просечек, образующих крупные петли, в центре которых существовали долгоживущие пути миграции флюидов (см. табл. 2, обр. 251е), и падает до нуля в апоэнстатитовых базитовых лизардитах (см. табл. 2, обр. 251б). Эти результаты подтверждают представление о том, что ассоциация антигорита, содержащего преимущественно Fe^{2+} , с железистым никелем могла формироваться только в восстановительных условиях. Наличие CO_2 , фиксируемое во всех образцах, подтверждает восстановительный характер среды, в которой проходили процессы серпентинизации. В этих условиях невозможно образование H_2 за счет окисления части Fe^{2+} .

Присутствие H_2 , CH_4 и CO_2 в серпентинах могло быть обусловлено составом первичных восстановленных флюидов, сопровождающих глубинный, подкоровый гипербазитовый магматизм, или связано с динамометаморфическими сегрегациями флюидов при первичном пластическом течении вещества мантии [Куцев, Миронов, 1980; Кутюлин, 1977]. Приуроченность повышенных концентраций H_2 и CH_4 только к оливинам или продуктам их серпентинизации в значительной мере свидетельствует в пользу второго предположения. Восстановленные флюиды могли быть частично сконцентрированы в зонах растворения и позднейшего залечивания оливина при пластических деформациях. Наиболее вероятно предполагать, исходя из кристаллографических

Таблица 2
Содержание газов (моль/г породы)

Компо- нент	Образцы										
	251a+251o	251a	251в	251е	251б	251 (порода)	446	626	1335	457	284
H ₂	0,35	0,23	0,15	0,14	He обн.	0,13	0,50	0,06	0,09	0,10	0,01
CH ₄	He опр.	0,03	0,015	0,02	0,015	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	He опр.
CO ₂	"	0,10	0,08	0,07	0,14	0,06	0,12	0,06	0,11	0,29	0,03

особенностей материала, расположение зон растворения по направлению граней ромбоэдра, а также базопинакоидов и дипирамид. Это предположение в какой-то степени подтверждает присутствие оливин-антигортитовых обособлений сглаженной неправильно ромбоэдрической и дипирамидальной формы с двоякими углами между гранями: около 120–130 и 50–60°.

Таким образом, представляется возможным связывать раннюю серпентинизацию гарцбургитов с окислением восстановленных флюидов (H₂, CH₄, CO) в условиях значительной глубинности. В этом случае становится объяснимым факт повсеместного регионального развития начальной (автометаморфической) серпентинизации. Чтобы проверить возможность образования ассоциации серпентинитовых минералов только за счет оливина (Ol) и пироксена (Py) данного состава (за исключением воды), к системе был применен метод подсчета баланса масс [Степанов, 1984]. Сущность метода заключается в следующем. Если некоторая система подвергается воздействию, приводящему к образованию новой системы с вновь образовавшимися компонентами, то этот процесс можно описать уравнениями

$$m_0 x_0^i \pm g^i = \sum_{k=1}^z m_k x_k^i; \quad (i = 1, 2, \dots, n), \quad (1)$$

$$m_0 \pm \sum_{i=1}^n g^i = \sum_{k=1}^z m_k. \quad (2)$$

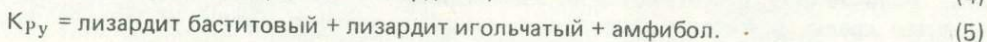
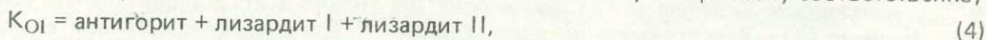
Здесь m_0 — масса тела до реакции; m_k — массы образовавшихся компонентов; i — номер химического элемента; z — число компонентов в образовавшемся теле; x_0^i — весовая доля i -го химического элемента в исходном теле; x_k^i — весовая доля i -го химического элемента в k -м компоненте; g^i — масса избытка или недостатка вещества, образовавшегося в процессе реакции для элемента i .

Решение уравнений (1) и (2) возможно при условии, что известны химические составы компонентов (x_0^i и x_k^i), участвующих в реакции. Анализируя полученные результаты, можно определить, существовал ли в системе баланс вещества ($g^i = 0$), а если это не так, то выявить химические элементы, ответственные за перенос вещества.

Процесс серпентинизации в схематичном виде может быть описан так:



где K_{Ol} и K_{Py} — компоненты, образовавшиеся по оливину и пироксену соответственно;



Пироксен в системе представлен энстатитом (En) и диопсидом (Di). Процентное соотношение для En и Di было определено при изучении структур распада по Ca в рентгеновском характеристическом излучении K_{α} на микроанализаторе "Camebax" и составляло 85 и 15% соответственно.

Основываясь на схематических уравнениях (3)–(5), были составлены уравнения баланса масс типа (1) и (2). В результате решения этих уравнений определяются весовые доли компонентов известного состава, образующиеся при серпентинизации. Так как для вычислений необходимо, чтобы в левой части уравнения (1) находился всего один член, ol и Py должны были быть объединены в некотором, вполне определенном

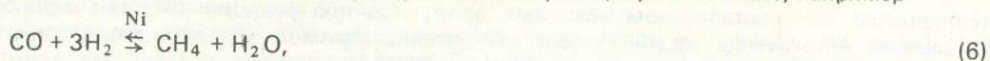
отношении. Оптическое изучение шлифов дает ориентировочное соотношение между ОI и Ру, равное 1:3. На первом этапе уравнивания баланса масс (1) — (2) были рассчитаны для нескольких исходных систем: от 80% ОI и 20% Ру до 70% ОI и 30% Ру. При условии, что в системе должен соблюдаться баланс масс по основным химическим компонентам — Si и Mg, лучшим оказалось соотношение 72,5% (ОI), 27,5% (Ру). Изменение этого соотношения на 2,5% нарушает баланс по Si и Mg на 5%, что указывает на высокую чувствительность состава исходной системы к данному критерию.

На следующем этапе из различных вариантов решений уравнений (1) — (2) выбирались такие, в которых процентные соотношения компонентов, образовавшихся по ОI и Ру, приводили бы к наиболее удовлетворительному балансу по всем элементам: Si, Al, Cr, Fe, Mg, Ca, Na, будучи в то же время близкими к реальным. Чтобы ограничить число вариантов, подлежащих рассмотрению, компоненты, образовавшиеся по оливину, были объединены в один член K_{OI} в следующих соотношениях (в %): антигорит — 15, lizardit I — 15, lizardit II — 70%, что примерно соответствует соотношениям этих минералов в породе. Получено несколько вполне удовлетворительных результатов решения уравнений баланса масс, три из них приведены в табл. 3. Состав системы до серпентинизации (исходной), отвечающий левой части уравнения (1) и составы вновь образовавшихся систем, соответствующих правой части того же уравнения, приведены в табл. 4. Они определены сложением химических составов компонентов, умноженных на весовые доли этих компонентов, для каждого из случаев (I, II, III), приведенных в табл. 3. В случае I учитывались все главные компоненты, образующиеся в результате серпентинизации, перечисленные выше — см. (3), (4) и (5). Система II рассчитывалась с учетом клинохризотила, в небольших количествах встречающегося в породе. При этом lizardit баститовый и амфибол объединялись в один член с процентным соотношением, найденным в случае I (см. табл. 3).

Для уменьшения разбаланса по Cr проводился расчет с учетом содержания хромшпинелида (Crp), который также обнаружен в изученной системе (см. табл. 3, 4, случай III). Хотя по отдельным элементам разбаланс довольно значителен, например по Cr_2O_3 , CaO, Al_2O_3 , а концентрации этих компонентов малы, общий разбаланс для вновь образовавшихся систем невелик (см. табл. 4).

Проведенный расчет подтверждает возможность образования серпентиновых минералов из серпентинитов первого типа только за счет исходных ОI и Ру. Незначительный разбаланс в системе можно объяснить как ошибками микронзондового анализа таких элементов, как Cr, содержание которых весьма мало, так и неодинаковой устойчивостью разных компонентов исходной породы к процессам серпентинизации (например, более высокая устойчивость Di могла явиться причиной заметного разбаланса по Ca и Al, кроме того, миграции некоторых элементов в процессе серпентинизации, а также неучета компонентов, присутствующих в системе в незначительных количествах). Весь расчет велся без водной составляющей серпентинов.

Для понимания механизма серпентинизации важно учитывать наличие значительного количества мельчайших включений железистого никеля (2–5 мкм) в изучаемой породе. С одной стороны, ассоциация антигорта с железистым никелем указывает на достаточно высокие температуры, при которых происходил процесс, с другой — известно, что Ni является катализатором многих реакций, в том числе, например



которая хорошо изучена как теоретически, так и экспериментально в связи с неорганическим синтезом нефти [Cusumano et al., 1978]. Расчет константы равновесия этой реакции показал, что она идет в направлении образования воды при $T > 620^\circ C$ при атмосферном давлении [Hossain, 1977]. Повышение давления, которое можно ожидать в глубинных условиях начальной серпентинизации, должно было при тех же температурах способствовать более интенсивному течению этой реакции [Жуховицкий, Шварцман, 1976].

Таким образом, вода как серпентинизирующий компонент могла образовываться на месте за счет H_2 и CO_2 . В этом случае отпадает необходимость привлекать для начальной серпентинизации высокотемпературные (до $550^\circ C$) гидротермальные растворы и искать их внешние источники, а также объяснять причины равномерного и повсеместного проникновения их в массивные гарцбургиты [Coleman, Keith,

Таблица 3
Весовые доли компонентов серпентинизации (%)

Компонент	I	II	III
K ₂ O	62,89	55,56	67,58
Лизардит баститовый (обр. 251б)	27,87	38,06	16,17
Амфибол (обр. 251з)	8,95		8,57
Лизардит игольчатый (обр. 251 м)	0,19	5,71	7,21
Клинохризотил (обр. 251е)	Не опр.	0,47	Не опр.
Хромшпинелид	—	—	1,13

Примечание. I, II, III — варианты решения уравнений баланса масс.

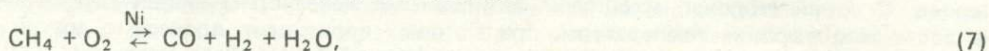
Таблица 4
Химический состав систем до и после серпентинизации

Компонент	Исходная система	Системы после серпентинизации					
		I		II		III	
	Состав	Состав	Разбаланс	Состав	Разбаланс	Состав	Разбаланс
SiO ₂	45,62	45,62	0,00	45,62	0,00	45,62	0,00
Al ₂ O ₃	0,26	0,25	- 1,47	0,26	0,00	0,57	119,65
Cr ₂ O ₃	0,54	0,05	- 91,31	0,08	- 84,92	0,54	0,27
FeO	8,53	8,53	0,00	8,53	0,00	8,53	0,00
MgO	43,75	43,75	0,00	43,75	0,00	43,75	0,00
CaO	1,06	1,45	36,79	1,34	26,88	1,41	33,14
NiO	0,24	0,24	0,00	0,22	- 8,66	0,24	0,00
Сумма	100,00	99,89	0,89	99,80	0,76	100,66	0,66

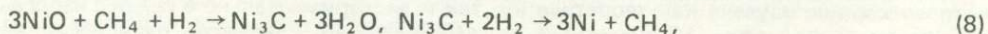
Примечание. Таблица составлена на основе данных, полученных при решении уравнений по методике С.С. Степанова [1983]. I—III — см. в табл. 3.

1971; Moody, 1976; Wenner, Taylor, 1973; и др.]. Следует отметить, что данные по изотопному составу кислорода и водорода исследуемых серпентинитов не противоречат образованию OH-групп за счет восстановленных газов. Об этом свидетельствуют низкие значения ΔD (-160‰) и наследование серпентинами изотопных характеристик кислорода исходных минералов.

Одновременно должны были происходить и другие реакции. Например, при наличии кислорода шла реакция

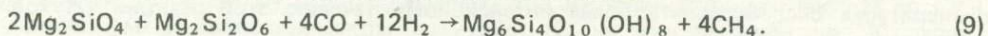


являющаяся как поставщиком исходных продуктов для реакции (6), так и дополнительным источником воды. Никелевый катализатор мог образовываться за счет присутствия Ni в исходном оливине. Например, в результате реакций



кроме Ni, образуется также и вода

Таким образом, механизм начальной серпентинизации при идеальном составе компонентов может быть представлен следующим образом:



При этом весовое соотношение исходных компонентов $\text{Ol} : \text{Py} = 1,5:1$. Однако для конкретных составов оливина и пироксена и серпентинитов разных генераций с изоморфными замещениями в тетраэдрических и октаэдрических позициях с учетом присутствия в системе амфибола соотношение оливина и пироксена, как было показано при расчете баланса масс, составляет 2,6:1.

Оценка количества H_2 , необходимого для полной серпентинизации единицы массы исходной породы, дает значение, на 1,5–2 порядка превышающее количество H_2 , определенное экспериментально в оливине. Это естественно, так как большая часть H_2 должна была израсходоваться в процессе серпентинизации.

Можно с уверенностью утверждать, что H_2 и другие газы в оливинах (и антигоритах) не являются вторичными, проникшими в поры и трещины уже сформировавшейся породы. Действительно, более высокие содержания газов определяются именно для этих минералов, хотя путем диффузии по трещинам спайности водорода, например, легче было бы внедряться в крупнопластинчатый баститовый lizardit и в энстатит с призматической отдельностью, нежели в плотный нетрещиноватый оливин и в микрокристаллический антигорит. Однако в пироксенах H_2 не обнаружен.

Итак, совокупность приведенных выше данных о геологической позиции и минеральном составе серпентинитов, а также кристаллохимических особенностях серпентинитов и исходных оливина и пироксена в сочетании с обоснованием возможности начальной серпентинизации под влиянием восстановленных флюидов позволяет рассматривать серпентинизацию гарцбургитов как глубинный процесс и наметить ее стадийную последовательность. Начало серпентинизации, по-видимому, следует связывать с нарушением установившегося в породе флюидно-минерального равновесия вследствие деформаций, возможно, в связи со спредингом [Разницын, 1984]. Минералогически это выражается в растворении ромбического энстатита по пинакоидальным и призматическим плоскостям спайности и в образовании за его счет игольчатого lizardita, наследующего состав исходного пироксена в отношении Ca, Cr и Al. Одновременно под влиянием деформаций могло происходить обновление более ранних путей внутрислойного растворения оливина и высвобождение восстановленных газов. Это привело к формированию по реакции (9) антигорита, для структуры которого характерно вхождение железа преимущественно в форме катионов Fe^{3+} и $FeNi_2$. В состав антигорита оказались включенными катионы Ca и Al, высвобожденные при разложении пироксенов. Перенос этих катионов можно предполагать в форме высоколетучих и реакционноспособных элементоорганических соединений (ЭОС) типа этилалюмината, устойчивых в восстановительной обстановке, особенно при повышенных давлениях [Слободский, 1981]. В свою очередь, катионы Mg и отчасти Fe, выделившиеся при разложении оливина, также переносились в виде высокомиграционноспособных (в случае с Mg) ЭОС и использовались на образование игольчатого lizardita и амфибола по энстатиту и диопсиду.

Присутствие Cl в игольчатых серпентинах, о чем упоминалось выше, а также Na и K, что подтверждают данные микрозондирования, можно объяснить, если представить существование слабомиграционноспособных ЭОС этих элементов (например, диэтилнатрийхлорид), сорбированных на поверхности и по спайности зерен энстатита и распавшихся при начале серпентинизации. Постепенно, с возрастанием потенциала кислорода, возможно в связи с интенсивным течением реакций (6) и (7) при усилении стрессовых напряжений или за счет поступления кислородсодержащих флюидов, произошла смена восстановительной обстановки на окислительную. В этот период происходило замещение микропластинчатого антигорита хорошо сформированными пластинками lizardita, содержащего преимущественно Fe^{3+} , и резко сократилось количество сформированных частиц железистого никеля.

Рассмотрение тектурных взаимоотношений серпентинитов и оливина (см. рис. 1,1) подтверждает более позднее образование lizardita за счет антигорита. По энстатиту и, по-видимому, частично по игольчатому lizardиту в это время происходило образование пластинчатого lizardita (бастита), содержащего Ni, который появлялся в растворах в результате разложения антигорита и железистого никеля. Характерным для этого периода является существование условий, которые привели к полному исключению участия Al в процессах серпентинизации. Возможно, это было связано с изменением ЭОС-форм миграции на ионную в растворах. Позднее всего из растворов, длительно циркулировавших по миграционным путям в центральных частях просечек, разделяющих петли, был синтезирован клинохризотил, включивший в свой состав Al, Cr, Ca, Ni, извлеченные при разрушении оливина и пироксенов и не вошедшие в состав ранее образованных амфиболов и серпентинитов.

Таким образом, исходя из приведенного выше обсуждения комплекса разнородных данных, серпентиниты первого типа можно рассматривать как первичные, образованные

Таблица 5

Химический состав серпентинитов и рудных минералов из серпентинитов различных типов по данным электронно-зондового (э) и химического (х) анализов

Компонент	446 (э)	626 (э)	1335 (х)	457 (э)	457а (х)	457б (э)
SiO ₂	42,17	42,68	39,60	41,38	41,22	0,57
Al ₂ O ₃	0,53	0,31	0,24	0,12	0,0	1,47
Cr ₂ O ₃	0,16	0,66	Не опр.	0,19	Не опр.	27,44
Fe ₂ O ₃	2,94*	10,98	5,36	1,13*	3,20	—
FeO	2,83*	—	0,84	4,67	2,36	63,72
MgO	39,52	35,34	39,20	38,74	38,82	1,12
CaO	0,04	0,10	0,34	Нет	Нет	Нет
NiO	0,03	0,04	Не опр.	"	Не опр.	"
Сумма	88,22	90,11	85,58	86,23	85,60	94,32
H ₂ O	11,76	Не опр.	13,45	12,0	11,96	Не опр.
Si	4,00	3,94	3,75	3,98	3,98	0,02
Al ^{IV}	Нет	0,01	0,03	0,01	Не опр.	0,06
Al ^{VI}	0,06	Нет	Нет	Нет	"	"
Cr	0,01	0,04	Не опр.	0,01	"	0,85
Fe ³⁺	0,22	0,75	0,37	0,12	0,23	0,95* ²
Fe ²⁺	0,22	Нет	0,07	0,38	0,19	1,15* ²
Mg	5,62	4,90	5,56	5,59	5,63	0,05
Ca	Нет	Нет	0,03	Нет	0,02	Нет
Ni	"	"	Не опр.	"	Не опр.	"
Сумма катионов	10,13	9,64	9,81	10,09	10,05	3,08
ОН	7,43	8,0	8,48	7,70	7,70	Не опр.
O	10,57	10,0	9,51	10,30	10,30	4,0
Ng	1,565	1,567	1,566	1,565	1,565	Не опр.

*Разделение железа по данным ЯГР.

*²Разделение железа исходя из условия равенства зарядов катионов и анионов (см. примечание к табл. 1).

Примечание. В анализе обр. 1335 из суммы исключены компоненты MnO (0,07%), Na₂O (0,07%), K₂O (0,09%), H₂O⁺ (1,39%), CO₂ (0,55%); обр. 457 — MnO (0,07%), Na₂O (0,07%), K₂O (0,06%), H₂O⁺ (0,33%), CO₂ (0,85%), CaO (1,04%). Анализы выполнены в химической лаборатории ГИНА, аналитик В.Б. Рычкова. H₂O⁺ в случае электронно-зондовых микроанализов приводится

при стадийной (автометаморфической) серпентинизации пород дунит-гарцбургитового комплекса.

Серпентиниты *второго типа* залегают в виде протрузий в туфах спилито-диабазового комплекса или в основании аллохтонной пластины серпентинитового меланжа, надвинутого на сеноманские вулканогенно-флишеидные толщи, а также между блоками полосчатого комплекса и являются по существу дигитациями серпентинитов первого типа, переработанными гидротермально-метасоматическими процессами при перемещении тектонических пластин. Они представлены ассоциацией структурно неупорядоченного лизардита, клинохризотила и магнетита, образующих различные текстурные типы сростаний в зависимости от условий их залегания: блаторешетчатые — в протрузиях; блоковые с ориентировкой сторон блоков в трех направлениях (в двух взаимно перпендикулярных и диагональном) — в основании аллохтонной пластины (рис. 6, 1, см. рис. 1, 2).

Лизардиты из протрузий ближе всего по составу к апооливиновым серпентинам первого типа (табл. 5, обр. 446), но отличаются присутствием Cr, сравнительно высо-

	457в (э)	284а (э)	284л (х)	284х (э)	284м (э)	К-1 (х) (э)	К-1 (м) (э)
	0,36	40,52	39,78	0,06	Нет	0,03	0,09
	0,10	0,69	0,16	32,51	"	22,22	0,10
	0,87	Нет	Не опр.	28,81	"	42,95	0,14
	—	—	3,59	—	—	—	—
	88,17	4,54	3,0	29,04	89,74	13,56	87,66
	1,25	40,79	39,2	6,05	Нет	19,71	2,36
	Нет	Нет	0,2	Нет	"	Нет	Нет
	"	0,22	Не опр.	0,33	0,24	0,02	0,40
	90,75	86,76	85,93	96,80	89,98	98,49	90,75
	Не опр.	Не опр.	13,05	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	0,01	3,84	3,79	Нет	Нет	Нет	Нет
	Нет	0,08	0,06	1,25	"	0,80	"
	"	Нет	Нет	"	"	"	"
	0,02	"	Не опр.	0,74	"	1,03	0,01
	1,88* ²	"	0,25	Нет	2,05* ²	Нет	1,97* ²
	1,06* ²	0,35	0,24	0,70* ²	0,92* ²	0,34* ²	0,88* ²
	0,07	5,79	5,61	0,29	Нет	0,90	0,13
	Нет	0,01	0,02	Нет	"	Нет	Нет
	"	Нет	Не опр.	0,02	0,01	"	0,03
	3,04	10,07	9,97	3,00	2,98	3,07	3,02
	Не опр.	8,0	8,29	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	4,0	10,0	9,71	4,0	4,0	4,0	4,0
	Не опр.	1,569	1,564	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.

по данным микротермовесового анализа. Расшифровка образцов приводится в тексте. Для антигорита (457, 457а) состав анионного каркаса O₁₀(ОН)₂ был определен исходя из величины сверхпериода $a = 35,0 \text{ \AA}$ по методике Бейли [Crystal..., 1980].

ким содержанием Al и ничтожно малым — Ca и Ni. В случае, если протрузия вмещает будинированные дайки лампрофиров, содержание Al заметно возрастает (в 2–3 раза). Для лизардита из основания аллохтонной пластины характерно высокое содержание Fe и Cr (см. табл. 5, обр. 626). Из всех образцов серпентинитов второго типа (446, 626, 1335) высокие содержания H₂ отмечаются только в серпентинитах из протрузии, вмещающей дайку лампрофиров (см. табл. 2, обр. 446). Высокие содержания H₂ одновременно с CO₂ в серпентинитах, протрудировавших в туфы спилито-диабазовой формации, объяснимы, если предполагать, что проводником глубинных флюидов была магма лампрофиров. Тогда летучие, и в первую очередь H₂, должны были устремляться в зону с наименьшим давлением, что способствовало протрудированию первичных аподунит-гарцбургитовых серпентинитов. В процессе протрузии могла происходить наложенная вторичная серпентинизация с участием H₂. В этом случае, когда не было дефицита кислорода, формировалась магнетит-клинохризотил-лизардитовая породная ассоциация. Лизардит наследовал основные особенности состава первичных серпентинитов (преимущественно антигорита) и при этом адсорбировал

мигрирующий H_2 и CO_2 (см. табл. 2, обр. 446). Серпентиниты из основания аллохтонной пластины подвергались пластическим деформациям и твердопластичной перекристаллизации, по-видимому, под влиянием стрессовых напряжений при надвиге, что могло привести к существенным потерям H_2 и CH_4 , первично содержащихся в этих породах (см. табл. 2, обр. 626). Формирование полос вторичных серпентинитов в полосчатом комплексе могло быть стимулировано горизонтальными перемещениями и срывами на границе габбровых и гипербазитовых слоев. Это привело также к формированию контакторреакционных слоев родингитов. Можно предполагать, что низкие содержания H_2 и CH_4 в серпентинитах полосчатого комплекса, как и в предыдущем случае, связаны с потерей этих газов при дроблении и деформациях первичных пород (см. табл. 2, обр. 1355).

Контактовые серпентиниты *третьего типа* образованы по серпентинитам второго типа на контакте с родингитизированными дайками лампрофиров (одинит, спессартит) в условиях контактово-реакционного метаморфизма [Юркова, 1977]. Мощность слоев 0,1–0,5 м. Порода состоит из пластинок антигорита, по которым наблюдается образование клинохризотила. Присутствуют включения не полностью замещенных исходных серпентинитов. Антигорит не содержит Al (см. табл. 5, обр. 457, 457а). Специфической особенностью структуры его является необычная ориентировка оси c в вдоль удлинения. Параметры ячейки: $a = 35,0$, $b = 9,23$, $c = 7,25$ Å, $\beta = 91,5^\circ$. Характерен парагенез с хром-магнетитом и магнетитом (см. табл. 5, обр. 457б, 457в). Следует обратить внимание на то, что сравнение данных по составу антигорита, полученных с помощью рентгеновского микроанализатора MS-46 и метода мокрой химии, показывает их хорошую сходимость в отношении Si, Mg. Различия касаются соотношения Fe^{3+} и Fe^{2+} , значения которых в случае электронно-зондового микроанализа получены по данным ЯГР. По-видимому, данные химических анализов следует рекомендовать для проверки соотношений Fe^{3+} и Fe^{2+} физическими методами (в частности, ЯГР). Судя по данным хроматографического анализа, в состав флюидов, участвовавших в этом случае в серпентинизации (очевидно, в родингитизации), входили H_2 и CH_4 . В условиях избытка кислорода, что вытекает из геологической обстановки, серпентинизация в присутствии H_2 и CH_4 могла быть связана с выделением CO_2 [Велинский, 1978]. Это предположение подтверждается высоким содержанием CO_2 в формирующемся вторичном антигорите (см. табл. 2, обр. 457).

"Деструктивные" аподунитовые серпентиниты *четвертого типа* залегают в виде блоков (площадью 0,3–0,5 км²) в аллохтонном комплексе габброидных пород сложного состава горы Эконай (Корякский хребет) и имеют ненарушенные контакты с амфиболовыми и пренит-амфиболовыми сланцами, образованными по брекчированному габброиду. Порода имеет плотный сливной облик. Серпентинизация 100%. Структура петлячатая. Рудные компоненты составляют около 20% объема породы (см. рис. 6, 2). Оруденение имеет явно наложенный характер. Рудные скопления наблюдаются в виде пересекающихся шнуровидных прожилков или ксеноморфных изометричных выделений различной крупности — от долей миллиметра до 1–2 мм (см. рис. 2, 2). Выявляются три типа рудных образований: 1) сульфиды пентландитового состава $[Ni_{3,27}(Fe_{0,81})Fe_{4,0}S_8]$ — мелкие зерна; 2) хромшпинелиды с высоким содержанием Al — крупные зерна (см. табл. 5, обр. 284х); 3) магнетит, окаймляющий сульфиды и хромшпинелиды и слагающий большую часть шнуровидных прожилков (см. табл. 5, обр. 284м).

Серпентиновые минералы представлены в основном лизардитом и клинохризотилом. Внутри петель выявляются неправильной формы участки антигорита размером 15–30 мкм с мельчайшими (2–3 мкм) включениями сульфидов Ni и Fe. В составе антигорита, так же как и в апогарибургитовом серпентините, присутствуют Al и Ni, но нет Ca (см. табл. 5, обр. 284а, 284л).

Особенности состава и геологическая позиция серпентинитов этого типа позволяют предполагать их образование в условиях значительной глубинности в зоне раздвигания при переработке тектонизированной габброидной части коры переходного типа под влиянием флюидов, связанных с основным магматизмом, возможно, с внедрением дайкового габбро-диабазового комплекса. Формирование необычного парагенеза происходило, по-видимому, в зоне контакта первичных серпентинитов (первый тип) и тектонизированных габброидов с участием сероводородных флюидов. Образовалась ассоциация контактово-метасоматического генезиса. Формирование пентландита,

возможно, отчасти шло за счет железистого никеля первичных серпентинитов. По брекчированным габброидам в зоне контакта образовались пренит-амфиболовые сланцы и амфиболиты. Для аподунитовых серпентинитов с наложенным пентландитовым оруденением характерны наиболее низкие количества водорода (0,01 ммоль/г породы) (см. табл. 2, обр. 284). О переформировании свидетельствуют остаточные петельчатые структуры и сохранившиеся небольшие (15–30 мкм) участки первичного антигорита, в котором мельчайшие включения железистого никеля замещены сульфидами Ni и Fe.

Серпентиниты *пятого типа* рассланцованы и милонитизированы. Они разграничивают блоки или оконтуривают пластины серпентинитового меланжа. Особенностью состава серпентинитов этого типа является повышенная по сравнению с серпентинитом предыдущего типа магнезиальность рудных минералов (магнетит, хромшпинелид), присутствие талька и сульфидов пентландитового состава $[\text{Ni}_4\text{Fe}_4(\text{Ni}_{0,11}\text{Fe}_{0,45})\text{S}_8]$ без магнетитовой оторочки (см. табл. 5, обр. K-1 (x) и K-1 (м)). Можно полагать, что формирование этого парагенеза, как и в предыдущем случае, было связано с участием флюидов с сероводородом. В этих условиях Fe и Mg, высвобождающиеся при преобразовании серпентина в тальк, связывались в структурах магнетита и хромшпинелида (см. табл. 5, обр. 284x и K-1 (x), 284м и K-1 (м)). Судя по условиям залегания, структурно-текстурным признакам, серпентиниты этого типа были сформированы по серпентинитам четвертого типа в заключительные этапы деструктивных процессов при сдирании пластин и скучивании новообразованных меланократовых комплексов. Не исключено, что в этих условиях сульфиды пентландитового состава сохранились от исходных серпентинитов. В результате процессов дробления и перекристаллизации мелкие зерна пентландита оказались освобожденными от оболочки из магнетита.

* * *

В целом полученные данные позволяют с новых позиций вернуться к гипотезе о начальной серпентинизации как автометаморфическом процессе. При этом механизм начальной серпентинизации, рассмотренный выше, с одной стороны, объясняет возможность протекания локальных реакций серпентинизации без переноса вещества на значительные расстояния (что следует из результатов расчета баланса масс), с другой — снимает трудности, существовавшие в более ранних схемах процесса с участием глубинных восстановленных флюидов (например, в схеме В.В. Велинского [1978]) и связанные с необходимостью привноса значительных количеств кислорода для осуществления начальной серпентинизации ультраосновных пород. В результате исследований был предложен вариант трактовки стадийной серпентинизации пород дунит-гарцбургитового комплекса. Начальная (ранняя) серпентинизация этих пород связывается с образованием по оливину антигорита и железистого никеля под влиянием тока H_2 , CH_4 и CO_2 в глубинных условиях, возможно, в зоне спрединга. Серпентинизация в зонах деструкции океанической коры (второй—пятый типы) рассматривается как процесс наложенный, вторичный.

Выявленные типы минеральных парагенезов дают основание предполагать различные условия вторичной (наложенной) серпентинизации гипербазитовых комплексов Восточного Сахалина и горы Эконай (Корякский хребет), что обусловлено тектоническими причинами. В первом случае процесс серпентинизации был связан с деструкцией океанической коры и переработкой меланократового фундамента в структуре типа краевого моря. Во втором случае серпентинизация отвечает деструкции более мощной коры переходного типа. Причем породы меланократового фундамента, будучи тектонически совмещенными, образовали структуру фронтального островодужного поднятия.

Рассмотренные типы серпентинитов характеризуют не только последовательность стадий серпентинизации, но и латеральный ряд явлений серпентинизации, происходящих на активных окраинах континентов в системе краевое море—островная дуга—желоб.

The studies by a complex of methods (X-ray diffraction, electron-probing, microthermogravimetric, chromatographical analysis, microdiffraction of electrons, raster electron microscopy) established a specificity in composition of different tectonic types of serpentinites in Sakhalin and the Koryak highland. They revealed a stage-like nature of serpentinization processes of rocks belonging to the most ancient dunite-hurzburgite complex. The initial (early) serpentinization is associated with formation of antigorite and ferruginous nickel after tin at considerable depths under the effect of flow of hydrogen- and methane-bearing fluids. Associations of clino-chrysotile and lizardite as well as antigorite with finely dispersed magnetite are secondary and were formed later. Their formation is connected with the processes of tectonical reconstruction of oceanic crust.

ЛИТЕРАТУРА

- Агафонов Л.В., Банников О.Л., Андреева Т.А. Зависимость состава газовой фазы гипербазитов от их химизма и генезиса. — В кн.: Материалы по генетической и экспериментальной минералогии. Новосибирск: Наука, 1976, т. 10, с. 64—74.
- Артемов В.Р., Кузнецова В.Н. Проблема serpentinization в свете современных представлений о минералогии серпентинитов. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969, с. 168—175.
- Боуэн Н.Л., Таттл О.Ф. Система $MgO-SiO_2-H_2O$. — В кн.: Вопросы физико-химии в минералогии и петрографии. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 23—50.
- Варлаков А.С. О serpentinization альпийских гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 3, с. 54—63.
- Васильев В.И., Колесник Ю.Н., Бердичевский Г.В. Самородный железо-никель из серпентинитов Восточно-Саянского гипербазитового пояса. — Докл. АН СССР, 1976, т. 23, № 4, с. 969—972.
- Велинский В.В. Альпийские гипербазиты переходных зон океан-континент. М.: Наука, 1979. 239 с.
- Велинский В.В. Serpentinization гипербазитов. — Геология и геофизика, 1978, № 3, с. 52—62.
- Ершова З.И., Дмитриев Р.В. О выделении водорода при нагревании амфиболов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 6, с. 1455—1458.
- Жуховицкий А.А., Шварцман Л.А. Физическая химия. М.: Металлургия, 1976. 51 с.
- Заварицкий А.Н. Дунит Нижне-Тагильского массива на Урале с глубины 500 м. — Вестн. Геол. ком., 1925, № 4, с. 35—38.
- Капустин Ю.Л. О металлогенической специализации мантии. — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 2, с. 462—466.
- Корыткова Э.Н., Косюлина Г.И., Макаров Т.А. Экспериментальное воспроизведение процесса serpentinization оливины. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1972, № 3, с. 70—76.
- Кутолин В.А. Динамометаморфическая сегрегация магматических расплавов и рудных компонентов в верхней мантии. — Геология и геофизика, 1977, № 8, с. 3—10.
- Кушев В.Г., Миронов А.Г. Происхождение щелочных пород в свете данных о флюидном мантийном потоке. — Геология и геофизика, 1980, № 3, с. 3—12.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю. О самом южном месторождении платины на Урале. Изв. СПб. Политехнического ин-та, 1910, вып. 13, с. 36.
- Летников Ф.А. Особенности флюидного режима формирования мантийных пород. — В кн.: Флюидный режим формирования мантийных пород. Новосибирск: Наука, 1980, с. 5—20.
- Лодочников В.Н. Серпентиниты и серпентиниты Ильичевские и другие. — Тр. ЦНИГРИ, 1936. Вып. 38. 386 с.
- Лутц Б.Г., Петерсилье И.А., Каржавин В.К. Состав газообразных веществ верхней мантии Земли. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 2, с. 440—443.
- Маракушев А.А. Serpentinization гарцбургитов. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5—20.
- 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.
- Маршинцев В.К., Барашков Ю.П. Некоторые вопросы serpentinization кимберлитов. — Геология и геофизика, 1979, № 11, с. 51—57.
- Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.
- Пуцаровский Ю.М. Тектонические движения в океанах. — Геотектоника, 1978, № 1, с. 3—18.
- Разницын Ю.Н. Офиолитовые аллохтоны и сопредельные глубоководные впадины на западе Тихого океана. М.: Наука, 1981. 181 с.
- Рамдор П. О широко распространенном парагенезисе рудных минералов, возникающих при serpentinization. — Геология руд. месторождений, 1967, № 2, с. 32—43.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Казимиров А.Д., Соколов С.Д. Тектонические покровы и палинспастика Корякского хребта. — В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 63—80.
- Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1980, с. 160—172.
- Смирнова Ф.А. Теллурическое железо в ультраосновных породах Кемпирсайского плутона. — Зап. Всесоюз. Минерал. о-ва, 1970, ч. 99, вып. 6, с. 745—748.
- Слободский Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. Новосибирск: Наука, 1981, с. 3—133.
- Степанов С.С. Методика расчета баланса вещества для анализа дифференциации гарцбургитов. — Геохимия, 1984, № 1, с. 107—112.

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.

Юркова Р.М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Северный Сахалин). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 101–109.

Юркова Р.М., Слонимская М.В., Дайняк Л.Г., Дриц В.А. Водород и метан в серпентинах различных генетических типов (на примере Сахалина и Корякского нагорья). — Докл. АН СССР, 1982, т. 263, № 2, с. 420–425.

Benson W.N. The origin of serpentine. — Amer. J. Sci., 1918, vol. 46, p. 693–731.

Canadian Mineralogist, 1979, vol. 17, pt 4, p. 1–831.

Coleman R.G., Keith T.E. A chemical study of serpentinization Burro Mountain, California. — J. Petrol., 1971, vol. 12, pt 2, p. 311–328.

Cusumano J.A., Dalla Betta R.A., Levy Ricardo B. Catalysis in coal conversion. L.: Acad. press, 1978. 193 p.

Hess H.H. The problem of serpentinization and the origin of certain chrysotile asbestos and soapstone deposits. — Econ. Geol., 1933, vol. 28, p. 634–657.

Hossain M.A. These le grade de docteur P., 1977, p. 15.

Kazuaki J. Synthesis of antigorite. — Amer. Miner., 1973, vol. 58, p. 915–919.

Moody J.B. Serpentinization: A review. — Lithos, 1976, vol. 9, N 2, p. 125–138.

Wenner D.B., Taylor H.P. Oxygen and hydrogen isotope studies of the serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environment and continental ophiolite complexes. — Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, p. 207–239.

Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification/Ed. C.W. Brindley, G. Brown. Miner. Soc., 1980, p. 14–17.

УДК 552.323.6:549 (571.66)

Б.А. Марковский, Е.Л. Розина

ОСОБЕННОСТИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ ВУЛКАНИЧЕСКИХ УЛЬТРАМАФИТОВ КАМЧАТКИ

В различной степени серпентинизированные ультрамафиты являются, как известно, неотъемлемой составной частью океанической коры. Решение вопросов о месте, времени и характере процессов их серпентинизации представляет часть общей проблемы генезиса и типа внедрения ультрамафитов — проблемы, которая широко дискутируется в настоящее время в литературе и пока не имеет однозначного решения. В этой связи важное значение приобретает изучение особенностей преобразования различных фациальных типов вулканических ультрамафитов и их субвулканических тел, собственно магматическое происхождение которых не вызывает сомнения.

Объектом настоящего исследования являются вулканические ультрамафиты — пикриты Восточной Камчатки, которые формировались в пределах окраинно-океанического геосинклинального пояса позднемелового-палеогенового времени в зоне, переходной от континента к океану. Пикриты, слагаая автономные тела, входят в состав мощного геосинклинального, существенно базальтового вулканогенно-осадочного комплекса, приурочены к заключительным этапам его образования и занимают определенное положение в его разрезе, формируя толщу ультрамафитов мощностью до 400 м [Марковский, Ротман, 1981]. Широкое площадное распространение пикритов, разнообразие форм их проявления (вулканические постройки, диатремы, силлы, дайки) и фациальных типов (шаровые и массивные лавы, вулканические брекчии, гиалокластиты, туфы) свидетельствуют об ареальном, многовыходном типе подводного ультрамафического вулканизма и многообразии способов достижения ультрамафическими расплавами земной поверхности. Общие особенности петрографического и минерального составов пикритов, а также их геохимическая специфика были охарактеризованы нами ранее [Марковский, Ротман, 1981].

Проведенное исследование вторичных преобразований вулканических ультрамафитов, не претерпевших регионального метаморфизма, выявило широкие вариации степени их измененности от существенно серпентинизированных разновидностей до пород с реликтами относительно "свежего" вулканического стекла и неизменным оливином во вкрапленниках. Петрографическое изучение показало, что характерные вторичные минералы пикритов представлены преимущественно серпентином и хлоритом. Изредка наряду с ними присутствуют актинолит, тремолит и тальк.

Серпентин обычно развивается по оливину, причем бледно-желтая пластинчатая разновидность серпентина первой генерации часто образует полные псевдоморфозы,

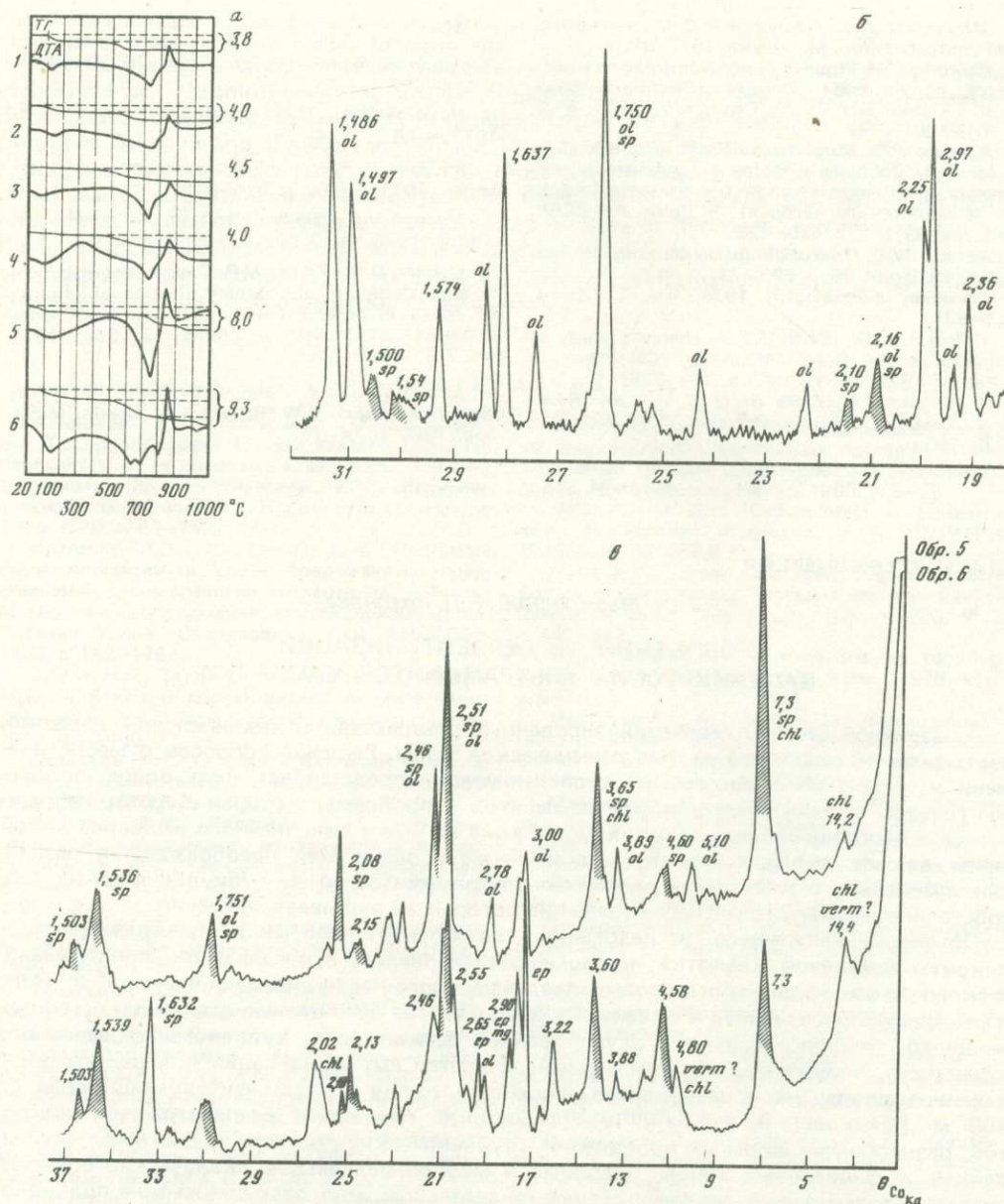
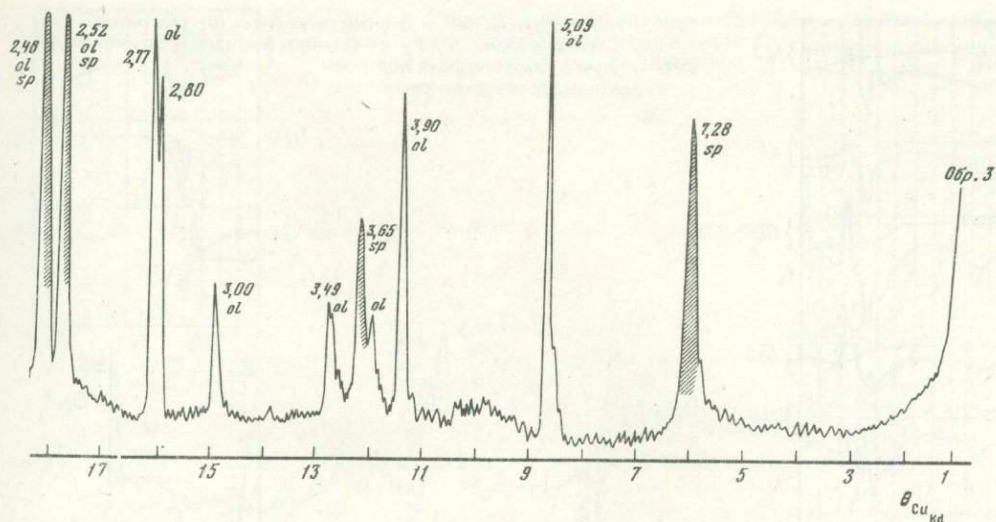


Рис. 1. Термограммы (а) и дифрактограммы (б, в) измененных оливинов (1–6) пикритов
 ol — оливин, sp — серпентин, chl — хлорит, verm — вермикулит, mgt — магнетит, ep — эпидот-
 цоизит; заштрихованные пики на дифрактограммах — серпентин

в результате чего вкрапленники оливина макроскопически приобретают облик кристаллов со спайностью. Серпентин второй генерации (тонковолокнистый голубовато-зеленого цвета) слагает обычно краевые части кристаллов оливина и тонкие, неправильной формы прожилки в них. Показатели преломления двух разновидностей серпентина: $N_g = 1,555$, $N_p = 1,544$ и $N_g = 1,560$, $N_p = 1,548$. В ряде случаев по оливину развивается также бесцветный либо зеленоватый серпентин тонкоагрегатного строения с $N_g = 1,563 \div 1,576$. "Начальное" преобразование оливина, связанное с развитием пластинчатого серпентина, происходит, как правило, без обособления магнетита. Появление последнего связано с последующими стадиями серпентинизации оливина и особенно



характерно для пород субвулканических тел — даек и силлов. Обращает на себя внимание отсутствие петельчатых форм развития серпентина по оливину, обычно столь типичное для альпинотипных гипербазитов.

Серпентин в сочетании с хлоритом развивается также по вулканическому стеклу основной массы пикритов и в них выполняет миндалины.

В связи с ограниченными возможностями микроскопического изучения вторичных минералов для их диагностики были использованы методы термического и рентгеновского анализов. Термограммы регистрировались на скоростных термических установках ТУ-1М (скорость нагревания 65–70°С/мин, навеска 75–100 мг), дифрактограммы — на УРС-50ИМ, ДРОН-1, ДРОН-2, ДРОН-3. Термическим и рентгеновским методами было изучено более 250 образцов, в некоторых случаях удалось выделить и исследовать серпентин как мономинеральную фазу. Использование этих двух методов анализа позволило достаточно точно диагностировать разновидности серпентина [Браун, 1965; Термический..., 1974]. В случае незначительного содержания серпентина и невозможности выделения его из образцов, в состав которых входят также оливин, пироксен, магнетит, хлорит и другие минералы, диагностика разновидностей последнего методом дифрактометрии чрезвычайно затруднена. В то же время на термограммах такие термоинертные минералы, как оливин, пироксен и им подобные, не проявляют себя; присутствие магнетита также не мешает производить диагностику разновидностей серпентина и хлорита по данным дифференциально-термического анализа (ДТА) и определять их количественные содержания по данным кривых потери веса (TG). Следует отметить, что несовершенство структуры серпентинов, выражающееся в виде "размытых" максимумов на дифрактограммах и определенных отношений величин эндо- и экзотермических эффектов на термограммах [Термический..., 1974], значительно затрудняет точную диагностику разновидностей серпентина.

Термическим и рентгеновским методами были изучены в различной степени серпентинизированные оливины вкрапленников пикритов, а также общие составы пикритов различных фациальных типов — шаровых лав, обломков из вулканических брекчий, туфов вулканических построек и диатрем, пород даек и силлов. Кроме того, был исследован серпентин, слагающий редкие, маломощные (до 1–2 см) прожилки в пикритах даек и силлов. На рис. 1–3 приведены типичные термограммы и дифрактограммы всех изученных разновидностей пород.

Было установлено (рис. 1, а, б, в), что оливины вкрапленников замещены смесью lizardita и хризотила преимущественно несовершенной структуры. Их общее содержание в исследованных образцах варьирует от 10 до 35%. В единичном случае наряду с серпентином зафиксировано присутствие амфибола. В некоторых образцах наблюдается присутствие примеси хлорита.

Особенностью преобразования шаровых лав и обломков из вулканических брекчий

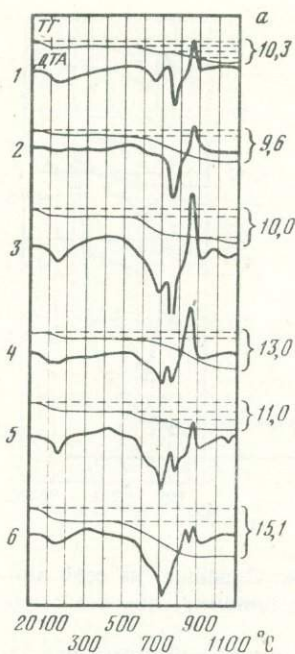
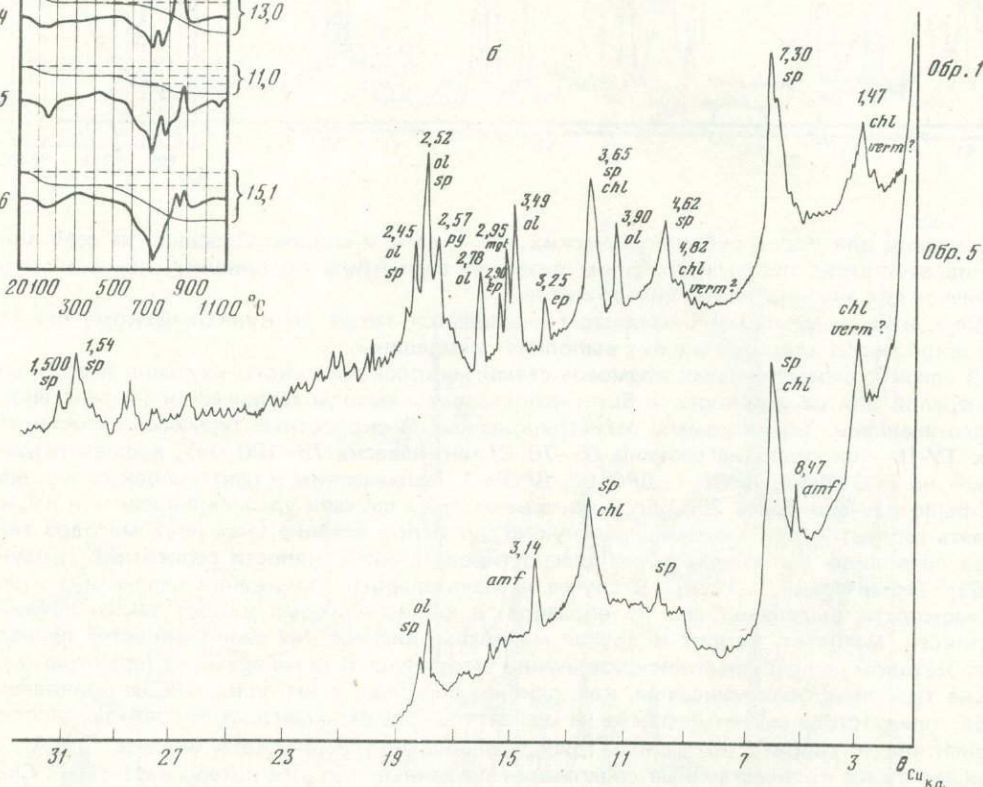


Рис. 2. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) пикритов
1 — шаровые лавы; 2, 3 — обломки в вулканических брекчиях;
4—6 — туфы вулканических построек
Условные обозначения см. на рис. 1



пикритов (рис. 2, а, б) является преобладание среди их вторичных минералов лизардита относительно совершенной структуры с примесью хризолита. Почти во всех изученных образцах в заметном количестве (до 15%) присутствует хлорит, реже отмечается примесь вермикулита¹ (?) и амфибол. Общее содержание вторичных минералов варьирует в пределах 45—60%.

Пикритовые туфы вулканических аппаратов и диатрем характеризуются наиболее высокой степенью преобразования (см. рис. 2, а, б) с содержанием вторичных минералов 65—90%. Для туфов вулканических построек типично преобладание лизардита по отношению к хризотилу или их присутствие примерно в равных количествах. Для туфов диатрем показательно разнообразие продуктов изменения и присутствие наряду с лизардитом преимущественно несовершенной структуры хризотила, а также значительного количества хлорита (до 30%), иногда вермикулита (?), смектитов, карбоната и амфибола.

¹ Вермикулит развивается по микролитам флогопита основной массы некоторых разновидностей пикритов.

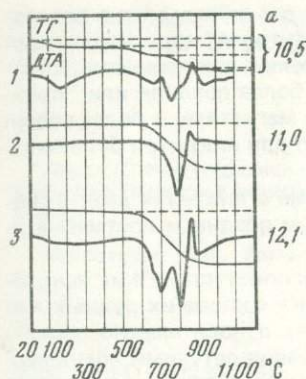
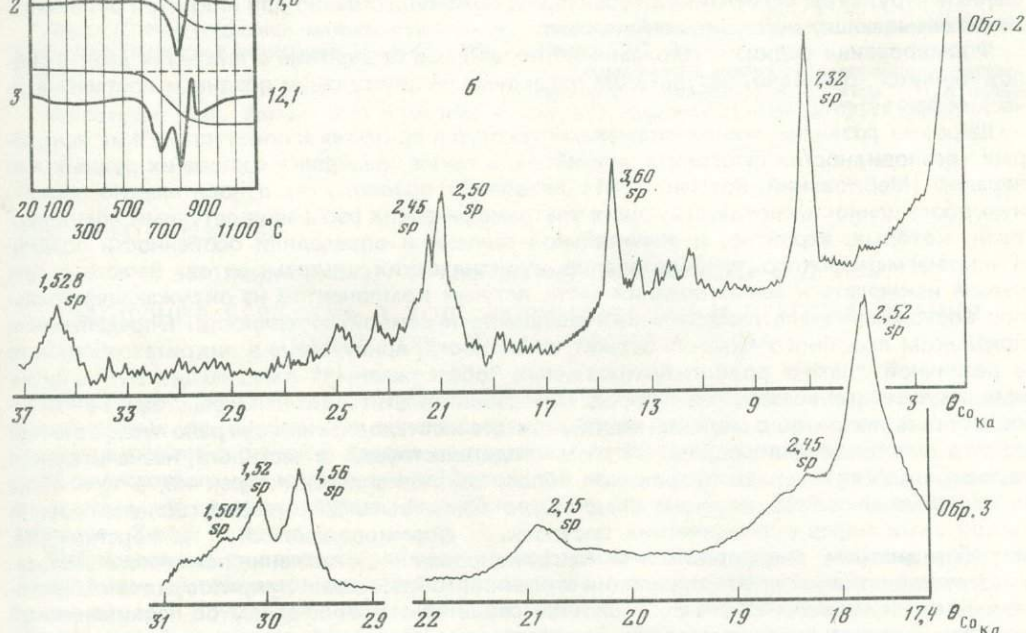


Рис. 3. Термограммы (а) и дифрактограммы (б) пикритов силлов, даек и прожилков серпентина в них
1, 2 — силлы и дайки; 3 — прожилок



Содержание вторичных минералов в пикритах даек и силлов колеблется от 35 до 70% (рис. 3, а, б). Характерно преобладание lizardita и в целом более высокая степень совершенства его структуры по сравнению с пикритами всех других фациальных типов, присутствие в подчиненном количестве хризотила и антигорита; следует отметить, что количество последнего возрастает в наиболее интенсивно преобразованных разновидностях пород. В большинстве образцов фиксируется присутствие магнетита. Серпентин прожилков (см. рис. 3, а, б) представлен преимущественно антигоритом с примесью хризотила и lizardita.

Таким образом, выявляется определенная последовательность формирования разновидностей серпентина в изученных пикритах, а именно lizardit → хризотил → антигорит, причем соответственно возрастает и степень совершенства структуры этих разновидностей серпентина.

Устанавливается, как видно из приведенных выше данных, определенная зависимость степени и особенностей преобразования пород от их фациальной принадлежности. Так, в целом наиболее интенсивно преобразованы пикритовые туфы вулканических аппаратов и диатрем. Кроме того, пикриты собственно эффузивных и эксплозивных фаций отличаются от пикритов субвулканических тел относительным несовершенством структур серпентинов.

Обсуждение результатов. Ранее нами было показано [Марковский, Ротман, 1981], что для вулканических ультрамафитов Камчатки весьма характерны миндалекаменные текстуры, причем была установлена четкая зависимость степени серпентинизации пикритов от количества в них миндалинов. Соответственно наиболее серпентинизированными являются пикритовые туфы вулканических построек и диатрем, содержание миндалинов в обломках пикритов которых достигает 30–40% их объема. Подобная связь процессов дегазации и серпентинизации совместно с приведенными выше данными о специфике преобразования пикритов различных фациальных типов позволяет предполагать, что серпентинизация рассматриваемых вулканических ультрамафитов является существенно автометаморфическим процессом и зависит от содержания летучих компонентов

в ультрамафическом расплаве, а также от различных условий его охлаждения в поверхностных или приповерхностных условиях. Ранняя "безмагнетитовая" серпентинизация и относительно несовершенные структуры серпентинов типичны для пикритов собственно эффузивных и эксплозивных фаций, а относительно более поздняя или "продвинутая" серпентинизация, сопровождающаяся обособлением магнетита, и более совершенные структуры серпентинов характерны преимущественно для пикритов более медленно остывающих субвулканических тел.

Формирование редких "наложенных" прожилков серпентина в пикритах даек и силлов является, очевидно, результатом последующей циркуляции поздние- и постмагматических растворов.

Широкое развитие миндалекаменных текстур в пикритах и присутствие в их некоторых разновидностях флогопита, амфибола, а также специфика состава их рудных минералов [Марковский, Ротман, 1981] позволяют предполагать относительную первичную обогащенность соответствующих ультрамафических расплавов летучими компонентами, которые, вероятно, в значительной степени и определяли особенности поздние- и постмагматического преобразования вулканических ультрамафитов. Вместе с тем нельзя исключать и заимствования части летучих компонентов из окружающей среды при восхождении ультрамафических расплавов к земной поверхности. Определенным признаком подобного явления служит, в частности, присутствие в пикритах обломков в различной степени родингитизированных "обезвоженных" вмещающих вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород. Интересно отметить, что непосредственное взаимодействие пикритов с морской водой на месте их становления не играло существенной роли в преобразовании пород. Об этом свидетельствует, в частности, незначительная серпентинизация лавовых шаров или обломков вулканических брекчий, в том числе и их краевых частей, а также сходная, но более высокой степени серпентинизация пикритовых туфов вулканических построек, формировавшихся на морском дне, и туфов диатрем, внедрявшихся в консолидированные отложения различного состава.

Отсутствие какой-либо корреляции степени преобразования пикритов, их химического состава и геохимических особенностей свидетельствует в целом об изохимической природе процесса серпентинизации. Вместе с тем отсутствуют и какие-либо текстурные и структурные признаки неизбежного при изохимической серпентинизации увеличения объема ультрамафитов, что устанавливается при детальном изучении пикритов, слагающих дайки, силлы, а также отдельные лавовые шары и подушки. По нашему мнению, это явление находит объяснение, исходя из относительно высокотемпературной автометаморфической природы серпентинизации, когда соответствующее увеличение объема на поздние- и постмагматической стадии в определенной мере могло компенсироваться уменьшением объема пород при их охлаждении. Естественно, что эти соображения имеют предварительный, качественный характер и требуют строгого количественного обоснования.

Проведенное исследование особенностей преобразования вулканических ультрамафитов Камчатки позволяет сделать некоторые выводы, имеющие, очевидно, принципиальное значение для решения проблемы серпентинизации гипербазитов в целом.

1. Преобразование вулканических ультрамафитов носит стадийный характер, является существенно изохимическим автометаморфическим процессом и зависит от содержания летучих компонентов в расплаве, а также от условий охлаждения последнего в поверхностных или приповерхностных условиях.

2. Приведенные данные свидетельствуют о несомненно значительном содержании летучих компонентов в расплаве на стадии его внедрения или излияния, причем наряду с ювенильными допускаются также присутствие летучих компонентов, заимствованных расплавом при его восхождении к земной поверхности.

3. Непосредственное взаимодействие ультрамафического расплава с водой в процессе его излияния и дробления на морском дне, очевидно, не играло существенной роли в серпентинизации соответствующих фациальных разновидностей пикритов.

ABSTRACT

Presented are results of studying serpentinization features of various facies types of volcanic ultramafics. Petrographic, thermal and X-ray studies have shown that characteristic secondary minerals, the proportions of which are highly variable, are represented by serpentine, chlori-

te, and smectite. There is a certain succession of formation of serpentine varieties in picrite, viz., lizardite → chrysotile → antigorite. It is assumed that serpentization of volcanic ultramafics in Kamchatka is a function of content of volatiles in the melt.

ЛИТЕРАТУРА

- Браун Г. Рентгеновские методы изучения и петрология ультраосновного вулканизма. Л.: структура глинистых минералов. М.: Мир, 1965. Недра, 1981. 247 с.
509 с. Термический анализ минералов и горных пород/ В.П. Иванова, Б.К. Касатов, Г.Н. Красавина, Е.Л. Розина. Л.: Наука, 1974. 399 с.
- Марковский Б.А., Ротман В.К. Геология и

УДК 551.241:14 (235.216)

В.Ф. Морковкина, Г.И. Макарычев, С.И. Гаврилова, М.Д. Гесь

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕЩЕСТВА В ХОДЕ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КОРЫ ОКЕАНИЧЕСКОГО ТИПА

Направленность и механизм преобразования пород океанической коры в принципиально новые по химизму и минеральному составу породы коры континентальной является весьма сложной и далеко не решенной проблемой, связанной к тому же с рядом самостоятельных и крупных вопросов, таких, как формирование самой океанической коры, что, в свою очередь, является частью более общей проблемы образования оболочек Земли в целом.

Наблюдаемые в природе явления трансформации вещества — региональный метаморфизм, метасоматоз, палингенез, связанные с магматизмом контактовые изменения пород и другие процессы — вряд ли могут быть причиной образования оболочек Земли, так как эти явления наблюдаются в уже сформированных твердых породах, продуктах разрушения и седиментации. Например, региональный метаморфизм охватывает самые различные породы, включая вулканогенно-осадочные толщи. При этом предполагается, что процесс протекает изохимически и по составу метаморфитов можно судить об исходных, метаморфизируемых породах.

Между тем А.Г. Коссовская и др. [1981] убедительно показали, что даже молодые базальты дна современного океана претерпевают интенсивные преобразования, выраженные как в перестройке структуры минералов, так и в развитии новых минеральных видов с накоплением в них K, Na и других элементов. Эти факты доказывают, что химизм метаморфитов, особенно в древних регионах, может сильно отличаться от такого исходных пород.

Метасоматоз также фиксируется в самых разнообразных, в том числе осадочных, породах. Его развитие обычно связывают с конкретным, чаще всего магматическим, источником привноса вещества либо с эндогенными (сквозьмагматическими) растворами и флюидами, несущими различные элементы из глубины, где они якобы находятся изначально, в неизвестном пока виде и состоянии.

Между тем закономерная смена пород коры по вертикали от ультраосновных к кислым свидетельствует о существовании какой-то общей для планеты закономерности изменения земного вещества в строго определенном направлении.

Согласно В.И. Вернадскому [1934], твердая оболочка Земли и биосфера представляют собой единую систему, подчиненную законам эволюционного развития. Отсюда вытекает, что эволюционный процесс развития (а может быть, и саморазвития) земного вещества является главной причиной создания оболочек Земли, магматической, гидротермальной и, вероятно, тектонической деятельности, т.е. всего разнообразия мира горных пород и их строения.

Представления А.П. Виноградова [1954] о том, что гидросфера и атмосфера есть продукт дегазации верхней мантии, приобретают важное значение, так как дегазацию можно рассматривать как одну из форм проявления эволюции земного вещества. Запасы нефти и газов, углерод которых имеет в основном эндогенную природу [Ронов, 1972], указывают на важную роль в составе земного вещества углерода и водорода, которыми

обеднена верхняя мантия в результате их миграции (дегазации). В этой связи гипотеза В.Н. Ларина [1975] заслуживает самого пристального внимания.

По данным Ф.В. Чухрова [1955], наиболее простым по химизму и структуре минералом является оливин, затем в порядке усложнения этих характеристик следуют клинопироксены, плагиоклазы, амфиболы, гранаты, кварц, слюды, калиевые полевые шпаты и др. Если состав и строение минералов принять за выражение сложности организации вещества, то отчетливо выявляется общее направление эволюции земного вещества в сторону его силификации и окисления, что отвечает вертикальной зональности земной коры.

Однако роль эволюционного процесса в созидании горных пород изучена еще мало, тем более что выявление этого процесса встречает ряд трудностей, так как среди множества природных явлений созидания и преобразования различных пород весьма нелегко выявить ведущие, петрогенные формы вещественной эволюции и отличить их от второстепенных процессов изменения пород, вызванных магматизмом, тектоникой и другими причинами.

Наиболее информативными в этом отношении являются офиолиты, изучение которых в разновозрастных складчатых регионах дает материал, раскрывающий сложную картину их многообразных, часто полярных по составу превращений и позволяющий установить взаимосвязь процессов между собой и с геологической историей региона.

Формирование пород коры океанического типа. Океанический тип коры объединяет ультраосновные и основные породы нижней части разреза (меланократовый фундамент) и собственно эвгеосинклинальные образования — вулканы, ашмоиды, радиолариты, терригенные породы, известняки и др.

В ненарушенных разрезах офиолитов складчатых зон (Малый Кавказ, Тянь-Шань, хребет Дарви в Монголии и др.) вулканогенно-осадочные толщи часто лежат на размытой поверхности меланократового фундамента, а нередко подстилаются продуктами его разрушения — серпентиновыми песчаниками, гравелитами, алевролитами с хромшпинелидами, а также конгломератами и карбонатными породами с обломками серпентина, частично карбонатизированного (рис. 1, 1, см. вкл.). Эти данные свидетельствуют о наличии значительного перерыва во времени образования меланократового фундамента и эвгеосинклинальных толщ.

Ультрамафиты меланократового фундамента принято считать представителями либо непосредственно вещества верхней мантии, либо ее тугоплавкого остатка (рестита) после удаления легкоплавкой части в виде базальтовой магмы, которой отводится важная роль в наращивании эвгеосинклинального разреза и в формировании габбровых, в том числе расслоенных, интрузивов.

В разновозрастных складчатых регионах ультрамафиты представлены преимущественно серпентинитами, принимаемыми по традиции за продукты гидратации дунитов и гарцбургитов. Однако при детальных исследованиях были выявлены два принципиально различных вида серпентинитов: обычные хризотил-антигоритовые кристаллические разности и плотные дисперсные, находящиеся в виде реликтов в первых (см. рис. 1, 2). Отмеченные нами ранее основные особенности дисперсного ультрамафита (физико-механические свойства, строение, химизм, присутствие углерода и др.) дают основание рассматривать его в качестве наиболее близкого представителя протовещества, а свойственную ему петельчатую структуру — как результат раскристаллизации вдоль полигональной трещиноватости [Морковкина, 1971, 1974].

По мнению Д.С. Штейнберга и И.С. Чашухина [1977], дисперсные разности являются результатом ранней гидратации дунитов и гарцбургитов, а обычные хризотил-антигритовые серпентиниты — продуктом их изменения.

Не решая вопроса о природе дисперсного ультрамафита, важно отметить его необычайную способность к разному рода преобразованиям в принципиально новые по составу и строению минералы и породы, а также многократную перекристаллизацию в серпентиновые минералы разного химического состава. Изучение явлений преобразования дисперсного ультрамафита (субстрата) позволяет выявить отдельные стадии его эволюции, обусловившей формирование меланократового фундамента и пород континентальной коры. Кратко остановимся на главных видах преобразования дисперсного ультрамафита, поскольку они подробно были рассмотрены ранее [Морковкина, 1967, 1971, 1974].

Дегидратация дисперсного ультрамафита, содержащего до 15% воды (точное ее состоя-

ние неизвестно), выражается в ее удалении и образовании оливина и ортопироксена. По экспериментальным данным [Пугин и др., 1969] дисперсный ультрамафит устойчив при давлении 30 кбар, что соответствует глубине 120 км при температурном режиме не выше 550°С. Десерпентинизация осуществляется при 350–650°С (в зависимости от состава серпентина) при давлении 3,4 кбар [Raleigh, Paterson, 1965]. Эти данные подтверждают разную природу близких по химизму серпентинитов и глубинный характер дисперсного ультрамафита.

При изучении офиолитов разновозрастных поясов отчетливо прослеживается вся серия переходов дисперсного ультрамафита в оливиновые породы, которые ассоциируют с обычными серпентинитами и занимают различные части вертикального разреза. Наличие в серпентинитах и в оливиновых породах реликтов дисперсного ультрамафита, в разной степени раскристаллизованного в серпентины, свидетельствует о том, что одновременно с дегидратацией протекала его раскристаллизация. Соотношения продуктов дегидратации с субстратом и обычными серпентинитами очень разнообразны и нередко создают как тонко-, так и грубополосчатые текстуры. Выявляется, что текстурно-структурные особенности продуктов дегидратации отражают специфику нарушенности самого субстрата.

Дегидратация проявилась весьма неравномерно и имела длительный и прерывистый характер, о чем свидетельствует гетерогенность оливина, различная форма и величина его зерен в пределах штуча, изменчивая структура породы и др. Неравномерное развитие процесса позволяет проследить последовательное изменение субстрата от начальных до конечных стадий.

На начальной стадии дегидратации продуцируются петельчатые серпентиниты с оливином в ячейках, который обычно принимают за реликтовый минерал дунитов. Однако этому противоречит направление роста и игольчатый габитус оливина в ячейках, гломеробластовый характер крупных зерен, многозональное строение серпентиновых петель и др. Подобные структуры указывают на развитие процесса в условиях затрудненной геохимической миграции с явлениями "сбрасывания" высвобожденных примесей на дисперсный субстрат, сопровождающимися образованием каемок разных по составу серпентинитов и рудного минерала.

Образование существенно оливиновых пород требует условий свободной миграции воды и примесей с полным удалением их из областей дегидратации с реализацией в минеральных фазах вблизи и на значительном расстоянии от этих областей. Это подтверждается приуроченностью оливиновых пород к зонам повышенной проницаемости, а также залеганием и перемежаемостью их с серпентинитами, играющими роль своеобразного фактора химического равновесия.

Таким образом, дегидратация представляет собой сложный, крайне неравномерный и прерывистый процесс, сопровождаемый геохимической миграцией и перекристаллизацией минералов. Пространственное расположение продуктов дегидратации, их текстурно-структурные особенности и характер соотношений между отдельными разновидностями зависят от многих причин, но главным образом от специфики строения тектонических зон, обеспечивающих интенсивность процесса и условия миграции воды. От характера миграции кремнезема зависит количество и распределение ортопироксена.

Конечные продукты дегидратации соответствуют дунитам и гарцбургитам, однако их соотношения с серпентинитами и реликтами дисперсного ультрамафита, особенности состава оливинов и структуры самих пород заставляют сомневаться в их магматической природе и наложенной на них серпентинизации. Об этом же свидетельствуют данные о распределении хрома в ультраосновных и основных породах Малого Кавказа (рис. 2). Как видно на диаграмме, наиболее хромистые разности хромшпинелидов характерны для дисперсных ультрамафитов, тогда как в дунитах и серпентинитах они имеют значительно более глиноземистый состав. Этот факт объективно доказывает, что дисперсный (петельчатый) ультрамафит не является продуктом гидратации ассоциирующих с ним оливиновых пород, так как серпентинизация, как правило, приводит к потере и рассеиванию хрома.

Если дегазация вещества верхней мантии играла, согласно А.П. Виноградову [1961], важную роль в истории планеты, то сопоставимую с ней дегидратацию (дегидритизацию?) можно считать ответственной за следующие явления: существенно оливиновый состав верхней мантии и ее гетерогенность; локально создаваемые условия высокого

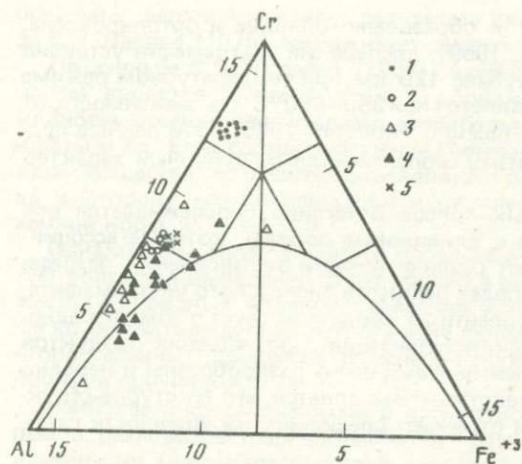


Рис. 2. Диаграмма составов хромшпинелидов из пород и руд

1 — дисперсных (петельчатых) серпентинитов; 2 — хризотил-баститовых (обычных) серпентинитов; 3 — дунитов и гарцбургитов; 4 — габброидов; 5 — нодулярных руд Полярного Урала

давления и связанные с ними тектонические явления; накопление углеводородов и гидротермальную деятельность; возможное участие высвобожденной воды в генерации магм и образовании флюидов и т.д. Это показывает, что дегидратация глубинного вещества Земли, которому наиболее близок дисперсный ультрамафит, могла быть причиной многих петрогенных, тектонических и других явлений.

Габброизация — это совокупность процессов, продуцирующих породы основного состава — габброиды, сложенные Са-плагиоклазом, пироксенами, оливином и гроссуляром, соотношения которых варьируют до мономинеральных разностей. Сочетание этих пород с водосодержащими минералами и породами свидетельствует о том, что наряду с формированием Са- и Са-Mg-алюмосиликатов происходила дегидратация субстрата с перераспределением присущих ему элементов и воды. В результате продукты собственно габброизации ассоциируют с продуктами дегидратации ультрамафита, а безводные минералы — с водосодержащими, что создает широкую гамму разновидностей как по минеральному составу, так и по структурно-текстурным особенностям. В целом неоднородный габброидный комплекс имеет мигматитоподобный облик, где в различных сочетаниях перемежаемости и взаимопереходах сосуществуют продукты различных стадий развития указанных процессов, а также не затронутые ими дисперсные ультрамафиты и их раскристаллизованные разности.

Следует подчеркнуть особенность развития габброизации, а именно каждый вновь образуемый минерал проходит скрытокристаллическую фазу (см. рис. 1, 4), образуя рентгеноаморфную массу с последующей постепенной раскристаллизацией ее в крупные зерна, порфиры- и гломеробласты соответствующего минерала. Так, криптокристаллическая масса плагиоклазового состава преобразуется в зависимости от условий в основной плагиоклаз, гроссуляр, цоизит и гидрогроссуляр или в комплекс этих минералов. По-видимому, для формирования кристаллически-зернистых пород требуется длительный период перекристаллизации и гомогенизации минералов в спокойных условиях. Аналогичная картина присуща и другим минералам (клинопироксену и олигину), которые на ранней ступени образуют микростерхистый и игольчатый агрегат, постепенно приобретающий кристаллический облик. По-видимому, этот механизм является общим для процесса вещественной эволюции.

Текстурно-структурные особенности пород габброидного комплекса и сочетание тонко- и грубооплосчатых разностей с массивными и брекчиевидными отражает, скорее всего, характер дезинтеграции и нарушениями самого субстрата. Судя по химизму сосуществующих минералов, габброизация протекала в условиях, соответствующих гранулитовым и эклогитовым фациям метаморфизма, и, следовательно, продукты этого процесса можно рассматривать как гранулиты. Однако наличие среди них серпентинитов указывает, что при габброизации температура не превышала 550°C, а давление — 10 кбар [Пугин и др., 1969]. Учитывая эти данные, а также зафиксированный на термограмме фазовый переход ультрамафита при температуре 810°C [Морковкина, 1971], можно предполагать, что эндо- и экзотермические эффекты дегидратации оказывали существенное влияние на температурный режим природного процесса.

Таким образом, широкий фронт габброизации и связанной с ней дегидратации дисперсного ультрамафита был главной причиной образования пород нижней части океанической коры или меланократового фундамента. По своей сущности габброизация — процесс метасоматический, так как очевиден интенсивный и длительный приток вещества, в первую очередь Са, Al и Si, а также миграция и перераспределение Mg, Fe и воды.

Однако огромные масштабы его развития, взаимосвязь с дегидратацией, отсутствие конкретного источника привноса элементов, невозможность выявления баланса вещества и других закономерностей метасоматоза заставляет рассматривать габброизацию как одну из форм проявления эволюции земного вещества, качественное изменение которого в новые не свойственные ему минеральные парагенезисы имеет сходство с метасоматозом. Габброизация выражает проявление раннего, кальциевого этапа общего эволюционного развития земного вещества, зависящего не только от *PT*-параметров, но и от многих других неизвестных пока факторов.

Поскольку в габброизацию и связанную с ней дегидратацию оказывается вовлеченным только дисперсный ультрамафит — наиболее древний и глубинный субстрат, а продуцируемые при этом породы (меланократовый фундамент) нередко с продуктами их размыва лежат в основании эвгеосинклинальных толщ, то есть основание связывать этот этап с догеосинклинальной стадией развития коры.

Карбонатизация дисперсного ультрамафита широко распространена в складчатых зонах Тянь-Шаня, МНР, в Вединском районе Малого Кавказа, в некоторых районах Северного Кавказа (р. Теберда), но отсутствует на Урале. Она выражается в постепенном замещении дисперсного ультрамафита кальцитом с небольшой примесью доломита вплоть до образования мономинеральных массивных мраморовидных пород. Их тела различной формы, мощности и протяженности находятся в серпентинитах и амфиболитах, иногда с резкими, возможно тектоническими, границами.

Все отмеченные для габброизации особенности характерны и для карбонатизации, что, по-видимому, отражает одинаковый механизм развития эволюционного процесса в целом. В переходных разностях мелкозернистое карбонатное вещество перемежается узкими полосами ультрамафитового субстрата, преобразованного частично или полностью в хлорит-серпентиновый агрегат, тремолит, актинолит и хлорит-амфибол-карбонатные разности. В массивных кристаллических разностях лишь местами сохраняется реликтовая петельчатая структура субстрата, зато часто присутствуют новообразования оливина, зеленой шпинели, лучистые агрегаты клинопироксена, изредка волластонит. Вместе с тем в них не обнаруживается присутствия хрома, что может служить указанием на нижний предел температурного режима карбонатизации, так как при 300°С хром в виде карбониллов становится летучим.

Карбонатизация обычно контролируется зонами глубинных разломов, надвиговых структур и серпентинитового меланжа, которые, по-видимому, обеспечивали интенсивный привнос эндогенного углерода и окислительную обстановку. По ведущему значению кальция этот процесс следовало бы отнести к кальциевому этапу вещественной эволюции ультрамафитов, однако этому противоречит отсутствие в габброидах крупных тел мраморовидных пород и их пространственная разобщенность. Скорее всего, карбонатизация имела самостоятельное развитие в специфических тектонических структурах.

С карбонатизацией тесно связано развитие существенно кварцевых пород, которые находятся непосредственно в продуктах карбонатизации и в серпентинитах в виде жил, прожилков, линзовидных и неправильных тел, а также образуют полосы, чередующиеся с карбонатными породами. Эти образования, особенно если они претерпели последующую хлоритизацию и расслаивание, приобретают сходство с осадочными породами, за которые их нередко и принимают.

Между тем связь карбонатизации и окварцевания ультрамафитов вполне закономерна, так как при этом процессе из ультрамафита высвобождается более 40% SiO_2 , который в зависимости от интенсивности миграции формирует кварциты внутри, вблизи или на удалении от зон карбонатизации. Одновременно с кремнеземом освобождаются значительные количества Mg, Fe и воды (возможно, водорода), которые формируют новые минералы: амфиболы, хлориты, эпидот и др. Этим объясняется ассоциация карбонатных пород с актинолитами, тремолитами, талькитами и др.

Что касается времени проявления карбонатизации, то факт наличия в основании эвгеосинклинальных образований карбонат-серпентиновых песчаников, в которых обломки серпентинита уже карбонатизированы, указывает на догеосинклинальный период ее развития, т.е. на кальциевый этап вещественной эволюции ультрамафитов.

Таким образом, габброизация и дегидратация дисперсного ультрамафита являлись главной причиной образования меланократового фундамента (нижней части океанической коры), неоднородного по строению, минеральному составу, времени и месту

образования пород. Продукты размыва пород меланократового фундамента лежат в основании эвгеосинклинальных толщ, что свидетельствует о значительном временном разрыве в их образовании.

По вещественному составу продукты габброизации хорошо коррелируются с гранулитами древних щитов. Предполагается, что гранулиты Алданского щита образовались путем насыщения гипербазитов плагиоклазовым веществом в условиях гранулитовых фаций и имеют возраст 3,7 млрд. лет [Раузер и др., 1977]. По данным Б.Я. Хоревой [1977], возраст гранулитов колеблется от 4 до 3,5 млрд. лет. Это подтверждает высказанное нами предположение о проявлении кальциевого этапа в догеосинклинальную стадию развития складчатых регионов. Различия между гранулитовыми фациями щитов и продуктами габброизации складчатых зон вызваны, скорее всего, длительным нахождением гранулитов в стационарных условиях, где имели место явления гомогенизации, собирательной перекристаллизации и усреднения составов.

Активная тектоническая деятельность, сопровождающая развитие геосинклинальной стадии, создавала, вероятно, благоприятные условия для генерации магм основного состава в меланократовом фундаменте, чему способствовала его гетерогенность и наличие воды (газа). Генерированная магма обусловила магматическую деятельность и формирование эвгеосинклинальных образований, в составе которых, по-видимому, имелись и терригенные породы за счет разрушения материала фундамента.

Формирование пород коры континентального типа. Породы континентальной коры отличаются от пород коры океанической принципиально новым набором минеральных ассоциаций, их более высокой организацией и сложным химизмом. Следовательно, преобразования пород океанической коры, включая ее вулканогенно-осадочные толщи, имеют качественный характер, и их можно рассматривать как проявление новых этапов вещественной эволюции. Однако выявить особенности их развития, соотношения их продуктов, а тем более связь с исходными породами весьма затруднительно, так как преобразования охватывают разнообразные по химизму и составу породы всей океанической коры. Кроме того, в настоящее время ее представители нередко находятся в виде тектонических блоков и пластин, перемещенных с разных уровней ее разреза в различные породы коры континентальной, в результате чего их первичные соотношения нарушены и осложнены.

Тем не менее при изучении разновозрастных офиолитовых поясов выявляются два главных этапа эволюции пород океанической коры, которые по ведущей роли элементов в минералообразовании следует называть натровым и калиевым этапами или плагиогранитизацией и собственно гранитизацией.

Плагиогранитизация выражается в развитии в породах океанической коры (в том числе в серпентинитах) кислого плагиоклаза, амфиболов (включая глаукофан), натрий-содержащих клинопироксенов (вплоть до омфацита), слюд (преимущественно парагонита и флогопита), а также кварца, граната, талька, хлорита, эпидота, цоизита и других минералов, появление которых обусловлено перераспределением вещества. Обращает на себя внимание широкий диапазон количественных соотношений между минералами вплоть до образования мономинеральных разностей — амфиболитов, альбититов, эпидозитов, гранатитов, слюдитов и т.д. Многочисленные разновидности пород находятся в различных сочетаниях и соотношениях, перемежаются между собой и связаны постепенными переходами. С ними тесно ассоциируют альбит-кварцевые прожилки, жилы плагиоаплита, мощные тела и массивы плагиогранитов, диоритов и кварцевых диоритов, что свидетельствует о достижении процессом завершающей стадии — магнообразования с сохранением расплава на месте его формирования и с перемещением в виде интрузий.

По существу продукты плагиогранитизации представляют собой мощные поля амфиболитов и плагиомигматитов, где каждая из многочисленных разновидностей фиксирует как бы отдельные звенья единого процесса.

Судя по особенностям геологического строения, реликтовым структурам, а иногда участкам сохранившегося субстрата, в плагиогранитизацию были вовлечены основные вулканы, диабазы, габброиды, осадочные породы и серпентиниты. Вулканы испытывали главным образом амфиболитизацию и альбитизацию (деанортитизацию) плагиоклаза, а также перекристаллизацию с обособлением лейкократовой части от меланократовой. Те же явления характерны и для габброидов. В конечном итоге и те и другие были преобразованы в амфиболиты разного сложения.

Среди продуктов плагиогранитизации часто встречаются серпентиниты, преобразова-

ния которых весьма разнообразны, неравномерны и сопровождаются отчетливо выраженными постепенными переходами во вновь возникающие породы. Именно на основании переходных разностей удается выявить всю сложную цепь их преобразований в тальк-хлоритовые, альбит-амфибол-гранатовые, тальк-флогопитовые, альбит-кварц-парагонит-гранатовые и многие другие разности, содержащие изредка реликтовые тела серпентинитов. Среди этого разнообразия пород, имеющих массивное, гнейсовидное и полосчатое строение, значительная роль принадлежит амфиболитам и их гранатовым разностям, в которых, как правило, отсутствуют признаки исходного субстрата, а по минеральному составу они аналогичны амфиболитам, образованным по серпентинитам, габброидам и вулканитам. Эти факты свидетельствуют о том, что процесс преобразования пород океанической коры идет в сторону уравнивания минерального состава вновь возникающих пород, а амфиболы в них играют роль фактора химического равновесия, забирая в свой состав свободные элементы. В пределах одного шлифа сосуществуют разные типы амфиболов, различающиеся формой, окраской и оптическими свойствами, а следовательно, и химизмом.

На границе с альбитовыми и кварц-альбитовыми инъекциями в амфиболитах развиваются щелочные разности вплоть до глаукофана, а местами — натрийсодержащий клинопироксен.

Отчетливо выражены явления плагиогранитизации в актинолититах, тремолититах и горнблендитах с постепенным преобразованием их в одинаковые по составу амфибол-плагиоклазовые и амфибол-гранат-плагиоклазовые породы массивного, гнейсовидного и полосчатого строения, а также в амфибол-гранат-эпидотовые и гранат-амфибол-альбитовые сланцы и гнейсы. При этом новообразования амфибола в них представлены натрийсодержащими разностями, образующими крупные вытянутые кристаллы, порфиры и участки уралитового вида.

Среди плагиомигматов Тянь-Шаня (р. Турасу) встречаются полосы интенсивно тремолитизированного серпентинита, рассланцованного до облика сланцев (см. рис. 1, 3). В кварцевых диоритах этого района находятся тектонические блоки серпентинитов без признаков плагиогранитизации, но содержащие широкие полосы плотного клинопироксена и сливного кварца, а также участки карбонатизации. В районе Актюза серпентиниты перемежаются с амфиболитами и амфибол-тальковыми сланцами, а в других случаях — преобразованы в эклогитоподобные гранат-пироксен-амфибол-плагиоклазовые породы и гранатовые амфиболиты.

Из приведенного материала уже отчетливо можно представить общее направление эволюции пород океанической коры. Их качественное изменение выражено в развитии в основном плагиоклаз-амфиболовых минеральных парагенезисов с разной долей участия граната, кварца, пироксена, парагонита, флогопита и других минералов, часть из которых возникла за счет геохимической миграции.

Амфиболиты отражают, по-видимому, начальные ступени эволюционного процесса, когда плагиогранитный материал играл подчиненную роль. При возрастании интенсивности процесса и роли лейкократового материала и слюд породы приобретают облик плагиомигматов. Наконец, завершающей ступенью процесса является переход вещества в жидкое состояние (расплав), отражающее начало магнообразования.

По сравнению с ранним этапом плагиогранитизация протекала в условиях водного режима при увеличении количества участвующих минералообразующих элементов и геохимической миграции, ограниченной, по-видимому, рамками развития самого процесса. Все это привело к увеличению разнообразия и неоднородности пород. Значительная роль в этом принадлежит и тектоническому сближению пород разных частей разреза океанической и континентальной коры.

Таким образом, породы океанической коры, включая звгеосинклинальные толщи, в результате широкого фронта плагиогранитизации были преобразованы в амфиболиты и их гранатсодержащие разности, а также в мощные поля плагиомигматов. По составу эти породы отвечают нижней части континентальной коры. Скорее всего, проявление процесса отражает зрелую или переходную стадию развития геосинклинали, подтверждением чему служит обилие водосодержащих минералов в породах. Разнообразие пород этого этапа обусловлено, кроме отмеченных выше факторов, состоянием исходных пород, их проницаемостью, а также различными, локально возникающими термодинамическими условиями и физико-химическими особенностями среды. Тектоническая активность этой стадии способствовала генерации магм разного состава в сформиро-

ванных породах нижних горизонтов коры, что в свою очередь обеспечивало магматическую деятельность в интрузивном и экструзивном виде.

Однако вопрос о причинах резкой смены одного этапа эволюционного процесса другим, сопровождающимся формированием принципиально новых минеральных ассоциаций, остается открытым.

Гранитизация характеризует новый, калиевый этап эволюции вещества всех сосуществующих к этому времени пород. Она выражается в широком развитии калийсодержащих минералов — микроклина, ортоклаза, биотита, мусковита — при активном участии новых, не свойственных предыдущим этапам элементов — редкоземельных, радиоактивных, летучих и т.д. Так же как на предыдущих этапах, гранитизация имеет мигматитоподобный характер и сопровождается интенсивным перераспределением вещества и миграцией элементов, чему способствует присутствие воды и летучих.

Неравномерное развитие гранитизации обеспечивает сосуществование пород матрицы и вновь возникающих разностей, обнаруживающих к тому же разные ступени преобразования. Микроклин развивается во всех продурцированных в предыдущие этапы породах в виде мелкозернистого агрегата, порфиоро- и пойкилобластов, прожилков и мощных полос гигантозернистого микроклинита.

Биотит и мусковит замещают темноцветные минералы и плагиоклазы, образуют скопления околородных минералов и своим расположением придают породам соответствующий облик. Биотиты имеют непостоянный состав и в одних случаях обогащены хлором, в других — фтором, бором, изредка литием. В целом состав, форма и размеры слюдястых минералов указывают на их гетерогенность, а следовательно, на длительный и прерывистый характер самого процесса.

Гранитизация диоритов и плагиогранитов осуществляется путем формирования в них крупных порфиробластов микроклина, расположенных поперек гнейсовидности пород, которая постепенно исчезает. Это может служить одним из критериев значительного временного разрыва между калиевым и натровым этапами эволюционного процесса.

В плагиомигматитах прослеживается замещение плагиоклаза микроклином, амфиболом и парагонитом — биотитом и мусковитом; в свою очередь мусковит замещается биотитом и наоборот. Аналогичная картина наблюдается в амфиболитах; в гранатовых амфиболитах гранат замещается эпидотом, иногда в ассоциации с биотитом. Нередко амфиболиты почти полностью замещены микроклином, образующим зерна до 8 см в длину, между которыми находится мелкочешуйчатый агрегат биотита и амфибола. Гранитные прожилки и жилы пересекают серпентиниты тектонических блоков в диоритах, преобразуя их в скарноподобные пироксен-гранат-микроклиновые и кварц-гранат-амфиболовые породы, обогащенные биотитом и цирконом. Прожилки аплита наблюдаются в карбонатных породах, которые на границе с ними превращены в гранат-эпидотовые скарны.

В плагиомигматитах значительную роль играют инъекции микроклина, прожилки и жилы аплита, аляскитового гранита, пегматита, в результате чего плагиомигматиты теряют свою самостоятельность и по минеральному составу занимают как бы промежуточное между типичными мигматитами и плагиомигматитами положение. Кроме того, среди мигматитов находятся мощные тела красных аляскитовых гранитов, на 80% сложенных микроклином с редкими листочками слюды. Эти граниты часто сочетаются с мощными, различной формы телами мелкозернистого роговообманкового роговика, природа которого остается неясной. Все это показывает, что процесс гранитизации достигал местами качественного скачка — магмообразования с последующим внедрением расплава в виде жил и инъекций в окружающие плагиомигматиты, а также в виде мощных интрузий, вынесших с собой крупные блоки каких-то пород, преобразованных в роговообманковые роговики.

Таким образом, гранитизация стремится преобразовать вовлеченные в нее породы в минеральные парагенезисы (кварц—микроклин—слюда), близкие самим гранитам. Однако полного выравнивания вещественного состава и облика пород в складчатых зонах не наблюдается и обычно продукты разных ступеней и этапов находятся в различных сочетаниях с гранитами и мигматитами. Трудно сказать, с какими событиями геологического плана связано проявление гранитизации. Ясно только, что ее развитие шло после того, как интрузивные диориты и плагиограниты приобрели элементы расланцевания и гнейсовидности. Не вызывает сомнения, что тектоническая активность, в результате которой оказались совмещенными породы разных уровней коры, была

вероятной причиной генерации кислой, эвтектоидного типа магмы, захватившей при своем перемещении блоки наиболее податливых пород, возможно серпентинитов.

Абсолютный возраст биотита из мигматитов и плагиомигматитов МНР соответствует 450—470 млн. лет. Такой же возраст получен для биотита из биотитизированного серпентина Тянь-Шаня (р. Турасу). Из этих данных можно сделать вывод о времени проявления гранитизации и о связи с ней образования биотита в плагиомигматитах и серпентинитах.

Несомненно, что многие стороны вещественной эволюции, механизма ее развития и причины смены одного этапа другим остаются неясными.

Заключение. В статье сделана попытка объяснить формирование офиолитовых ассоциаций или пород складчатых зон разного возраста с позиций общего закона эволюционного развития природы. Прежде всего выявляется общая направленность эволюции земного вещества, смена господствующих элементов во времени и их взаимосвязь с крупными геологическими событиями.

Устанавливается общий механизм и морфология проявления эволюционного процесса в различных породах, его длительное и неравномерное развитие, сопровождаемое перестройкой решетки минералов и геохимической миграцией. Как бы ни назывались изменения вещества — метасоматоз, метаморфизм, мигматизация, гранитизация и т.д., суть их заключается в том, что они отражают качественное преобразование земного вещества в новые, более высокоорганизованные минеральные виды и их сообщества в едином эволюционном процессе развития планеты.

Реальна и последовательная смена ведущих элементов — Ca—Na—K, которые появляются на определенных этапах, а не существовали в исходном земном веществе. Однако причины появления и активности этих элементов остаются неясными. В этой связи весьма ценно представление В.И. Вернадского [1934, с. 229] о том, что "современные элементы — это зола, сор от некогда существовавших и распадавшихся атомов... Радиоактивный распад — явление, закономерно меняющееся во времени, явление... заложенное в самом веществе. Важно, что процесс распада существует и ... ни от чего известного нам не зависит". Чем бы ни объяснялась смена ведущих элементов, она существует и соответствует вертикальному разрезу земной коры в целом.

На примере складчатых областей обнаруживается также, что с кальциевым этапом связано формирование меланократового фундамента за счет эволюции дисперсного ультрамафита, представляющего собой наиболее близкий аналог земного вещества. Поскольку кальциевый этап неразрывно связан с дегидратизацией (с дегазацией) ультрамафита, то, по-видимому, следует признать возможность появления гидросферы и формирования состава верхней мантии в этот догеосинклинальный этап эволюционного процесса земного вещества. С этих позиций находят объяснение периодическая гидротермальная деятельность, потоки эндогенных флюидов, а также локальное изменение *РТ*-условий, которые способствовали развитию высокотемпературных и высокobarических минеральных парагенезисов. Более того, высвобожденная вода (газ) могла быть причиной тектонических явлений и структурной перестройки.

Следующий натровый этап протекает в водном режиме и выражается в широком фронте развития существенно натрового плагиоклаза, натрийсодержащих амфиболов и слюды, а также граната с образованием в конечном итоге амфиболитов, гранатовых амфиболитов, слюдяно-кварцевых пород разного облика, т.е. пород нижней части континентальной коры. Поскольку в этот этап вовлечены все породы океанической коры, то его развитие имело длительный временной разрыв с первым этапом.

Завершающий калиевый этап, или гранитизация, захватил все существующие к этому времени породы, в том числе крупные массивы диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Его проявление аналогично натровому этапу, но господствующими минералами оказываются калиевые полевые шпаты, слюды и кварц.

Вряд ли на данном этапе развития наших знаний можно объяснить все стороны сложного длительного и неравномерного процесса вещественной эволюции, а тем более механизм замещения одного минерала другим с перестройкой их решетки. Тем не менее с этих позиций находят логическое объяснение многие явления петрогенеза, включая магматизм и гидротермальную деятельность, устанавливаются взаимосвязь между различными процессами и геологическими событиями, причины возрастающей неоднородности континентальной коры и т.д.

ABSTRACT

The study of ophiolites of heterochronous folded regions provided the material that enabled us to reveal the role of the evolutionary process of formation of rocks of the oceanic and continental crust. The leading, petrogenic forms and stages of material evolution were revealed. The processes of transformation are related to each other and to the history of the region.

ЛИТЕРАТУРА

- Вернадский В.И. Очерки геохимии. Изд. 4-е. М.; Л.: Горгеоиздат, 1934. 379 с.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. — Геохимия, 1961, № 1, с. 3—29.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблемы ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной земли. М.: Недра, 1975. 101 с.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967. 280 с.
- Морковкина В.Ф. Находки реликтов "субаморфного серпентинита" в альпинотипных гипербазитах и его петрогенетическое значение (на примере Малого Кавказа). — Сов. геология, 1971, № 9, с. 30—44.
- Морковкина В.Ф. Петрология гипербазитов Севанского хребта. М.: Наука, 1974. 144 с.
- Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слуцкий А.Б. и др. Реакции серпентинизации и десерпентинизации. — Геохимия, 1969, № 10, с. 1183—1194.
- Раузер А.А., Ухина И.Ф., Басютина Л.Г. О последовательности глубинных метаморфических процессов на ранних стадиях развития земной коры. — В кн.: Тез. докл. на III Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 11—13.
- Ранов А.Б. Эволюция состава пород и геохимических процессов в осадочной оболочке Земли. — Геохимия, 1972, № 2, с. 137—147.
- Хорева Б.Я. Геология и генезис архейских метаморфических и мигматит-гранитных комплексов и их роль в формировании земной коры континентов. — В кн.: Тез. докл. на III Всесоюз. симпоз. по метаморфизму. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 8—9.
- Чухров Ф.В. Коллоиды в земной коре. М.: Изд-во АН СССР, 1955. 672 с.
- Штейнберг Д.С., Чащухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Raleigh C.B., Paterson M.S. Experimental deformation of serpentinite and its tectonic implications. — J. Geophys. Res., 1965, vol. 70, N 16, p. 3965—3985.

УДК 552.16.43 + 549.07

Г.Г. Лихойдов, Л.П. Плюснина

ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА МЕТАМОРФИЗМА БАЗИТОВ ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Среди пород океанического субстрата преобладают базальты и продукты их метаморфизма. Последние описаны в зонах, переходных от континентов к океанам, островных дугах, сопряженных с ними глубоководных желобах и окраинных бассейнах. Наиболее часто они обнаруживаются в зонах разломов срединно-океанических хребтов, реже — в бортах рифтовых долин. Типичными для этих областей являются продукты зеленосланцевой и амфиболитовой фаций метаморфизма [Аументо и др., 1973]. Метабазиты зеленосланцевой фации изменения характеризуются устойчивым развитием обычного парагенезиса альбита с хлоритом, эпидотом, актинолитом, кварцем и карбонатами. Специфической чертой, отличающей зеленосланцевую фацию океанических пород от аналогичных образований континентов, служит присутствие в них смектита [Коссовская и др., 1981]. Для амфиболитов из океанического субстрата в качестве характерной устанавливается ассоциация роговой обманки с эпидотом, плагиоклазом, хлоритом, кварцем и карбонатами ($\pm$ биотит и сфен) с сохранением в ряде случаев метастабильных магматических фаз — основных плагиоклазов, пироксенов, титаномагнетита и др. [Канн, 1973]. Наряду с зелеными сланцами и амфиболитами среди метаморфических пород Срединно-Атлантического хребта в резко подчиненном количестве присутствуют также метабазиты цеолитовой фации, в составе которых описаны анальцит, натролит, томсонит, шабазит, ломонтит и стильбит. Количественно среди пород низкотемпературного изменения базальтов дна океана вообще преобладают натровые цеолиты [Миясиро и др., 1973] в отличие от продуктов гальмиролиза. В составе прочих метаморфических образований для Срединно-Атлантического хребта (зона разломов Вема) описаны проявления пренита и пумпеллиита [Mevel, 1981]. По характерным минеральным парагенезисам, таким образом, океанические метабазиты в общих чертах идентичны продуктам нормального метаморфизма натрового профиля [Маракушев, 1977], распространенным в офиолитовых комплексах континентов [Силантьев, 1981; и др.].

Приуроченность метабазитов океанического субстрата к участкам новообразованной земной коры говорит о происхождении их *in situ* (по крайней мере в срединно-океанических хребтах) в процессе спрединга, и оценка в этом случае условий метаморфизма должна учитывать конкретную геологическую обстановку. Подобные активные зоны срединно-океанических хребтов характеризуются широким развитием подводных циркуляционных гидротермальных систем [Hart, 1973; Mevel, 1981; и др.]. Наличие таких систем обуславливает особенности конкретных температурных полей [Talvani et al., 1971; Anderson, 1972] и величину теплового потока обширных районов дна океана в целом [Lister, 1972], что косвенно подтверждает достаточно широкое развитие такой гидротермальной активности. Конкретный пример подобной системы описан Д. Россом [Ross, 1972] в Красном море (впадина Атлантик II), аналогичная картина отмечена в 13 других точках этого рифта [Backer et al., 1972]. Детально система с циркулирующей морской водой изучена в районе мыса Рейкьянес в Исландии, расположенного на продолжении срединно-океанического хребта [Tomasson, Kristmannsdottir, 1972].

Существенным фактором метаморфизма, помимо температуры и давления, является

также состав флюида. В участках спрединга на стадии формирования проницаемых зон по системе трещин различных размеров осуществляется циркуляция растворов, которые могли формироваться как за счет гидротерм, связанных с вулканической деятельностью, так и за счет просачивающихся в глубокие горизонты морских вод [Руженцев и др., 1981]. Широкое развитие систем с циркулирующей морской водой позволило предположить ее участие в формировании метаморфизирующего флюида [Deffeyes, 1970; Muchlenbachs, Clayton, 1972; Spooner, Fyfe, 1973; и др.]. Подобные представления вызвали интенсивные экспериментальные исследования по проблеме взаимодействия базальт—морская вода, направленные на изучение эволюции химизма этих двух систем [Mottl, Holland, 1978; Seyfried et al., 1978; Котов и др., 1978; Холодкевич и др., 1981].

С нашей точки зрения, в этом аспекте определенный интерес представляет вопрос влияния электролитов, появляющихся в составе сложного метаморфизирующего флюида, на поля устойчивости наиболее характерных парагенезисов метабазитов. Главными компонентами подобного сложного флюида в этом случае, помимо воды, будут углекислота и хлорид натрия, принимая во внимание средний состав морской воды по В.Н. Степанову [1974]. Несомненное участие в составе метаморфизирующих флюидов CO_2 подтверждается постоянным присутствием среди продуктов гидротермального изменения базальтов при участии морской воды карбонатов [Tomasson, Kristmannsdottir, 1972; и др.]. Влияние химического потенциала этого компонента флюида на устойчивость низкотемпературных минеральных ассоциаций метабазитов достаточно широко освещено в современной литературе. В целом они характеризуются высокой чувствительностью к содержанию CO_2 во флюиде, что было впервые показано Е. Зеном [Zen, 1960] на примере мафических сланцев Вермонта и позднее подчеркнуто Д. Кумбсом [Coombs et al., 1970] для метаморфических пород Северного Мойна (Аппалачи). Количественная оценка пределов устойчивости наиболее характерных ассоциаций метабазитов цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой, зеленосланцевой и амфиболитовой фаций, приводимая на рис. 1, основана на экспериментально изученных граничных минеральных равновесиях в водно-углекислом флюиде в зависимости от температуры, флюидного давления и мольной доли углекислоты (X_{CO_2}) во флюиде. Результаты различных этапов этих исследований приведены в ряде работ [Иванов, Гуревич, 1973; Плюснина, Иванов, 1977; Плюснина, 1979, 1981; и др.]. Основные черты влияния углекислоты на устойчивость наиболее характерных фазовых ассоциаций метабазитов заключаются в следующем.

В поле наиболее низких температур показана серицит-хлорит-карбонатная фация (I) (см. рис. 1) повышенных значений X_{CO_2} во флюиде, отвечающая полю устойчивости ассоциации монтмориллонит + хлорит + кальцит + кварц и впервые выделенная в качестве самостоятельной Д. Кумбсом [Coombs et al., 1970] под названием глинисто-карбонатной. Поскольку в природных условиях в интервале температур $200\text{--}300^\circ\text{C}$ развиты серицит и смешаннослойные образования [Sigvaldson, 1962] при участии хлорита и слюд, название "серицит-хлорит-карбонатная" представляется нам более подходящим. Выделение этой фации в области низких температур необходимо особенно для участков развития метаморфической последовательности зон: серицит-хлорит-карбонатной → пренитовой → пренит-хлорит-пумпеллиитовой → пумпеллиит-хлорит-эпидотовой, где по характеру взаимоотношений минеральных ассоциаций установлено, что самым низкотемпературным является парагенезис смектит + хлорит + карбонаты.

Серицит-хлорит-карбонатная фация в области низких давлений и содержаний X_{CO_2} во флюиде граничит с цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фациями. Цеолитовая фация (II) заключена в пространстве крайне низких значений $X_{\text{CO}_2} \leq 0,017$ в температурном интервале $200\text{--}270^\circ\text{C}$ и $P_{\text{фл}} = 1\text{--}3$ кбар. Поверхности реакций, ограничивающих по температуре поля устойчивости ломонтита: $\text{лом} = \text{пр} + \text{монт} + \text{кв} + \text{H}_2\text{O}^1$ и пумпеллиита: $\text{пу} + \text{кв} + \text{CO}_2 = \text{акт} + \text{эп} + \text{ка} + \text{H}_2\text{O}$, определяют пределы развития минеральных ассоциаций пренит-пумпеллиитовой фации (III). Последняя устойчива уже при несколько более высоких значениях X_{CO_2} во флюиде: для пренита $X_{\text{CO}_2} \leq 0,03$, для пумпеллиита $X_{\text{CO}_2} \leq 0,06$ при $P_{\text{фл}} = 2$ кбар.

¹ Здесь и ниже использованы сокращения: аб — альбит, акт — актинолит, ка — кальцит, кв — кварц, кп — клинопироксен, лом — ломонтит, монт — монтмориллонит, пр — пренит, пу — пумпеллиит, олг — олигоклаз, хл — хлорит, эп — эпидот, дол — доломит, пл — плагиоклаз, ро — роговая обманка, эн — энстатит, ди — диопсид.

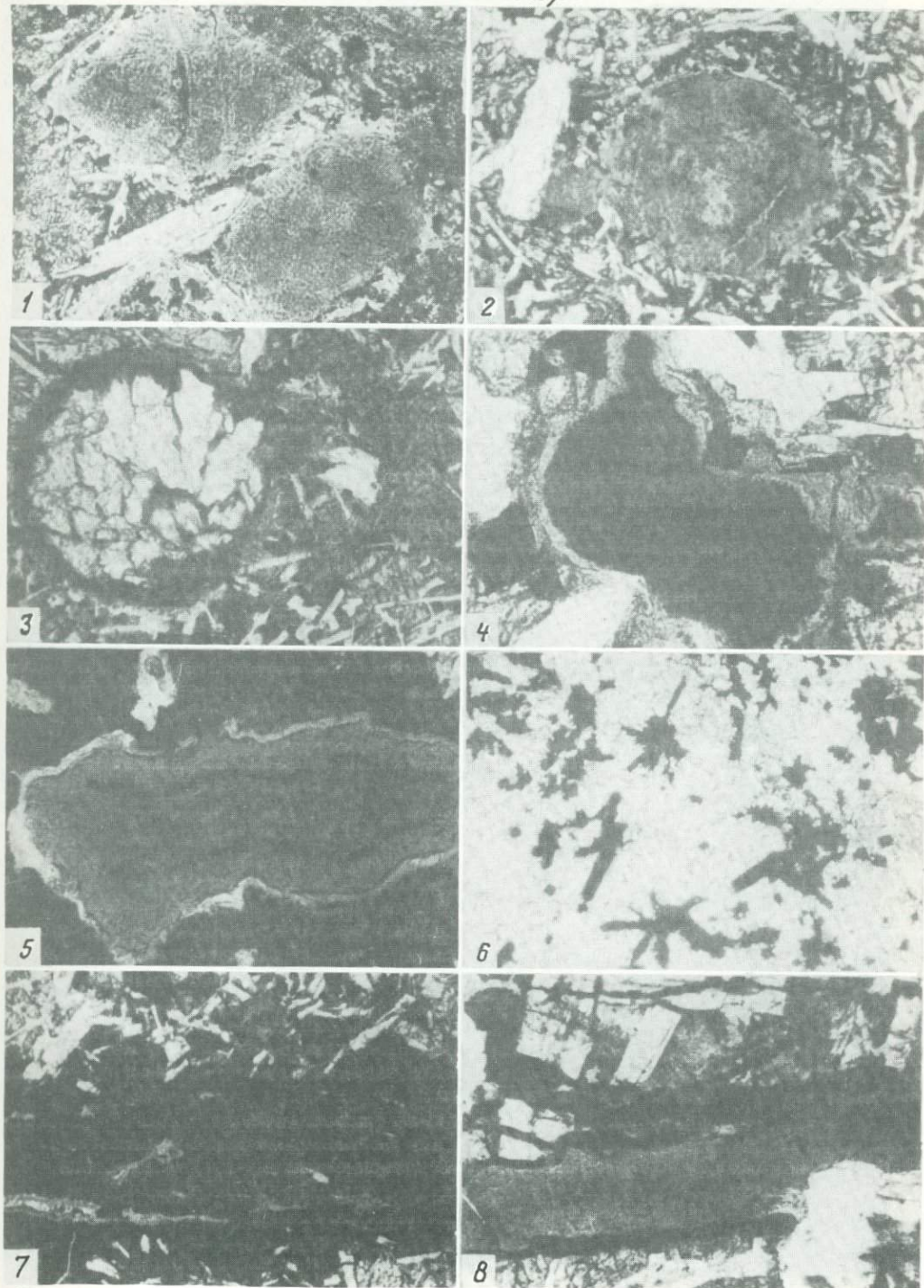


Рис. 1

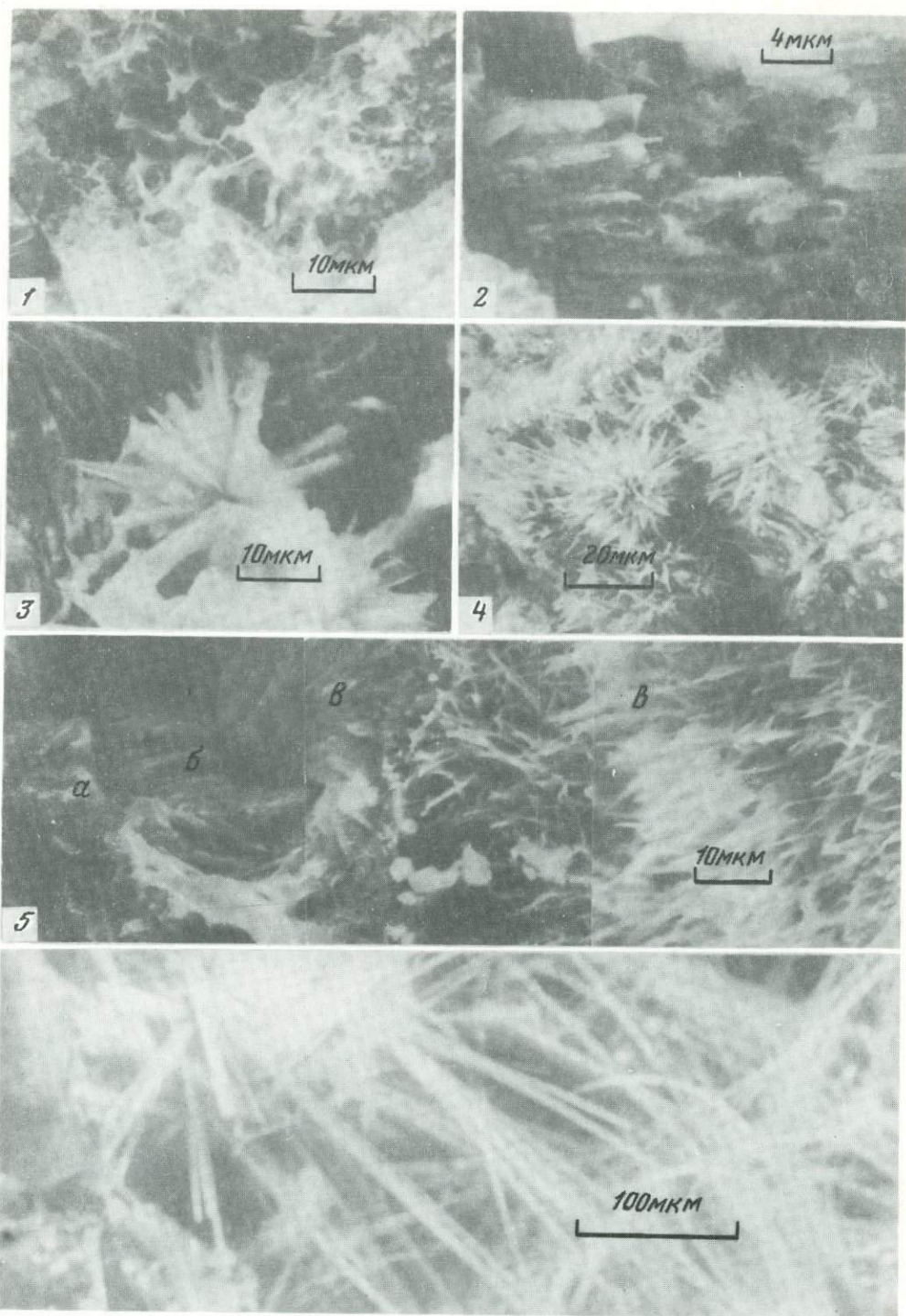


Рис. 2

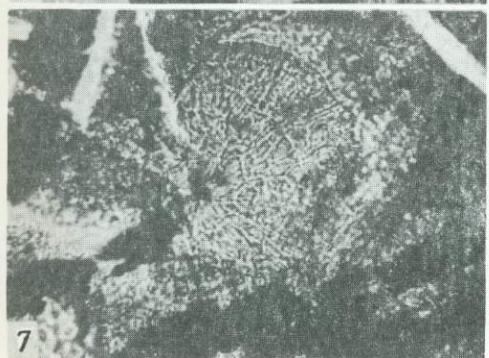
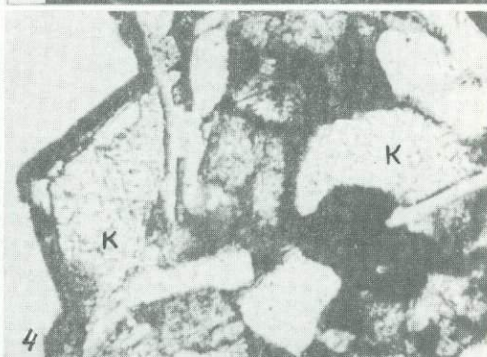
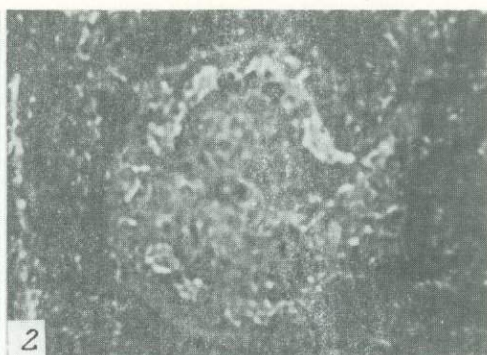
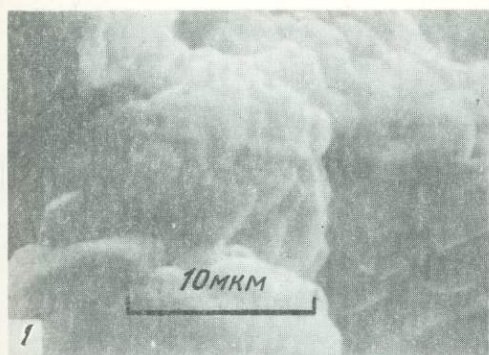


Рис. 3

Отраженные электроны

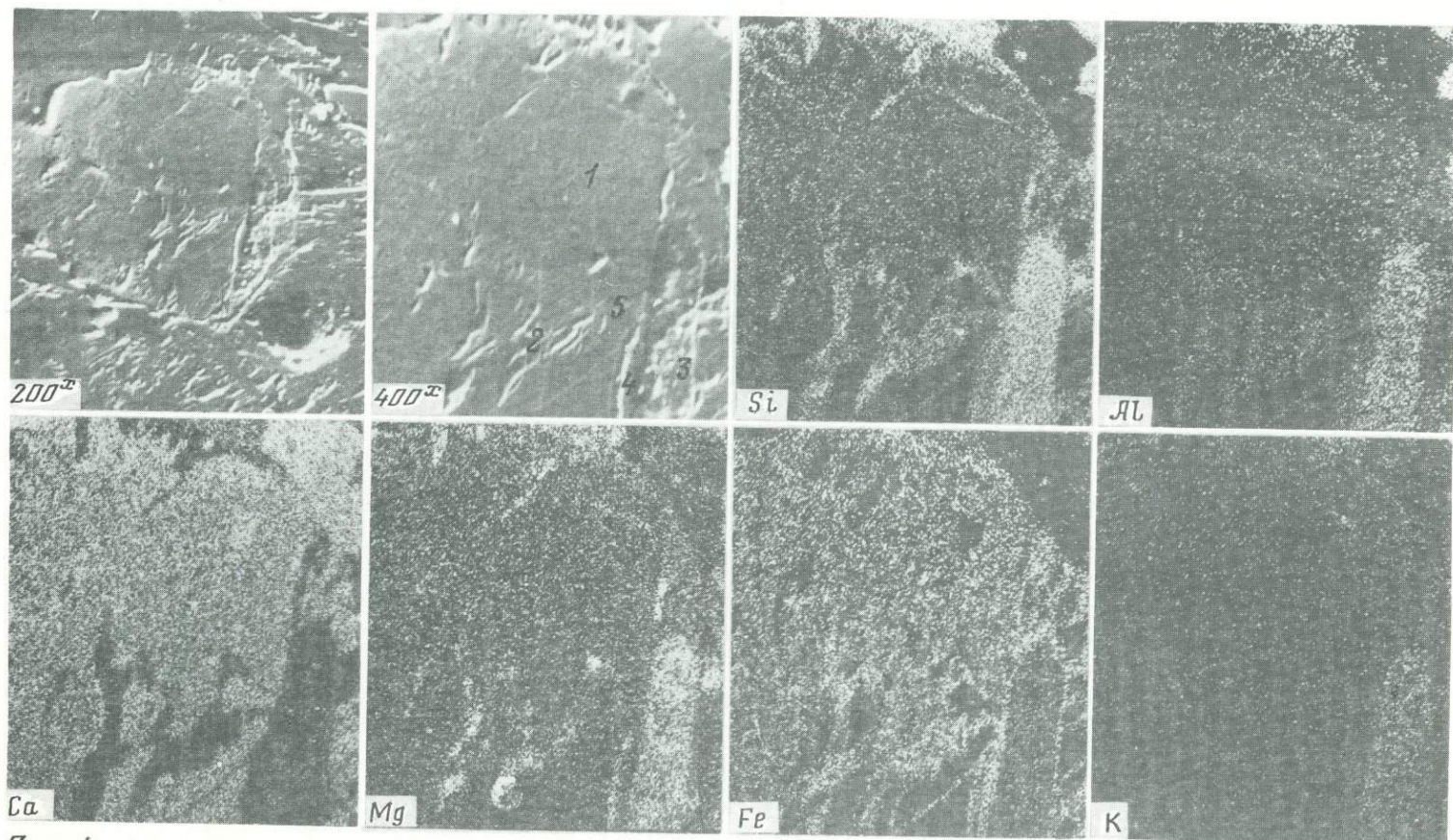


Рис. 4

Отражённые электроны

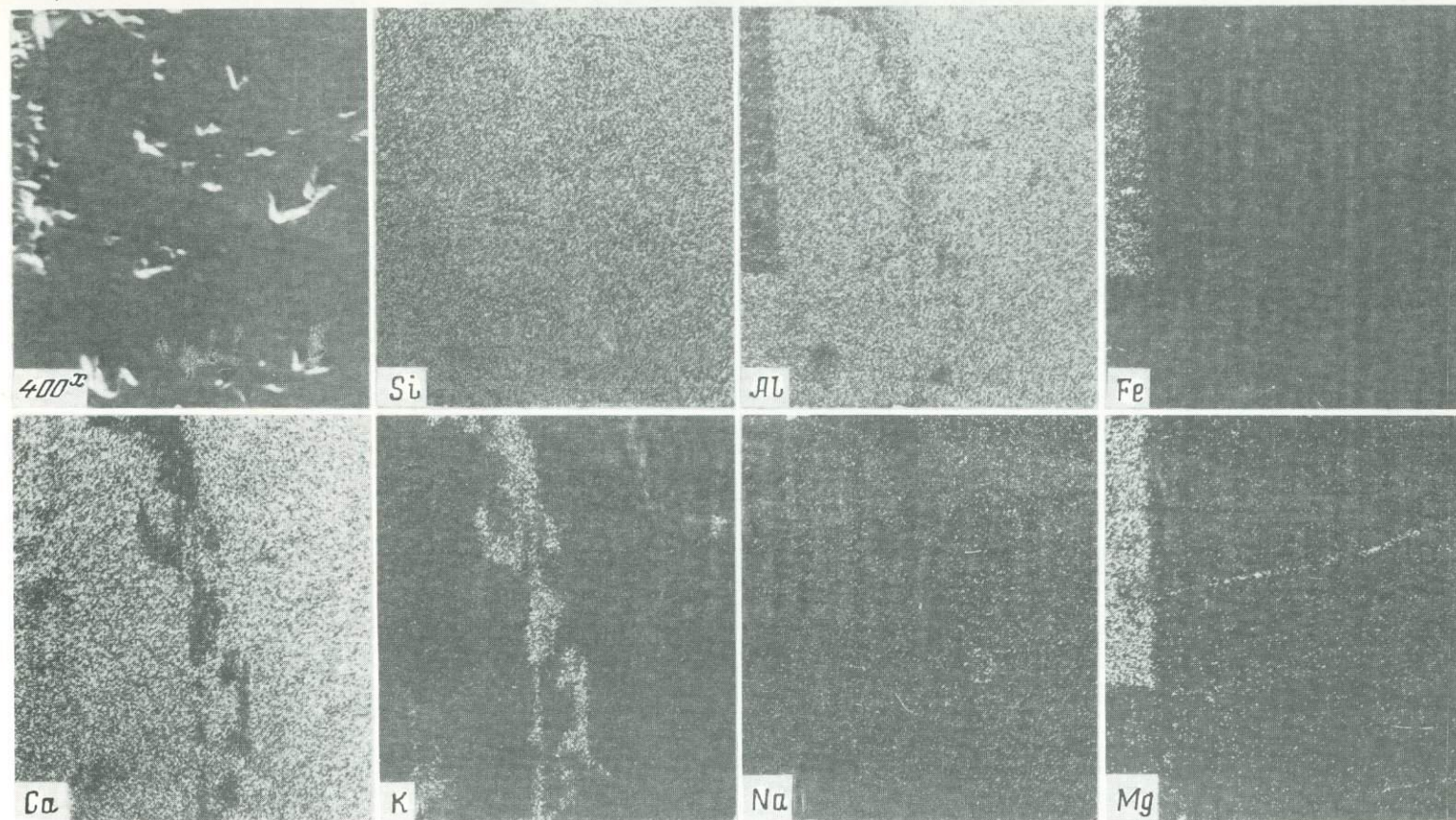


Рис. 6

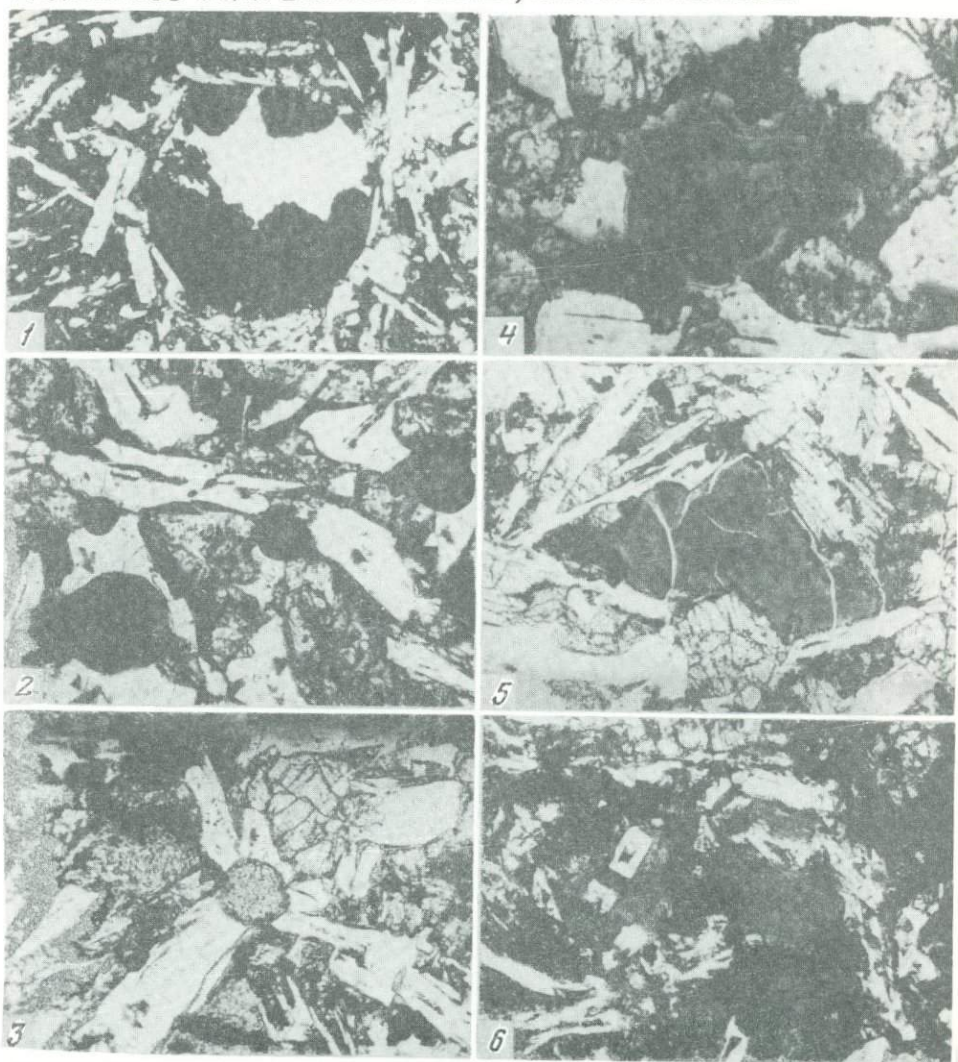


Рис. 1

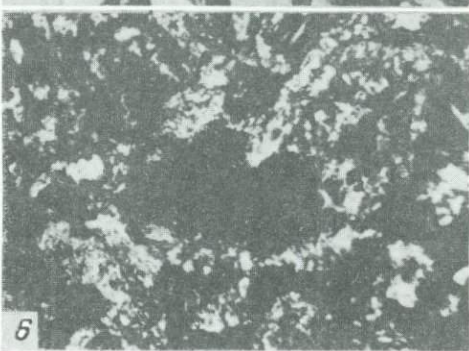
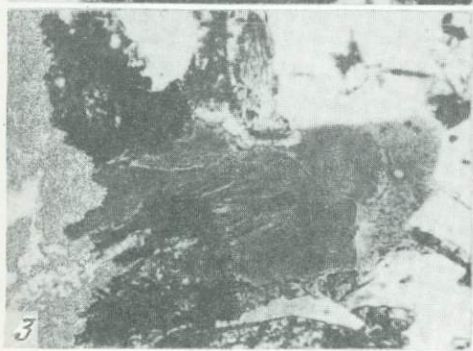
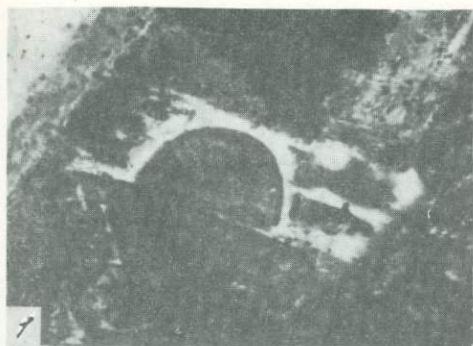


Рис. 2

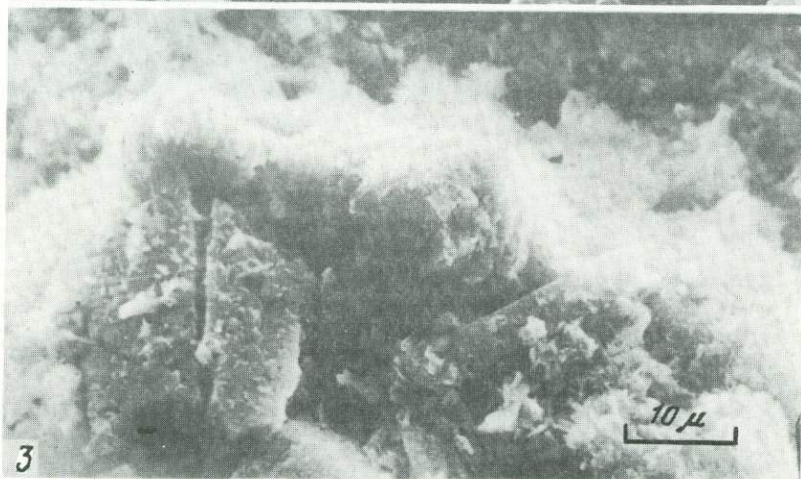
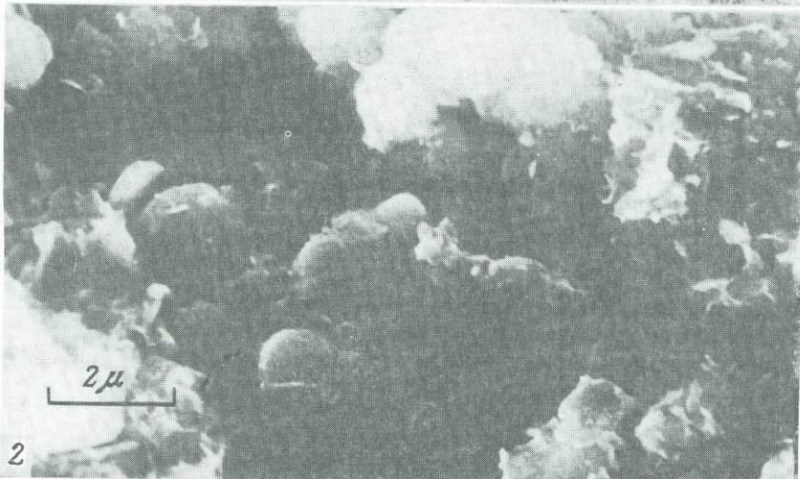
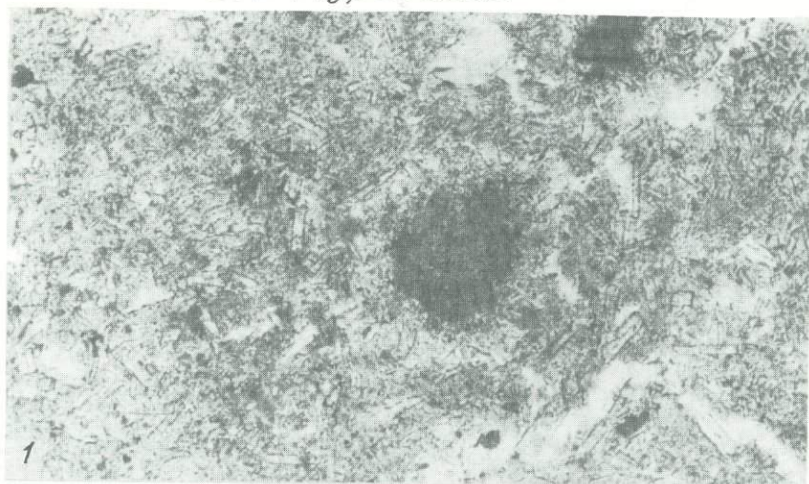


Рис. 2

К статье Л.А.Ивановой

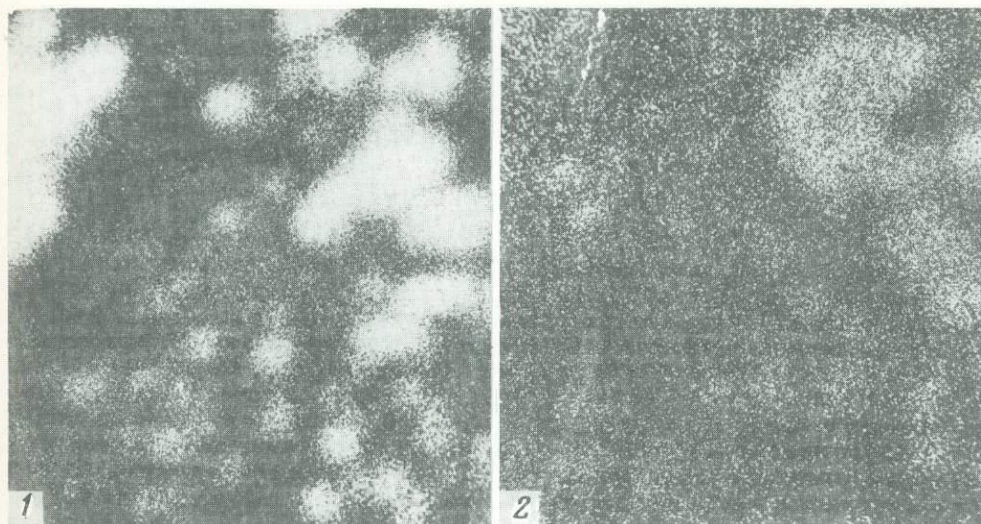


Рис. 2

К статье Ю.А. Колясников



Рис. 2

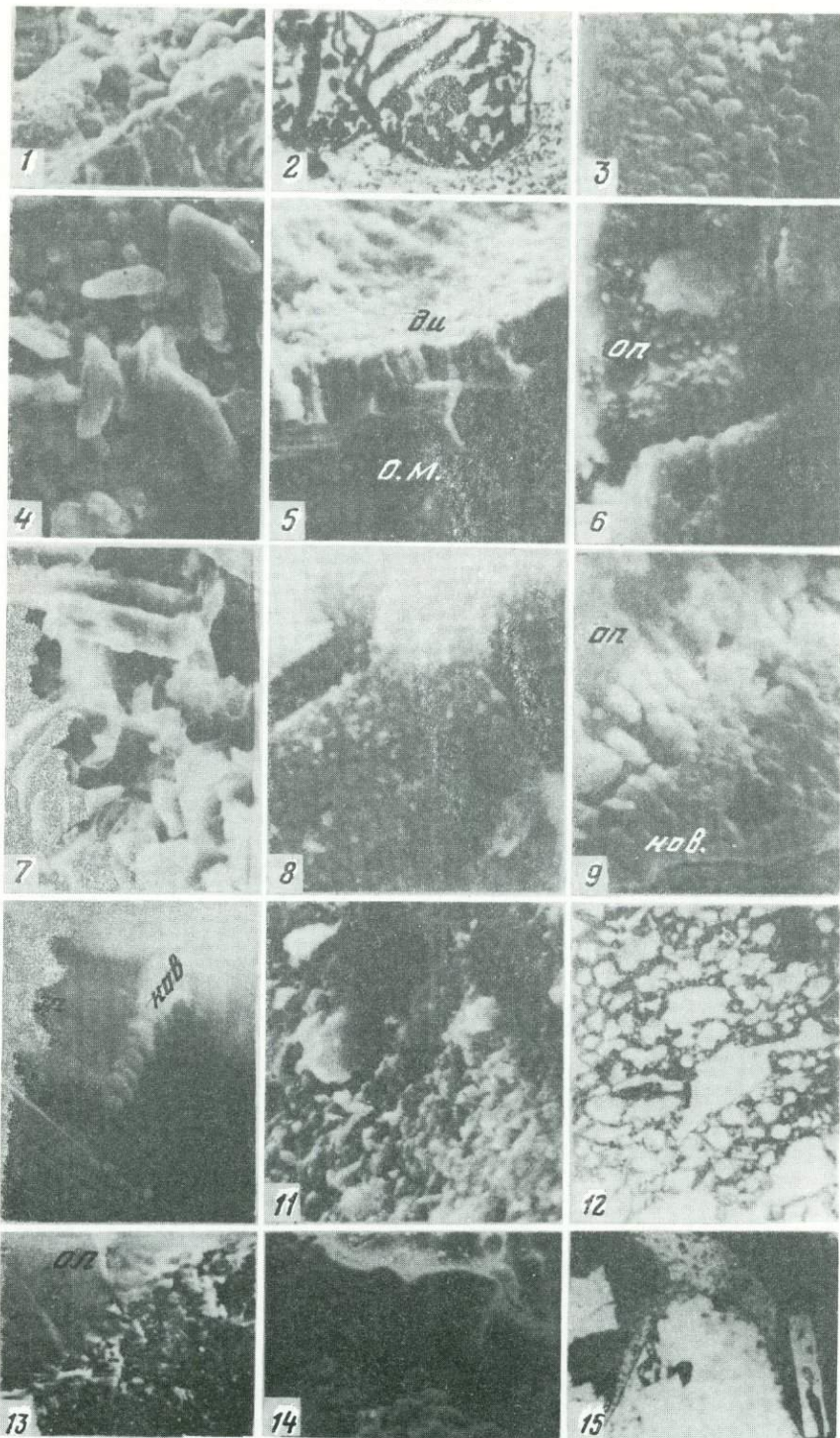


Рис. 2

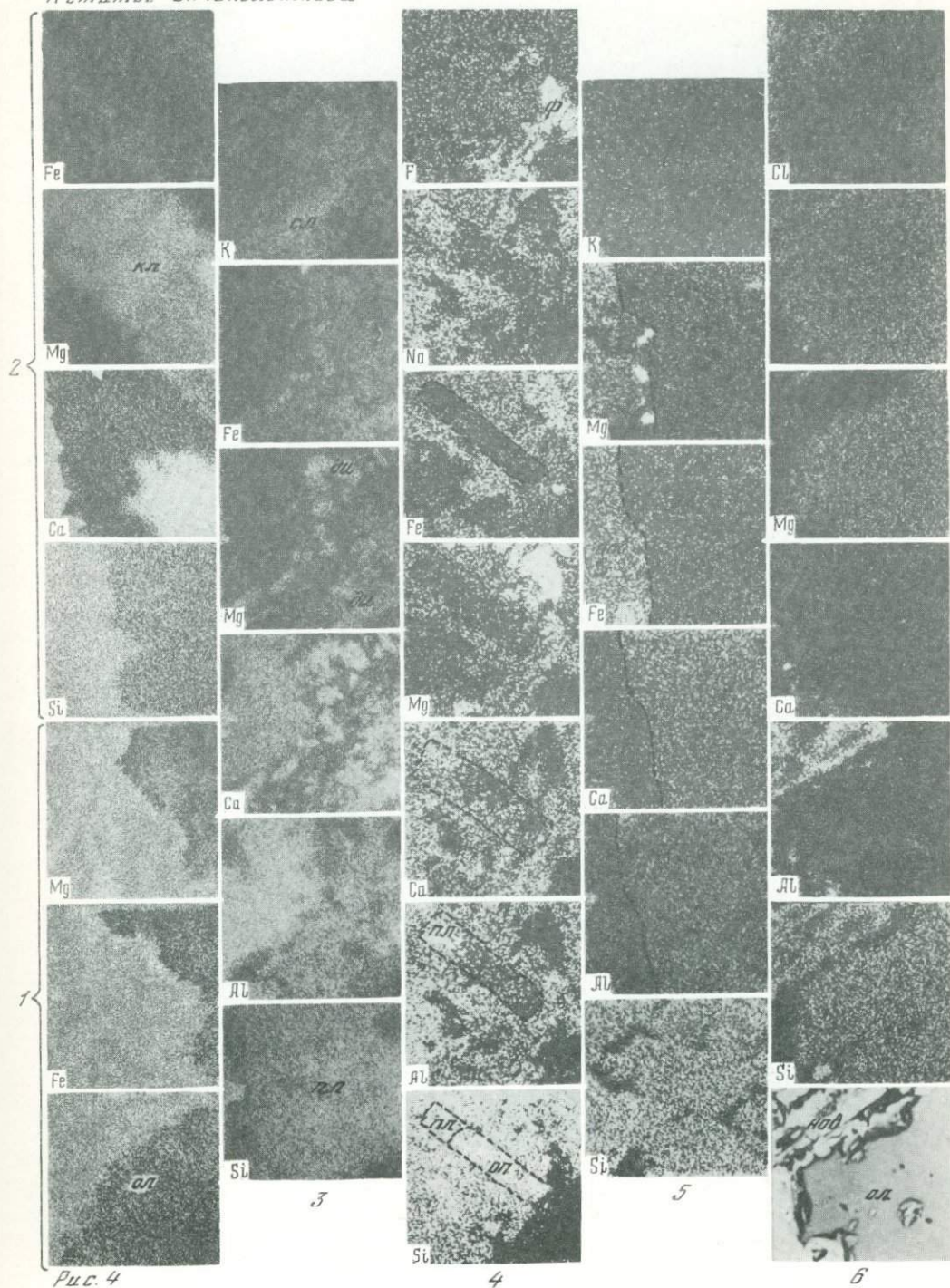


Рис. 4

4

6

К статье Р. М. Юрковой и др.

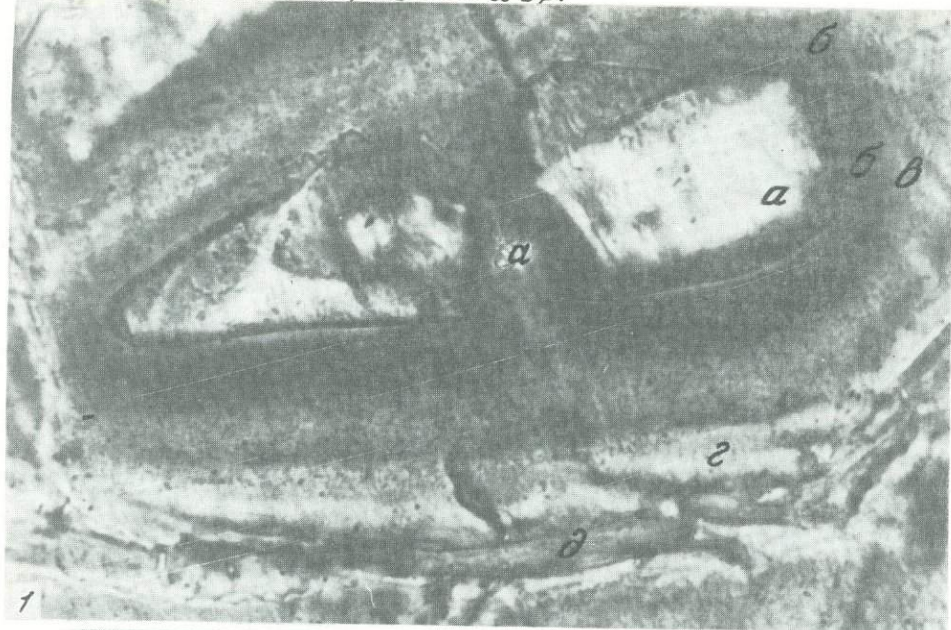


Рис. 1

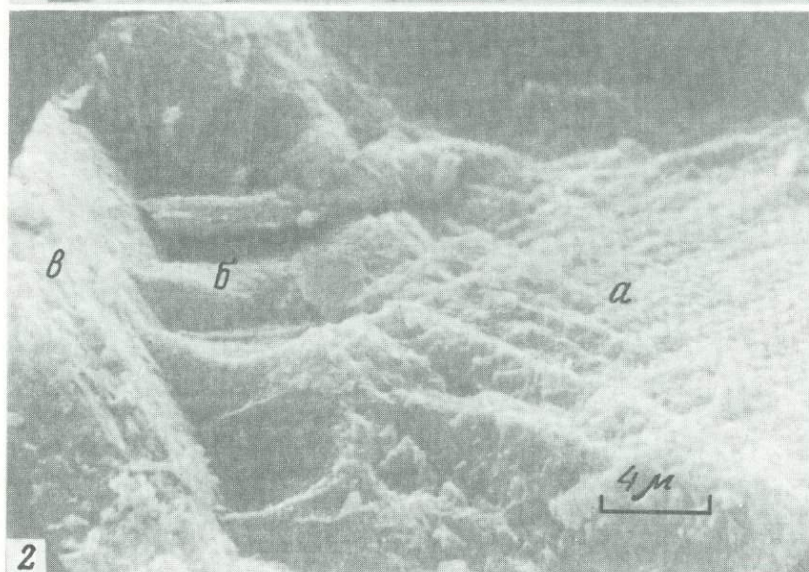
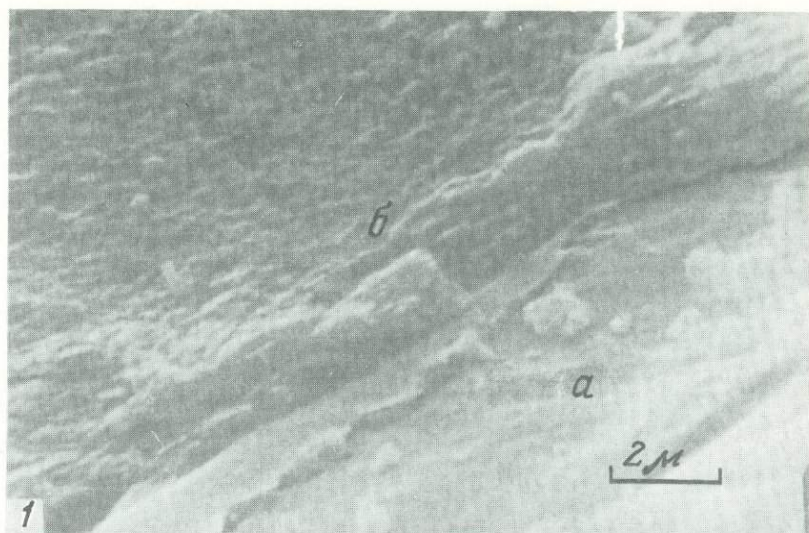


Рис. 2

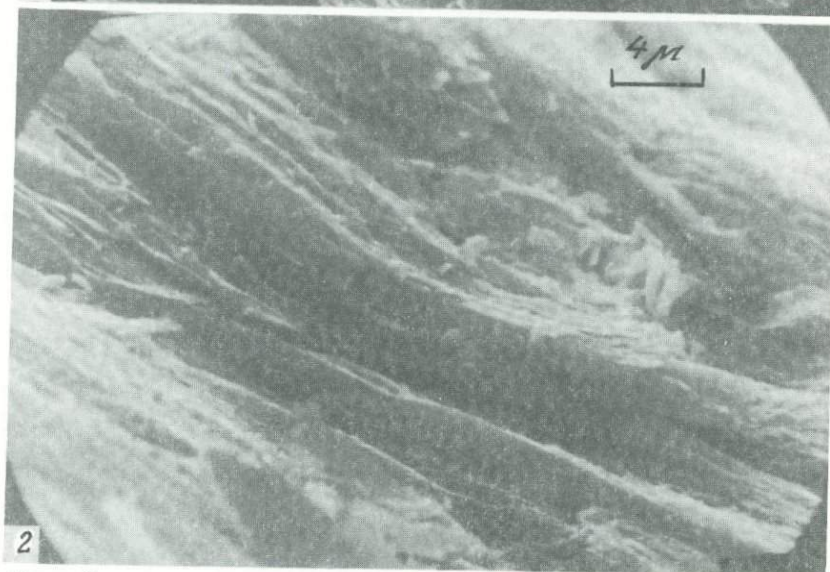
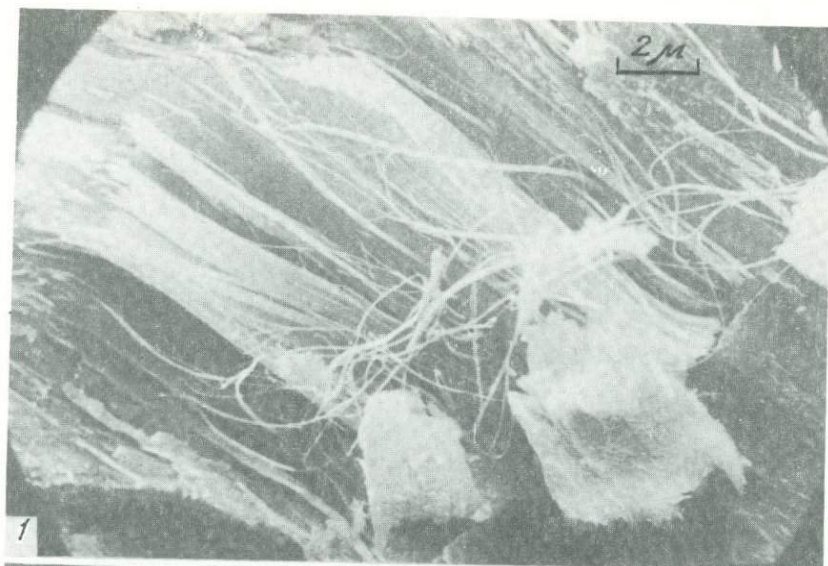


Рис. 3

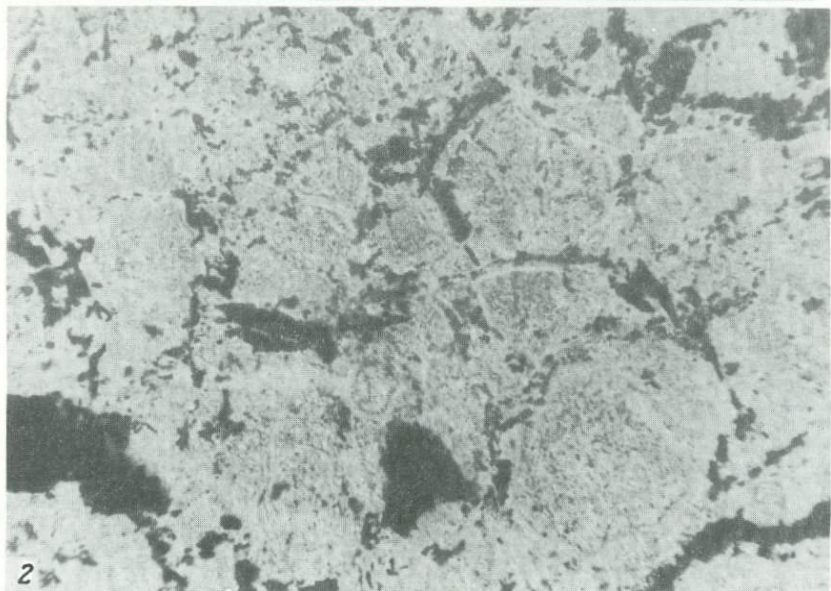


Рис. 6

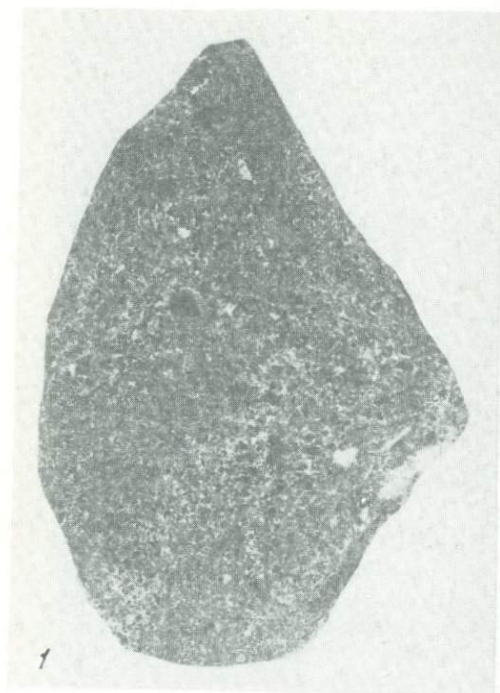


Рис. 1

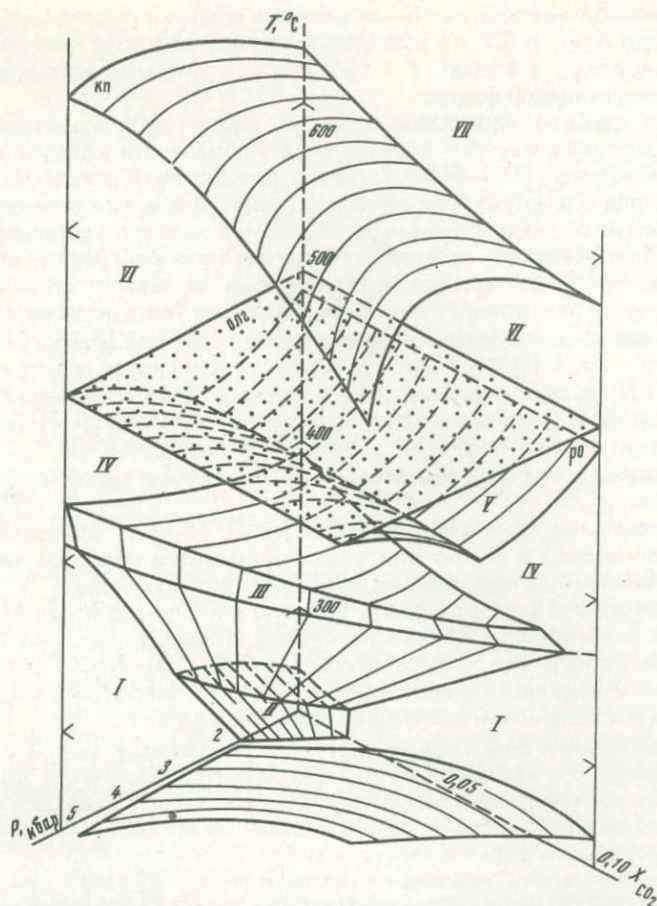


Рис. 1. Блок-диаграмма минеральных фаций метабазитов в координатах P - T - X_{CO_2} по экспериментальным данным [Плюснина, 1983]

I-VII — фации и субфации метабазитов (см. текст); ро, олг, кп — соответственно роговообманковая, олигоклазовая и клинопироксеновая изограды; штриховкой даны поверхности граничных равновесий

Выше по температуре, при более высоких давлениях и X_{CO_2} во флюиде на блок-диаграмме показано пространство фации зеленых сланцев (IV). Она ограничена снизу рассмотренным равновесием разложения пумпеллиита. Верхняя ее граница обладает сложной конфигурацией, которая включает поверхности роговообманковой изограды (на диаграмме нанесена поверхность появления малоглиноземистой роговой обманки, содержащей 0,5 ф.ед. Al) и реакцию образования ассоциации роговой обманки с эпидотом — $ро + эп + H_2O + CO_2 = аб + хл + ка + кв$ [Плюснина, 1981]. Согласно существующим данным, первое появление роговой обманки фиксирует верхнюю границу зеленосланцевой фации в метабазитах [Добрецов и др., 1972; Laird, 1980]. Наиболее характерным парагенезисом зеленосланцевой фации является ассоциация $эп + хл + аб + акт + кв$, широко развитая как в метабазитах, так и в метапелитах. Поле устойчивости этой ассоциации определяется значениями P - T - X_{CO_2} . Пределы развития фации зеленых сланцев: $300-500^\circ C$ при $P_{фл}$ от 3 до 6 кбар и значительно более высоких значениях $X_{CO_2} \approx 0,1$ при $P_{фл} = 4$ кбар. Получены следующие координаты равновесия этой реакции: $T^\circ C - 450 \pm 10, 490 \pm 10, 520-530$ соответственно при $P_{фл}$ кбар — 2, 4 и 6 ($X_{CO_2} = 0,1$). Вдоль равновесной кривой фиксируется последовательное увеличение содержания Al в Са-амфиболе и упомянутое первое появление малоглиноземистой роговой обманки с содержанием 0,5 ф.ед. Al, установленное при $450^\circ C$ и $P_{фл} = 2$ кбар. В зависимости от температуры и давления в переходной зоне от фации зеленых сланцев к альбит-эпи-

дот-амфиболитовой новообразованная роговая обманка будет иметь различную глиноземистость. При $X_{\text{CO}_2} = 0,2$ это равновесие смещается в поле несколько более высоких температур (при $P_{\text{фл}} = 4$ кбар, $T = 520 \pm 10^\circ\text{C}$), что слегка расширяет температурный диапазон зеленосланцевой фации.

Следующая альбит-эпидот-амфиболитовая фация (V) характеризуется развитием критической ассоциации — аб + ро + эп, поле стабильности которой заключено в узком интервале температур ($450\text{--}500^\circ\text{C}$) между плоскостями роговообманковой и олигоклазовой изоград в широком диапазоне давления. В природе образование этой ассоциации характеризуется специфическими условиями низкого геотермического градиента ($\sim 20^\circ/\text{км}$). Олигоклазовая изограда определяет нижнюю границу собственно амфиболитовой фации (VI), ее положение практически не зависит от величины флюидного давления и X_{CO_2} , что позволяет считать ее надежным температурным репером. Показанная также на рис. 1 самая высокотемпературная граничная реакция образования клинопироксена: $\text{кп} + \text{пл} + \text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 = \text{ро} + \text{эп} + \text{ка}$ фиксирует границу между субфацией эпидотовых (VI) и пироксеновых (VII) амфиболитов [Плюснина, 1983]. Положение клинопироксеновой изограды в отличие от роговообманковой и олигоклазовой в сильной мере зависит от величины X_{CO_2} ; увеличение последней при $P_{\text{фл}} = \text{const}$ существенно сдвигает нижнюю границу образования пироксеновых амфиболитов в области более низких температур.

Таким образом, из приведенной диаграммы $P\text{--}T\text{--}X_{\text{CO}_2}$ очевидно, что минеральные ассоциации цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фации обладают наибольшей чувствительностью к изменению химического потенциала углекислоты.

Эффект появления электролитов в водно-углекислом флюиде был изучен нами на примере изменения поля устойчивости пренита в присутствии NaCl [Плюснина, Лихойдов, 1977]. Оказалось, что во флюиде состава $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2\text{--}\text{NaCl}$ при концентрации 0,5 M NaCl, близкой к средней концентрации этой соли в морской воде [Степанов, 1974], пренит замещается карбонатсодержащей ассоциацией уже при $X_{\text{CO}_2} = 0,01$, $P_{\text{фл}} = 1$ кбар. Поле его стабильности резко сокращается за счет развития монтмориллонит-карбонатных парагенезисов при концентрации всего 0,05 M NaCl во флюиде (рис. 2).

Уменьшение равновесного содержания CO_2 в сложном флюиде по сравнению с бессолевым связано с суммарным воздействием эффектов высаливания углекислоты, понижения активности воды вследствие гидратации ионов частично диссоциированной соли и изменения степени неидеальности смеси $\text{H}_2\text{O}\text{--}\text{CO}_2\text{--}\text{NaCl}$ [Малинин, 1979; Шмулович, Котова, 1982]. В силу значительного (на порядок) различия между коэффициентами перед H_2O и CO_2 в уравнении реакции в данном конкретном случае главную роль играет, по-видимому, изменение активности CO_2 . Не исключено также некоторое увеличение поля стабильности ассоциации с монтмориллонитом в результате вхождения Na в качестве межслоевого компонента. При дальнейшем увеличении концентрации NaCl во флюиде ($> 0,5$ M) монтмориллонит, по-видимому, становится метастабильным и пренит замещается альбит-кальцитовой минеральной ассоциацией по реакции $\text{пр} + 3 \text{ка} + 2 \text{CO}_2 + 2 \text{Na}^+ = 2 \text{аб} + 2 \text{ка} + 2 \text{H}^+$. Равновесие этой реакции при $X_{\text{CO}_2} = 0,005$ ($P_{\text{фл}} = 1$ кбар) изучено в зависимости от концентрации NaCl на изотермах 340 и 380°C . Положение этого равновесия получено при концентрации 0,5 M NaCl во флюиде; при более высоких концентрациях NaCl (1 M и 2 M) на изученных изотермах стабильна лишь альбит-кальцитовая ассоциация, и пренит в продуктах опытов исчезает совершенно. Учитывая то обстоятельство, что пренит является характерным индекс-минералом пренит-пумпеллиитовой фации, состав флюида, равновесного с ассоциациями, включающими пренит, определяет флюидный режим фации в целом. Таким образом, при среднем содержании CO_2 в морской воде в пределах сотых долей процента [Степанов, 1974] концентрация 0,5 M NaCl является предельной для появления продуктов изменения пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма. Однако общее пространство этой фации в координатах $P\text{--}T\text{--}X_{\text{CO}_2}$ уже при небольших концентрациях NaCl существенно сокращается.

Оценить относительное влияние NaCl во флюиде в координатах $T\text{--}X_{\text{CO}_2}$ оказалось возможным на примере изученной ранее реакции доломитизации тремолита: $\text{тр} + 3 \text{ка} + 2 \text{CO}_2 = 5 \text{дол} + 8 \text{кв} + \text{H}_2\text{O}$ — в зависимости от изменения концентрации NaCl во флюиде [Плюснина, 1982]. Результаты экспериментов представлены на рис. 3. Максимальный сдвиг кривой этого равновесия наблюдается в области низкой концентрации CO_2 во

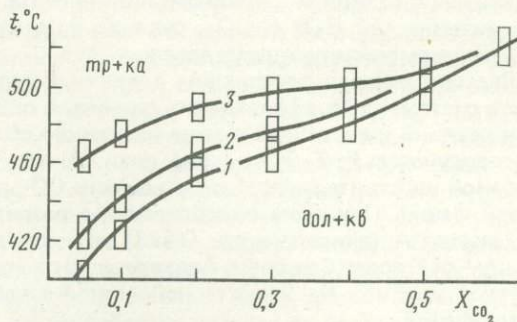
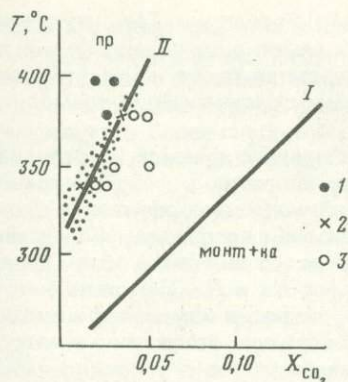


Рис. 2. Равновесие реакции: $\text{пр} + 1,44\text{CO}_2 = 1,44\text{ка} + 1,87\text{монт} + 0,13\text{H}_2\text{O}$ при $P_{\text{фл}} = 1$ кбар
Во флюиде: 1 — $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, 2 — $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-0,05\text{M NaCl}$; 1 — поле пр; 2 — равновесие; 3 — поле монт + ка; крапом показан интервал неопределенности результатов

Рис. 3. Линии равновесия реакции $\text{тр} + 3\text{ка} + 2\text{CO}_2 = 5\text{дол} + 8\text{кв} + \text{H}_2\text{O}$ при $P_{\text{фл}} = 4$ кбар
1 — флюид $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$; 2, 3 — флюид $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}$ соответственно при 0,1 и 0,5 М; величина прямоугольников отвечает интервалу неопределенности

флюиде и несколько более низкой температуры (зона повышенной активности воды). Анализ уменьшения величины равновесной концентрации CO_2 на изотермах во флюиде без NaCl и для двух его концентраций позволяет отметить следующее. В области минимальных концентраций CO_2 ($X_{\text{CO}_2} \leq 0,1$) при увеличении содержания NaCl во флюиде равновесная концентрация CO_2 уменьшается примерно в 2 раза при 0,1 М NaCl и в 5 раз при 0,5 М NaCl . Это уменьшение происходит постепенно и достигает максимума при наиболее низкой концентрации CO_2 во флюиде. Изменение равновесной температуры на линиях изоконцентраций CO_2 во флюиде осуществляется в значительно меньшем относительном интервале. При высокой концентрации CO_2 во флюиде ($X_{\text{CO}_2} \approx 0,5$) (см. рис. 3) изменение температуры в зависимости от концентрации NaCl находится в интервале неопределенности эксперимента. В области низкой концентрации CO_2 максимальное увеличение температуры при 0,1 М NaCl во флюиде достигает $\sim 20^\circ\text{C}$ и возрастает до $\sim 60^\circ\text{C}$ при 0,5 М NaCl . Следовательно, для изученной реакции присутствие NaCl оказывает главное влияние в интервале минимальных концентраций CO_2 во флюиде в результате изменения активности углекислоты. Влияние NaCl на изменение температуры равновесия непосредственно через изменение активности воды во флюиде, вероятно, невелико. В пользу этого предположения свидетельствует поведение реакции разложения тремолита на эн + ди + кв во флюиде состава $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$. Положение линии этого равновесия в водном флюиде было оценено Ф. Бойдом [Boyd, 1959]. Наши опыты, выполненные в широком диапазоне концентраций NaCl во флюиде (0,5–7 М), дали практически те же координаты равновесия — $T = 870 \pm 10^\circ\text{C}$ при $P_{\text{фл}} = 2$ кбар — независимо от состава флюида. Можно также отметить, что, несмотря на высокую концентрацию NaCl в растворе, состав тремолита и диопсида, по данным анализа на микрозонде, оставался практически неизменным. Таким образом, при $T > 800^\circ\text{C}$ даже концентрированный раствор NaCl по существу не отражается на линии равновесия, включающего гидратированную минеральную фазу (тремолит), и влияние NaCl на активность воды находится в пределах неопределенности результатов опытов.

Несмотря на недостаток экспериментальных данных по зависимости положения кривых минеральных равновесий от концентрации NaCl во флюиде $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$, общий характер изменения константы диссоциации NaCl [Наумов и др., 1971; и др.] позволяет считать, что влияние NaCl на активность воды при низких концентрациях ($\leq 1\text{M}$) будет невелико. Отсюда следует, что присутствие NaCl в водно-углекислом флюиде отражается главным образом на увеличении активности CO_2 вследствие эффекта высаливания и увеличения степени неидеальности смеси воды и углекислоты. Влияние NaCl на активность воды связано с ростом активности CO_2 и характерно в основном для флюидов с низкой концентрацией CO_2 (см. рис. 3).

Следует также добавить, что степень влияния добавок NaCl на сдвиг кривых равно-

весий в координатах P – T – X_{CO_2} зависит от типа конкретной реакции. Так, изменение положения кривых равновесия на рис. 3 происходит в заметно меньшей степени по сравнению с реакцией карбонатизации пренита. Это объясняется также и тем, что влияния активностей H_2O и CO_2 , судя по уравнению реакции доломитизации тремолита, частично компенсируют друг друга.

Все сказанное о возможном влиянии компонентов сложного флюида на равновесность системы дает возможность оценить в общих чертах эволюцию положения граничных реакций и связанное с этим изменение объема различных метаморфических фаций в координатах P – T – X_{CO_2} (см. рис. 1) при появлении NaCl во флюиде. Вследствие высокой чувствительности к активности CO_2 во флюиде резко снижается объем цеолитовой фации. При этом преобладающее развитие получают Na и Na-Ca -цеолиты, что и отмечается А. Миясиро и др. [1973] для пород цеолитовой фации изменения в океаническом субстрате Срединно-Атлантического хребта. На основании этого данные авторы считают привнос Na характерной чертой метаморфизма базальтов в условиях цеолитовой фации.

Ограниченная устойчивость пренита с увеличением концентрации NaCl во флюиде, отмеченная выше, приводит в свою очередь к сокращению объема пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма и расширению поля устойчивости минеральных парагенезисов фации зеленых сланцев вниз по шкале температуры. При еще более низкой температуре это выразится в некотором увеличении в координатах P – T – X_{CO_2} объема серицит-хлорит-карбонатной фации в направлении более низких равновесных значений X_{CO_2} во флюиде. Верхняя граница зеленосланцевой фации, определяемая реакцией образования роговой обманки, сместится в область более высокой температуры. Но благодаря тому, что влияния активностей воды и уголекислоты (см. уравнение реакции) частично компенсируют друг друга, это смещение будет небольшим. Увеличение X_{CO_2} от 0,1 до 0,2, отмеченное выше по данным опытов, приводит к увеличению температуры этого равновесия всего на 20°C . Аналогично, что возможное увеличение активности CO_2 в результате добавок NaCl к водно-уголекислому флюиду не должно приводить к ощутимому сдвигу кривой равновесия в координатах T – X_{CO_2} .

Граница между эпидотовыми и пироксеновыми амфиболитами, фиксируемая клинопироксеновой изоградой, при введении во флюид невысоких концентраций NaCl должна сместиться в поле более низких температур вследствие уменьшения активности воды, связанного с высаливанием CO_2 . Это в свою очередь должно было бы приводить к появлению клинопироксена при более низких температурах по сравнению с водно-уголекислым или водным флюидом. Однако подобные факты до сих пор в океанических амфиболитах не были отмечены.

Сказанное свидетельствует о том, что появление NaCl в составе метаморфизирующего флюида (по крайней мере вплоть до концентрации 0,5 М) благоприятствует появлению главным образом зеленосланцевых парагенезисов. Это может служить одним из объяснений преобладающей встречаемости зеленосланцевых метабазитов в составе метаморфических пород дна океана, что неоднократно отмечалось ранее [Канн, 1973; Аументо и др., 1973; Hart, 1973; Humphris, Thompson, 1978; Силантьев, 1981; и др.], а также причиной редких находок пренита и пумпеллиита [Миясиро и др., 1973]. Совместная пренит-пумпеллиитовая ассоциация, столь обычная среди метабазитов континентов, описана для океанического субстрата лишь в единичных случаях [Melson, Andel, 1966; Mevel, 1981].

Отмеченное слабое влияние электролита на характер парагенезисов амфиболитовой фации метаморфизма при концентрации NaCl до 1 М во флюиде говорит о возможном использовании экспериментального плагиоклаз-роговообманкового геотермобарометра, разработанного Л.П. Плюсниной [1981], для реконструкции условий образования амфиболитов дна океана. Если для пород континентов этот геотермобарометр позволяет описать пространственную зональность по PT -параметрам, как это сделано в некоторых работах [Лихойдов и др., 1981; Plyusnina, 1982], то при драгировании дна океана можно установить интервал PT -условий формирования соответствующих метабазитов. Первые определения температуры и давления при образовании эпидотовых амфиболитов океанического субстрата были выполнены по образцам, драгированным в Тихом океане в зоне разлома Хейзен и в районе глубоководного Марианского желоба [Силантьев, Плюснина, 1982]. В частности, при микрозондовом анализе соответствующих

образцов оказалось, что амфиболиты Марианского желоба отличаются от амфиболовых сланцев разлома Хейзен однородным, выдержанным составом как плагиоклаза, так и роговой обманки, обладающей также повышенным содержанием паргаситового компонента. Это наряду с полученными оценками P - T -условий их образования свидетельствует о более глубокой метаморфической проработке амфиболитов Марианского желоба при повышенном флюидном давлении ($7,2 \pm 1$ кбар). В амфиболитах разлома Хейзен ($P_{фл} = 2$ кбар, $T = 460 \div 540^\circ\text{C}$) присутствие реликтов анортита (An_{90-94}) свидетельствует о необычайно вялой кинетике реакции деанортитизации. Последнее вместе с высокой кальциевостью метаморфических амфиболов ($\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Na}) = 0,88 \div 0,92$) может либо оказаться связанным с чисто кинетическим эффектом в условиях кратковременных процессов вторичных изменений, либо свидетельствовать против участия метаморфизирующего флюида, образовавшегося на основе морской воды. По-видимому, решение вопроса об участии морской воды в формировании флюида при метаморфизме базитов дна океана в условиях амфиболитовой фации в каждом конкретном случае может быть разным. Это подтверждает также характер данных по изотопному составу кислорода и водорода в океанических амфиболитах. Если С. Шеппард и С. Эпштейн [Sheppard, Epstein, 1970] считают весьма вероятным участие морской воды в образовании флюида, то Ф. Аументо с соавторами [1973] отрицают такую возможность.

Все это позволяет считать, что участие морской воды в процессах метаморфизма в наибольшей степени оказывает влияние на поля устойчивости минеральных ассоциаций в продуктах низкотемпературных фаций метаморфизма до зеленосланцевой включительно. Существующие геохимические и геофизические данные подтверждают наличие зоны активного взаимодействия базальтов с морской водой в верхней части второго слоя океанической коры вплоть до глубины 3–5 км ниже его поверхности [Christensen, Salisbury, 1972; Fox, Schreiber, 1972; и др.]. Р. Харт [Hart, 1973], рассчитав привнос–вынос компонентов из базальтов, показал способность морской воды реагировать с ними по крайней мере до глубины 2,55 км. Тепловой эффект реакции $0,60 \text{ K}^+ + 0,82 \text{ Mg}^{2+} + 2,07 \text{ Na}^+ + 7,36 \text{ H}_2\text{O} + 187 \text{ базальт (неизменный)} = 182 \text{ метабазальт} + 8,06 \text{ Ca}^{2+} + 6,90 \text{ SiO}_2 + 0,50 \text{ Fe}^{2+} + \text{Mn}^{2+}$, энергия которой составляет $0,11\text{--}0,57 \times 10^6 \text{ кал} \cdot \text{с}^{-1} \cdot \text{см}^{-2}$, кроме того может внести существенный вклад в тепловой поток определенных участков дна океана. Полученные выводы Р. Харт распространяет на такие типы изменений базальтов, как гальмиролиз, зеленосланцевый диафорез и прогрессивный метаморфизм. Изменение величины $\delta^{18}\text{O}$ между неизменными базальтами и зеленосланцевыми метабазитами, по данным некоторых работ [Muehlenbachs, Clayton, 1972; Hart, 1973; Spooner, Fyfe, 1973], также свидетельствует в пользу того, что морская вода в условиях метаморфизма зеленосланцевой фации может участвовать в формировании метаморфического флюида.

Решение проблемы взаимодействия базальт–морская вода с помощью термодинамических расчетов пока затруднено, в частности, в связи с отсутствием строгой термодинамической характеристики флюида состава вода–углекислота–электролит. Данные по поведению коэффициента высаливания CO_2 в смеси с NaCl имеются только до 300°C [Малинин, 1979]. Расчеты минеральных равновесий во флюиде $\text{H}_2\text{O}\text{--CO}_2\text{--NaCl}$ даже в первом приближении осложняются еще и тем, что термодинамическая характеристика большинства минеральных фаз, развитых в метабазитах, на сегодняшний день явно недостаточна.

Широкое развитие среди метабазитов океанического субстрата неравновесных минеральных ассоциаций объясняет тот интерес, который проявляется в последнее время к экспериментальному изучению кинетики и возможных механизмов фазовых превращений. В этом отношении, с нашей точки зрения, несомненный интерес представляют модельные эксперименты, несмотря на часто лишь качественный характер итоговой информации.

ABSTRACT

Considering the problem of interaction between basalts and sea water, the change of stability fields of typical mineral associations of metabasites from zeolitic up to amphibolitic facies is considered. The composition of water carbon-dioxide fluid is

complicated by an electrolyte. It was established that NaCl (concentration being up to 1M) mostly affects mineral paragenesis in case of minimal concentration of CO_2 in metamorphising fluid. In this case the fields of zeolitic, prehnite-pumpellyitic facies considerably decrease, the boundaries of green-schists facies expand; the stability field of amphibolitic paragenesis does not practically change. This means that corresponding geothermobarometers can be applied to reconstruct the PT-conditions of the formation of oceanic substratum amphibolites. Examples of such an application are given.

ЛИТЕРАТУРА

- Аументо Ф., Ланкаревич Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта (профиль Гудзон, 45° с.ш.). — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168—197.
- Добрецов Н.П., Соболев В.С., Хлестов В.В. Фации регионального метаморфизма умеренных давлений. М.: Недра, 1972. 285 с.
- Иванов И.П., Гуревич Л.П. Новые экспериментальные данные для уточнения границ цеолитовой фации метаморфизма. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 3, с. 17—28.
- Канн Дж.Р. Петрология основания хребта Пальмер в северо-восточной части Атлантического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 154—167.
- Коссовская А.Г., Симанович И.М., Шутов В.Д. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 5—16.
- Котов Н.В., Курносое В.Б., Холодкевич И.В. Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных PT-параметрах. — Литология и полез. ископаемые, 1978, № 4, с. 78—89.
- Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П., Мищенко Г.А. Условия образования амфиболитов метабазитов Уфалейского комплекса. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 9, с. 14—25.
- Малинин С.Д. Физическая химия гидротермальных систем с углекислотой. М.: Наука, 1979. 112 с.
- Маракушев А.А. Метаморфизм и его факторы. — В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977, с. 3—28.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юнг М. Метаморфизм в пределах Срединно-Атлантического хребта близ 24 и 30° с.ш. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 140—153.
- Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.Л. Справочник термодинамических величин. М.: Атомиздат, 1971. 240 с.
- Плюснина Л.П. Термодинамический режим низкотемпературного метаморфизма. — В кн.: Проблемы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1979, с. 117—131.
- Плюснина Л.П. Экспериментальное изучение зависимости глиноземистости роговых обманок от PT-условий их образования. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1981, № 7, с. 19—28.
- Плюснина Л.П. Экспериментальное исследование метаморфизма базитов. М.: Наука, 1983. 200 с.
- Плюснина Л.П., Иванов И.П. PT-границы и флюидный режим пренит-пумпеллитовой фации метаморфизма по экспериментальным данным. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 3, с. 36—48.
- Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г. Устойчивость пренита в системе $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_{12} \cdot \text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2 - \text{NaCl}$ по экспериментальным данным. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 3, с. 719—721.
- Руженцев С.В., Соколов С.Д., Юркова Р.М. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения меланократового фундамента (Корякское нагорье). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 160—172.
- Силантьев С.А. Метаморфизм пород океанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 120—126.
- Силантьев С.А., Плюснина Л.П. PT-условия образования метабазитов разлома Хейзен и Марианского глубоководного желоба (Тихий океан). — Докл. АН СССР, 1982, т. 265, № 4, с. 952—955.
- Степанов В.Н. Мировой океан. М.: Мысль, 1974. 265 с.
- Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносое В.Б. Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных PT-параметрах. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 67—72.
- Шмулович К.И., Котова Н.П. Минеральные равновесия в высокотемпературном флюиде $\text{H}_2\text{O} - \text{CO}_2$ — электролит. — Геохимия, 1982, № 10, с. 1440—1453.
- Anderson R. Petrologic significance of low heat flow on the flanks of slow spreading Mid-Ocean ridges. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1972, vol. 83, p. 2947—2956.
- Backer H., Schoell M. New deeps with brines and metalliferous sediments in the Red sea. — Nature. Phys. Sci. 1972, vol. 240, p. 153—158.
- Boyd F.R. Hydrothermal investigations of amphiboles. — In: Researches in geochemistry. N.Y., 1959, p. 377—396.
- Christensen N.J., Salisbury M.H. Sea floor spreading, progressive alteration of layer 2 basalts, and associated changes in seismic velocities. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1972, vol. 15, p. 367—375.
- Coombs D.S., Horodyski R.J., Naylor R.S. Occurrence of prehnite-pumpellyite facies metamorphism in Northern Maine. — Amer. J. Sci., 1970, vol. 268, p. 142—156.
- Deffeyes K.S. The axial valley, a steady-state feature of terrain. — In: The megatectonics of continents and oceans. Rutgers: Univ. press, 1970, p. 194—222.
- Fox P.J., Schreiber E. Compressional wave velocities in basalts and dolerite samples recovered during Leg XV. — In: Initial Reports of the DSDP.

Wash.: US Gov. Print. Off., 1972, vol. 15, p. 153–158.

Hart R.A. A model for chemical exchange in the basalt-sea-water system of oceanic layer 2. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1973, vol. 10, p. 799–816.

Humphris S.E., Thompson G. Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea-water. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 107–127.

Laird J.P. Phase equilibria in mafic schist of Vermont. — *J. Petrol.*, 1980, vol. 21, p. 1–38.

Lister C.R.E. On the thermal balance of a Mid-Ocean ridge. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1972, vol. 26, p. 515–535.

Melson W.G., Andel T.H. Metamorphism of Middle-Atlantic ridge, 22°N latitude. — *Mar. Geol.*, 1966, vol. 4, p. 165–186.

Mevel G. Occurrence of pumpellyite in hydrothermally altered basalts from the Vema fracture zone (Mid-Atlantic ridge). — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1981, vol. 76, p. 386–393.

Mottl M. J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 1. Experimental results for major and minor components of seawater. — *Geochim. et cosmochim. acta*, 1978, vol. 42, p. 1103–1115.

Muchlenbachs K., Clayton R.N. Oxygen isotope geochemistry of submarine greenstones. — *Canad. J. Earth Sci.*, 1971, vol. 9, p. 172–182.

Plyusina L.P. Geochemistry and geobarometry of plagioclase-hornblende-bearing assemblages. —

Contribs Miner. and Petrol., 1982, vol. 80, p. 140–146.

Ross D.A. Red Sea hot brine system. — *Science*, 1972, vol. 175, p. 1453–1457.

Seyfried W.E., Mottl M.J., Bischoff L.J. Seawater basalt ratio effects on the chemistry and mineralogy of spilites from the ocean floor. — *Nature*, 1978, vol. 275, p. 211–213.

Sheppard S.M., Epstein S. D/H and $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios of minerals of possible mantle or lower crystal origin. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 9, p. 232–239.

Sigvaldason G.E. Epidote and related minerals in two deep geothermal drill holes, Reykjanes and Hverageri, Iceland. — *Geol. Surv. Profess. Pap.*, 1962, N 450-E, p. 77–79.

Spooner E.T.C., Fyfe W.S. Sub-sea floor metamorphism heat and mass transfer. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1973, vol. 42, p. 287–304.

Talwani M., Windish C.C., Langseth M.G. Reykjanes ridge crust: A detailed geophysical study. — *J. Geophys. Res.*, 1971, vol. 76, p. 473–517.

Tomasson J., Kristmannsdottir H. High temperature alteration. Minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. — *Contribs Miner. and Petrol.*, 1972, vol. 36, p. 123–124.

Zen E.-an. Metamorphism of Lower Paleozoic rocks in the vicinity of the Taconic Range in west-central Vermont. — *Amer. Miner.*, 1960, vol. 45, p. 129–175.

УДК 549.07+551.217

И.В. Холодкевич, Н.В. Котов, В.Б. Курносков

ХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ УСЛОВИЯХ (экспериментальные данные)

Проблеме взаимодействия вода–базальт в условиях океанического дна посвящено несколько экспериментальных работ [Bischoff, Dickson, 1975; Seifried, Bischoff, 1979, 1981; Mottl, Holland, 1978, 1979; Hajash, 1974, 1975, 1980, 1981]. Целью настоящего исследования, направленного на решение этой же проблемы, было выявление перераспределения химических компонентов в базальтах при их гидротермальных изменениях, а также геохимического обмена в системе вода–базальт¹ в более широком интервале температур с использованием в опытах исходного вещества не только в виде порошков, но и в виде монолитных обломков пород, позволяющих дополнительно изучать минеральные и химические преобразования субстрата петрографическим и микронзондовыми методами.

Экспериментальные исследования проводились на установках высокого давления и температуры при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, $T = 200 \div 600^\circ\text{C}$ с экспозицией от 3 ч до 14 сут в среде чистой и модельной морской воды с соотношением раствор–порода 200:1 и 7:1. Исходными породами послужили массивный стекловатый толеитовый базальт со Срединного Индоокеанского хребта (обр. 5327а), пористый сидеромелановый гиалокластит Исландии (обр. СЮ-1), а также стекловатый щелочной базальт (обр. Щ-09) с вулкана Подгелбаночного из Приморья. Подробное описание исходных пород дано в работах С.А. Щеки, И.В. Холодкевича, А.Р. Гептнера [Щека и др., 1969; Холодкевич и др., 1981; Холодкевич, Гептнер, 1982].

Для определения перераспределения вещества в измененных базальтах и геохимического обмена между раствором и базальтом с помощью электронно-зондового микро-

¹ Результаты изучения минеральных продуктов проведенных опытов опубликованы ранее [Холодкевич и др., 1981].

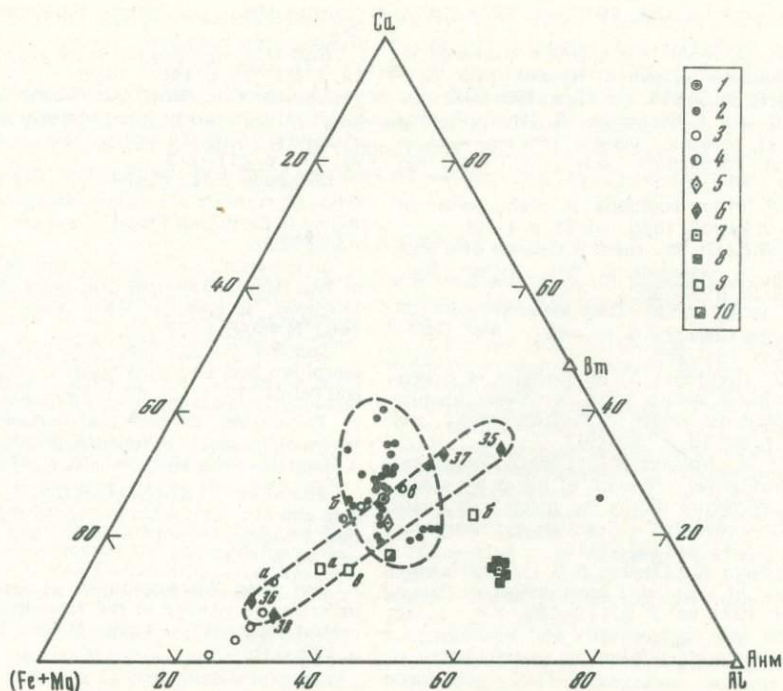


Рис. 1. Направленность химического изменения стекловатых базальтов при их гидротермальной обработке

1 — исходное стекло из обр. 5327а; 2 — гидротермально измененное стекло из обр. 5327а; 3 — природные смектиты из скв. 462А 61-го рейса судна "Гломар Челленджер"; 4 — гидротермально измененный при 450°С базальт — обр. 5327а; буквы на схеме: а, б, в — выделенные из него фракции: < 1; 1—10; > 10 мкм соответственно; 5 — исходное стекло из обр. СБ-1; 6 — гидротермально измененное стекло из обр. СЮ-1; 7 — исходное стекло из щелочного базальта Щ-09; 8 — гидротермально измененное стекло из обр. Щ-09; 9 — гидротермально обработанный при 450°С обр. Щ-09; буквы на схеме: а, б, в — выделенные из него фракции: < 1; 1—10; > 10 мкм соответственно; 10 — исходный валовый состав щелочного базальта — обр. Щ-09

анализа были изучены гидротермально обработанные обломки пород, а также использованы химические и спектральные анализы образцов и растворов, отобранных после проведения экспериментов. Кроме того, проведено взвешивание образцов до и после опытов для определения изменения их веса во время гидротермальной обработки.

Перераспределение химических элементов в базальтах. Микрозондовое изучение химического состава гидротермально обработанных обломков базальтов позволило оценить их основные петрохимические характеристики, которые были использованы для выявления направленности преобразования стекла с помощью диаграмм С.А. Коренбаума.

Гидротермальное изменение толеитового сидеромеланового стекла Исландии (обр. СЮ-1) проходит в двух направлениях: смектитизации и цеолитизации. Эти направления хорошо проявлены на треугольной диаграмме Ca—(Fe + Mg)—Al (рис. 1). Точки 36 и 38 находятся в поле Fe-Mg-смектитов. Они соответствуют по химическому составу смектитам, замещающим стекловатые интерстиции толеитовых базальтов, и жильным смектитам из природных объектов, например из впадины Науру [Kurnosov et al., 1981, рис. 1]. Кроме того, смектиты, полученные из обр. СЮ-1, характеризуются повышенной щелочностью (рис. 2), наследуя ее от исходного образца, и относительно низким содержанием калия (рис. 3).

Другое направление преобразования толеитового стекла, связанное с цеолитизацией, на диаграмме отмечено точками 35 и 37 (см. рис. 1). Новообразованные цеолиты кальциевые и по своему составу ближе к вайракиту, также найденному в базальтах впадины Науру [Kurnosov et al., 1981].

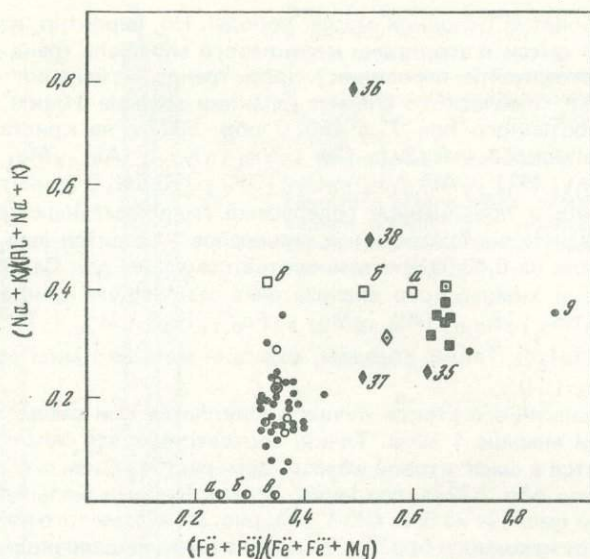


Рис. 2. Изменение железистости и щелочности при гидротермальном изменении вулканических пород

Условные обозначения см. на рис. 1

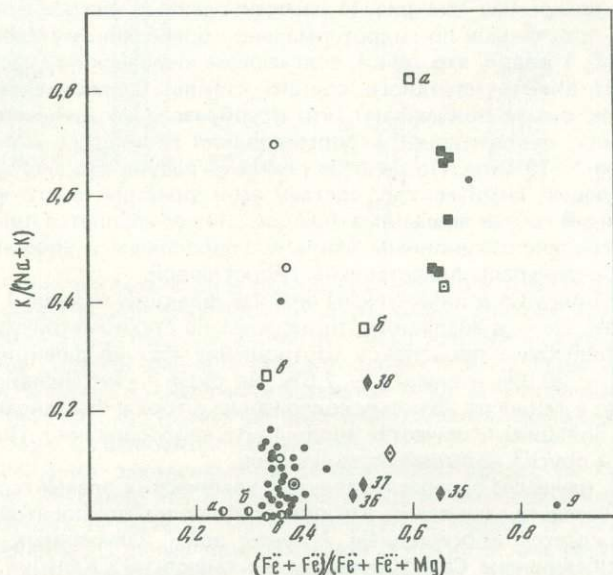


Рис. 3. Изменение железистости и калиевого содержания вулканических пород

Условные обозначения см. на рис. 1

Изучение перераспределения химических элементов в сидеромелановых стеклах Исландии по профилям [Холодкевич, Гептнер, 1982] показало, что Mg, Fe и K концентрируются в зонах развития смектитов, тогда как Ca, Na и отчасти K дают локальные обогащения в центральных частях трещин, в порах, а также на периферии обломков стекла в виде цеолитов и амфиболов.

Результаты микрозондового изучения измененного в экспериментальных условиях обр. 5327а, являющегося типичным представителем стекловатых толеитовых базальтов срединно-океанических хребтов, показали также, что существуют два направления

преобразования стекловатой основной массы породы. Но, вероятно, из-за присутствия в тонкопрорастающей смеси с цеолитами кальциевого минерала тренд преобразования как бы разворачивается почти перпендикулярно тренду изменения обр. СЮ-1 (см. рис. 1). При пересчете химического анализа фракции меньше 1 мкм, выделенной из гидротермально обработанного при $T = 450^\circ\text{C}$ обр. 5327а, на кристаллохимическую формулу триоктаэдрического смектита $\text{Ca}_{0,34}\text{Na}_{0,13}\text{K}_{0,01}(\text{Al}_{0,21}\text{Mg}_{1,74}\text{Fe}_{0,16}^{3+}\text{Fe}_{0,36}^{2+}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,07}\text{Ca}_{0,20})_{2,75}(\text{Si}_{3,19}\text{Al}_{0,81})_{4,00}\text{O}_{10}(\text{OH})_{2,45}\cdot 0,6\text{H}_2\text{O}$ присутствие Са в октаэдрических положениях и повышенное содержание гидроксильных групп позволяют предполагать, что среди новообразованных минералов находится еще одна минеральная фаза $\text{Ca}(\text{OH})_2$. Если на 0,45 (ОН) взять соответствующее для $\text{Ca}(\text{OH})_2$ количество Са, то пересчет остатка химического анализа дает следующую кристаллохимическую формулу: $\text{Ca}_{0,10}\text{Na}_{0,13}\text{K}_{0,01}(\text{Al}_{0,38}\text{Mg}_{1,82}\text{Fe}_{0,16}^{3+}\text{Fe}_{0,38}^{2+}\text{Mn}_{0,01}\text{Ti}_{0,07})_{2,82}(\text{Si}_{3,32}\text{Al}_{0,68})_{4,00}\text{O}_{10}(\text{OH})_2\cdot 0,6\text{H}_2\text{O}$. Таким образом, фракция меньше 1 мкм состоит на 94% из смектита и на 6% из $\text{Ca}(\text{OH})_2$.

Смектитизация базальтового стекла лучше проявляется при рассмотрении химического состава фракции меньше 1 мкм. Точка, соответствующая химическому составу этой фракции, находится в смектитовой области (см. рис. 1). Смектит, образованный за счет стекловатой массы обр. 5327а, сохраняя железисто-магнезиальный состав, все же менее железистый, чем смектит из обр. СЮ-1 (см. рис. 3). Кроме того новообразованный смектит унаследовал от исходного обр. 5327а крайне низкую щелочность (см. рис. 2, 3). Поступление из основной массы базальта Fe и Mg на формирование смектита прослеживается при сравнении химического состава исходной породы и фракции больше 10 мкм из измененного базальта. Фракция обеднена этими компонентами по отношению к свежему базальту (см. рис. 1).

На треугольной диаграмме (см. рис. 1) нанесены данные микроанализа и химические анализы фракций, полученные по гидротермально обработанному щелочному базальту (обр. Щ-09). Из рис. 1 видно, что точки, отвечающие химическому составу измененных зон породы, лежат вблизи исходного состава стекла. Однако химические анализы фракций продуктов опыта показывают, что преобразование щелочного базальта идет в двух направлениях: цеолитизации и формирования глинистого минерала. Цеолитом обогащена фракция 1–10 мкм. По данным рентгенографии, это анальцит. Удаленность точки, соответствующей химическому составу этой фракции, от точки на диаграмме, отражающей истинный состав анальцита (см. рис. 1), объясняется примесями во фракции, судя по рентгенодифракционным данным, гидрослюда и апофиллита. Новообразованные глинистые минералы представлены гидрослюдой.

Если считать, что весь Са в химическом анализе фракции меньше 1 мкм содержится в апофиллите, а весь Na — в анальците, то пересчет на стехиометрические составы этих минералов дает следующее процентное соотношение фаз во фракции: гидрослюда — 67,4%, апофиллит — 25,0%, анальцит — 7,6%. Но судя по интенсивностям рефлексов на рентгенограмме, а также по низкому содержанию фтора в исходном образце, предположение о таком большом количестве апофиллита необоснованно. Поэтому возможно присутствие здесь и других кальциевых минералов.

Таким образом, изучение перераспределения химических элементов в гидротермально обработанных базальтах показало, что преобразование стекловатой основной массы толеитов сопровождается обогащением краевой зоны измененных обломков пород Fe, Mg, Na, K и обеднением Са (формирование смектита). Кальций концентрируется в самой внешней части краевой зоны, а также в центральных частях микротрещин и связан с образованием цеолита типа вайракита. При гидротермальном изменении базальтов с повышенной щелочностью в краевых частях образца и микротрещинах образуются преимущественно гидрослюда и анальцит с повышением на этих участках содержания Fe, Al, Na и K.

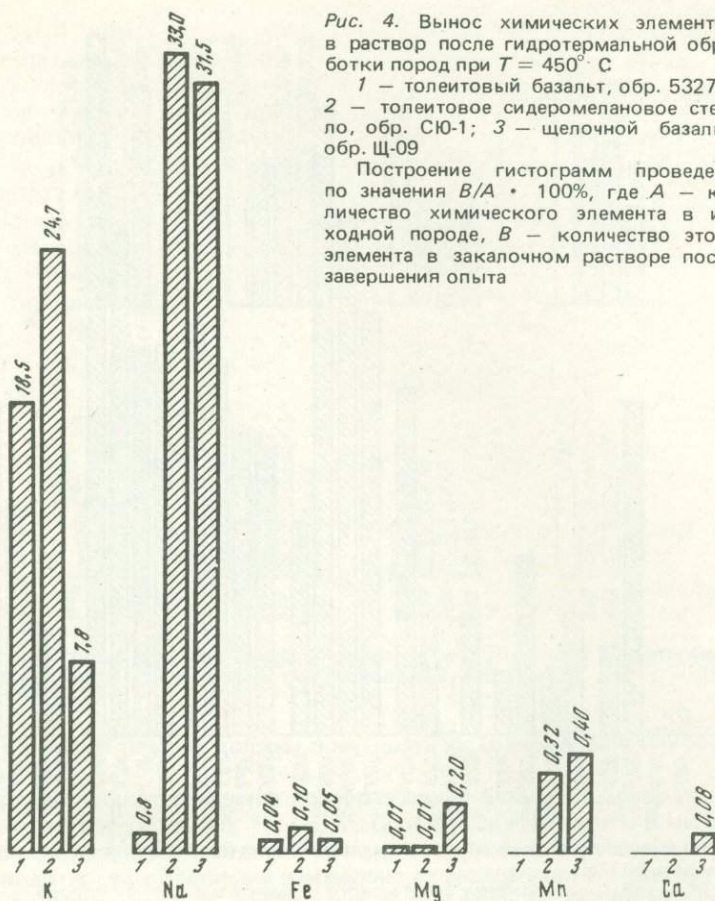
Изменение состава гидротермальных растворов. Гидротермальные растворы, состав которых рассмотрен ниже, получены при гидротермальном взаимодействии с базальтами чистой и модельной морской воды.

Для толеитовых и щелочных разностей базальтов были изучены закалочные растворы после завершения опытов, выполненных при $T = 450^\circ\text{C}$ в течении 14 сут с чистой водой. На рис. 4 показано процентное содержание вынесенных из породы в раствор химических элементов относительно содержания их в исходных образцах (обр. 5327а, СЮ-1 и Щ-09).

Рис. 4. Вынос химических элементов в раствор после гидротермальной обработки пород при $T = 450^\circ \text{C}$

1 — толеитовый базальт, обр. 5327а; 2 — толеитовое сидеромелановое стекло, обр. СЮ-1; 3 — щелочной базальт, обр. Щ-09

Построение гистограмм проведено по значениям $B/A \cdot 100\%$, где A — количество химического элемента в исходной породе, B — количество этого элемента в закалочном растворе после завершения опыта



Наиболее интенсивно из базальтов в раствор выносятся К и Na. В зависимости от состава исходной породы вынос этих элементов различен: для обр.5327а (толеитовый базальт) наблюдается существенный вынос К, тогда как Na выносятся слабо. Для обр. СЮ-1 (толеитовое сидеромелановое стекло) вынос К и Na значителен. Максимальный вынос К и Na установлен из щелочных базальтов (обр. Щ-09). Для К он составил 24,7%, для Na — 33% (см. рис. 4). Вынос Mn идет предпочтительнее также из пород, богатых щелочами, а Fe, Mg и Ca выносятся из них слабо.

Результаты изучения закалочных растворов часто далеко не полностью отражают состав растворов, находящихся в реакторе во время эксперимента, так как часть элементов, поступавших в раствор, могла выпадать в осадок и осаждаться на стенках реактора при закалке. С целью приближенной оценки состава раствора, находящегося в реакторе во время эксперимента (рабочего раствора), проводилось определение потери веса образца. Это позволило ближе подойти к определению действительного содержания некоторых элементов в рабочем растворе, поскольку связь между содержаниями химических элементов в породе до и после опыта и содержанием компонентов в растворе описывается выражением $x = A - B$, где A — содержание элемента в исходной породе; B — в гидротермально измененной породе; x — содержание элемента в рабочем растворе.

Результаты определения содержаний химических элементов, вынесенных из толеитового базальта (обр. 5327а) в раствор во время его гидротермальной обработки при $T = 300 \div 600^\circ \text{C}$, показаны на рис. 5 в виде гистограмм. Становится очевидным, что малоподвижность Fe, Mg, Ca и Mn, установленная при изучении закалочных растворов, только кажущаяся.

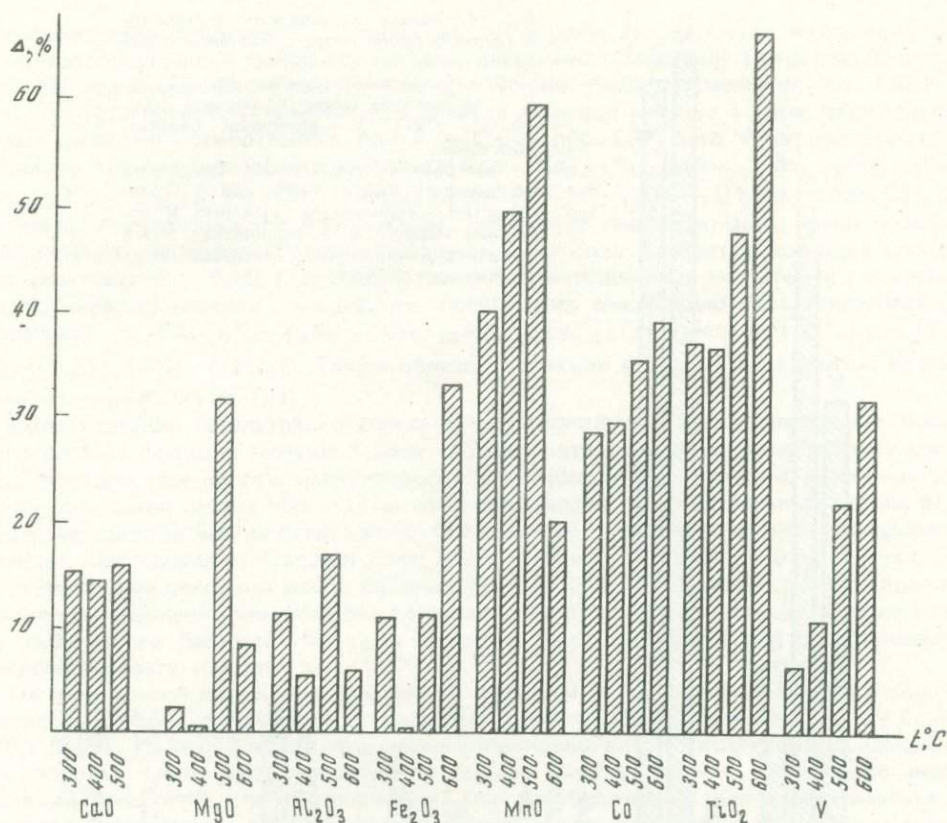


Рис. 5. Количество вынесенных из породы в раствор химических компонентов относительно содержания их в исходном обр. 5327а.

$\Delta = (x/A) \cdot 100\%$, где A — содержание химического элемента в исходной породе, x — содержание химического элемента в рабочем растворе

Са выносятся в рабочий раствор при всех температурах, кроме 600°С. Скорее всего, это связано с синтезом при этой температуре амфибола. При 400°С в рабочем растворе наблюдается очень низкое содержание Mg и Fe, а также уменьшение содержания Al. В этом температурном интервале проходит предпочтительное формирование смектита [Холодкевич и др., 1981]. Сокращение содержания Mg и Al в растворе при 600°С объясняется синтезом талька.

Все изученные элементы появляются в растворе уже при температуре 300°С. При 500°С существенно увеличивается вынос в раствор Mg, Al, Mn, а при 600°С — Fe, Co, Ti, V. Химический состав исходной и измененной в процессе опытов при $T = 200, 300$ и 400°С модельной морской воды графически представлен на рис. 6. После проведения опытов и закалки реактора содержание Ca, Mg и Fe в морской воде уменьшается. Это связано с тем, что уже при $T = 200^\circ\text{C}$ было отмечено образование ангидрита, смектита и магнезиоферрита, количество которых увеличивалось с повышением температуры. Незначительно изменяется содержание в растворе K и Na. Лишь в опыте при $T = 200^\circ\text{C}$ наблюдается уменьшение количества последнего в морской воде, что, вероятно, связано с образованием при этой температуре Na-смектита. Содержание Mn в растворе увеличивается пропорционально возрастанию температуры опытов. Для Zn и Cu наблюдается некоторое увеличение их количества в опытах при $T = 200\div 300^\circ\text{C}$, но увеличение температуры опытов до 400°С приводит к уменьшению содержания этих элементов в модельной морской воде, что связано, скорее всего, с образованием их сульфидов. Формирование перечисленных выше минеральных фаз, как и в опытах с чистой водой, указывает на то, что содержание химических элементов

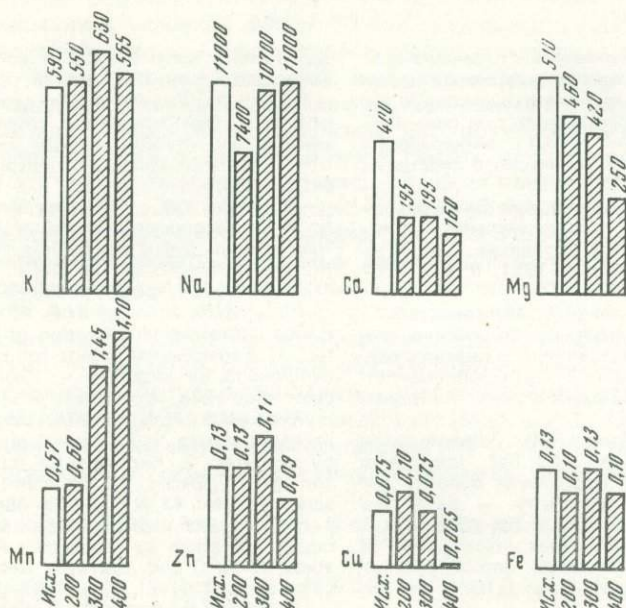


Рис. 6. Химический состав модельной морской воды (γ/мл) до и после гидротермальной обработки в ней толеитового базальта обр. 5327а при T , равной 200, 300 и 400°С.

в растворах во время опытов должно превышать их содержание в изученных закалочных растворах.

Таким образом, гидротермальное преобразование базальтов приводит к активному выщелачиванию из пород Fe, Mn, Ti, Co, V, Cu и Zn. Эксперименты в чистой воде показали интенсивный вынос из исходных пород K и Na, в то время как опыты с морской водой не приводят к существенному изменению их содержания в растворе.

Выводы. Экспериментально полученные результаты по перераспределению химических элементов в базальтах при взаимодействии с водой позволяют объяснить формирование ряда жильных минералов и особенно образование вторичных минералов по основной массе океанических базальтов как результат изохимического процесса взаимодействия вода—порода. Находки калийсодержащих минералов в жилах (кроме минералов с компонентами ювенильных растворов) и отсутствие их в основной массе океанических базальтов также согласуются с этими экспериментальными наблюдениями.

В результате изучения состава гидротермальных растворов, измененных в процессе опытов, показано, что перераспределение химических элементов в стекловатых базальтах сопровождается частичным выносом K, Na, Fe, Mg, Mn. Эксперименты с учетом баланса вещества показали значительный вынос Fe, Mn, Co, Cu, Zn, Ti и V. При этом количество выносимых элементов зависит от температуры опытов, что вероятно, связано с конкретными типами синтезирующихся минералов.

ABSTRACT

Chemical transformations of tholeiitic and alkaline basalts interacting with pure and model sea water at temperature from 200° to 600°С and pressure 1 kbar were studied experimentally. The transformation of the glassy ground mass of tholeiites is accompanied by enrichment of the marginal zone of a rock with Fe, Mg, Na, K and Ca. Fe, Al, Na and K are concentrated in alkaline basalts in places of development of secondary minerals. Hydrothermal transformation of basalts results in leaching of Fe, Mn, Co, V, Cu, Zn, Ti from them. In some experiments considering the balance of the matter the efflux (evacuation?) of Ca, Mg and Al was established.

- Холодкевич И.В., Котов Н.В., Курносов В.Б. Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных *PT*-параметрах. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата. М.: Наука, 1981, с. 67–72.
- Холодкевич И.В., Гентнер А.Р. Экспериментальное исследование гидротермального преобразования базальтоидов Исландии. — Литология и полез. ископаемые, 1981, № 4, с. 68–78.
- Щека С.А., Куренцова Н.А., Моисеенко В.Г., Макарова Ж.А. Петрографо-геохимические особенности гипербазитов Индийского океана в связи с проблемой мантии. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. М.: Наука, 1969, т. 1, с. 200–207.
- Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction at 200°C and 500 bar: Implication for origin of sea floor heavy-metal deposits and regulation of seawater chemistry. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 25, p. 385–397.
- Hajash A. An experimental investigation of high-temperature seawater-basalt interactions. — Geol. Soc. Amer. Abstr. Progr., 1974, vol. 6, p. 771.
- Hajash A. Hydrothermal processes along Mid-Ocean ridges: An experimental investigation. — Contribs Miner. and Petrol., 1975, vol. 53, p. 205–226.
- Hajash A., Archer P. Experimental seawater-basalt interactions: Effects of cooling. — Contribs Miner. and Petrol., 1980, vol. 75, p. 1–13.
- Hajash A., Chandler G. An experimental investigation of high-temperature interactions between seawater and rhyolite, andesite, basalt and peridotite. — Contribs Miner. and Petrol., 1981, vol. 78, p. 240–254.
- Kurnosov V.B., Kholodkevich I.V., Shevchenko A.Ya. Secondary minerals of basalts from the Nauru Basin, Deep Sea Drilling Project Leg 61. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1981, vol. 61, p. 653–671.
- Mottl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 1. Experimental results for major and minor components of seawater. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 8, p. 1103–1115.
- Mottl M.J., Holland H.D., Corr R.F. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater. 2. Experimental results for Fe, Mn and sulfur species. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, N 6, p. 869–884.
- Seifried W.E., Bischoff J.L. Low temperature basalt alteration by seawater: An experimental study at 70°C and 150°C. — Geochim. et cosmochim. acta, 1979, vol. 43, p. 1937–1947.
- Seifried W.E., Bischoff J.L. Experimental seawater-basalt interaction at 300°C, 500 bars, chemical exchange, secondary mineral formation and implications for the transport of heavy metals. — Geochim. et cosmochim. acta, 1981, vol. 45, p. 135–147.

УДК 553.065:552.333.5

А.Г. Бороденков, Н.Н. Перцев, В.Л. Русinov

ТЕРМОДИНАМИКА ПРОЦЕССА ВТОРИЧНОЙ КАЛИШПАТИЗАЦИИ ОКЕАНСКИХ БАЗАЛЬТОВ

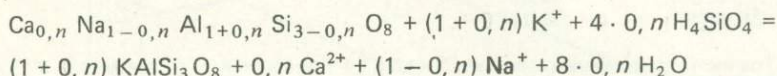
Упоминания о находках аутигенного калиевого полевого шпата в породах морского дна известны в литературе уже давно. Еще в 1952 г. О. Меллис [Mellis, 1952] писал, что аутигенный ортоклаз широко распространен в образованиях морского генезиса. Вероятно, с самого начала не вызывала сомнений и его природа, отраженная в термине "аутигенный", т.е. образованный за счет взаимодействия твердого субстрата осадков или вулканических пород с морской водой. По сути дела, данное представление господствует и поныне, и хотя фактический материал по этому вопросу сильно расширился, полной ясности все же нет. Имеются факты, свидетельствующие в пользу его гальмиролитического происхождения, и факты, по меньшей мере ставящие такое представление под сомнение [Pertsev, Boronikhin, 1983].

Исследования керна океанских скважин позволили установить развитие калиевого полевого шпата по вкрапленникам основного плагиоклаза в верхних частях базальтового основания [Симанович, 1979; Pertsev, Rusinov, 1979]. В последнее время в процессе глубоководного океанского бурения, проведенного "Гломаром Челленджером", были получены новые интересные данные. Изученные образцы базальтов из кернов скв. 417А, 417Д, 418А (рейсы 51–53) и скв. 504В (рейс 70 — подводный хребет Коста-Рика) содержали вкрапленники плагиоклазов, измененные лишь в центральной части, в то время как более кислые периферические зоны и микролиты оставались "свежими" [Pertsev, Boronikhin, 1983]. Рассмотрение этих данных с позиций равновесного взаимодействия базальтов с океанской водой, т.е. термодинамический обсчет модельной системы плагиоклаз—морская вода, позволяет подойти к пониманию отмеченных

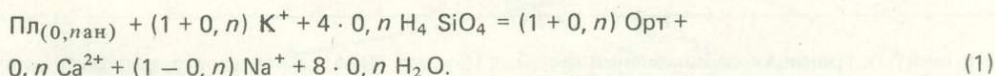
эффектов, а также разрешить некоторые противоречия. Кроме того, сам факт избирательного замещения в условиях относительной стабильности состава воздействующего раствора и, вероятно, столь же постоянного давления наводит на мысль о влиянии на ход процесса температурных колебаний, интервал которых может отражать условия вторичного подводного минералообразования. Выявление же соответствия температур процесса и состава замещаемого плагиоклаза дает возможность предложить палеогеотермометр, позволяющий в известной мере решать вопросы океанской петрологии. Практически эта задача сводится к отысканию неких критических для плагиоклазов определенного заданного состава температур, при которых начинается их реакция с океанической водой с образованием калиевого полевого шпата.

Физико-химические расчеты. Исходные данные для расчетов выбирались с учетом следующих соображений: 1) диапазон составов плагиоклазов в базальтах океанского дна колеблется от анортита до андезина; 2) реакционной средой, задающей режим обменных компонентов, является океаническая вода. Поэтому номера плагиоклазов, выбранных нами для расчетов, с периодичностью в десять единиц изменялись от № 100 до № 40 включительно. Активности подвижных компонентов в реакции вычислялись на базе их средних концентраций в океанической воде [Морская ..., 1979]. И наконец, верхняя температурная граница вычислений составляла 100°C, так как максимум этой величины, зафиксированной в скважинах, откуда отбирались исследованные образцы, был равен 80°C.

Реакция калишпатизации плагиоклаза в общем виде может быть записана следующим образом:



или



А возможность ее протекания выразится известным уравнением

$$\Delta G = \Delta G^0 + RT \ln K_p, \quad (2)$$

где ΔG^0 — свободная энергия реакции (1) при единичных активностях компонентов, а K_p — константа равновесия данной реакции, учитывающая реальные активности обменных компонентов в растворе (морской воде). Калишпатизация плагиоклаза будет иметь место лишь в случае отрицательных значений ΔG , а равенство ее нулю отвечает равновесному состоянию системы. Нас интересуют состояния, в которых

$$\Delta G^0 \leq -RT \ln K_p. \quad (3)$$

Правая и левая части неравенства (3) рассчитывались нами как отдельные самостоятельные функции в интервале температур 25–100°C. Исходные данные и результаты расчетов приведены в таблице. Коэффициенты активностей ионов для температур заданного интервала определялись по второму приближению уравнения Дебая—Хюккеля. Значение ионной силы морской воды, вычисленное с учетом некоторого колебания концентраций основных ионов, округлено до величины 0,7. Обе функции ΔG^0 и $-RT \ln K_p$ на графике в координатах T — энергия (рис. 1) представляют серии взаимно пересекающихся кривых, характеризующих стандартные энергии калишпатизации плагиоклазов конкретных номеров и энергетический вклад в эту реакцию реальных активностей ионов в водной среде. Математический анализ уравнений этих кривых подтверждает линейный характер их изменения на данном температурном интервале:

$$\frac{\partial \Delta G^T}{\partial T} = \partial [\Delta G^0 - \{-\Delta S^0 (T - 298) + \Delta a A_g^* + \Delta b B_g^* + \\ \Delta c C_g^* \}] / \partial T = -\Delta S^0 + \Delta a k + \Delta b m + \Delta c l = \text{const}, \quad (4)$$

так как правая часть уравнения представляет собой сумму постоянных величин (k , m , l — постоянные величины), а зависимость коэффициентов A_g , B_g , C_g от температуры

Термодинамические свойства ионов и нейтральных молекул

Соединение, ион	$-\Delta G_{298},$ кал/моль	$\Delta S_{298},$ кал/моль	Источник или исходное уравнение
ан ₁₀₀	955 700	48,40	[Наумов и др., 1971]
ан ₉₀	951 094	48,73	Вычислено с учетом уравнений 11–19
бит ₈₀	946 400	48,76	[Наумов и др., 1971]
бит ₇₅	944 038	48,72	Вычислено с учетом уравнений 11–19
бит ₇₀	939 294	49,16	То же
лаб ₆₀	929 785	49,96	"
лаб ₅₀	919 900	49,30	[Наумов и др., 1971]
анд ₄₀	912 600	49,48	То же
ан ₉₀	948 590	48,79	Вычислено путем экстраполяции данных А.Р. Котельникова [1980]
бит ₈₀	941 429	49,01	То же
бит ₇₅	937 839	49,08	"
бит ₇₀	934 249	49,156	"
лаб ₆₀	927 091	49,38	"
аб	887 123	49,57	[Robie et al., 1978]
кпш	893 828	55,66	То же
K ⁺	67 560	24,18	[Наумов и др., 1971]
Na ⁺	62 672	14,10	То же
Ca ²⁺	132 100	13,20	"
H ₄ SiO ₄	313 070	42,90	"
H ₂ O	56 687	16,71	"

П р и м е ч а н и е. Точность приведенных констант ($-\Delta G_{298}$) колеблется в пределах $\pm 1,0$ – $1,5$ ккал/моль. Поэтому точность определения равновесных температур калишпатизации составляет ± 10 – 15°C .

в принятых границах ее изменения линейна [Булах, 1974]. Аналогично, дифференцируя по температуре логарифмическую функцию изменения константы равновесия реакции калишпатизации с учетом прямой пропорциональности в изменении логарифмов коэффициентов активностей катионов с ростом температуры, получим

$$-R \frac{\partial (T \ln K_p)}{\partial T} = -R \partial \{ T [0, n \ln C_{\text{Ca}^{2+}} + (1 - 0, n) \ln C_{\text{Na}^+} - (1 + 0, n) \ln C_{\text{K}^+} + 4 \cdot 0, n \ln C_{\text{H}_4\text{SiO}_4} + 0, n \ln \gamma_{\text{Ca}^{2+}} + (1 - 0, n) \ln \gamma_{\text{Na}^+} - (1 + 0, n) \ln \gamma_{\text{K}^+}] \} / \partial T, \quad (4')$$

а с учетом равенства

$$\begin{aligned} \ln \gamma_{\text{K}^+} &= \ln \gamma_{\text{Na}^+} \\ -R \partial \{ T [0, n \ln C_{\text{Ca}^{2+}} + (1 - 0, n) \ln C_{\text{Na}^+} - (1 + 0, n) \ln C_{\text{K}^+} - 4 \cdot 0, n \ln C_{\text{H}_4\text{SiO}_4}] \} / \partial T - R \partial \{ T [0, n \ln \gamma_{\text{Ca}^{2+}} - 2 \cdot 0, n \ln \gamma_{\text{K}^+}] \} / \partial T = \\ &= -RA - RB - RT \left[0, n \frac{\partial \ln \gamma_{\text{Ca}^{2+}}}{\partial T} - 2 \cdot 0, n \frac{\partial \ln \gamma_{\text{K}^+}}{\partial T} \right], \end{aligned} \quad (5)$$

где

$$\begin{aligned} A &= 0, n \ln C_{\text{Ca}^{2+}} + (1 - 0, n) \ln C_{\text{Na}^+} - (1 + 0, n) \ln C_{\text{K}^+} - 4 \cdot 0, n \ln C_{\text{H}_4\text{SiO}_4}; \\ B &= 0, n \ln \gamma_{\text{Ca}^{2+}} - 2 \cdot 0, n \ln \gamma_{\text{K}^+}. \end{aligned}$$

Сумма второго и третьего членов уравнения (5) весьма невелика, а ее колебания за счет изменения температуры варьируют в пределах сотых долей единицы и не оказывают существенного влияния на величину анализируемой первой производной. Это позволяет принять ее постоянной. Таким образом, линейность данных функций дает возможность определить координаты точек пересечения описываемых ими кривых, что по сути является решением уравнения

$$\Delta G^0 = -RT \ln K_p, \quad (6)$$

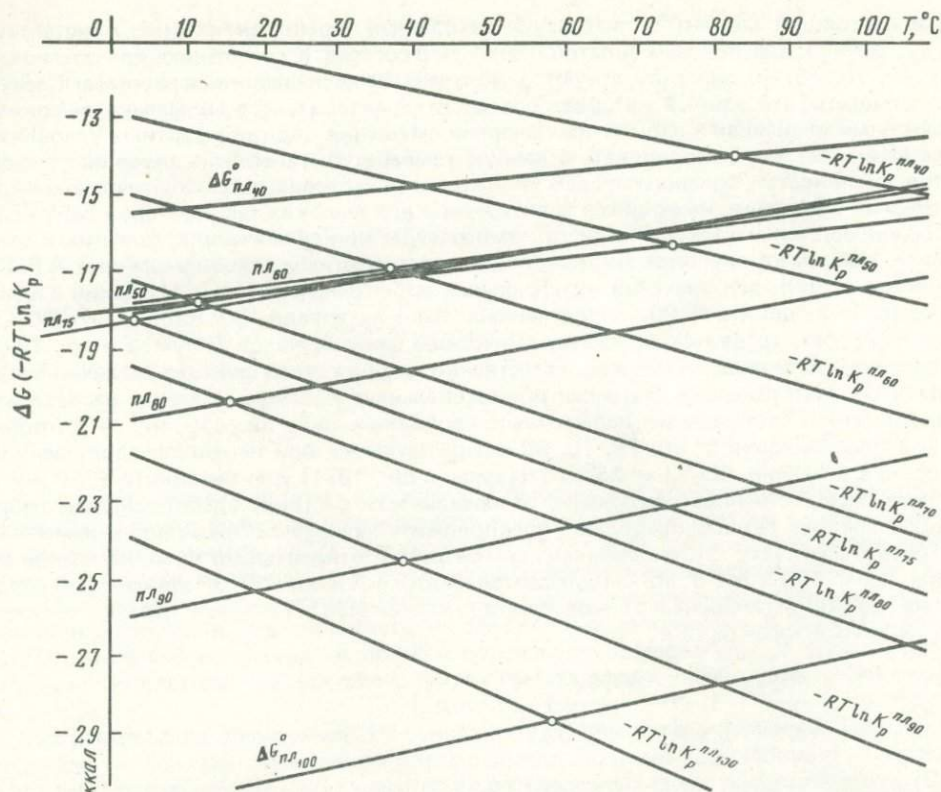


Рис. 1. Зависимости стандартных свободных энергий калишпатизации плагиоклазов состава An_{40} — An_{100} и логарифма сопряженных констант равновесия, учитывающих реальные активности ионов в морской воде, от температуры ($T^\circ \text{C}$)

отвечающего условию равновесия калиевого полевого шпата и плагиоклаза в присутствии океанической воды. Иными словами, нужно найти решение системы линейных уравнений вида $f(T) = aT + b$, одно из которых относится к левой, а другое — к правой части выражения (6). Для левой части зависимость ΔG^0 от температуры выразится так:

$$\Delta G^0(T) = \frac{\Delta G_{T_2}^0 - \Delta G_{T_1}^0}{T_2 - T_1} T + \frac{T_1 - T_0}{T_2 - T_1} (\Delta G_{T_1}^0 - \Delta G_{T_2}^0) + \Delta G_{T_1}^0, \quad (7)$$

а для правой:

$$-RT \ln K_p(T) = \frac{RT_1 \ln K_p^{T_1} - RT_2 \ln K_p^{T_2}}{T_2 - T_1} T + \frac{T_1 - T_0}{T_2 - T_1} (RT_2 \ln K_p^{T_2} - RT_1 \ln K_p^{T_1}) + RT_1 \ln K_p^{T_1}. \quad (8)$$

Решая эту систему относительно T , найдем равновесную температуру:

$$T_{\text{равн}} = (T_1 - T_0) + (T_2 - T_1) \frac{\Delta G_{T_1}^0 - RT_1 \ln K_p^{T_1}}{RT_1 \ln K_p^{T_1} - RT_2 \ln K_p^{T_2} - \Delta G_{T_2}^0 + \Delta G_{T_1}^0}, \quad (9)$$

где в качестве T_1 и T_2 принимаются граничные температуры расчетного интервала, т.е. соответственно 298 и 373 К, а $T_0 = 273$ К — температура, отвечающая точке пересечения кривых с энергетической осью ординат.

Возможность проведения данных расчетов в решающей мере определялась имеющи-

мися в настоящий момент в литературе исходными термодимическими константами (ΔG_{298}^0 ; ΔS_{298}^0) для полевых шпатов различного состава. К сожалению, для плагиоклазов № 90, 75, 70, 60 они отсутствуют и получены нами посредством расчетов. Следует особо отметить, что данный интервал составов характеризуется аномально высокими абсолютными величинами избыточных энергий смешения (при стандартных условиях). Это не позволяет экстраполировать в данную температурную область значения коэффициентов активностей полевошпатовых миналов или интегральных избыточных свободных энергий смешения, имеющиеся в литературе для высоких температур, в силу крайне усложняющейся их зависимости от температуры при ее значениях, близких к стандартным. Например, линейная экстраполяция к стандартным условиям данных А.Р. Котельникова [1980] для значений интегральных избыточных энергий смешения альбита и анортита в битовните № 80, определенных им в интервале 450–850°С, дает ΔG_{298}^e , равное +223 кал, тогда как по термодимическим данным Келли [Наумов и др., 1971] эта величина составляет –4748 кал. Естественно, что при столь сильном различии введение их в соответствующие формулы принципиальным образом скажется на результатах вычислений. Нахождение избыточных свободных энергий (ΔG_{298}^e) и энтропий (ΔS_{298}^e) плагиоклазов № 90, 75, 70, 60 осуществлялось при некоторых допущениях: 1) высокие значения ΔG_{298}^e и ΔS_{298}^e [Наумов и др., 1971] для битовнита № 80 и в то же время несущественное отклонение от идеальности раствора альбит–анортит лабрадорского состава (№ 50) позволяют предположить наличие экстремумов в изменении избыточных функций; 2) экстремумы симметричны относительно крайних членов интервала (ан № 100 и лаб № 50) и приходятся на плагиоклаз № 75; 3) зависимость интегральных функций смешения от мольных долей миналов на данном отрезке составов имеет линейный характер, т.е.

$$\begin{aligned} \frac{\partial G_{298}^e}{\partial X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,2} &= \frac{\partial G_{298}^e}{\partial X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,25} = - \frac{\partial G_{298}^e}{\partial X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,25}^{0,5} = \text{const} = \\ &= \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,2} = \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,25} = - \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,25}^{0,50} \end{aligned} \quad (10)$$

и аналогично

$$\begin{aligned} \frac{\partial S_{298}^e}{\partial X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,2} &= \frac{\partial S_{298}^e}{\partial X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,25} = - \frac{\partial S_{298}^e}{\partial X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,25}^{0,50} = \text{const} = \\ &= \frac{\Delta S_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,2} = \frac{\Delta S_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,25} = - \frac{\Delta S_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,25}^{0,50} \end{aligned} \quad (11)$$

откуда

$$\Delta G_{пл70}^e = \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,20} \times \Delta X_{аб}^{пл} \bigg|_{0,0}^{0,25} \quad (12)$$

$$\Delta G_{пл70}^e = \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,20} \times \Delta X_{аб}^{пл} \bigg|_{0,0}^{0,30} \quad (13)$$

$$\Delta G_{пл90}^e = \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,0}^{0,20} \times \Delta X_{аб}^{пл} \bigg|_{0,0}^{0,1} \quad (14)$$

$$\Delta G_{пл60}^e = - \frac{\Delta G_{298}^e}{\Delta X_{аб}^{пл}} \bigg|_{0,25}^{0,50} \times \Delta X_{аб}^{пл} \bigg|_{0,25}^{0,60} \quad (15)$$

$$\Delta S_{\text{пл} 75}^{\text{с}} = \frac{\Delta S_{298}^{\text{с}}}{\Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}}} \begin{vmatrix} 0,20 & 0,25 \\ 0,0 & 0,0 \end{vmatrix} \times \Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}} \begin{vmatrix} 0,25 & 0,25 \\ 0,0 & 0,0 \end{vmatrix}, \quad (16)$$

$$\Delta S_{\text{пл} 70}^{\text{с}} = \frac{\Delta S_{298}^{\text{с}}}{\Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}}} \begin{vmatrix} 0,20 & 0,3 \\ 0,0 & 0,0 \end{vmatrix} \times \Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}} \begin{vmatrix} 0,3 & 0,3 \\ 0,0 & 0,0 \end{vmatrix}, \quad (17)$$

$$\Delta S_{\text{пл} 90}^{\text{с}} = \frac{\Delta S_{298}^{\text{с}}}{\Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}}} \begin{vmatrix} 0,20 & 0,1 \\ 0,0 & 0,0 \end{vmatrix} \times \Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}} \begin{vmatrix} 0,1 & 0,1 \\ 0,0 & 0,0 \end{vmatrix}, \quad (18)$$

$$\Delta S_{\text{пл} 60}^{\text{с}} = - \frac{\Delta S_{298}^{\text{с}}}{\Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}}} \begin{vmatrix} 0,50 & 0,60 \\ 0,25 & 0,50 \end{vmatrix} \times \Delta X_{\text{аб}}^{\text{пл}} \begin{vmatrix} 0,60 & 0,60 \\ 0,50 & 0,50 \end{vmatrix}. \quad (19)$$

Эти соотношения позволяют вычислить избыточные, а в конечном итоге и отсутствующие стандартные функции плагиоклазов промежуточного состава с мольными долями альбитового минала ($X_{\text{аб}}^{\text{пл}}$), равными 0,1; 0,25; 0,3; 0,4, которые использовались нами в качестве реперных при построении графических зависимостей (рис. 2; см. рис. 1). В качестве альтернативы этому подходу к определению величин стандартных функций были проведены их расчеты на базе данных, изложенных А.Р. Котельниковым (1980), экстраполированных к области нормальной температуры. В дальнейшем и те и другие использовались для расчетов соответствующих палеотермометров (рис. 3; см. рис. 2).

Диаграммы и их обсуждение. На основе литературных и вычисленных данных по термодинамическим свойствам ионов и нейтральных молекул (см. таблицу), а также данных о концентрациях (моль/л) некоторых растворенных форм в морской воде ($\text{Ca}^{2+} - 11 \cdot 10^{-3}$, $\text{Na}^{+} - 4,8 \cdot 10^{-1}$, $\text{K}^{+} - 11 \cdot 10^{-3}$, $\text{H}_2\text{SO}_4 - 17 \cdot 10^{-6}$) построены графики (см рис. 1–3). Рисунок 1, выполненный с учетом расчетных избыточных функций лабрадоров и битовнитов и отражающий температурные изменения стандартных свободных энергий реакций калишпатизации плагиоклазов от андезина до анортита и соответствующие изменения логарифмов констант равновесия для ионной составляющей морской воды, показывает, что области реального взаимодействия известково-натровых полевых шпатов с океанской водой, приводящего к их замещению калиевым полевым шпатом, лежат слева от точек пересечения кривых.

Таким образом, неравенство (3) выполняется лишь при температурах ниже $T_{\text{равн}}$, где нарушается устойчивость плагиоклазов. На рис. 2 эти же данные представлены в координатах T — номер замещающего плагиоклаза, непосредственно отвечающих понятию "геотермометр". Полученная здесь кривая имеет довольно сложную форму с экстремумом по оси T . Она делит всю координатную плоскость на две части. Одна из них (заштрихованная) характеризует область устойчивости известково-натровых плагиоклазов с морской водой, другая (чистое поле) является областью образования калиевого полевого шпата. Иначе говоря, для каждого конкретного номера плагиоклаза повышение или понижение температуры относительно соответствующей точки на кривой означает либо прекращение реакции (уход в заштрихованную часть), либо, напротив, ее интенсификацию (незаштрихованная половина). Под интенсификацией в данном случае следует понимать лишь уменьшение свободной энергии реакции, так как сопряженное с этим понижение температуры, по всей вероятности, должно приводить к существенному замедлению скорости описываемого взаимодействия. Экстремум кривой, приходящийся по оси ординат на битовнит № 75, а по оси абсцисс на температуру около 2°C , показывает, что из всего ряда известково-натровых полевых шпатов этот член начинает замещаться санидином при минимальной температуре (около 2°C). Ниже этой температуры вплоть до некоторого кинетического барьера будут калишпатизироваться плагиоклазы любой основности, тогда как повышение температуры относительно этого предела приведет к постепенному выводу из сферы реакции одновременно как более кальциевых (часть кривой с положительным наклоном), так и более натровых по сравнению с экстремумом составов, лежащих на нижней ветви графика.

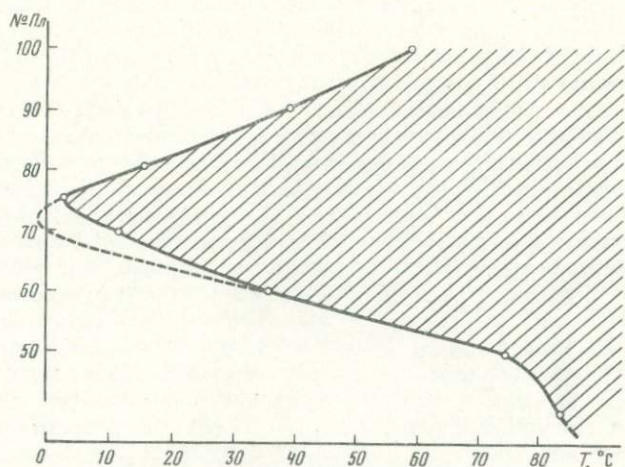


Рис. 2. Линии равновесного взаимодействия плагиоклазов с морской водой. Сплошная отвечает стандартным термодинамическим параметрам (см. таблицу), пунктирная — предполагаемому положению кривой геотермометра, учитывающему реальные соотношения замещенных и реликтовых плагиоклазов в океанических базальтах

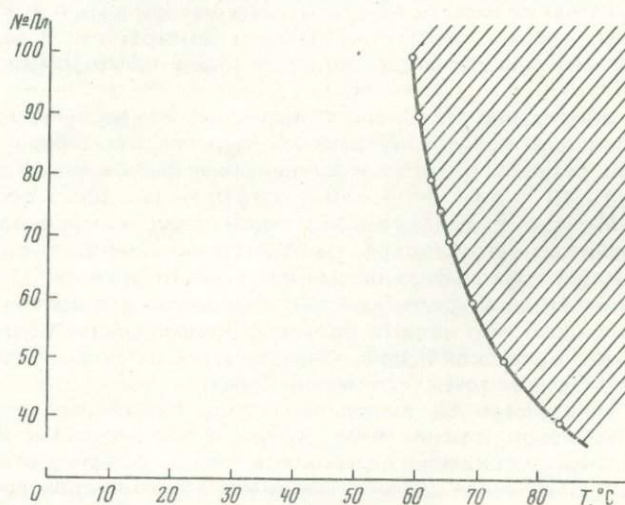


Рис. 3. Линия равновесного взаимодействия плагиоклазов с морской водой, рассчитанная на базе избыточных функций смешения плагиоклазов, экстраполированных из высокотемпературной области

Таким образом, определение температур вторичной калишпатизации плагиоклазов базальтов с помощью этого графика возможно лишь при наличии в породе наряду с замещенным плагиоклазом, номер которого устанавливается по реликтам, также плагиоклаза иного состава, не затронутого данным процессом. В строгом смысле, определяемые значения располагаются в некотором интервале, нижний предел которого фиксируется по номеру неизмененного, а верхний — по номеру замещенного плагиоклаза. Например, описанное Н.Н. Перцевым [Pertsev, Boronikhin, 1983] замещение зональных плагиоклазов базальтов с подводного хребта Коста-Рика будет происходить в температурном интервале 18–24°C, так как в них преобразована лишь центральная часть кристаллов с 83% анортитового компонента, при сохранности более кислых кайм и фенокристаллов, отвечающих № 74–81.

Действительно, в соответствии с нашим термометром замещение плагиоклаза № 83 идет при температурах, не превышающих 24°C, тогда как калишпатизация битовнита

с содержанием анортита 81% выше 18°С прекращается. Другой случай подобного соотношения в зональных кристаллах, описанных В.Л. Русиновым и Н.Н. Перцевым [Pervsev, Rusinov, 1979] в образцах с Бермудского поднятия, менее однозначен с точки зрения интерпретации температуры образования. Здесь калишпатизировались ядра с содержанием анортита 76%, но сохранялись свежими каймы и фенокристаллы с № 74–68. Согласно рис. 2, плагиоклаз № 76 начинает преобразовываться в калиевый шпат при $T \approx 6^\circ\text{C}$. При этой температуре более кислые разности до № 73 действительно стабильны, но вся остальная часть нижней ветви, а также вся верхняя, начиная с № 76, характеризует реакционноспособные члены твердого раствора. В частности, в одних из этих интервалов неустойчивости попадают плагиоклазы, которые в исследованных образцах остаются без изменений. Причины данного противоречия, вероятно, следует искать в исходных термодинамических константах плагиоклазов, использованных в расчетах равновесий и главным образом в стандартных свободных энергиях и энтропиях. Возможно, принятые нами экстремумы избыточных функций ΔG_{298}^e и ΔS_{298}^e не столь резко, более "размыты". А это в свою очередь, отразившись на величинах собственно стандартных функций полевых шпатов, близких по составу к битовниту № 75, "сгладит" экстремум кривой на рис. 2; с учетом наблюдаемых соотношений новое положение кривой будет иметь сдвиг в области главным образом более кислых составов, что отражено пунктирной линией.

Совершенно иной вариант двуполевошпатового термометра (см. рис. 3) получится при использовании в термодинамических расчетах реакций, экстраполированных к стандартным температурам данных по избыточным функциям смешения твердых растворов альбита и анортита [Котельников, 1980]. Описывающая его линия полностью имеет отрицательный наклон и уже не содержит экстремума по температуре: кроме того, сам температурный интервал предполагаемого равновесного взаимодействия сильно сужается. При сопоставлении же этой зависимости с природным материалом обнаруживаются принципиальные противоречия. Согласно графику (см. рис. 3), преимущества при калишпатизации должны иметь более кислые разности плагиоклазов, тогда как отмеченные до сих пор преобразования океанических базальтов затрагивают исключительно центральные, более основные части зональных кристаллов-вкрапленников полевых шпатов. Таким образом, очевидно, что рис. 2 гораздо в большей мере подходит для описания реальных соотношений полевошпатовых минералов в породах океанского дна.

Выводы. Изложенный фактический и расчетный материал позволяет заключить следующее.

1. Термодинамический расчет процесса калишпатизации морских базальтов не противоречит равновесной модели этого явления.

2. Повышение температуры способствует стабильности плагиоклазов. Возможно, этим объясняется отсутствие калишпатизации в зонах с повышенной температурой.

3. Не исключено, что снижение расчетных температур по отношению к реальным, зафиксированным в скважинах, является следствием гораздо более молодого возраста гидротермальной активизации данного региона по сравнению с возрастом самой калишпатизации. Однако возможно, что это обусловлено некоторой неточностью исходных термодинамических констант.

ABSTRACT

Physico-chemical aspect of plagioclases (An N 100 — Ab N 40) seawater equilibrium interaction with feldspar formation are considered. The standart thermochemical constants used in calculations were found both on the base of available experimental data and free energies and entropies of mixing albite-anortite high-temperature values extrapolation to standart state. As the result two alternative types of plagioclase—feldspar equilibrium replacement depending on plagioclase composition were constructed. Comparison of these with natural materials obtained by Glomar Challenger ocean basalt drilling leads to the conclusion that the geothermometer calculated by using the model of An-Ab mixing in standart state is a satisfactory agreement with observing facts of plagioclase selective replacement while another variant based of the extrapolated from high temperatures thermodynamic functions does not. The former model does not contradict the natural process of plagioclase-seawater interaction.

ЛИТЕРАТУРА

Буллах А.Г. Методы термодинамики в минералогии. Л.: Недра, 1974. 182 с.

Котельников А.Р. Расчет функций смешения твердого раствора плагиоклаза. Геохимия, 1980, № 2, с. 226–231.

Морская вода. М.: Наука, 1979, с. 27–30.

Наумов Г.Б., Рыженко Б.Н., Ходаковский И.П. Справочник термодинамических величин (для геологов). М.: Атомиздат, 1971. 239 с.

Симанович И.М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. — Литология и полез. ископаемые, 1979, № 1, с. 52–63.

Mellis O. Replacement of plagioclase by orthoclase in deep sea deposits. — Nature, 1952, vol. 169, N 4302, p. 624.

Pertsev N.N., Rusinov V.L. Mineral assemblages and processes of alteration in basalts at deep sea drilling project, sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1979, vol. 51/53, pt 2, p. 1219–1243.

Pertsev N.N., Boronikhin V.A. Secondary K-feldspar in hole 504B and the problem of K-feldspatisation of ocean basalts. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: US Gov. Print. Off., 1983, vol. 69, p. 1011–1030.

Robie R.A., Hemingway B.S., Fisher J.R. Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298. 15 K and 1 bar (10^5 pascal) pressure and at high temperatures. — Geol. Surv. Bull., 1978, N 1452, p. 456.

ПОДПИСИ К ВКЛЕЙКАМ

К ст. А.Г. Коссовской и др.

Рис. 1. Новообразованные минералы по породообразующим компонентам в порах и трещинах базальтов скв. 407 DSDP

1 — псевдоморфозы смектита по оливину; обр. 332, X250, без анализатора; 2 — сегрегационная везикула; хорошо виден серповидный участок раскристаллизованного остаточного расплава внутри везикулы; центральная часть везикулы заполнена селадонитом; обр. 335, X50, без анализатора; 3 — заполнение сегрегационной везикулы сапонитом и кальцитом; обр. 336, X40, без анализатора; 4 — везикула неправильной формы, заполненная в краевой части глауконитом, а в центральной — железисто-кремнистым образованием; обр. 342, X80, без анализатора; 5 — порядок выделения поздних минералов в везикуле неправильной формы (от краев к центру): смектит → рудная фаза → глауконит → рудная фаза → селадонит → смектит; обр. 348, X80, без анализатора; 6 — трещина в пиллоу-лаве, заполненная кальцитом (светлый фон) и филлипситом (черные кристаллы); обр. 353, X80, николи +; 7 — трещина, заполненная рудным веществом; в зальбандовых частях жилы сквозь железисто-кремнистую фазу "просвечивают" микролиты лаборатора № 55; в центральной части — просечки, заполненные селадонитом, переходящим в сапонит; обр. 340, X40, без анализатора; 8 — поздняя трещина, рассекающая со сдвигом кристаллы плагиоклаза, заполнена Fe-Si фазой, постепенно переходящей в "протоселадонитовое" вещество"; обр. 346, X40, без анализатора

Рис. 2. Морфология новообразованных минералов в базальтах скв. 407 DSDP (съемка Н.Д. Себренинковой)

1 — псевдоморфоза сапонита по оливину; обр. 329; 2 — в пустотах выщелачивания плагиоклаза формируется сапонит; обр. 329; 3 — розетковидные сростки игольчатых кристаллов сапонита; обр. 342; 4 — селадонитовые "ежи" заполняют центральную часть везикулы; обр. 342; 5 — заполнение открытой трещины в базальте Fe-Si фазой (а) → глауконитом (б) → селадонитом (в); обр. 340; 6 — кристаллы антофиллита в поздней трещине; обр. 329

Рис. 3. Кристобалит (скв. 407 DSDP), его положение в породе и морфология

1 — морфология выделений кристобалита; обр. 329; 2 — заполнение каверны сапонитом (см) и кристобалитом (к); обр. 328, X100, без анализатора; 3 — кристаллы кристобалита (к) в краевых частях везикулы. Видно, что аналогичное положение занимает кристалл титаномагнетита (черный). Везикула по периметру оторочена глауконитом; обр. 342, X40, без анализатора; 4 — положение кристобалита (к) в основной массе базальта и в сегрегационной везикуле; обр. 342, X100, без анализатора; 5—7 — кристобалит (к) в основной массе базальта; видны кристаллы титаномагнетита (черные) внутри выделений кристобалита и оторочки Fe-Si фазы (р) и глауконита-селадонита (с) вокруг кристобалита; обр. 342, X40, без анализатора; 8 — замещение выделения кристобалита глауконитом; обр. 340, X80, без анализатора

Рис. 4. Растровые снимки в рентгеновском излучении зерна измененного оливина; обр. 352. 1—5 — точки, в которых сделаны анализы (см. табл. 9)

Рис. 6. Растровые снимки в рентгеновском излучении зерна измененного плагиоклаза. Хорошо видны зона калиевого полевого шпата, замещающего плагиоклаз, и поздние трещинки, заполненные смектитом. В левом верхнем углу снимков — зерно пироксена. Обр. 352.

К ст. И.М. Симановича, С.С. Степанова

Рис. 1. Положение вторичных фаз в структуре базальтов

1 — дегазационная везикула, выполненная пиритом и кальцитом; X20, николи +; 2 — капельный хлорофит; X100, без анализатора; 3 — структурное соотношение капельного хлорофита и лейст плагиоклаза; X30, без анализатора; 4 — слегка деформированный капельный хлорофит; X100, без анализатора; 5 — ложная миндалина; X56, без анализатора; 6 — соотношение хлорофита с черным мезостазисом; X56, без анализатора

Рис. 2. Минеральное преобразование базальтов

1 — капельный хлорофит в скелетном выделении плагиоклаза; X180, без анализатора; 2 — сегрегационная везикула с пиритом (черный) и фиброхлорофитом (в центре); X56, без анализатора; 3 — иголки амфибола, врастающие в хлорофит ложной миндалины; X180, без анализатора; 4 —

*Вклейку см. между с. 136—137.

иглолочки амфибола, врастающие в хлорофит, выполняющий везикулу; X180, без анализатора; 5 — псевдоморфоза хлорофита по оливину; X180, без анализатора; 6 — пластинчатый смектит, развитый по базальту верхней части разреза; X96, николи +

К ст. В.И. Муравьева

Рис. 2. Морфология агрегатов филлипсита и рудных глобул в металлоносном осадке
1 — агрегатная сфераула филлипсита; видно внутреннее ядро (темное) и внешняя агрегатная филлипситовая кайма (светлая); X40, проходящий свет; 2 — глобулярные частицы окислов железа и марганца; обр. 1006-1-100-115, РЭМ; 3 — кристаллы филлипсита в металлоносном осадке; обр. 1006-1-100-115; РЭМ

К ст. Л.А. Игнатьевой

Рис. 2. Микронзондовые картины распределения К (1) и Na (2) в микростяжениях глинистых корок подушек; X2000

К ст. Ю.А. Колясникова

Рис. 2. Структуры базальтов вулканогенно-кремнистой формации Корякского нагорья
1 — спилит, неравномерно раскристаллизованный. Лейсты альбит-олигоклаза (А) двух генераций погружены в лейкоксен (Л)-хлоритовую (Х) основную массу, содержащую примесь карбоната (К); шлиф 670-6/75, X75, без анализатора (верхний? мел правобережья р. Эльгинмызаям, Хатырская зона); 2 — вариолит карбонат-миндалекаменный; вариолы, иногда неправильной метелковидной формы, размером 1-2 мм, сложены альбит-олигоклазом (А) и авгитом (П). Видна рудная лейкоксенизированная оторочка миндалины; шлиф 121-5/77, X60, без анализатора (нижний мел Хатырской зоны); 3 — спилит; некоторые лейсты альбит-олигоклаза имеют трубчатое строение; в центре — псевдоморфозы хлорита по оливину с мельчайшими ромбовидными выделениями хромшпинели; шлиф 49-2/80, X60, без анализатора (нижний мел р. Хатырки); 4 — базальт хлорит-миндалекаменный; наблюдается касетное и метелковидное строение выделений авгита; в правом нижнем углу — карбонат-хлоритовые псевдоморфозы по оливину (О) с эмульсионной вкрапленностью хромшпинели (Р); шлиф 19-1/78, X60, без анализатора (ордовик Понто-нейских гор, Таловская зона)

К ст. С.Г. Сколотнева

Рис. 2. Электронно-микроскопические и микроскопические снимки новообразованных продуктов: 1 — глобулярные выделения гематита в окисленном андезите, X750; 2 — опацизированные вкрапленники оливина, X75; 3 — тонкие выделения магнетита в опацизированном оливине, X2500; 4 — новообразованный диопсид на базальтах Южного прорыва, X1500; 5 — контакт новообразованного диопсида и базальта, X500; 6 — опал и гидроокись железа на измененных базальтах прорыва Пийпа, X1500; 7 — кристаллоформная структура полностью опализированного базальта Северного прорыва, X500; 8 — тонкоглобулярное строение опала, замещающего микролиты базальта Северного прорыва, X5000; 9, 10 — характер новообразований сложного состава на опализированных плагиоклазах из базальтов прорыва Билюкай, X3000; 11, 13 — характер новообразований сложного состава на оливинах из базальтов прорыва Билюкай, X1000; 12 — продувочная структура базальта прорыва 8 Марта, X20; 14 — алюмокремнекислородные новообразования из пустот базальта прорыва Былинкиной, X200; 15 — новообразования в пустотах базальта прорыва 8 Марта, X150 (выполнено на сканирующих электронных микроскопах "JSM-2" и "Stereoskan-600" Р.А. Коньшовой и Н.Д. Серебрянниковой); ди — диопсид, оп — опал, нов — новообразование, ол — оливин; о.м. — основная масса

Рис. 4. Рентгеноспектральные снимки частично преобразованных базальтоидов и их компонентов
1 — сильноопацизированный оливин из мегаплагиофировых базальтов; 2 — частично опацизированный клинопироксен из андезитов; 3 — вкрапленник плагиоклаза, частично замещенный диопсидом и сплюдой (?); 4 — базальт Северного прорыва, замещенный ралльстонитом и содержащий частично опализированный плагиоклаз; 5 — плагиоклаз из базальтов прорыва Билюкай, частично замещенный новообразованиями железо-магний-алюмокремнистого состава; 6 — оливин из базальтов прорыва Билюкай, частично замещенный новообразованиями железо-алюмокремнистого состава; X250 (выполнено на микроанализаторах "Cameca MS-46" и "Camebax" Б.И. Ворониным Г.В. Карповой); ди — диопсид, кл — клинопироксен, нов — новообразование, ол — оливин, оп — опал, пл — плагиоклаз, сл — сплюда, ф — фторид

К ст. Р.М. Юрковой и др.

Рис. 1. Микрофотография серпентинитов

1 — строение петли в апогачбургитовом серпентините; X125: а — оливин, б — антигорит с включениями железистого никеля (центральная часть полости петли), в — лизардит с включениями железистого никеля (краевая часть полости петли), г — просечка, образующая петлю (лизардит), д — долгоживущие каналы миграции растворов (клинохризотил); 2 — серпентинит из протрузий; X32, с анализатором

Рис. 2. Снимки в растровом электронном микроскопе

1 — антигорит из центральной части петли; X7000: а — оливин, б — антигорит; 2 — участок петли; X4000: а — антигорит, б — крупнопластинчатый лизардит, в — лизардит из просечки

Рис. 3. Снимки в растровом электронном микроскопе
1 — участок просечки, образующей петлю; X7000; 2 — бастит; X3600

Рис. 6. Микрофотография серпентинитов
1 — серпентинит из основания аллохтонной пластины; X64, с анализатором; 2 — аподунитовый — "деструктивный" серпентинит; X16, без анализатора

К ст. В.Ф. Морковкиной, и др.

Рис. 1. Макро- и микрофотографии различных серпентинитов
1 — серпентинит-карбонатный песчаник из основания эвгеосинклинальной толщи, Тянь-Шань, Сартале, обр. 987—76, нат. вел.; 2 — два типа серпентинита: ранний дисперсного строения (черное) и продукт его раскристаллизации — хризотилловый (светлое); шлиф 235—67, X10, без анализатора; 3 — криптокристаллическое строение полевошпатовой массы (черное), замещающей дисперсный серпентинит по трещинкам и в ячейках; шлиф 243—67, X10, без анализатора; 4 — реликтовые полосы серпентинита (светлое) в серпентин-тремолитовых сланцах; шлиф 16/79, X30, без анализатора

СОДЕРЖАНИЕ

Часть I

ПРОЦЕССЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ ОКЕАНОВ И КОНТИНЕНТОВ	3
<i>А.Г. Коссовская.</i> Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры	3
<i>В.Б. Курносов.</i> Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океана	14
<i>А.Г. Коссовская, В.В. Петрова, К.Г. Каледа, А.Л. Соколова, Г.В. Карпова.</i> Минералогия преобразований олигоценых базальтов хребта Рейкьянес (скв. 407 DSDP)	19
<i>И.М. Симанович, С.С. Степанов.</i> Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 "Гломара Челленджера")	41
<i>Г.С. Харин, В.А. Чечко.</i> О связи некоторых рудных компонентов с измененностью базальтов	48
<i>В.И. Муравьев.</i> Особенности состава металлоносных осадков (Восточно-Тихоокеанское поднятие)	54
<i>Л.А. Игнатьева.</i> Вторичные изменения юрских пиллоу-лав Северо-Западного Кавказа	60
<i>Ю.А. Колясников.</i> О зональном строении базальтовых потоков вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья	69
<i>Б.А. Марковский, В.К. Ротман, Е.Л. Розина.</i> Сравнительный анализ типов преобразований геосинклинальных и островодужных базальтов Камчатки	74
<i>С.Г. Сколотнев.</i> Вторичные преобразования базальтоидов Ключевской группы вулканов (Камчатка)	80
<i>О.С. Ломова, В.А. Александрова.</i> Морфогенетические типы и особенности формирования базальтов мугоджарских пиллоу-лав (Южный Урал)	91

Часть II

ТИПЫ И СТАДИЙНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГАББРОИДОВ И УЛЬТРАБАЗИТОВ	95
<i>А.С. Варлаков.</i> Типы процессов серпентинизации в эволюции гипербазитов палеоокеанической коры	95
<i>Р.М. Юркова, В.А. Дриц, М.В. Слонимская, С.С. Степанов, С.Д. Соколов.</i> Типы серпентинитов и стадийность процессов серпентинизации ультрабазитов офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта	102
<i>Б.А. Марковский, Е.Л. Розина.</i> Особенности серпентинизации вулканических ультрамафитов Камчатки	119
<i>В.Ф. Морковкина, Г.И. Макарычев, С.И. Гаврилова, М.Д. Гесь.</i> Эволюция вещества в ходе формирования и преобразования пород коры океанического типа	125

Часть III

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ БАЗАЛЬТОВ	135
<i>Г.Г. Лихойдов, Л.П. Плюснина.</i> Характеристика флюидного режима метаморфизма базитов океанической коры	135
<i>И.В. Холодкевич, Н.В. Котов, В.Б. Курносов.</i> Химические особенности преобразования базальтов в гидротермальных условиях (экспериментальные данные)	143
<i>А. Г. Бороденков, Н.Н. Перцев, В.Л. Русинов.</i> Термодинамика процесса вторичной калишпатизации океанских базальтов	150
Подписи к вклейкам	159

CONTENTS

Part I

PROCESSES OF BASALT TRANSFORMATION IN OCEANS AND CONTINENTS	3
<i>A.G. Kossowskaya.</i> The present-day state and problems of studying mineral transformations of the oceanic crust rocks	3
<i>V.B. Kurnosov.</i> Secondary transformations of basalts of the oceanic crust upper part	14
<i>A.G. Kossowskaya, V.V. Petrova, K.G. Kaleda, A.L. Sokolova, G.V. Karpova.</i> Mineralogy of transformations of the Reykjanes ridge Oligocene basalts (DSDP Site 407)	19
<i>I.M. Simanovich, S.S. Stepanov.</i> Mineral transformations of basalts from Site 304 (DSDP Leg 32)	41
<i>G.S. Kharin, V.A. Chechko.</i> On relation between some ore components and changeability of basalts	48
<i>V.I. Muraviev.</i> Peculiarities of composition of metaliferous sediments (East-Pacific rise)	54
<i>L.A. Ignatieva.</i> Secondary changes of the North-West Caucasian Jurassic pillow-lavas	60
<i>Yu.A. Kolyasnikov.</i> On zonal structure of basalt flows of the Koryak Upland volcanogenic-siliceous formations	69
<i>B.A. Markovski, V.K. Rotman, E.L. Rozinova.</i> Comparative analysis of transformation types of geosynclinal and island-arc basalts of Kamchatka	74
<i>S.G. Skolotnev.</i> Secondary transformations of basaltoids of the Kluchevskaya group volcanoes (Kamchatka)	80
<i>O.S. Lomova, V.A. Aleksandrova.</i> Morphogenetic types and peculiarities of Basalt formation of the mugodzhir pillow-lavas (South Urals)	91

Part II

TYPES AND STAGES OF THE PROCESSES OF TRANSFORMATION OF GABBROIDS AND ULTRABASITES	95
<i>A.S. Varlakov.</i> Types of serpentinization processes in the evolution of the paleoceanic crust ultrabasites	95
<i>R.M. Yurkova, V.A. Drits, M.V. Slonimskaya, S.S. Stepanov, S.D. Sokolov.</i> Types of serpentinites and stages of the processes of serpentinization of the ophiolitic complexes of ultrabasites on Sakhalin and the Koryak ridge	102
<i>B.A. Markovski, E.L. Rozinova.</i> Peculiarities of serpentinization of volcanic ultramaphites of Kamchatka	119
<i>V.F. Morkovkina, G.I. Makarychev, S.I. Gavrilova, M.D. Ges'.</i> Evolution of the matter during formation and transformation of the oceanic type rocks	125

Part III

MODELLING OF THE PROCESSES OF BASALT TRANSFORMATION	135
<i>G.G. Likhoidov, L.P. Plyusnina.</i> Characteristics of the fluid regime of metamorphism of the oceanic crust basites	135
<i>I.V. Kholodkevich, N.V. Kotov, V.B. Kurnosov.</i> Chemical properties of basalt transformation under hydrothermal conditions (experimental data)	143
<i>A.G. Borodenkov, N.N. Pertsev, V.L. Rusinov.</i> Thermodynamics of the oceanic basalts secondary feldspatisation process	150
Legends to the inserts	159

УДК 551.211+552.16

Коссовская А.Г. Современное состояние и проблемы изучения минеральных преобразований пород океанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 3—13.

Показан уровень современного состояния знаний и определены задачи дальнейших исследований по проблеме изучения минеральных преобразований пород океанической коры. Особое внимание уделено возможности накопления калия в породах океанического субстрата, генезису спилитов и вопросам, связанным с рассмотрением преобразований базальтов как источников рудоносных растворов и концентратов рудных накоплений.

Библиогр. 54 назв.

УДК 551.35.054.3+552.313

Курносое В.Б. Вторичные преобразования базальтов верхней части коры океана. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 13—19.

Вторичные преобразования базальтов верхней части океанической коры проходят наиболее интенсивно на стадии вторичного разогрева погружения. Однообразное замещение основной стекловатой массы толеитовых базальтов триоктаэдрическим Fe-Mg смектитом с низким содержанием калия позволяет выделить смектитовую фацию преобразования базальтов. В допалеогеновое время поступление гидротермального вещества в океан обеспечивалось, возможно, в основном глубинными газогидротермами; в кайнозой этот источник утратил ведущую роль из-за сокращения площади магматизма и появления как основного источника вещества стекловатых базальтов срединно-океанических хребтов.

Библиогр. 22 назв.

УДК 552.18+553.211.2:551.461.6

Коссовская А.Г., Петрова В.В., Каледа К.Г., Соколова А.Л., Карпова Г.В. Минералогия преобразований олигоценых базальтов хребта Рейкьянес (скв. 407 DSDP). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 19—41.

Выявлена специфика парагенетических ассоциаций вторичных минералов, образующихся при изменении 150-метровой толщи олигоценых базальтов в условиях дна океана. Показаны закономерности распределения этих ассоциаций в вертикальном разрезе и определена зависимость характера вторичной минерализации от петрохимических и структурных особенностей исходной породы. Детализированы состав и свойства новообразованных минералов группы селадонита—глауконита, сапонита, кристобалита, калиевого полевого шпата и др. Приводятся около 50 микрозондовых химических анализов минералов.

Табл. 9, ил. 6, библиогр. 27 назв.

УДК 551.211+552.16

Симанович И.М., Степанов С.С. Минеральные преобразования базальтов скв. 304 (рейс 32 "Гломара Челленджера"). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 41—48.

Наиболее важные продукты минерального преобразования базальтов — хлорофит и фиброхлорофит. Они образуются в результате гидратации, дифференциации и частичной рекристаллизации протохлорофита — ликванта, отделившегося из расплава. Ликвация, по-видимому, происходила под влиянием летучих компонентов, главным образом водяного пара. Первично-магматическая природа протохлорофита доказывается положением его выделений в структуре базальтов, в которой он выступает равноправным компонентом, обладающим "идиоморфизмом" по отношению к лейсам плагиоклаза.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 8 назв.

УДК 549.01 (261) (268)

Харин Г.С., Чечко В.А. О связи некоторых рудных компонентов с измененностью базальтов. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 48—53.

Сравнительно равномерное в свежих базальтах океана распределение Fe, Mn, Cu, Zn, Pb и других рудных элементов в измененных базальтах заменяется весьма неравномерным. По данным опробования драгированных образцов базальта и керн скважин, намечается хорошая прямая корреляция содержания Cu, Zn, Co, Ni, V с Fe_2O_3 . Предполагается, что в земной коре океанических рифтов на глубинах 2—4 км и температурах более 350°С морская вода насыщается рудными компонентами. В восходящих гидротермальных потоках они выносятся к поверхности ложа океана, однако по пути могут осаждаться на участках геохимических барьеров. Важнейшим барьером, видимо, является зона смешивания горячих и холодных вод, где происходит резкое падение температуры гидротерм и изменение их кислотных свойств на щелочные.

Табл. 3, ил. 1, библиогр. 10 назв.

М у р а в ь е в В.И. Особенности состава металлоносных осадков (Восточно-Тихоокеанское поднятие). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 54—59.

Рассмотрены литолого-петрографические особенности металлоносных осадков ст. 1006—1 (нис "Дмитрий Менделеев"). Сделан вывод о формировании аутигенных минералов (филлипсит, смектиты, окислы Fe, Mn), составляющих осадки, по гелевым продуктам коагуляции (Si, Al, Fe, Mn). Алюминиевый модуль как критерий для определения доли терригенного вещества в составе осадков к рассмотренным образованиям неприменим.

Табл. 3, ил. 2, библиогр. 17 назв.

УДК 552.323.5

И г н а т ь е в а Л.А. Вторичные изменения юрских пиллоу-лав Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 60—69.

В статье приводятся данные о минеральном и химическом преобразовании пиллоу-лав из различных геоструктурных зон юрского палеобассейна. Для каждой зоны устанавливаются определенные комплексы аутигенных глинистых минералов. Наибольшие изменения наблюдаются в зонах с корой океанического типа, где отмечается резкое увеличение K_2O в корках подушек и образование тонкодисперсных калиевых полевых шпатов в смектитах. В пределах подушек меняется состав лантаноидов в сторону увеличения цериевых земель. Для обогащенных калием участков характерен пик европия.

Табл. 2, ил. 5, библиогр. 17 назв.

УДК 552.312 (571.661)

К о л ь с н и к о в Ю.А. О зональном строении базальтовых потоков вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 69—74.

Рассматривается зональное строение базальтовых потоков вулканогенно-кремнистых формаций Корякского нагорья. Приводится петрографо-петрохимическая характеристика выделенных зон.

Табл. 1, ил. 2, библиогр. 10 назв.

УДК 552.323.5:549 (571.66)

М а р к о в с к и й Б.А., Р о т м а н В.К., Р о з и н о в а Е.Л. Сравнительный анализ типов преобразований геосинклинальных и островодужных базальтов Камчатки. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 74—80.

Рассмотрены минеральные преобразования базальтов различных стадий развития Камчатской геосинклинально-островодужной системы, изученные с применением термобарометрического и рентгенографического методов. Сделан вывод о том, что ведущую роль в определении типа преобразования базальтов играет физико-географическая обстановка их извержения: глубоководная, мелководная — морская, островная или субазальная. Эта обстановка влияет на режим отделения летучих от расплава и соответственно на тип преобразования базальтов. Показано, что своеобразие изменений вулканитов формации "зеленых туфов" островных дуг, возможно, объясняется фреато-магматическим механизмом извержения.

Табл. 1, ил. 3, библиогр. 13 назв.

УДК 551.271.1

С к о л о т н е в С.Г. Вторичные преобразования базальтоидов Ключевской группы вулканов (Камчатка). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 80—90.

Наиболее ранние минеральные преобразования веществ излившихся базальтовых потоков происходят во время их остывания при воздействии газов, выделяющихся из лавового потока, а также воды и кислорода экзогенного происхождения. Состав новообразованных минеральных ассоциаций, изученный на примере четвертичных базальтоидов Ключевских вулканов, позволяет выделить три стадии преобразований: 1) высокотемпературный пневматолитический метасоматоз; 2) среднетемпературный пневматолитический метасоматоз; 3) низкотемпературный парогидротермальный метасоматоз.

На первой стадии на участках лавобрекчии происходит окисление базальтоидов с образованием гематита, магнетита, кристобалита, гиперстена. Реже в этих зонах плагиоклазы и матрица замещаются диопсидом и слюдой (?). На среднетемпературной стадии в районе фумаролопроявлений базальт замещается либо опалом, либо ралльстонитом. На третьей стадии на участках паровыделений базальт замещается частично аморфными фазами железо-магний-алюмокремнистого состава.

Ил. 6, библиогр. 21 назв.

Ломова О.С., Александрова В.А. Морфогенетические типы и особенности формирования базальтов мугуджарских пиллоу-лав (Южный Урал) — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 91—94.

Пиллоу-лавы мугуджарской свиты среднего девона подстилаются дайковым комплексом офиолитового разреза, выходящего на поверхность в бассейне р. Шулдак. Предполагается, что породы разреза слагают крупную тектоническую пластину, надвинутую на древний метаморфический субстрат. Пиллоу-лавы по морфологии тел и составу пород в целом соответствуют недифференцированным толеитам современных океанических хребтов и их аналогов. Однако в отдельных телах и в разных зонах подушек и туб (корка закалывания, переходные зоны с вариолитовой структурой, ядро) обнаружен значительный разброс содержаний SiO_2 (42—55%), K_2O (0—1,5), Na_2O (2—5%) и вариации содержаний TiO_2 , FeO , Fe_2O_3 , P_2O_5 , H_2O . Спилитовые и зеленокаменные изменения базальтов даже в пределах одного тела распределены пятнисто и неравномерно.

Изучены наиболее распространенные и контрастные по условиям локализации морфогенетические тела базальтов: подушки, закатанные в гиалокластиты; "микрошары" и "микротрубы" гиалобазальтов; сплывшие подушки, соответствующие породному одноактному излиянию; сферолитовые базальты, выстилающие стенки газовых полостей в трубах или слагающих разгравненные парогазовыми флюидами подушки.

Породы этих тел рассмотрены в аспекте взаимодействия двух сред: лава + морская вода.

Описаны минеральные ассоциации выделенных морфогенетических и морфоструктурных типов базальтов. Приведены химические составы пород по разрезу конкретных тел (от корки к центру) и отдельных фрагментов (глобуль, сфероидов).

Табл. 2, библиогр. 7 назв.

УДК 552.16+549.623.7:552.321.6

Варлаков А.С. Типы процессов серпентинизации в эволюции гипербазитов палеоокеанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 95—102.

Охарактеризованы низко-, средне- и высокотемпературные типы фреатической и аллометаморфической серпентинизации альпинотипных гипербазитов — наиболее близких аналогов ультраосновных пород, поднятых со дна современных океанов. Показана необходимость выделения двух ведущих, различающихся по генезису процессов лизардитизации (α - и β -) наряду с достаточно изученной антигоритизацией. Образование других разновидностей породообразующих серпентинов (хризотила, унстита, хризотилоида, γ -лизардита) не является самостоятельным процессом и генетически связано в основном с β -лизардитизацией. Рассмотрены характерные признаки автосерпентинизации, протекающей в гипербазитах метасоматического и метаморфического происхождения и дифференциатах основной магмы. Высказаны некоторые соображения об изучении серпентинизации в образцах гипербазитов, драгированных со дна океанов.

Табл. 2, библиогр. 15 назв.

УДК 552.47+552.321.6

Юркова Р.М., Дриц В.А., Слонимская М.В., Степанов С.С., Соколов С.Д. Типы серпентинитов и стадийности процессов серпентинизации ультрабазитов офиолитовых комплексов Сахалина и Корякского хребта. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 102—119.

В результате детальных кристаллохимических и минералогических исследований серпентинитов комплексом методов (рентгеноструктурный, электронно-зондовый, микротермогравиметрический, хроматографический анализы, микродифракция электронов, растровая электронная микроскопия) установлена специфика состава различных тектонических типов серпентинитов Сахалина и Корякского нагорья. Выявлен стабильный характер процессов серпентинизации пород наиболее древнего дунит-гарцбургитового комплекса. Начальная (ранняя) серпентинизация связывается с образованием антигорита и железистого никеля по оливину в условиях значительной глубинности под влиянием тока водород- и метансодержащих флюидов. Ассоциации клинохризотила и лизардита, а также антигорита с тонкораспыленным магнетитом являются образованиями более поздними, вторичными. Их формирование связано с процессами тектонической перестройки океанической коры.

Табл. 5, ил. 6, библиогр. 43 назв.

УДК 552.323.6:549 (571.66)

Марковский Б.А., Розина Е.Л. Особенности серпентинизации вулканических ультрамафитов Камчатки. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 119—125.

Проведенное исследование эвгеосинклинальных вулканических ультрамафитов Камчатки, не претерпевших регионального метаморфизма, выявило широкие вариации степени их преобразования от существенно серпентинизированных разновидностей до пород с относительно свежим вулканическим стеклом и неизменным оливином во вкрапленниках.

С использованием методов термического и рентгеновского анализов показано, что характерные вторичные минералы представлены серпентинами (лизардитом, хризотилом, антигоритом), реже хлоритами и амфиболами.

Установлено, что преобразование вулканических ультрамафитов является функцией от содержания летучих компонентов в расплаве и зависит от условий его охлаждения, т.е. представляет автометаморфический процесс, сопровождающий внедрение и излияние ультрамафического расплава.

Ил. 3, библиогр. 3 назв.

УДК 551.241:14 (235.216)

Морковкина В.Ф., Макарычев Г.И., Гаврилова С.И., Гесь М.Д. Эволюция вещества в ходе формирования и преобразования пород коры океанического типа. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 125—134.

На основе изучения офиолитов разновозрастных складчатых регионов получен материал, позволяющий по-новому раскрыть роль эволюционного процесса в созидании пород океанической и континентальной коры. При этом выявлены ведущие, петрогенные формы и этапы вещественной эволюции, устанавливается взаимосвязь процессов преобразования между собой и с геологической историей региона.

Ил. 2, библиогр. 14 назв.

УДК 552.16.43+549.07

Лихойдов Г.Г., Плюснина Л.П. Характеристика флюидного режима метаморфизма базитов океанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 135—143.

В рамках проблемы взаимодействия базальт—морская вода рассмотрено изменение полей устойчивости типичных минеральных ассоциаций метабазитов от цеолитовой до амфиболитовой фации включительно при осложнении состава водно-углекислого флюида электролитом. Установлено, что наибольшее влияние присутствие NaCl (при концентрации до 1М) оказывает на минеральные парагенезисы в случае минимальной концентрации CO_2 в метаморфизирующем флюиде. При этом существенно сокращаются поля цеолитовой, пренит-пумпеллитовой фаций, расширяются границы зеленосланцевой фации и практически не изменяется область устойчивости амфиболитовых парагенезисов. Последнее означает применимость соответствующих геотермобарометров для реконструкции P - T -условий формирования амфиболитов океанического субстрата. Обсуждены примеры подобного применения.

Ил. 3, библиогр. 47 назв.

УДК 549.07+551.217

Холодкович И.В., Котов Н.В., Курносое В.Б. Химические особенности преобразования базальтов в гидротермальных условиях (экспериментальные данные). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 143—150.

Экспериментально изучены химические преобразования толеитовых и щелочных базальтов, взаимодействующих с чистой и модельной морской водой при температуре от 200—600°С и давлении 1 кбар. Преобразование стекловатой основной массы толеитов сопровождается обогащением краевой зоны породы Fe, Mg, Na, K и Ca. В щелочных базальтах в местах развития вторичных минералов концентрируются Fe, Al, Na и K. Гидротермальное преобразование базальтов приводит к выщелачиванию из них Fe, Mn, Co, V, Cu, Zn, Ti. В отдельных опытах, учитывающих баланс вещества, установлен вынос также Ca, Mg и Al.

Ил. 6, библиогр. 13 назв.

УДК 553.065.552.333.5

Бороденков А.Г., Перцев Н.Н., Русинов В.Л. Термодинамика процесса вторичной калишпатизации океанических базальтов. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанической коры. М.: Наука, 1984, с. 150—158.

Рассмотрен физико-химический аспект процесса равновесного взаимодействия плагиоклазов основного и среднего состава (ан № 100—аб № 40) с морской водой с образованием калиевого полевого шпата. Используемые в вычислениях стандартные термохимические константы некоторых плагиоклазов определялись как расчетным методом, так и путем экстраполяции к нормальным условиям высокотемпературных значений свободных энергий и энтропий смешения альбита и анортита. В результате получены два альтернативных варианта изменения температур равновесного замещения плагиоклазов калишпатом в зависимости от основности первого, т.е. две модели геотермобарометров. При сопоставлении их с природным материалом, полученным в ряде рейсов "Гломара Челленджера" и характеризующим избирательную калишпатизацию плагиоклазов конкретной основности в зональных кристаллах, обусловленную, вероятно, различиями в температурном режиме, выявилось коренное противоречие наблюдаемых фактов модели термометра, построенной на основе термодинамических характеристик плагиоклазов, экстраполированных к нормальным условиям из высокотемпературной области, и, напротив, удовлетворительное совпадение эмпирических данных с моделью, выведенной из расчета смешения полевошпатовых минералов при стандартных условиях. Сделано заключение о непротиворечивости равновесной модели природному процессу.

Табл. 1, ил. 3, библиогр. 9 назв.

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД
ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ**

*Утверждено к печати
Межведомственным литологическим комитетом*

Редактор

Р.И. Недумов

Редактор издательства

Л.С. Тапельзон

Художник

Н.Н. Якубовская

Художественный редактор

И.Ю. Нестерова

Технический редактор

А.Л. Шелудченко

Корректор

Н.И. Харламова

Набор осуществлен в издательстве
на наборно-печатающих автоматах

ИБ № 27998

Подписано к печати 31.05.84. Т—09176
Формат 70 × 100 1/16. Бумага для глубокой печати
Гарнитура Универс. Печать офсетная
Усл.печ.л. 13,6 + 1,3 вкл. Усл. кр.-отт. 15,2
Уч.-изд. л. 18,1. Тираж 650 экз. Тип. зак. 1475
Цена 2р. 70к.

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

2р. 70 к.

4230