
МИНЕРАЛЬНЫЕ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД
ОКЕАНИЧЕСКОГО
СУБСТРАТА



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

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

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОГО СУБСТРАТА

(эпигенез и начальный метаморфизм)



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

Москва 1981



3486

Academy of Sciences of the USSR
Order of the Red Banner of Labour Geological Institute
Commission of the World Ocean problems
The Interdepartment Committee of Litologie

MINERAL TRANSFORMATIONS OF ROCKS OF THE OCEANIC SUBSTRATUM (epigenesis and initial metamorphism)

Книга посвящена новой проблеме преобразования основных магматических пород, предшествующих их метаморфизму, в разных тектонических обстановках океанов и континентов. Рассмотрены вопросы, связанные с изменением пород меланократовых комплексов, по трем разделам: а) низкотемпературные изменения и метаморфизм базальтов, б) преобразования ультраосновных пород, в) экспериментальные исследования (система морская вода – порода).

Книга рассчитана на широкий круг геологов, интересующихся проблемой преобразования океанической коры.

The volume is devoted to a new problem of transformations of basic magmatic rocks preceding their metamorphism in various tectonic environment of the oceans and continents. Papers deal with a wide range of questions related to changes of rocks of melanocratic complexes. The problem consists of three parts: a) low-temperature alteration and metamorphism of basalts, b) transformations of ultrabasic rocks, c) experimental investigations (system "sea-water – rock").

The volume is intended for a wide range of geologists interested in the problem of transformation of the oceanic crust.

Ответственный редактор
А.Г. КОССОВСКАЯ

Responsible editor
A.G. KOSSOVSKAYA

ПРЕДИСЛОВИЕ

Сборник посвящен проблеме исследования преобразований основных магматических пород, предшествующих их метаморфизму в разных тектонических обстановках океанов и континентов.

Это — новая проблема, возникшая в последние 10 лет, разработка которой оказалась доступной и весьма актуальной в связи с глубоководным бурением в океанах, параллельной интенсификацией драгирования в тектонически активных районах океанического дна, в частности, в разломных зонах, где можно было составить представление о характере строения океанической коры.

Проблема происхождения пород океанической коры — офиолитов, являющаяся одной из главных проблем современной геологии, до последнего времени решалась в аспектах геотектоники, магматической петрологии и геохимии. Естественно, что вопросы эволюции мантийного вещества в сложном и многоэтапном формировании океанической коры требовали изучения магматических пород, минимально затронутых процессами вторичных изменений. Поэтому продукты, включающие обширный класс обычно дисперсных гидратированных минералов, рассматривались только как загрязняющая или осложняющая примесь, мешающая точной петрохимической идентификации первичного состава пород.

Особенности выветривания, гидротермальных изменений и начального метаморфизма основных магматических пород при их взаимодействии с атмосферой, подземными и грунтовыми водами континентов — предмет исследований многих десятков лет. Очень мало до последнего времени было известно о характере низкотемпературных изменений магматических пород на дне океанов.

Материалы по многочисленным скважинам глубоководного бурения "Гломар Челленджер" и драгированным базальтам во многих районах Мирового океана позволяют сейчас начать сравнительное изучение процессов минералогических и геохимических преобразований базальтов в разных геологических обстановках континентальных блоков и океанического дна.

В настоящее время около 400 скважин вскрыли базальты разного возраста от самых молодых на флангах рифтовой зоны Атлантического хребта до древних меловых с возрастом более 110 млн. лет. Мощность вскрытой толщи базальтов в ряде скважин достигает 600 м. Оказалось, что вся 600-метровая толща базальтов охвачена более или менее интенсивными преобразованиями, связанными с проникновением морской воды. Установлено, что при взаимодействии базальтов с морской водой они приобретают ряд новых геохимических особенностей, чуждых первичному составу базальтовой магмы. Особенно важным является накопление калия и других литофильных компонентов (Rb, Sr, Li и др.), интенсивный вынос кальция, увеличение содержания окисного железа, воды, обо-

гашение тяжелым изотопом кислорода O^{18} . Эти изменения могут столь существенно изменить первичный состав базальтов, что должны учитываться при петрохимических исследованиях и их геотектонической интерпретации.

Так как носителями этих новых свойств являются в основном дисперсные аутигенные компоненты, то очевидно, что проблема вторичных изменений может решаться на стыке современной аутигенной кристаллохимической минералогии с комплексами современных физических методов, используемых при изучении высокодисперсных минералов и магматической петрологии. Объектами изучения являются кристаллохимические особенности и парагенетические ассоциации вторичных минералов — глинистых (в том числе группы серпентинов), цеолитов, калиевых полевых шпатов и других, способных образовываться в "экзогенной" оболочке Земли при относительно низких P и T , под влиянием как окружающей водной среды, так и подтока флюидов, прогрета и пр.

По существу вся проблема вторичных преобразований основных пород океанов и континентов является проблемой предметоморфизма — важного этапа начального преобразования океанической коры в континентальную. Без знания особенностей начальных преобразований базальтов в различных обстановках океанов, континентов и областей, переходных от океанов к континентам, трудно правильно реконструировать как их первичный характер, так и историю изменений, предшествующих зеленосланцевой и амфиболитовой фациям метаморфизма, на уровне которых находятся основные породы в геосинклинальных областях.

Изучение вторичных преобразований базальтов имеет непосредственное отношение и к выяснению особенностей аутигенного минералообразования, протекающего при формировании осадочного слоя океана. Один аспект — это рассмотрение роли продуктов изменения базальтов в образовании пелагических глин, цеолитов и других алюмосиликатных образований. Второй — это исследование преобразований базальтов как потенциальных источников формирования металлоносных растворов, принимающих участие в образовании различного типа рудоносных концентраций в осадочном слое: конкреций, металлоносных осадков, быстрорастущих Fe-Mn корок и пр.

Вполне естественно, что поднятая проблема потребовала с самого начала организации работ с объединением усилий разных специалистов, работающих в тех или иных аспектах данной проблемы и выработки определенной программы исследований, основные положения которой публикуются в конце сборника. В книге рассматриваются три раздела проблемы: а) низкотемпературное изменение и метаморфизм базальтов, б) преобразование ультраосновных пород и в) экспериментальные исследования (система морская вода — порода).

МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМА ЕЕ НАЧАЛЬНОЙ КОНТИНЕНТАЛИЗАЦИИ

Постановка проблемы и ее современное состояние. Петрологические и генетические взаимоотношения континентальной и океанической коры относятся к актуальным вопросам современной геологии. В последнее десятилетие достигнуты большие успехи в выяснении процессов образования океанической коры современных океанов и ее геологических эквивалентов в древних структурах Земли.

Значительно более дискуссионной и сложной остается проблема происхождения континентальной коры, непосредственно связанная с вопросами генезиса кислых пород. Происхождению сиала, как известно, посвящены многочисленные геологические, петрологические, геохимические и экспериментальные исследования многих крупных ученых и научных коллективов. Для решения этой важнейшей проблемы — истории становления раннего гранитного слоя континентов — предложены различные концепции и модели [Соболев и др., 1970; Соболев, 1975; Коржинский, 1952, 1968; Судовиков, 1959; Резанов, 1975; Маракушев, 1964; Перчук, 1976; Fyfe, 1978; и др.].

Особенно много работ появилось в последние годы. Независимо от предлагаемых моделей вопрос о механизме формирования континентальной коры, обусловленном дополнительными поступлениями Si и K и уменьшением содержания Ca, Mg, части Fe, во всех предложенных концепциях связывается с эндогенным режимом. Это концепции первичной дифференциации, воздействия на основные породы флюидов или трансмагматических растворов; эклогитизации базальтов и последующего выплавления андезит-дацитовых магм; явления контаминации и т.д.

Изучение геологии океанов, детальные минералогические и геохимические исследования пород осадочного чехла и измененных базальтов океанического ложа позволили выдвинуть новую концепцию, предполагающую накопление первичных признаков континентализации материала океанической коры, связанных с низкотемпературными экзогенными условиями океанического литогенеза. Состав минералов алюмосиликатных пород осадочного слоя позволил предположить, что этот процесс имеет регионально-стадийный характер и что новообразованные аутигенные минералы являются энергичными накопителями K — элемента, чуждого первичным магматическим породам океанической коры.

Исследование минералогии океанических глин показало, что они представлены своеобразной аутигенной ассоциацией минералов: различными смектитами, палыгорскитом и цеолитами — филлипситом и клиноптилолитом. Состав пелагических глин не имеет почти никакого отношения к привносу материала с суши, как это долго считалось. Материал, приносимый с континента, аккумулируется в пределах шельфа и глубоководных желобов, окружающих континенты. Материалом для формирования глин служили тонкие продукты подводного изменения базальтовой гиалокластике, в тектонически активных участках океанического дна суммированной с гидротермальным подтоком растворов, содержащих Fe, Mn и Mg. Однотипность состава глин осадочного чехла в Мировом океане позволила сделать вывод, что она определяется существенной однородностью толковых базальтов океанов. Этому отвечает и состав низкотемпературных аутигенных минералов, образующихся при подводном изменении базальтов [Коссовская, 1976; Коссовская, Шутов, 1975].

Аутигенное стадийное минералообразование в осадочном чехле океанов (на примере Тихоокеанского профиля DSDP). Наиболее последовательно стадийный характер аутигенного минералообразования в осадочном чехле может быть проиллюстрирован на примере Тихоокеанского профиля, составленного по скважинам DSDP рейсов 6, 8, 9, 16, 17, 20, 32, 33, 34. Каменный материал по этим скважинам получен нами от Национального научного фонда США.

В пределах профиля выделяются три седиментационно-тектонические макро-структуры океана: Северо-Западная котловина с поднятием Шатского, Центральная котловина, расположенная между Тихоокеанским поднятием и системой островов Лайн, и Восточная котловина с входящим в нее Восточно-Тихоокеанским поднятием. Каждая из структур характеризуется индивидуальной историей геологического развития, определившей разное строение разреза осадочного чехла, а также разные глубины и возраст ее базальтового ложа. Несмотря на различную историю формирования осадочного чехла, в его разрезе среди глинисто-кремнисто-карбонатных осадков и пород отчетливо выделяется ряд парагенезов силикатных минералов, регионально прослеживающихся в пределах всего профиля (рис. 1, см. вкл.). Стратиформная конфигурация каждого из выделенных парагенезов, последовательная смена одних парагенезов другими по мере перехода от молодых образований к более древним, а также стадийные особенности индикаторных минералов каждого парагенеза позволяют рассматривать выделенные ассоциации как определенные стадии постседиментационного преобразования осадочного чехла океана. В его разрезе выделяются следующие зоны с главнейшими парагенетическими стадийными ассоциациями.

1. Зона начальной смектитизации вулканокластики, приуроченная к периферийному гемипелагическому участку, сопряженному с островными дугами.
2. Зона полной смектитизации вещества, развитая вдоль всего профиля.
3. Зона смектитизации и формирования филлипситов, разбивающаяся на ряд подзон, связанных с полигенным происхождением этого цеолита.
4. Зона незрелого клиноптилолита, совпадающая с начальным появлением порцелланитов.
5. Зона зрелого клиноптилолита и широкого развития палыгорскита.
6. Зона зрелого клиноптилолита и массового формирования кремней.

Помимо основных парагенетических ассоциаций и зон, выделяется ряд сопутствующих парагенезов, связанных со спецификой строения отдельных участков осадочного чехла. К ним, например, относится парагенез гиалокластитов с пестрым набором цеолитов, приуроченный к участкам древних островов и мелководных осадков Центральной котловины. К этому же типу относятся рудоносные осадки вблизи Восточно-Тихоокеанского поднятия или разломных зон.

Характерной особенностью минерального состава выделенных основных стадийных парагенезов является то, что ведущие индикаторные минералы каждой стадии — это минералы-накопители К. Причем жесткость фиксации К в структурах минералов увеличивается от ранних стадий к более поздним. Так, в стадии начальной и полной смектитизации исходного вещества (стекло) К присутствует в качестве поглощенного катиона в межслоевых промежутках смектитов. Любопытно, что устанавливается определенная генетическая связь между химическим составом смектитов и породами-хозяевами, за счет которых они образуются. Так, в пределах окраинных зон и внутренних морей океанов (Панамская котловина Тихого океана, Лофотенская котловина Атлантического океана) были встречены очень редкие для океанов Al-Fe-бентонитоподобные смектиты, связанные с проявлениями трахит-андезитового вулканизма [Дриц, Коссовская, 1980; Коссовская и др., 1978]. Однако доминирующим типом как в пределах изученного профиля, так и в других регионах океанов являются Fe-монтмориллонитовые смектиты, связанные с разложением базальтовой гиалокластики [Коссовская, Шутов, 1975, 1976]. В рифтовых областях, в зонах разломов и других участках активного океанического дна, например на Тихоокеанском поднятии, в Галапагосском рифте, на Срединно-Атлантическом хребте, в Красном море, состав смектитов характеризуется высоким содержанием Fe вплоть до появления нонтронитов в рудоносных осадках. Повышенное содержание Fe в участках с высокой проницаемостью океанической коры определяется его привнесением гидротермальными растворами, участвующими в формировании осадочных образований. Вне зависимости от состава смектиты пелагических глин от алюминиево-железистых до нонтронитов часто отличаются высоким содержанием K_2O . Следует подчеркнуть, что в кристаллохимически идентичных смектитах различных обстановок континентов никогда не содержится таких высоких количеств К; основными межслоевыми катионами в них яв-

ляются обычно Са и в несколько меньшей степени - Na [Дриц, Коссовская, 1980].

На следующей стадии, характеризующейся зарождением филлипсита, К наряду с Na прочно связан в силикатном каркасе этого индикаторного минерала. В зависимости от способа формирования и химизма материнских пород соотношений К и Na в филлипситах подвержено сильным колебаниям. Так, в филлипситах четвертичных и миоценовых слоев Центральной и Восточной котловин Na нередко доминирует над К, однако широко известны филлипситы, где, как правило, содержания K_2O значительно преобладают над другими катионами [Sheppard, Gude, 1970; Лисицына, Бутузова, 1976; и др.].

На стадии незрелого клиноптилолита и начальных порцеланитов образуются цеолиты с преимущественно калиевым составом катионов. Для этой стадии характерно формирование слабокремнистых таблитчатых кристаллов цеолитов, тяготеющих к гейландитовой разновидности. Они теоретически нестойки, очевидно, в результате низкого отношения SiO_2/Al_2O_3 в каркасе минерала. Нам представляется, что так называемый "незрелый" клиноптилолит является ранним минералом, формирующимся в этот этап постседиментационного изменения осадков, когда в баланс аутигенного минералообразования поступало еще мало реакционноспособного SiO_2 (за счет растворения кремневых организмов). На исходе этой стадии образуются уже более кремнистые призматические мелкие кристаллы клиноптилолита. О былом присутствии ранних нестойких таблитчатых кристаллов можно судить по данным тонкого фракционирования всего клиноптилолитового образца по плотности. В легком крыле плотностного спектра еще сохраняются реликты термически нестойких таблитчатых кристаллов клиноптилолита, сходных с клиноптилолитами верхних частей разреза. Существенным является то, что как филлипсит, так и клиноптилолит в океанических осадках отличаются от подобных же цеолитов, формирующихся в различных геологических обстановках континентов, тем, что ведущим катионом в них является К. Интересно, что Na обычно является главным катионом даже в филлипсите и клиноптилолите щелочных озер [Коссовская и др., 1980].

Следующий стадийный парагенез (или зона) характеризуется массовым развитием палыгорскита. Формирование этого минерала также полигенно, но он почти всегда связан с отложениями эоцена - верхнего мела. Палыгорскит образуется в присутствии щелочной основной гялоккластики и при активном участии магнесиальных гидротермальных растворов. Различные генетические типы палыгорскита в океанических отложениях подробно охарактеризованы О.С. Ломовой [1975, 1979], Н.С. Скорняковой и др. [1978], Т. Чёрч и В. Вельде [Church, Velde, 1979]. По данным последних авторов, результаты изучения изотопов кислорода O^{16}/O^{18} показывают, что в формировании палыгорскитов из эоценовых и меловых отложений Тихого океана участвовали гидротермальные растворы с температурами свыше $20-25^{\circ}C$. Интересным является также то, что некоторые палыгорскиты оказываются обогащенными К, входящим в структуру минерала. Взаимоотношение палыгорскита и клиноптилолита хорошо прослеживается под сканирующим электронным микроскопом. Отчетливо видно, как спутанно-волоконистый агрегат кристаллов палыгорскита разъедает призматические кристаллы клиноптилолита.

Последняя стадия развития зрелого клиноптилолита и широкого развития кремнеобразования является замыкающим звеном в постседиментационном развитии осадочного чехла. Интенсивность аутигенного минералообразования в этой зоне усиливается наложением гидротермального процесса. В нижних частях разреза осадочного чехла усиливается интенсивность формирования аутигенного клиноптилолита, а в ряде мест, особенно четко там, где присутствует базальтовая гялоккластика, фиксируются новообразования калиевого полевого шпата типа низкотемпературного санидина или среднего микроклина.

Аутигенное минералообразование в измененных базальтах. Первый, кто обратил внимание на характерные особенности подводного изменения базальтов, был Д. Метьюз [1973]. Изучение измененных базальтов банки Суоллоу показало, что наряду с выносом Са, Mg и окислением Fe в продуктах изменения резко увеличивается содержание воды и, что оказалось особенно неожиданным,

резко увеличивается содержание K_2O (до 3,5%). Близкие результаты были получены позднее [Melson, Thompson, 1973; Hart, 1973; 1976; Christensen, Salisborg, 1972; Кашицев, 1975; и др.]. Оказалось, что при процессах гальмиролиза в базальтах резко уменьшается содержание Ca, Mg, FeO и увеличивается содержание Fe_2O_3 , воды и, что особенно интересно, K. Р. Харт [Hart, 1973] первым показал зависимость этого процесса от времени: в молодых базальтах срединных хребтов он проявлен минимально, а на флангах, в более древних базальтах, — наиболее существенно. Скважины DSDP, пробуренные в пределах Срединно-Атлантического хребта и на его удаленных флангах, полностью подтвердили сделанное заключение (скважины рейсов 37, 46, 51-52 и др.). Низкотемпературный характер этих процессов был установлен по данным изотопного анализа. Температура изменений по данным изотопного состава кислорода O^{16}/O^{18} в новообразованных минералах оказалась равной $4^{\circ}C$ [Muchlenbachs, 1976, 1977].

Толщи базальтов состоят из подушечных лав, перемежающихся с потоками массивных базальтов различной мощности и прослоями гиадокластитов. Максимальные изменения, естественно, свойственны наиболее проницаемым породам, в частности брекчированным и трещиноватым участкам. Молодые базальты в пределах осевых частей срединно-океанических хребтов изменены слабо, в валовом составе эти изменения почти не заметны: это нормальные толеитовые базальты и зафиксированы они только по данным изотопного состава кислорода и минералогических наблюдений. Зато базальты на удаленных флангах (например, в районе Бермудского поднятия) изменены исключительно сильно, особенно в скв. 417А. Однако эти изменения очень неоднородны на площади: наглядной иллюстрацией является сравнение скв. 417А и 417D. В первой из них изменения базальтов настолько интенсивны, что по химическому составу эта порода соответствует гранодиориту, тогда как базальты, вскрытые скв. 417D, являются нормальными слабо измененными толеитами. Результаты изучения базальтов Бермудского поднятия приводятся в статье Н.Н. Перцева и В.Л. Русина в этом сборнике.

В настоящее время базальты вскрыты более чем 300 скважинами DSDP, в которых повсеместно зарегистрированы определенные вторичные изменения, т.е. совершенно очевидна региональность процесса вторичных преобразований базальтов на океаническом дне на глубину по крайней мере до 600 м. Очевидно, основываясь только на химическом составе, невозможно строить какие-либо петрологические модели, не учитывая степени вторичной преобразованности пород. Это относится к современным геологическим обстановкам, но должно, конечно, учитываться при интерпретации состава и древних метаморфизованных комплексов.

Интересные данные дало изучение минеральных ассоциаций, возникших в результате геохимических изменений. Прежде всего поражает богатство новообразованных низкотемпературных минералов, накапливающих чуждый океаническим породам K. Наиболее важными накопителями K являются следующие минералы: аутигенные санидиноподобные калиевые полевые шпаты, замещающие основные плагиоклазы, количество которых в породах иногда достигает 60% (причем содержание K_2O в калиевых полевых шпатах составляет 15%); глаукоцит-селадонитовые слюды (K_2O — 4,5-5%); палагонит (до 4,5%); разные типы смектитов — магнезиальные, магнезиально-железистые и железистые (в последних содержание K_2O достигает 4-5%); цеолиты с доминирующим филлипситом; апофиллит (в состав которого входят K и F), обнаруженный в сильно измененных базальтах как Атлантического, так и Тихого океана.

Наиболее ранними накопителями K являются палагонит и железистые смектиты. Даже в самых молодых базальтах, вскрытых на Срединно-Атлантическом хребте скв. 332 37-20 рейса "Гломар Челленджер", вся 580-метровая толща базальтов, несмотря на молодой возраст и свежий облик (с точки зрения магматической петрологии), оказалась затронутой вторичными преобразованиями. Они выражаются в появлении смектитов, замещающих оливины, пироксены, основную массу, заполняющих везикулы и трещины в породах. Среди смектитов было установлено два типа: высокомагнезиальные триоктаэдрические, содержа-

щие очень мало K_2O (0,1–0,3%), и железистые смектиты – нонтрониты, содержащие до 5,5–6% K_2O [Robinson et al., 1977]. Высокое содержание K_2O в палагонитах и Fe в смектитах, образующихся по базальтам, зафиксировано и во многих других скважинах как Атлантического, так и Тихого океанов [Нопогез, 1978; Bass, 1976; Scarfe, Smith, 1977; и др.]. Важным обстоятельством является то, что Fe- и Fe-Mg-смектиты, образующиеся при вторичных изменениях базальтов континентов, под воздействием пресных вод (Исландия, Тунгусская синеклиза, Камчатка) K практически не содержат – до 0,3% [Гептнер, 1977; Кудрявцев, 1979].

Легкость поглощения K из морской воды железистыми смектитами вызвана высоким содержанием Fe_2O_3 (9–18% и более), занимающего октаэдрические позиции в структуре минерала и обуславливающего крупные размеры октаэдрических сеток, облегчающих входение катионов K в межслоевые промежутки. Этому способствует также высокий тетраэдрический заряд Fe-монтмориллонитов, связанный, возможно, с частичным заполнением Fe^{+3} тетраэдрических позиций [Дриц, Коссовская, 1979].

Минералом, особенно энергично накапливающим K при преобразовании базальтов, является калиевый полевой шпат, образующийся по основным плагиоклазам. Этот процесс широко зафиксирован на материалах как скважин DSDP рейсов 16, 17, 20, 32, 33, 51–52, 62 и др., так и многих драгированных образцов в Тихом океане¹. Изучение вкрапленников калиевого полевого шпата в измененных базальтах оптическим методом и на микрозонде показало неравномерное, островковое, замещение им основного плагиоклаза; калиевый полевой шпат характеризуется низкотемпературной оптикой с углом $2V < 20^\circ$ и почти полным отсутствием Na_2O (K_2O – 13,5–15%, Na_2O – 0,2%), что типично для низкотемпературных калиевых полевых шпатов [Симанович, 1979]. Аналогичные аутигенные санидиноподобные полевые шпаты довольно широко известны в осадочных породах [Муравьев, 1964; Füchtbauer, 1956].

Калиевые полевые шпаты не только замещают ядра вкрапленников (74–70% An), но иногда калишпатизации подвергаются и каймы плагиоклазов (70–68% An), и микролиты. Возраст сильно измененных базальтов Атлантического океана, определенный Н.Н. Перцевым и В.Л. Русиновым, 60–70 млн. лет; в базальтах скв. 418А зафиксированы и более древние возрасты: 112–87 млн. лет. Температура вторичных изменений по изотопам кислорода (O^{16}/O^{18}) 30–40°C. При этом следует иметь в виду, что температура наддонной воды в верхнем мелу и эоцене была гораздо выше современной и составляла около 13–15°C, однако вероятно, что калишпатизация является не собственно гальмиролитическим, а низкотемпературным гидротермально-гальмиролитическим процессом.

М. Озима и др. [Ozima et al., 1977] провели детальное изучение влияния морской воды на определение K-Ar методом возраста корочек гальмиролитически разложенных образцов базальтов, драгированных в северо-западной части Тихого океана. Изучение четырех последовательных зон (0–3, 3–6, 6–9, 9–12 см) показало, что при движении от поверхности к неизменной внутренней части образца постепенно уменьшается содержание K и параллельно уменьшается возраст измененной оболочки. Авторы подчеркивают, что главным концентратором K во внешней измененной оболочке являются калиевые полевые шпаты, образующиеся по плагиоклазам и содержащие до 15% K_2O , в то время как в глинистых минералах, образующихся по оливину и основной массе, содержание K_2O меняется от 2,5 до 4%. Таким образом, очевидно, что эффект подводного разложения базальтов приводит не только к фиксации K в глинистых минералах, но и к появлению таких, чуждых океаническим базальтам минералов, как калиевые полевые шпаты.

Любопытно отметить, что дисперсные калиевые полевые шпаты в значительном количестве встречаются в красных пелагических глинах Тихого океана (рейсы 16, 17, 20, 32, 33), где они составляют иногда до 60% фракции

¹ Массовая калишпатизация базальтов недавно была обнаружена Д.И. Кудрявцевым и О.С. Ломовой в драгированных образцах на поднятии Шатского в 23 рейсе нис "Дмитрий Менделеев".

2–20 мкм. Широкое развитие дисперсных калиевых полевых шпатов в глинах подчеркивает наследование этими осадочными породами всех новообразованных компонентов подводного разложения базальтов. Явление калишпатизации протекает, однако, и непосредственно в глинах. Изучение алевритовой фракции глин скв. 167 показало присутствие новообразованных регенерационных оболочек на мельчайших обломках калиевого полевого шпата. Таким образом, существовавшие ранее представления о том, что присутствие калиевых полевых шпатов в океанических базальтах может служить индикатором привноса материала с континентов, ставится под сомнение.

Стадии изменения океанических базальтов. Установление стадийальных групп и парагенезов минералов, связанных с этими группами, в процессах преобразования базальтов является новой и достаточно сложной задачей. Одним из важнейших условий ее решения должна быть разработка единых подхода и метода изучения минеральных преобразований. Именно в этом направлении необходимо сосредоточить усилия исследователей, работающих по данной проблеме. На сегодняшнем уровне наших знаний можно наметить только очень широкие и общие стадийальные группы и парагенезы, а также некоторые характерные для них индекс-минералы. В дальнейшем в рамках этих стадийальных групп и парагенезов безусловно будут выделены более дробные стадийальные подразделения, специфика которых должна зависеть от многочисленных факторов, связанных с геологическими обстановками излияния базальтов, их петрологическими характеристиками.

Некоторые исследователи предприняли попытки выделить определенные стадии или этапы вторичных преобразований базальтов [Bass, 1976; Robinson, 1977; Andrews, 1977; Honnorez et al., 1978; Фролова и др., 1979]. Разнотипность выделенных минеральных ассоциаций, характеризующих отдельные стадии, в работах указанных авторов подчеркивает всю сложность рассматриваемой проблемы. Важнейшая роль в процессах вторичного преобразования базальтов принадлежит комплексу явлений, пограничных между собственно магматической историей породы и ее приспособлением к окружающим экзогенным условиям. Этот этап нельзя назвать аутометаморфическим или аутометасоматическим, поскольку он тесно, хотя и посредством различных факторов, связан с экзогенной средой. Мы предлагаем назвать этот этап протостадией, имея в виду то, что связанное с ним минералообразование, вероятно в очень существенной степени, определяет весь ход последующих вторичных низкотемпературных как гальмиролитических, так и гидротермальных преобразований.

Протостадия примерно соответствует дейтерогенной (deuteric) стадии ряда американских авторов. Дж. Оноре и др. [Honnorez et al., 1978] считают, что дейтерогенное изменение начинается на позднемагматической стадии, когда остаточные магматические флюиды преобразовывали ранее сформировавшиеся магматические минералы и базальтовый матрикс. Более поздние постмагматические процессы, по их мнению, прогрессивно продолжают дейтерогенные изменения.

Одним из проявлений протостадии, безусловно, можно считать мелкие шарики сульфидов (железистых, содержащих Co и Ni), декорирующие стенки миндалин в некоторых типах океанических базальтов [Yeats, Mathez, 1976]. Дж. Мур и Л. Калк [Moore, Calk, 1971] указывают, что сферулы сульфидов возникают в результате реакции серы в газовой фазе с металлами, растворенными в силикатном расплаве. Силикатное минералообразование на этой стадии, по-видимому, очень ограничено. М. Басс [Bass, 1976], помимо сульфидов, к дейтерогенной стадии относит следы биотита, идингсита, хлорита и амфибола; однако эти минералы, обычные в силлах базальтов, очень редки в их эффузивных аналогах.

Наиболее важным проявлением процессов протостадии служит образование хлорофрита, массовое развитие которого нами установлено как в континентальных, так и в океанических базальтах. Хлорофрит представляет собой стеклоподобное аморфное вещество с высоким содержанием окислов железа и воды, формирующееся в результате реакции раскаленных газов, проходящих через базальтовую лаву, с остаточным расплавом [Симанович, Кудрявцев, 1981]. Из

этой гидратированной аморфной фазы уже не могли кристаллизоваться ни силикатные магматические минералы, ни рудные.

В основной массе базальтов хлорофит распределен сгустками, часто имеющими форму неправильных миндалин. Он также "выпрыскивается" в истинные газовые везикулы и развивается в результате реакции с раскаленными газами по оливину, иногда — по пироксену и плагиоклазу. Трудность установления хлорофита в породе связана с его высокой реакционной способностью, в результате чего он частично или полностью замещен вторичными минералами, главным образом смектитом. Возможно, в подавляющем большинстве случаев хлорофит является матрицей, в значительной степени определяющей весь ход вторичного минералогенеза на низкотемпературных стадиях изменения базальтов.

Хлорофит в эффузивных базальтах, по-видимому, распространен очень широко. Он установлен нами в образцах базальтов Тунгусской синеклизы, девонских траппов Северного Тимана, а также ряда рейсов бурового судна "Гломар Челленджер". Особенно подробно он изучен в скв. 317 DSDP, а также в эффузивных базальтах Тунгусской синеклизы. Для этих объектов установлен четкий текстурно-геологический контроль локализации хлорофита. Наибольшее развитие он имеет в участках интенсивной "продувки" парами воды, вскипающими под потоками базальтов в подстилающих отложениях, и другими летучими. Этот факт не оставляет сомнения в формировании хлорофита на стадии отделения его из остаточного расплава остывающей лавы, т.е. при очень высоких температурах.

Низкотемпературные изменения базальтов охватывают разнообразные явления, и характеристика их существенно отличается в работах разных авторов. Особенно значительны различия для молодых и древних базальтов, образцы которых получены как при драгировании, так и при глубоководном бурении. Однако уже сейчас можно выделить ряд стадийальных парагенезов, которым соответствует определенные индекс-минералы.

Первая стадия, которую целесообразно называть эпигенезом базальтов, протекает в условиях интенсивного взаимодействия базальт — морская вода. Первым этапом этой стадии является окисление рудных минералов, и в частности переход титаномагнетита в титаномаггемит. Дж. Оноре [Honnorez et al., 1978] отмечает, что эти изменения имеют место как в молодых (1,5–13 млн. лет) базальтах из скважин DSDP, так и в совсем юных базальтах возрастом в несколько тысяч лет, исследованных в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта по проекту "Фамус" (США и Франция). Автор отмечает, что изменения рудных минералов проявляются тогда, когда силикатная часть породы еще слабо реагирует на воздействие морской воды. Вторым, очень важным этапом низкотемпературной стадии является формирование новообразований силикатного состава: различных смектитов, филлипсита, а также палагонита и карбонатов. Методом кислородной изотопии установлено низкотемпературное (около 4°C) происхождение этих минералов [Muehlenbachs, 1976, 1977].

Важно отметить, что вторичные продукты низкотемпературных изменений базальтов, развивающихся на этой стадии, заметно обогащены К. По данным В. Барагара и др. [Baragar et al., 1977], палагонит, развивающийся по стекловатым коркам пиллоу-лав базальтов рейса 37 DSDP, содержит 2,59–3,97% K_2O , филлипсит — 5,40–7,19% K_2O . В базальтах этого рейса отмечаются два типа смектитов — высокомагнезиальный с низким содержанием К и высокожелезистый, в котором K_2O составляет до 5,5–6% [Robinson et al., 1977]. Однако несмотря на столь высокую калиевость вторичных минералов, содержание K_2O в валовых анализах базальтов редко достигает 0,5% и, как правило, не превышает 1%. Очевидно, это связано с относительно небольшим масштабом переработки океанических базальтов на первой стадии их изменения.

Индекс-минералами второй стадии являются калиевый полевой шпат, селадонит (массовое развитие), цеолиты группы гейландита-клиноптилолита, иногда апофиллит. Как уже отмечалось, есть все основания считать эту стадию низкотемпературной гидротермальной, так как установлена относительно повышенная температура минералообразования (30–40°C). В отличие от предыдущей стадии гидротермальная стадия характеризуется значительно более глубокой

переработкой пород, о чем свидетельствует, например, отчетливая корреляция H_2O-K_2O ($R = 0,55$) для базальтов, содержащих вторичный калиевый полевой шпат [Симанович, 1979]. Очевидно поэтому валовые анализы базальтов, содержащих калиевый полевой шпат и селадонит, характеризуются повышенным (до 6%) содержанием K_2O .

Другая характерная черта, резко отличающая вторую стадию от первой, — это локальность проявления калишпатизации и селадонитизации в разрезах базальтов, приуроченность их к зонам повышенной проницаемости (границам потоков, трещинным зонам) и возрастание интенсивности процесса по направлению к контакту с осадками. Селадонит обычно тесно ассоциирует с окислами Fe, что свидетельствует об окислительных условиях. В целом, очевидно, для этой стадии характерны условия открытой системы.

Преобразования третьей стадии характерны для базальтов, не перекрытых осадками и испытавших длительное воздействие морской воды, в первую очередь для базальтового делювия, составляющего основной объем драгированных образцов. Так, например, в базальтах, драгированных с поднятия Шатского (23-й рейс нис "Дмитрий Менделеев"), устанавливается чрезвычайно интенсивное развитие смектитов (до 60–70% объема породы). Базальты рыхлые, с резко пониженным удельным весом. Характерно развитие марганцевых корок, причем базальты, составляющие ядра марганцевых конкреций, наиболее сильно преобразованы.

Массовая смектитизация поражает не только первичные минеральные компоненты базальтов, но и вторичные минералы. Так, например, интенсивно смектитизирован вторичный калиевый полевой шпат. Детальное наблюдение под микроскопом позволяет установить, что массовой смектитизации предшествуют преобразования рассмотренных стадий, в том числе и протостадии. Очевидно, по смыслу именно преобразования третьей стадии наиболее соответствуют понятию "подводное выветривание" или "гальмиролиз" базальтов.

Распределение стадийных ассоциаций новообразованных минералов показано на Тихоокеанском профиле (см. рис. 1), составленном по материалам работ авторов, и на карте (рис. 2), где обобщены как наши материалы, так и литературные данные. На карту нанесены лишь те скважины, в которых обнаружены филлипсит-смектитовая и калишпатово-селадонитовая ассоциации. Их распределение свидетельствует, во-первых, о региональности процессов эпигенетического преобразования базальтов, во-вторых, о его определенной стадийности. Ассоциация смектит-палагонит-филлипсит развита во всей восточной, более молодой части Тихого океана, где на базальтах лежат породы не древнее палеогена, сменяясь более молодыми при движении на восток. Калишпатовая ассоциация почти повсеместно присутствует в более старой, западной части Тихого океана, где базальтовый субстрат перекрыт верхне- и нижнемеловыми и даже верхнеюрскими породами. Эта часть Тихого океана характеризуется более мощной корой со сложной и неоднородной тектонической структурой, обилием вулканических хребтов, подводных гор и поднятий. Следует отметить, что участки дна океана, сложенные существенно щелочными базальтоидами (например, острова Лайн в Тихом океане), отличаются калиевыми метасоматическими преобразованиями, развивающимися как по щелочным базальтам, так и по толеитам. То же относится к калишпатизации толеитовых базальтов, обнаруженной в толеитовых базальтах поднятия Шатского, в 23-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев".

Отсутствие калишпатовой ассоциации в молодых базальтах прослеживается отчетливо не только в Тихом океане, но и в пределах молодой океанической коры Срединно-Атлантического хребта. Следовательно, длительность процесса взаимодействия порода — морская вода ясно выступает как один из факторов стадийного парагенеза калиевого полевого шпата и ассоциирующего с ним селадонита. Однако нельзя не учитывать, что образование калиевых полевых шпатов могло быть связано не только с непосредственным заимствованием K из морской воды, но и с его дополнительным поступлением при региональной гидротермальной деятельности. Сходный возраст — 60–70 млн. лет, полученный независимо для образцов интенсивно калишпатизированных базальтов в

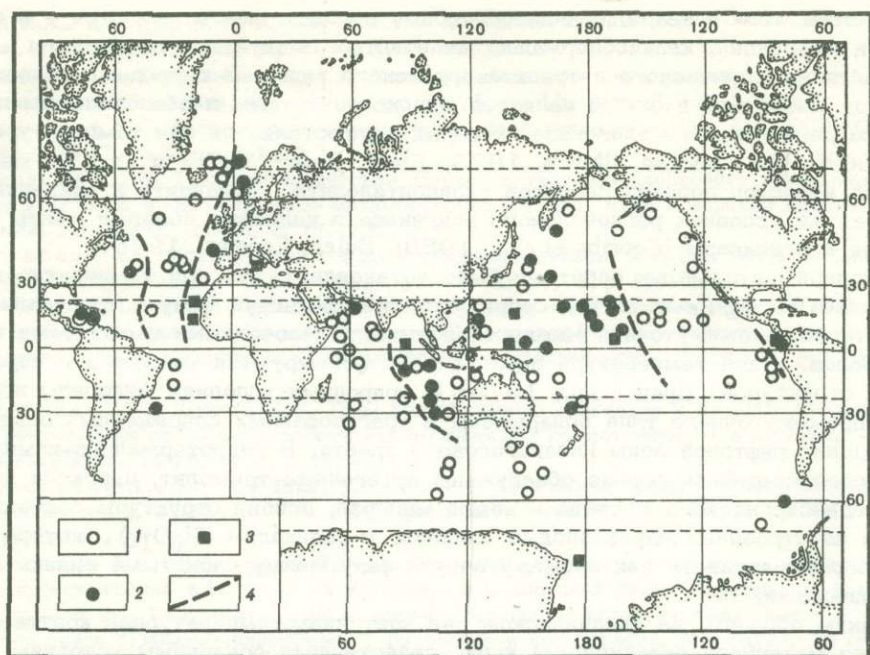


Рис. 2. Зональность распределения вторичных минеральных ассоциаций в измененных базальтах Мирового океана (по данным глубоководного бурения DSDP)

Минеральные ассоциации: 1 - палагонит-сметтит-филлипситовая, 2 - калишпатовая, 3 - метаморфогенных минералов, 4 - границы зон локализации разных ассоциаций

Атлантическом и Тихом океанах, соответствует границе мела и палеоцена - времени интенсивной тектонической перестройки ложа Мирового океана. На этот период падают интенсивные размывы и несогласия в осадочном чехле и довольно резкие изменения минерального состава осадочных пород.

Явления начального метаморфизма в базальтах, вскрытых скважинами DSDP, отмечаются редко. В то же время базальты и габброиды, полученные путем драгирования в эскарпах разломных зон Срединно-Атлантического хребта, часто обнаруживают метаморфизм зеленосланцевой и амфиболитовой фаций. Среди продуктов гидротермального метаморфизма отмечаются хлориты, кварц, мусковит, селадонит и набор цеолитов с преобладанием анальцима. Специфической чертой, отличающей зеленосланцевую фацию океанов от аналогичных пород континентов, является присутствие смектитов.

Заключение. Полученные результаты привели к выводу, что как алюмосиликатные породы первого слоя, так и верхняя часть измененных пород второго слоя содержат комплекс новообразованных минералов, как бы подготовляющих и геохимически, и минералогически вещество океанической коры к последующей гранитизации. Это выражается в выносе Ca, Mg, части Fe и привносе Si, K и ряда других литофильных компонентов - Li, Rb, Sr [Hart, 1973 и др.]. Источником SiO_2 , помимо появления его избыточных количеств при разложении базальтов, является его привнос за счет кремнистых организмов. Континентализация материала океанической коры воплощается не только в геохимических изменениях, но и в появлении ассоциации минералов, более свойственных гранитоидам. Для этой ассоциации характерны: а) минералы свободного SiO_2 - опал, кристобалит, кварц; б) аутигенные калиевые полевые шпаты и Na-K цеолиты; в) разные типы слоистых силикатов, среди которых различаются два основных типа: Fe-смектиты с высоким содержанием K и Mg-смектиты с низким содержанием K.

Очевидно, все эти минералы при повышенных температурах и давлениях могут превратиться в типичную ассоциацию кислых кристаллических пород: опал

и кристобалит — в кварц, санидиноподобные полевые шпаты, цеолиты — в ортоклаз и микроклин, калийсодержащие железистые смектиты и селадониты — в слюды диоктаэдрического и триоктаэдрического типов. В природных условиях переход смектитов в слюды является широко известным и обязательным процессом регионального эпигенеза, который осуществляется при температуре до 200°C [Коссовская, Шутов, 1975; Eberl, Hower, 1976; и др.]. Не менее широко известен переход цеолитов (клиноптилолита, гейландита и анальцима) при тех же условиях регионального эпигенеза в калиевые полевые шпаты и кислые плагиоклазы [Coombs et al., 1959; Boles, Coombs, 1975].

Экспериментальными работами было установлено, что при температурах около 300°C Mg-Fe-смектиты образуют специфическую фазу с кристаллической структурой, промежуточной между слоистыми и цепочечными смектитами типа амфиболов, а при температуре около 500°C формируются минералы с пироксеновой структурой [Дриц и др., 1979]. В природных условиях минералы подобного промежуточного типа обнаружены в драгированных современных осадках в пределах рифтовой зоны Галапагосского хребта. В гидротермально-измененной асбестоподобной породе обнаружены аутигенные тремолит, пироксен диопсид-геденбергитового состава и новый минерал, основу структуры составляют ленты из строенных пироксеновых цепочек с радикалом (Si_6O_{10}), который можно рассматривать как промежуточную фазу между слоистыми силикатами и амфиболами.

Таким образом, на океаническом дне идет низкотемпературная континентализация материала океанической коры, свойственная осадочным условиям. В зонах повышенных температур и давлений при скучивании, а в областях субдукции при поддвигании океанических плит под континент или островные дуги создаются благоприятные условия для метаморфизма осадочных и измененных магматических пород океанической коры, накопивших в процессе своего взаимодействия с морской водой признаки "эмбриональной" гранитизации.

Нет оснований считать, что такой процесс свойствен только современным океанам и что он протекал лишь в последние 100-200 млн. лет. Возможно, что такой же процесс служил одним из путей формирования древних сиалических комплексов. Древняя кора была тоньше и горячей современной. Конвективный теплоперенос, соразоточенный сейчас на границах литосферных плит, осуществлялся в древние этапы за счет множества близко расположенных горячих точек [Fife, 1978]. Вследствие этого процессы экзогенной континентализации или эмбриональной гранитизации могли иметь гораздо больший масштаб и вносить свой существенный вклад в сложный и многоэтапный процесс формирования континентальной коры.

Abstract

The aluminosilicate rocks of the sedimentary layer of the oceans and the upper part of altered basalts contain a complex of newly-formed minerals that as though prepare the matter of the oceanic crust to a further continentalization. This transformation results both in geochemical changes and in appearance of the peculiar mineral associations: quartz, or opal and cristobalite, K-feldspars, zeolites and various layer silicates with a high K content.

At the zones of subduction or accretion in the processes of increasing the temperature and pressure, there appear conditions favourable for metamorphization of sedimentary and altered magmatic rocks and appearance of features characteristic of "embryonal granitoides".

Литература

- Гептнер А.Р. Палагонит и процессы палагонитизации. — Литол. и полезные ископ., 1977, № 5, с. 113-130.
Дриц В.А., Захаров Н.Д., Хаджи И.П. Прямое наблюдение структурного мотива ленточно-цепочных силикатов методом электронной микроскопии высокого разрешения. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 11, с. 82-89.

- Дриц В.А., Коссовская А.Г. Геокристаллохимия диоктаэдрических смектитов. - Литол. и полезные ископ., 1980, № 1, с. 84-114.
- Кашинцев Г.Л. Петрохимические особенности изменения пелагонитизированных базальтов на дне океана. - Океанология, 1975, т. 15, вып. 2, с. 282-288.
- Коржинский Д.С. Гранитизация как магматическое явление. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1952, № 2, с. 56-69.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкоркового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме. - В кн.: Корá и верхняя мантия Земли. М.: Наука, 1968, с. 69-79.
- Коссовская А.Г. Модель пелагического глинообразования. - В кн.: Seventin Conference on Clay Mineralogy and Petrology. Karlovyvary, 1976, p. 196-201.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжения с метаморфизмом на континентах и в океанах. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 19-34.
- 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. 15-30.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д., Кац М.Я. Генетические типы клиноптилолитов континентов и океанов. - В кн.: Природные цеолиты. М.: Наука, 1980, стр. 8-30.
- Коссовская А.Г., Тимофеев П.П., Шутов В.Д. Основные типы пород и история их происхождения в Норвежской котловине и в западной части Ловотенской котловины. - В кн.: Результаты глубоководного бурения в Атлантическом океане в 38-м рейсе "Тломар Челленджера": Литология и петрография. М.: Наука, 1978, с. 102-109.
- Кудрявцев Д.И. О преобразовании интерстиционного стекла в эффузивных базальтах Тунгусской синеклизы. - Литол. и полезные ископ., 1979, № 2, с. 139-144.
- Лисицына Н.А., Бутузова Г.Ю. Цеолиты в осадках литологического профиля через Тихий океан. - Литол. и полезные ископ., 1976, № 2, с. 9-21.
- Ломова О.С. Глубоководные палыгорскитовые глины Восточной Атлантики. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 105-115.
- Ломова О.С. Палыгорскиты и сепиолиты континентов и океанов. М.: Наука, 1979, с. 180 (Тр./ГИН АН СССР; Вы. 336).
- Маракушев А.А. О глубинности формирования гранитоидов. - В кн.: Петрографические формации и проблемы петрогенеза. М.: Наука, 1964, с. 119-136.
- Метьюз Д.Х. Измененные базальты банки Суоллоу и Западный подводных гор в северо-восточной части Атлантического океана. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 103-124.
- Муравьев В.И. Аутигенные минералы тектонических брекчий Каратау (Мангышлак). - Литол. и полезные ископ., 1964, № 2, с. 85-105.
- Перчук Л.Л. Термодинамические условия гранитизации метapelитовых толщ. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1976, т. 2, с. 188-213.
- Резанов И.А. Кругооборот вещества между корой и мантией как механизм образования гранитного слоя. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1975, т. 50, вып. 6, с. 16-28.
- Симанович И.М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. - Литол. и полезные ископ., 1979, № 1, с. 52-63.
- Симанович И.М., Кудрявцев Д.И. О стадии, предшествующей минеральному преобразованию базальтов. - Литол. и полезные ископ., 1981, № 1, с. 95-104.
- Скорнякова Н.С., Курносое В.Б., Свальнов В.Н. и др. Сепиолиты и палыгорскиты Индийского океана. - Литол. и полезные ископ., 1978, № 6, с. 185-188.
- Соболев В.С., Бокуменко И.Т., Дobreцов Н.П. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенеза. - Геол. и геофиз., 1970, № 4, с. 24-35.
- Соболев В.С., Соболев И.В. Проблема двухэтапного образования земной коры. - Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 435-438.
- Судовиков Н.Г. Ультраметаморфизм и гранитообразование. - Вестн. ЛГУ, 1959, вып. 1, № 6.
- Фролова Т.И., Жарикова Э.Н., Золотарев Б.П. и др. Магматические породы дна юго-восточной части Тихого океана и их вторичные преобразования в свете проблемы происхождения металлоносных осадков. - В кн.: Металлоносные осадки юго-восточной части Тихого океана. М.: Наука, 1979, с. 48-71.
- Andrews A.J. Low temperature fluid alteration of ocean layer 2 basalts, DSDP, Leg 37. - Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 911-926.

- Baragar W.R.A., Plant A.G., Pringle G.Y., Schau M. The petrology of alteration in three discrete flow units of sites 332 and 335. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1977, vol. 37, p. 811–819.
- Bass M.N. Secondary minerals in oceanic basalts, with special reference to leg 34. Deep Sea Drilling Project. — In: Initial Reports of DSDP. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1976, vol. 34, p. 393–432.
- Boles J.R., Coombs D.S. Mineral reaction in zeolitic triassic tuff, Hokonul Hills, New Zealand. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1975, vol. 86, p. 163–173.
- 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.
- Church T.M., Velde B. Geochemistry and origin of a deep-sea Pacific palygorskite deposit. — Chem. Geol., 1979, vol. 25, p. 31–39.
- Coombs D.S., Ellis A.J., Fyfe W.S., Taylor A.H. The zeolites facies with comments on the interpretation of hydrothermal synthesis. — Geochim. et cosmochim. acta, 1959, vol. 17, p. 53–107.
- Eberl E., Hower I. Kinetics of illite formation. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, p. 1326–1330.
- Füchtbauer H. Zur Entstehung und Optik authigener Feldspäte. — Neues Jahrb. Mineral., 1956, N 1.
- Fyfe W.S. Crustal evolution and metamorphic petrology. — Pap. Geol. Surv. Can., 1978, N 78–10, p. 1–3.
- Hart R.A. A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer 2. — Can. J. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 6, p. 799–816.
- Hart R. Progressive alteration of the oceanic crust. — In: Initial Reports of the DSDP, Wash.: U.S. Government Printing Office, 1976, vol. 34, p. 433–437.
- Honnorez J. Generation of phillipsites by palagonitization of basaltic glass in sea-water and the origin of K-rich deep-sea sediments. — In: Natur. Zeolites, Occurrence, Prop. Use. Select. Pap. Intern. Conf. Occur. Prop. and Utiliz. Natur. Zeolites, Tusson, Ariz. 1976. Oxford etc., 1978, p. 245–258.
- Honnorez J., Bohlke J.K., Honnorez-Guerstein B.M. Petrological and geochemical study of the low-temperature submarine alteration of basalt. Hole 396 B, Leg 46. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 46, p. 299–318, 320–329.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M., Perry E. Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment. 1 mineralogical and chemical evidence. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1976, vol. 87, p. 725–737.
- Melson W.G., Thompson G. Glassy abyssal, Atlantic sea floor near St. Raul's Rocks: Petrography and composition of secondary clay minerals. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1973, vol. 84, N 2, p. 703–716.
- Moorbath S., O'Nions R.K., Pankhurst R.J. The evolution of Early Precambrian crustal rocks at Jzua, West Greenland Geochemical and isotopic evidence. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1975, vol. 27, p. 238–239.
- Moore J.G., Calk L. Sulphide spherules in vesicles of dredged pillow basalt. — Amer. Miner., 1971, vol. 56, p. 476.
- Muchlenbachs K. Oxygen isotope geochemistry of DSDP leg 37 rocks. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1977, vol. 37, p. 617–619.
- Muchlenbachs K., Clayton R.H. Oxygen isotope composition of the oceanic crust and its bearing on seawater. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4365–4369.
- Ozima M., Saito K., Honda M. Sea water weathering effect on K-Ar age of submarine basalt. — Geochim. et cosmochim. acta, 1977, vol. 41, p. 453–461.
- Robinson P.T., Flower M.F., Schminke H.U., Ohnmacht W. Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP, Leg 37. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash.: U.S. Government Printing Office, 1977, vol. 37, p. 775–789.
- Scarfe C.M., Smith D.G.W. Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP leg 37. — Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 903–910.
- Sheppard A.J., Gude J.J. Griffin chemical composition and physical properties of phillipsite from Pacific and Indian oceans. — Amer. Miner., 1970, vol 55.
- Yeats R.S., Mathez E.A. Decorated vesicles in deep-sea basalt glass, Eastern Pacific. — J. Geophys. Res., 1976, vol. 81, N 23, p. 4277–4284.

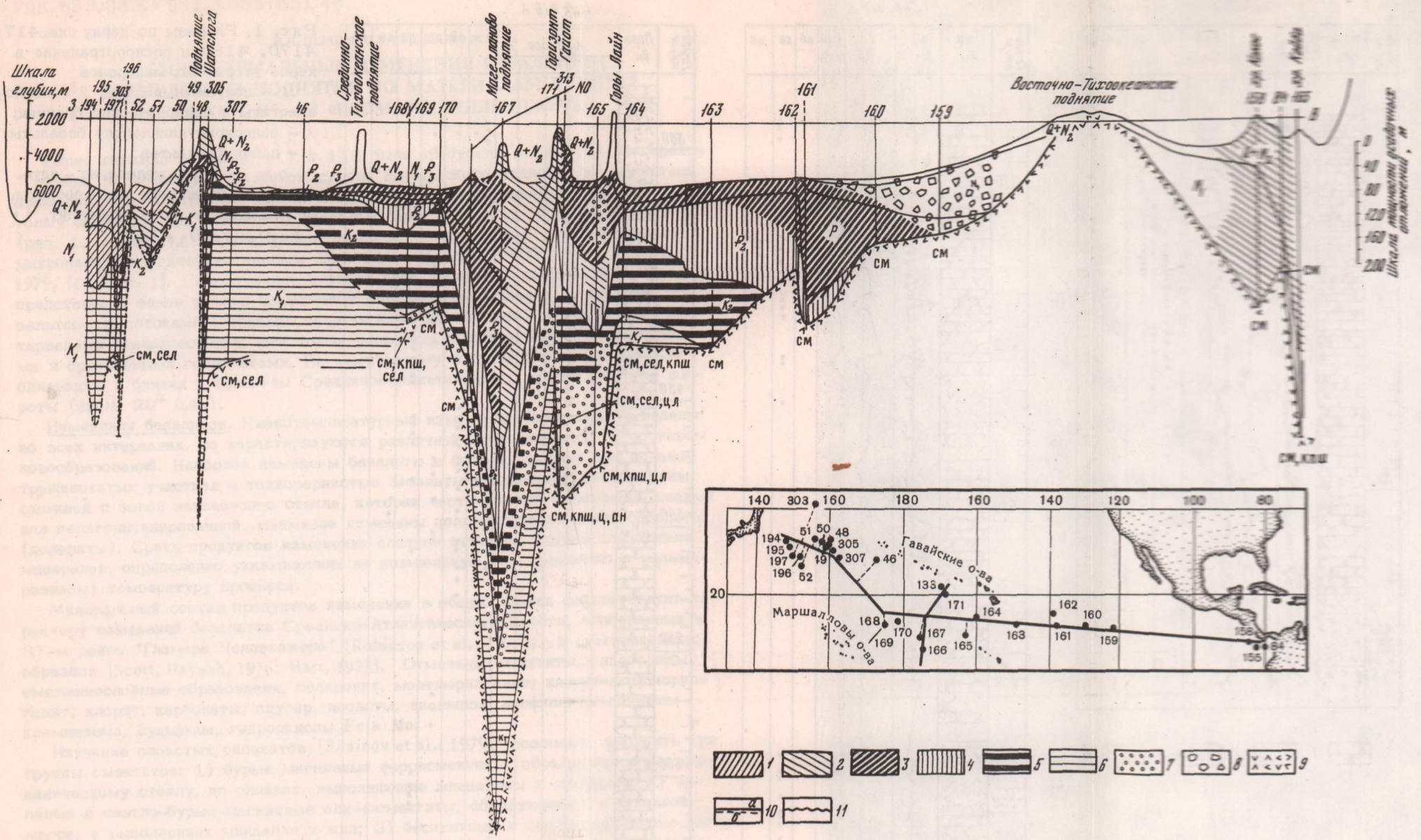


Рис. 1. Основные минеральные ассоциации в породах Тихоокеанского профиля
 Минеральные ассоциации и стадии: 1 - начальной смектитизации, 2 - полной смектитизации, 3 - смектитизации и формирования филлипсита, 4 - незрелого клиноптилолита и появления порцеланита, 5 - формирования палыгорскита и зрелого клиноптилолита, 6 - зрелого клиноптилолита и кремней; 7 - ассоциации различных типов цеолитов (филлипсит, клиноптилолит,

анальцит) и калиевого полевого шпата в вулканогенных песчаниках; 8 - ассоциация сосуществующих клиноптилолита и филлипсита; 9 - базальты; 10 - стратиграфические границы: а - установленные, б - условные; 11 - стратиграфические перерывы.
 см - смектит, сел - селадонит, кпш - калиевый полевой шпат, цл - цеолит, ан - анальцит

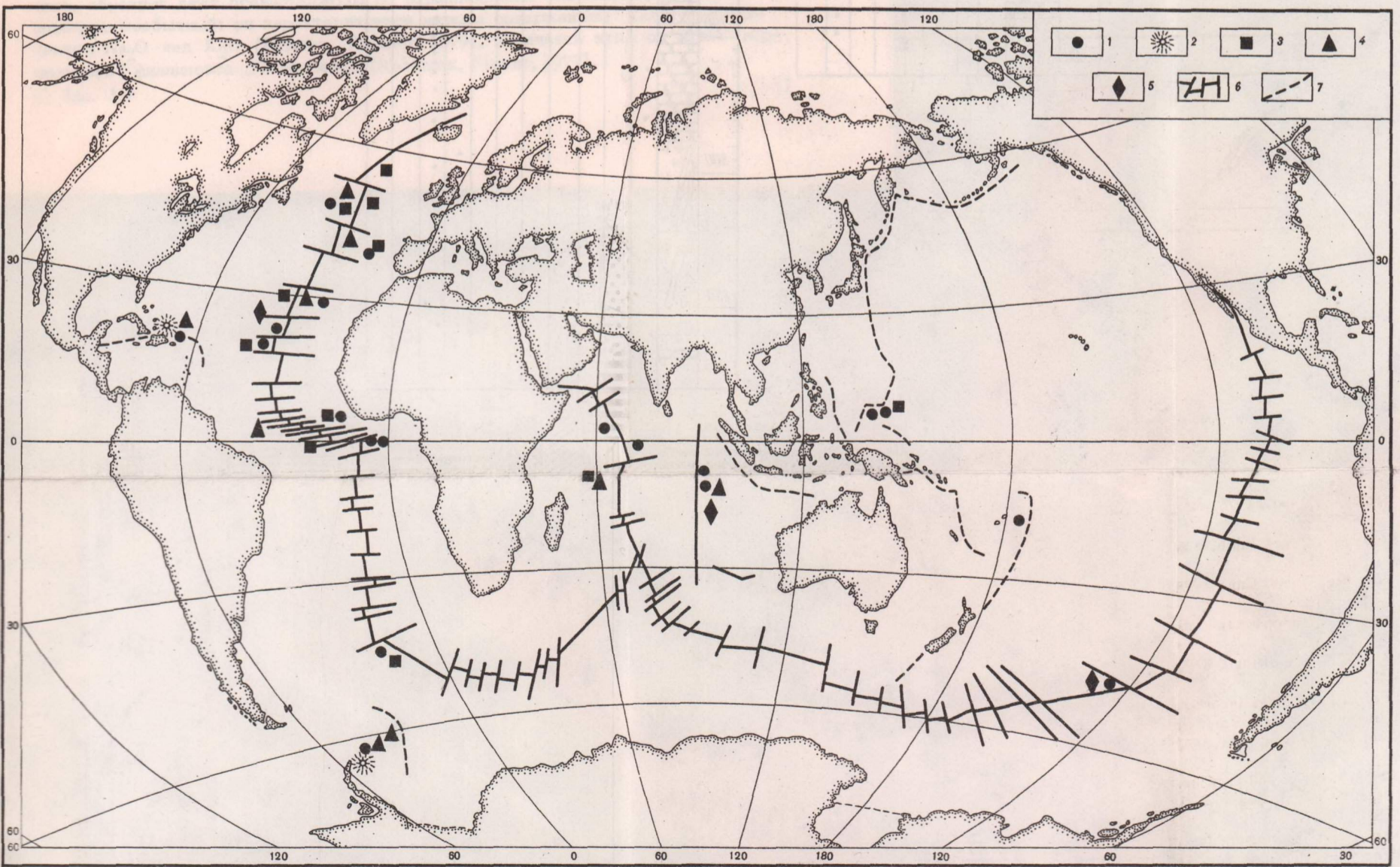
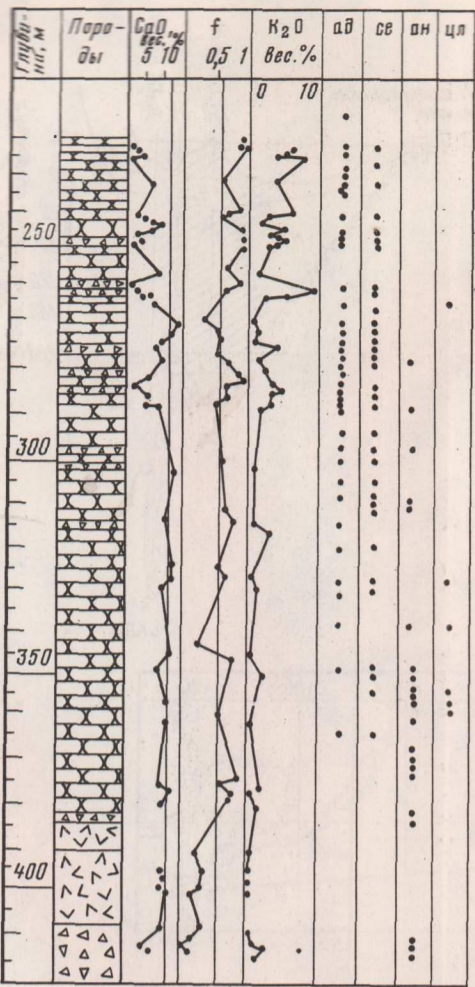


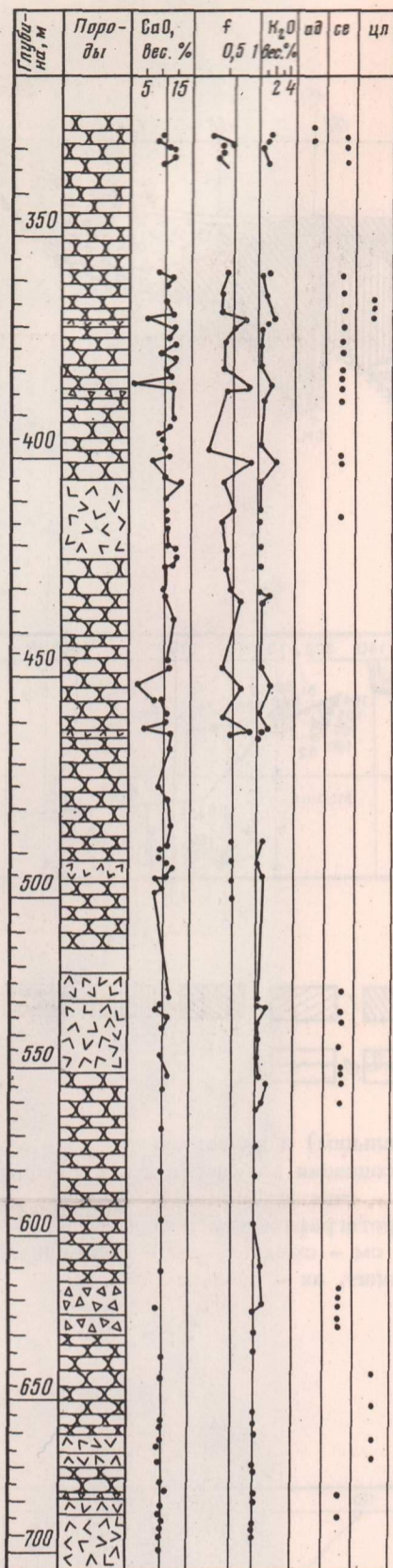
Рис. 1. Распространенность и типы метаморфических пород океанической коры
 1 - зеленые сланцы и спилиты; 2 - глаукофановые сланцы; 3 - эпидотовые амфиболиты; 4 - серпентиниты; 5 - контакто-измененные высокотемпературные породы; 6 - осевые и трансформные разломы срединно-океанических хребтов; 7 - океанические желоба

Скв. 417 А



1 2 3 4

Скв. 417 D



Скв. 418 А

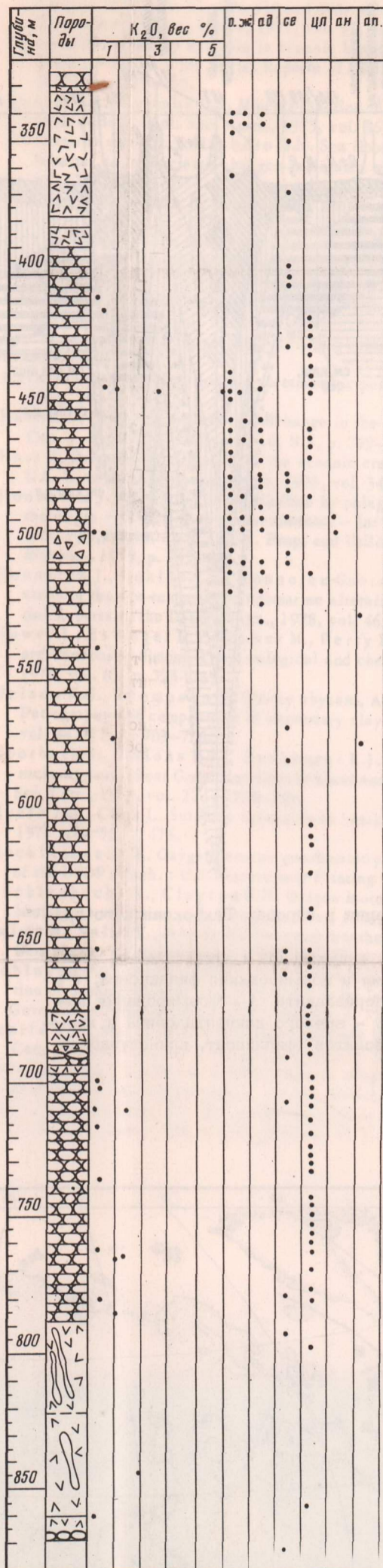


Рис. 1. Разрезы по керну скв. 417А, 417D, 418А и распространение в керне вторичных минералов

1 - подушечные лавы; 2 - гиаокластиты и тектонические брекчии; 3 - полнокристаллические базальты; 4 - дайки базальтов
о.ж. - окислы железа, ад - адуляр, св - селадонит, цл - цеолиты, ан - анальцит, ап - апофиллит, $f = \frac{Fe_2O_3}{(Fe_2O_3 + FeO)}$

Н.Н. ПЕРЦЕВ, В.Л. РУСИНОВ

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ БАЗАЛЬТОВ БЕРМУДСКОГО ПОДНЯТИЯ ПО МАТЕРИАЛАМ БУРЕНИЯ СКВАЖИН 417, 418 «ГЛОМАРА ЧЕЛЛЕНДЖЕРА»

Серия скважин в точках 417 и 418 была пробурена в 51-53-м мегарейсе "Гломара Челленджера" на южном склоне Бермудского поднятия на магнитной аномалии М.О. с глубиной океана около 5,5 км. Наибольшее проникновение в толщу базальтов под осадочным покровом было в скв. 417А, 417D и 418А (рис. 1, см. вкл.). Возраст базальтов по палеомагнитным, радиологическим и микропалеонтологическим данным 108-110 млн. лет [DSDP Initial Reports, 1979, 51-53, pt. 1]. Пробуренная верхняя часть второго океанического слоя представлена здесь толщей подушечных лав, перемежающейся с мощными базальтовыми потоками (полнокристаллическими долеритами) и небольшими интервалами гиадокластитов. Эта толща рассечена редкими базальтовыми дайками и брекчиевыми горизонтами. По химическому составу базальты довольно однородны и близки к толейтам Срединно-Атлантического хребта этой же широты (около 20° с.ш.).

Изменения базальтов. Низкотемпературные изменения базальтов проявлены во всех интервалах, но характеризуются различной интенсивностью и составом новообразований. Наиболее изменены базальты в брекчированных или сильно-трещиноватых участках и тонкозернистые базальты подушечных лав из зоны, смежной с зоной закалочного стекла, которая часто бывает совершенно свежей или палагонитизированной. Наименее изменены полнокристаллические базальты (долериты). Среди продуктов изменения следует отметить полное отсутствие минералов, определенно указывающих на повышенную (по сравнению с гальмиролизом) температуру процесса.

Минеральный состав продуктов изменения в общих чертах соответствует характеру изменений базальтов Срединно-Атлантического хребта, пробуренных в 37-м рейсе "Гломара Челленджера" [Robinson et al., 1977], и драгированных образцов [Scott, Hayash, 1976; Hart, 1973]. Отмечены смектиты, гидрослюды, смешаннослойные образования, селадонит, монтмориллонит, хлорит-монтмориллонит, хлорит, карбонаты, адуляр, цеолиты, анальцит, апофиллит, минералы кремнезема, сульфиды, гидроокислы Fe и Mn.

Изучение слоистых силикатов [Rusinov et al., 1979] позволило выделить три группы смектитов: 1) бурые магниевые феррисмектиты, образующиеся по вулканическому стеклу, по оливину, выполняющие мицелины и трещинки; 2) зеленые и светло-бурые магниевые алюмосмектиты, образующиеся в основной массе, в выполняющих мицелинах и жил; 3) бесцветные и светлоокрашенные кальциевые алюмосмектиты, возникающие почти исключительно в продуктах изменения плагиоклазов. Для селадонита характерен ярко-зеленый или, реже, яркий красно-бурый цвет (загрязнение гидроокислами железа). Смектиты и селадонит чаще имеют резкие границы между собой, но иногда возникают постепенные цветовые переходы, вызванные образованием смешаннослойных разностей.

Карбонаты, главным образом кальцит, развиты также очень широко; иногда они преобладают над глинистыми минералами, образуя прожилки, выполнения мицелинов, псевдоморфозы по оливину, и присутствуют в основной массе. Кроме кальцита, изредка встречаются манганкальцит (до 10 вес. % MnO), доломит и железистый магнезит [Pertsev, Rusinov, 1979].

Кварц и халцедон сравнительно редки. Среди цеолитов обнаружены натролит и филлипсит. Последний обычен в скв. 417А и 418А. Он распространен в измененных брекчиях стекловатых краев подушечных лав, в межподушечных брекчиях, образует даже псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза. Состав его довольно необычный: он характеризуется низким содержанием CaO и преобладанием Na₂O над K₂O (Pertsev, Rusinov, 1979), отличаясь этим от более "нормального" филлипсита 37-го рейса [Robinson, Flower, 1977].



Рис. 2. Микрофотография вкрапленника плагиоклаза в базальте, частично замещившегося калиевым полевым шпатом (адуляром). Скв. 417D, глубина 380 м. Адуляр – темный, в центре вкрапленника; реликтовый плагиоклаз – светлая кайма; $\times 60$, николи +

Окисные минералы – гидроокислы железа и марганца – появляются при разрушении стекла и окислении базальтов. Сульфиды в небольших количествах (главным образом пирит, реже халькопирит, марказит) развиты почти на всех интервалах. Некоторые участки измененных базальтов содержат макроскопические прожилки или вкрапленность пирита. Анальцит развит в умеренно измененных базальтах и присутствует в виде друз в пустотках, в микропрожилках и в продуктах изменения вкрапленников плагиоклаза. Алофиллит встречен в двух участках керна скв. 418А в виде таблитчатых выделений размером до 8 мм. Он присутствует совместно со смектитом на участках сильных изменений, среди слабо измененных базальтов.

Наиболее неожиданным, но уже твердо установленным процессом изменения базальта оказалась его калишпатизация, отмеченная в ряде горизонтов верхних частей скважин. Калиевый полевой шпат (чисто калиевый микроклин со степенью упорядоченности около 0,5) образует псевдоморфозы по вкрапленникам плагиоклаза. При этом в зональных вкрапленниках замещению калиевым полевым шпатом подвергается часто только более основное ядро (74–76% An). Каймы и микролиты, сложенные плагиоклазом (68–70% An), остаются незамещенными (рис. 2). При более интенсивном процессе изменения последние тоже преобразуются в калиевый полевой шпат, вместе с которым в псевдоморфозах часто присутствуют кальцит, бесцветный смектит и цеолиты. Проявления калишпатизации коррелируются с появлением гидроокислов Fe в основной массе базальтов возле брекчиевых или трещиноватых зон.

Наиболее подверженными изменению оказываются оливин вкрапленников и основной массы и стекло из основной массы неполнокристаллических базальтов. При замещении оливина смектитом происходит вынос окислов Fe и Mn, значительной части MgO, немного SiO₂. Происходит привнос щелочей, извести, Al₂O₃ и воды. При замещении смектитом стекла осуществляется вынос SiO₂ и Al₂O₃, TiO₂, CaO, Na₂O. Необходим привнос K и H₂O.

Общая тенденция при изменении базальтов – вынос в океан* Ca, Mg, Mn, Na и экстракция воды и K₂O. Даже в сравнительно слабо измененном базальте, содержащем 10% оливина и 10% стекла, содержание MgO уменьшается на 0,2–0,5%, Na₂O – на 0,2%, CaO – примерно на 1%.

Интенсивность изменения базальтов может быть выражена в зависимости от содержания воды [Robinson et al., 1977], K₂O, CaO и от степени окисления Fe. Наиболее универсальной оказалась зависимость от изменения содержания

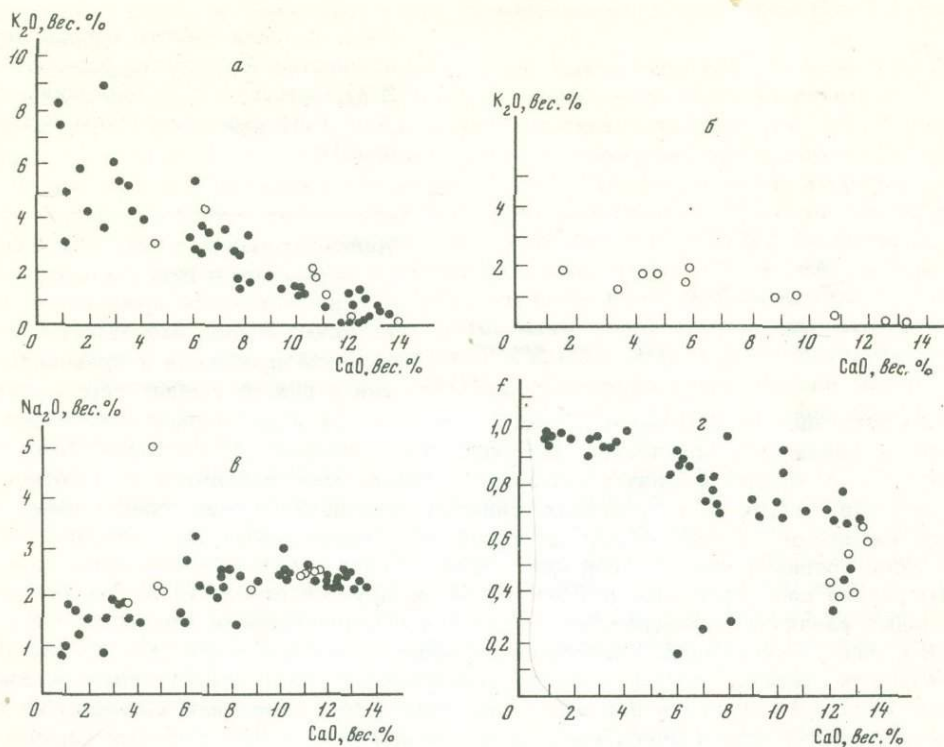


Рис. 3. Графики зависимости между содержаниями извести и других компонентов в базальтах (а - скв. 417А, б - скв. 417D в - скв. 417А, г - скв. 417D). Полые кружки - данные авторов, залитые - данные Т. Донелли

CaO (за вычетом CaO, связанной с кальцитом). Содержание воды не отражает интенсивности изменений в калишпатизированных базальтах. На графике K₂O—CaO (рис. 3, а) отчетливо видно увеличение K₂O по мере убывания CaO в породе. В случае интенсивной калишпатизации плагиоклазов зависимость между содержаниями этих компонентов выражается приблизительно прямой линией с отрицательным наклоном от точки примерно 13,5% CaO к точке 11% K₂O. Реальные точки, однако, в большинстве лежат ниже этой прямой, так как наряду с калиевым полевым шпатом плагиоклазы замещаются смектитами с низким содержанием K₂O. Случаю преимущественного развития смектитов соответствует диаграмма на рис. 3, б для скв. 417 D. При разрушении плагиоклазов наряду с CaO выносятся и Na₂O (см. рис. 3, в). Повышенные содержания Na в сильно измененных базальтах отмечаются в случаях образования анальцима и цеолитов.

Степень окисления Fe в базальтах в общем возрастает по мере их изменения и выноса CaO (см. рис. 3, г). В неизменных базальтах она колеблется в пределах $Fe_2O_3 / (Fe_2O_3 + FeO) = 0,4-0,7$, а в наиболее измененных достигает 1,0. Отклонения от этой зависимости, по-видимому, свидетельствуют о существовании в отдельных участках восстановительных условий.

Локализация продуктов изменения. Интенсивность изменений базальтов не имеет устойчивой зависимости от глубины. Намечившаяся тенденция уменьшения изменений по скв. 418А, по-видимому, в основном связана с литологическими особенностями пород, в частности с преобладанием в нижней части скважины полнокристаллических базальтов. Так, небольшая дайка мелкозернистого базальта в почти незатронутых изменениями полнокристаллическом долерите очень сильно изменена (скв. 418А, глубина 810 м; см. рис. 1). Наиболее интенсивные изменения все же приурочены к зонам дробления и брекчирования и к тонкозернистым разностям базальтов.

Тем не менее по изменениям в качественном минеральном составе намечаются некоторые, довольно отчетливые тенденции распределения по глубинам.

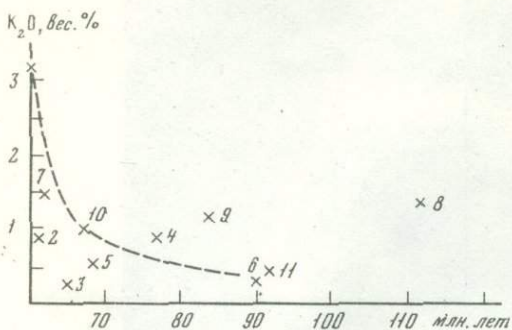


Рис. 4. Зависимость определенных абсолютного возраста базальтов K-Ar методом от содержания в них K_2O (цифрами обозначены номера проб)

калишпатизация не отмечается даже в мощных брекчиях. Закономерно ведет себя и селадонит, количество которого явно убывает с глубиной (см. рис. 1). Анальцит развит в умеренно измененных базальтах в средней части скв. 417А и в участках сильных изменений среди слабо измененных базальтов в скв. 418А. В такой же позиции развит и апофиллит.

Если сравнить между собой скв. 417А, 417D и 418А, пробуренные в одном районе соответственно в 250 м и 7 км друг от друга, то видны значительные различия в минеральном составе и в интенсивности изменений базальтов в разных скважинах. Наибольшие изменения отмечаются в скв. 417А. В ней широко развиты калишпатизация, цеолитизация, часто присутствует анальцит. В скв. 417D почти нет цеолитов, очень редки кварц или халцедон, калиевого полевого шпата очень мало, и он встречается только в самых верхних частях скважины. В скв. 418А, при аналогичном со скв. 417D характере проявлений смектитов, селадонита и кальцита, наблюдается довольно сильная цеолитизация; в верхней части, особенно возле брекчиевых зон, часто образуются калиевые полевые шпаты. Среди мало измененного материала в этой скважине возникают участки сильных изменений, вероятно, представляющие собой неправильные трубообразные тела, образовавшиеся на путях интенсивной циркуляции растворов. В таких участках встречен фторосиликат — апофиллит.

Возрастные соотношения продуктов изменения. Изменения базальтов, по-видимому, — процесс достаточно длительный и неоднородный. Об этом говорит подновление прожилков с дроблением первоначального материала выполнения трещин и залечиванием их новым материалом. В брекчиях отдельные обломки базальта иногда имеют разный тип изменения — смектитовый, селадонитовый или карбонатный — даже в пределах одного шлифа. При этом цементом брекчий является новый смектит. Четкий возрастной порядок образования тех или иных вторичных минералов отсутствует, но все же удается выявить некоторые тенденции в смене парагенезисов.

Селадонит является одним из ранних минералов, образует внешние каймы выполнения миндалинов; реже он формируется и позже смектита. Прожилки кальцита с селадонитом могут рассекать ранний смектит в выполнениях миндалинов. В тектонических брекчиях ранние смектиты и селадонит цементируются поздним смектитом. Установлено несколько генераций кальцита. Цеолиты, анальцит, апофиллит, калиевый полевой шпат и окислы — одни из самых поздних вторичных минералов. Наиболее широкий возрастной интервал проявляют смектиты и кальцит.

Изучение возраста базальтов [Rusinov et al., 1979] показало, что абсолютный возраст слабо измененных базальтов по K-Ar методу близок возрасту, определяемому палеомагнитным и палеонтологическим методами. Наиболее сильно измененные базальты с обильной калишпатизацией дают в основном более молодые значения возраста — 60–70 млн. лет, хотя имеются и более древние значения — 112 и 87 млн. лет в скв. 418А (рис. 4). Наиболее вероятным объяснением более молодого возраста сильно измененных базальтов является приуроченность вторичных изменений к этапам повышенной тектонической активности, когда породы дробились, смешались, давая благоприятные пути для

Калишпатизация и сопутствующее ей образование гидроокислов в основной массе приурочены к верхним частям базальтовых толщ, к зонам дробления и брекчирования в них. В нижних горизонтах

движения растворов. Вероятно, такая сильная вспышка произошла 60–70 млн. лет назад.

Некоторые условия вторичных изменений. Какие-либо среднетемпературные процессы изменения изученных базальтов отсутствуют. Исследование структур распада рудных минералов в полнокристаллических базальтах скв. 417D и 418A [Genkin et al., 1979] показало, что температура, при которой началась быстрая закалка, не опускалась ниже 950–900°C. Температура вторичных изменений определена по изотопии кислорода кальцитов из основной массы [Muelenbаhs, Scarfe, устное сообщение]; она составила 37–40°C. Аналогичные измерения в базальтах Срединно-Атлантического хребта (37-й рейс "Гломара Челленджера") дают только 4°C. Наше изучение изменений базальтов показало, что кальцит в основной массе образуется лишь рядом с прожилками кальцита, относящимися к нескольким генерациям. К какому возрасту относится температура образования кальцита в 37–40°C, остается неясным. Тем не менее эти повышенные температуры существовали в каком-то отрезке времени изменений базальтов, характеризуя повышенный тепловой поток.

Обращают на себя внимание упоминавшиеся различия в качественном минеральном составе как на отдельных интервалах скважин, так и в целом между скважинами. Создается впечатление, что калиевый полевой шпат, часть цеолитов, анальцим, апофиллит локально накладываются на общий фон более равномерных изменений, выраженный развитием селадонита, смектита, кальцита, пирита. Корреляция калишпатизации с окислением в некоторых зонах дробления верхней части скважин свидетельствует в пользу участия в изменениях теплых вод, обогащенных К и О. Возможно, это океанические или главным образом океанические воды. Появление апофиллита в участках сильных изменений среди слабо измененных базальтов говорит о подъеме теплых гидротермальных растворов, несущих F неморского происхождения.

Совокупность изложенных данных позволяет сделать предположение о возможном участии гидротермальных глубинных растворов (хотя и низкотемпературных) в процессах изменения исследованных базальтов. Эта гидротермальная деятельность наложилась на гальмиролиз и была приурочена к этапам повышенной тектонической активности.

Abstract

A characteristic of the main features of secondary changes of basalts from the core of three sites DSDP on the southern slope of the Bermuda Rise is given. Chemical changes are determined by the outflow of calcium, and, to a lesser extent, magnesium, sodium and manganese. The secondary minerals are represented by smectites, hydro mica, celadonite, chlorite, carbonate, potassium feldspar, analcime, zeolites, apophyllite, pyrite. Despite the spatial nearness of the sites, the character and intensity of basalts changes considerably differ. It is assumed that one type of changes was proceeding almost simultaneously with formation of the volcanic rock mass, whereas the second one is epigenetic and may be associated with participation of heated waters mainly of the oceanic origin.

Литература

- Genkin A.D., Laputina I.P., Pertsev N.N. Opaque minerals in basalts from Holes 417D and 418A. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 51–53, pt 1, p. 1431–1450.
- Hart R.A. A model for chemical exchange in the basalt-seawater system of oceanic layer 2. — Can. Earth Sci., 1973, vol. 10, N 6, p. 799–816.
- Pertsev N.N., Rusinov V.L. Mineral assemblages and alteration in basalts at Sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1969, vol. 51–53, pt 1, p. 1219–1242.
- Robinson P.T., Flower M.F., Schminke H.U., Ohnmacht W. Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP, Leg. 37. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 37, p. 775–793.
- Rusinov V.L., Gradusov B.P., Muravitskaja G.N. Clay minerals in basalts from Sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 51–53, pt 1, p. 1132–1138.

Rusinov V.L., Pertsev N.N., Arakeljanz M.M., Nosik L.P. Some isotopic relations in basalts from Sites 417 and 418. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1979, vol. 51–53, pt 1, p. 1149–1151.

Scott R.B., Hayash A., Jr. Initial submarine alteration of basaltic pillow lavas: a microscopic study. — Amer. J. Sci., 1976, vol. 276, p. 480–501.

УДК 549.01(261)

Г.С. ХАРИН

ВТОРИЧНЫЕ МИНЕРАЛЫ В ПОДВОДНЫХ БАЗАЛЬТАХ СЕВЕРНОЙ АТЛАНТИКИ

В Северной Атлантике, как и в других районах океана, породы океанического фундамента, на котором залегает мезозойско-кайнозойская осадочная толща, большей частью представлены базальтами. Они вскрыты здесь 49 скважинами глубоководного бурения и получены на более чем 600 станциях драгирования (рис. 1). Однако породы фундамента изучены далеко не достаточно и не равномерно. Более детально исследованы отдельные участки рифтовой зоны срединно-океанических хребтов, менее изучены подводные горы, плато, возвышенности и совсем плохо — коренные породы большинства котловин, где име-

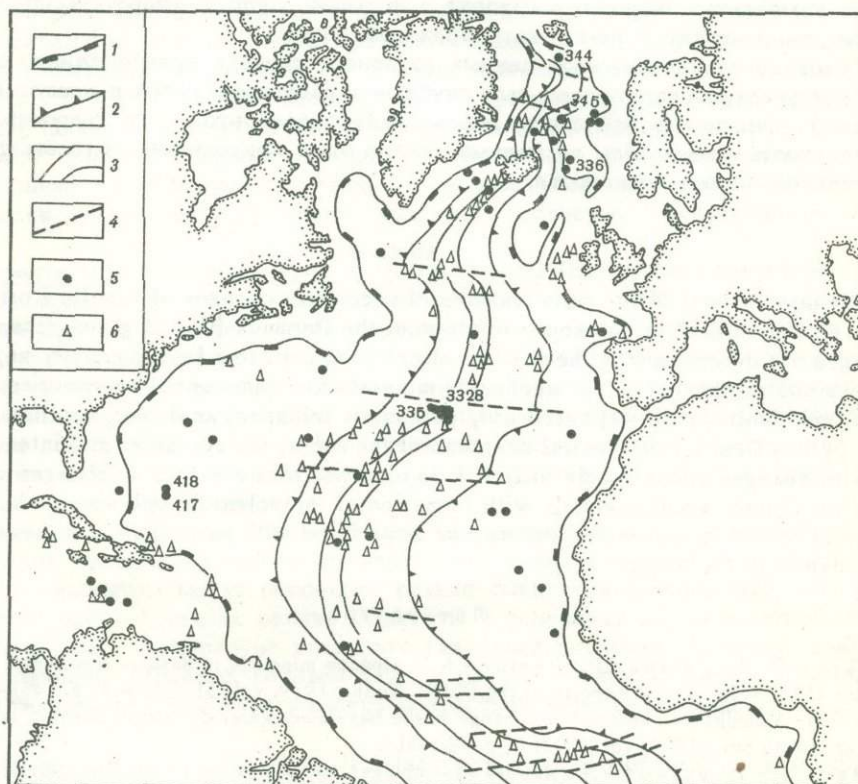


Рис. 1. Схема изученности фундамента Северной Атлантики

1 — граница между ложем океана и материковыми окраинами и переходными зонами; 2 — граница Срединно-Атлантического хребта; 3 — рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта; 4 — главные трансформные разломы; 5 — скважины глубоководного бурения, достигшие фундамента (проставлены номера скважин, только упомянутые в тексте); 6 — станции драгирования коренных пород

ются лишь отдельные скважины, достигшие фундамента. Лучше других исследована Северо-Американская котловина. В настоящее время здесь известно семь скважин, достигших фундамента. Нами изучались базальты из 12 скважин, пробуренных в двух рейсах (38 и 39) бурового судна "Гломар Челленджер", и базальты, полученные на более чем 200 станциях драгирования, выполненных на нис "Академик Курчатов", "Дмитрий Менделеев", "Михаил Ломоносов" и судах Запрыбпромразведки. При изучении базальтов было обращено внимание на их вторичные преобразования, которые иногда сильно изменяют первичные химический и минеральный составы пород.

Помимо изучения в шлифах и иммерсионных препаратах, применялись дифрактометрические, термические, электронно-микроскопические, химические, спектральные и другие методы исследований. Кроме того, были использованы опубликованные материалы других исследователей.

Вторичные изменения в базальтах довольно разнообразны как по степени их проявления, так и по содержанию конкретных химических и минеральных изменений. Выясняется, что в общем случае степень вторичных преобразований базальтов зависит от их возраста, фациальной принадлежности, от типа морфотектонической структуры, в которой они залегают, и характера вторичного процесса. В конечном итоге этого процесса вместо однородных океанических толтей на дне океана наблюдаются базальты с большими вариациями составов.

Рассмотрим характер вторичных изменений базальтов в различных морфоструктурах.

Базальты рифтовой зоны довольно детально изучены на отдельных полигонах [Дмитриев и др., 1974; Шараськин и др., 1977; Bryan, Moore, 1977]. Как показали петрографо-минералогические и химические исследования, полученные здесь при помощи драгировок и подводного судна "Алвин", образцы базальтовых лав — свежие и слабо измененные. Вторичные преобразования чаще всего ограничены палагонитизацией стекла и осаждением железо-марганцевой корки на поверхности базальтов, соприкасавшейся с морской водой. Тонкие пленки гидроокислов Fe отмечаются и на стенках газовых камер внутри базальтовых потоков. Палагонитизация стекла более интенсивно проходит по трещинам, где развиваются корки зонального палагонита толщиной до 3–5 мм. На поверхности стекла подушечных лав корки палагонита очень тонкие (30–200 мкм), и толщина их прямо коррелируется с толщиной железомарганцевой корки, осаждаемой на слое палагонита (рис. 2).

Толщина корок палагонита и железо-марганцевых окислов на поверхности базальтов, вероятно, зависит от времени контакта последних с морской водой. Однако многочисленные замеры, произведенные при выполнении работ по проекту "Фамус" [Bryan, Moore, 1977], показали, что простой зависимости толщины корок от положения базальтов относительно оси раздвижения рифтовой зоны не существует. Очевидно, она нарушается тем, что в местах выхода гидротермальных вод на дне океана идет более интенсивная палагонитизация базальтового стекла и осаждение окислов Fe и Mn.

При палагонитизации базальтового стекла показатель преломления как уменьшается, так и увеличивается. Даже в небольших иммерсионных препаратах видно, что за счет стекла с однородным показателем преломления образуются палагониты с различными показателями преломления (таблица).

Таким образом, при палагонитизации происходит значительное и неравномерное перемещение вещества, в частности SiO_2 и Fe, которые в свежем стекле были распределены равномерно. Еще неясно, какие преобразования базальтов будут наблюдаться при углублении в дно рифтовой долины. Судя по тому, что тепловой поток здесь высокий,

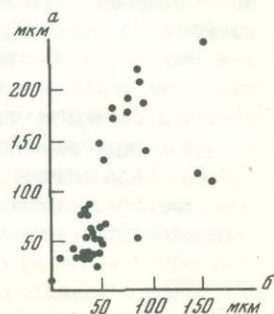


Рис. 2. Корреляция толщины слоя палагонита (а) и железо-марганцевой корки (б) на поверхности пиллоу-лав в рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта на 36° с.ш.

вторичные изменения на глубине в базальтах должны быть значительными.

На флангах Срединно-Атлантического хребта вторичные минералы в базальтах хорошо изучены в скважинах глубоководного бурения 37-го рейса "Гломар Челленджер" [Robinson et al., 1977]. Наиболее широко распространены здесь глинистые минералы (сметиты), карбонаты и цеолиты, встреченные в пустотах, прожилках, в замещениях основной массы и вкрапленников. В миндалинах отмечаются зональные сметиты коричневого, желтого и красного цвета, сильно различающиеся по содержанию Fe, Mg и K. Среди карбонатов чаще наблюдается кальцит. Арагонит в призматических кристаллах длиной до 5 мм встречается очень редко. Также редко доломит и магнезит, приуроченные к интервалу 500-610 м скв. 332В, сложенному измененными трещиноватыми оливковыми базальтами. Цеолиты обычно представлены филлпситом, широко развитым в трещинах и прожилках в палагоните и по периферии шаровых обособлений. Редки гидроокислы Fe и Mn (в пустотах и прожилках), пирит (в пустотах), лейкоксен, гематит, сидерит, опал.

Распределение вторичных минералов в базальтах скв. 332В и 335 в общем одинаковое и довольно равномерное, несмотря на разницу в возрасте базальтов: 3,5 млн. лет (скв. 332В) и 13 млн. лет (скв. 335). Отмечается лишь незначительное увеличение количества сметитов в нижней части разреза скв. 332В.

Распределение вторичных минералов в базальтах скв. 344, находящейся на восточном фланге срединно-океанического хребта Книпович, в 16 км от оси рифта, детально изучено мною и Н.Г. Лозовой. Как видно из рис. 3, в распределении минералов проявляется зональность. Для верхней половины 35-метрового интервала характерно обилие кальцита и талька. В нижней половине разреза возрастает роль хлорита и зеленой слюды. Актинолит и тремолит распределены более или менее равномерно по всему интервалу. Количество биотитоподобной слюды и пирита в общем незначительное (следы - 0,5%). В отдельных участках они обильнее (до 3-8%). Общий вид преобразованных базальтов виден на электронно-микроскопических снимках (рис. 4, а, б, в, г).¹ Следует отметить, что базальты скв. 344 представляют собой гиабиссальное тело, вероятно, силл или дайку [Kharin, 1976]. Поэтому вторичные изменения здесь не совсем обычны. Они более характерны для автометаморфических преобразований, связанных с повышенным потоком флюидов.

Гальмиролитические изменения базальтов изучены нами на материале драгировок Срединно-Атлантического хребта, хребтов Колбейнсей, Ян-Майен. В собственно гальмиролитическую стадию происходит гидратация стекла, образование палагонита, гидроокислов Fe и Mn и начинают появляться сметиты и цеолиты. Более интенсивное образование сметитов, карбонатов и в меньшей мере цеолитов происходит при захоронении базальтов. Эту стадию преобразования базальтов нужно выделять как диагенетическую. Изменения, происходившие на этой стадии, изучены нами в скв. 345 и 337, расположенных на фланге хребта Мона и на погребенном срединно-океаническом хребте Эгир в Норвежском море. В разрезе скв. 345 выделяются горизонт базальтовой брекчии и подстилающие потоки гиаобазальтов с горизонтами базальтового стекла. Базальтовая брекчия и стекло изменены намного сильнее, чем базальты. Цемент брекчии состоит из кальцита и сметита; обломки стекла и гиаобазальтов в значительной мере замещены сметитом. На отдельных интервалах развит гидрогетит. В потоках базальтов кальцитизация незначительная, а сметит обильнее развит вдоль трещин, выполняя газовые полости и поры в базальтах. Характерно зональное строение миндалин (см. рис. 4, а). Стенки миндалин выполнены сметитами с чередующимися слоями светлой, светло-зеленой, зеленой и бурой окраски. Внутренняя часть миндалин либо полая, либо заполнена кальцитом. Базальтовое стекло замещено тонкополосчатым сметитом (рис. 4, б). Зональность заполнения миндалин, очевидно, отражает этапы изменения среды минералообразования. Вероятно, этот процесс достаточно длительный и связан

¹ Рис. 4 см. на вкл.

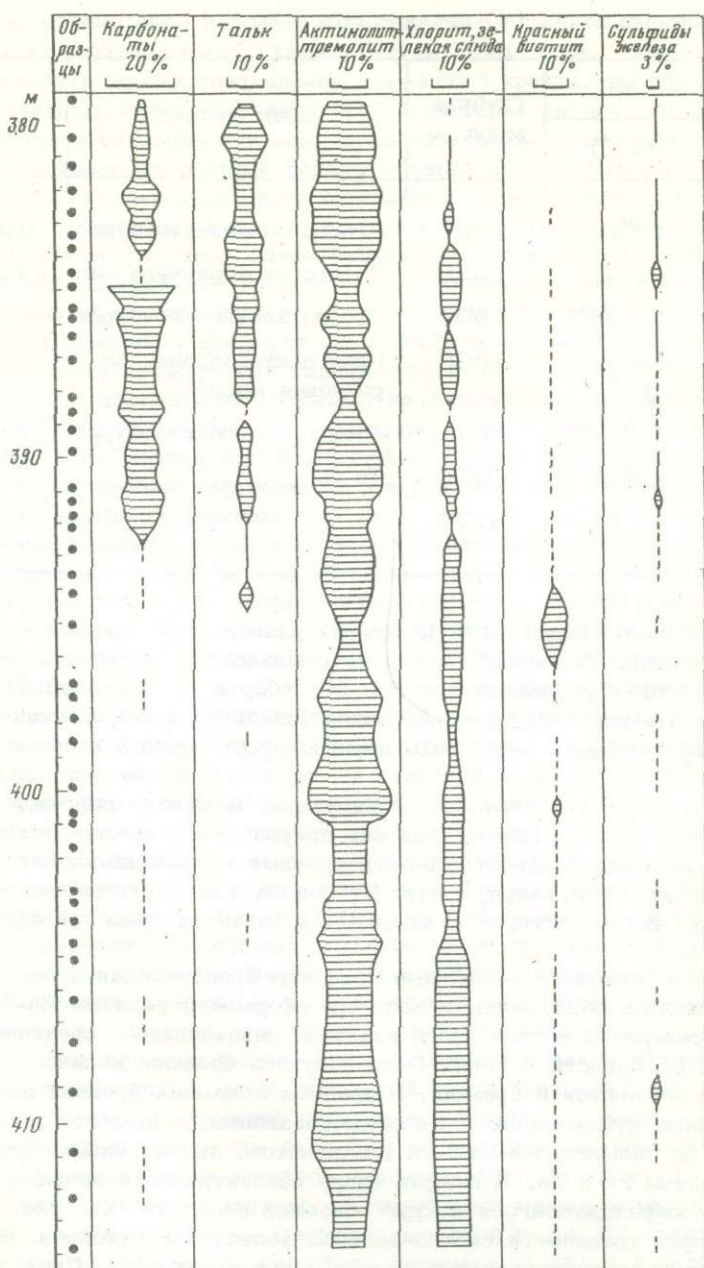


Рис. 3. Распределение вторичных минералов в базальтах скв. 344

с постепенным погружением базальтов на глубину и перекрытием их осадками. Не исключено, что изменения среды минералообразования вызываются усилениями и ослаблениями глубинной магматической деятельности и связанными с ней потоками флюидов.

Драгировки эскарпов в зонах глубинных разломов обычно дают базальты, наиболее сильно измененные по сравнению с базальтами других морфоструктур дна океана. Особенно это относится к зонам трансформных разломов (Романш, Вима, Атлантис и др.), где обнаружены обломки metabasalts зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций [Плошко и др., 1970; Мелсон, Томпсон, 1973; Силантьев, 1978]. В зоне трансформного разлома Гиббс обнаружены измененные толеиты, содержащие прожилки и миндалины хлорита, эпидота, пренита, кальцита, цеолитов и частично альбитизированный основной

Показатели преломления (N) базальтовых стекол и палагонитов

Местонахождение		Глубина моря, м	Характер пробы	N
(с.ш.)	(з.д.)			
29°55,5'	42°31'	1320	Стекло зеленовато-бурое	1,600
29°55,5'	42°31'	1320	Палагонит коричневатый	1,56-1,65
26°02,5'	44°36'	3000	Стекло зеленовато-бурое	1,600
26°02,5'	44°36'	3000	Палагонитоподобная коричневатая масса	1,55-1,70
29°48,7'	42°44'	1100	Стекло зеленовато-бурое	1,590
71°03'	12°58'	650	То же	1,590
30°02,5'	41°55,4'	3120	"	1,600

плаггиоклаз [Hekinian, Aumento, 1973]. Хлорит развивается также и по основной массе базальтов. Указанный парагенезис минералов, по мнению Р. Хекиниана и Ф. Аumento, образовался при $P - 1-4$ кбар и $T - 200-280^\circ\text{C}$. Следует отметить, что подобное преобразование базальтов в зонах трансформных разломов с альбит-хлорит-эпидотовым парагенезисом весьма напоминает спилитизацию.

Аналогичные изменения базальтов обнаружены на склоне рифтовой долины на 22° с.ш. [Malson et al., 1968], где они приурочены к лежащему крылу разлома. В metabазальтах здесь отмечены вторичные минералы: хлорит, альбит, эпидот, пумпеллит, сфен, кварц, нонтронит, пирит, т.е. парагенезис, весьма близкий к тому, что существует в измененных толеитах зоны трансформного разлома Гиббса.

Интересные и несколько необычные продукты преобразования базальтовых брекчий и милонитов обнаружены в зоне трансформного разлома Ян-Майен. При драгировании северного уступа этого разлома, разделяющего срединно-океанические хребты Колбейнсей и Мона, было получено большое количество (около 1 т) образцов милонитов и брекчий. В крупных обломках брекчий сохранились слабо измененные субщелочные и щелочные базальты, а цементирующая тонкозернистая масса полностью замещена глауконитом, пропитанным черными сажистыми окислами Fe и Mn. В шлифах видна концентрически-зональная текстура глауконита, образовавшегося вокруг обломков базальта (см. рис. 4, в). По цвету выделяются травяно- и светло-зеленые разности глауконита. Более интенсивную зеленую окраску имеют мелкие зерна глауконита. Реже встречается пластинчатый слюдоподобный глауконит, обладающий заметным плеохроизмом (N_g - желто-зеленый, N_p - светло-зеленый; $N_g = 1,675$, $N_p = 1,662$).

Кроме глауконита, в цементе брекчий присутствуют шамозит и гидрослюда. По данным рентгеноструктурного анализа [Зангалис, Харин, 1979] глауконит слабо окристаллизован и относится к смешаннослойным образованиям глауконит-сметтитового типа. Указанное обстоятельство, а также высокое содержание Fe^{3+} , низкое содержание K_2O и Al_2O_3 являются признаками молодого возраста глауконита. Геологические данные, высокий коэффициент рудоносности ($(\text{Fe} + \text{Mn})/\text{Ti} = 50$, повышенное содержание Zn (до 0,3%) свидетельствуют о гидротермальном генезисе глауконита. Следует отметить, что аналогичный глауконит выявлен и в рудоносных осадках Красного моря [Бутузова и др., 1977]. Не исключено, что в наиболее глубоких западинах вдоль Ян-Майенского трансформного разлома также могут быть развиты рудоносные отложения.

На дне Атлантического океана имеется около 900 вулканических подводных гор с относительной высотой более 1 км [Литвин и др., 1976]. Однако геоло-

гические исследования с отбором коренных пород проведены лишь на небольшом числе гор. Установлено [Харин, 1978; Kharin et al., 1976], что, чем дальше гора отстоит от оси срединно-океанического хребта, тем более сильно изменены базальты, слагающие эту гору. Характерно увеличение содержания воды, возрастание окисленности минералов базальтов, уменьшение содержаний Са и Mg. Наиболее измененные базальты известны на подводных горах западной окраины Северо-Американской котловины. Помимо интенсивного развития в базальтах смектитов, в меньшей мере — цеолитов и карбонатов (что больше характерно для встреченных здесь базальтовых туфов), отмечается фосфатизация базальтов. Содержание P_2O_5 в них возрастает до 3%; в шлифах наблюдаются призматически-таблитчатые кристаллы апатита. Фосфатизация базальтов, скорее всего, связана с фосфоритами и фосфатными осадочными породами, развитыми на вершинах подводных гор [Харин, Солдатов, 1979].

По данным глубоководного бурения, на Бермудском поднятии (скв. 417 и 418) выявляется неравномерное изменение базальтов в 540-метровой толще (см. статью Н.Н.Перцева и В.Л.Русинова в настоящем сборнике). Вторичные минералы представлены палагонитом, смектитами, селадонитом, карбонатами, хлоритами, цеолитами, пиритом.

В базальтах широко развита калишпатизация основных плагиоклазов. Вторичные калиевые полевые шпаты, представленные, по И.М.Симановичу [1979], санидином, довольно часто встречаются в измененных базальтах подводных гор. В восточной части Северо-Американской котловины это явление было отмечено О.Меллисом [Mellis, 1952]. Д.Х.Метьюз [1973] установил замещение плагиоклаза ортоклазом наряду с образованием цеолитов в измененных базальтах на банке Суоллоу и Западных подводных горах. Он полагает, что этот процесс протекал при $T < 200^\circ\text{C}$ при остывании подводных лав под воздействием гидротермальных растворов. Превращение стекла в палагонит и формирование хлорофита (кристолитического хлорита) происходили, по Д.Х.Метьюзу, при более высоких температурах, сразу после излияния. Образование монтмориллонитов по палагониту протекало при низких температурах.

Базальты другого типа установлены на поднятии Сеарра [Kharin et al., 1977]. На глубинах 886–900 м (от дна) скв. 354 здесь вскрыт, вероятно, силл, залегающий в карбонатных осадках верхнего мела. В верхней части разреза силла наблюдается более интенсивная, чем в нижней части, карбонатизация базальтов. Карбонаты представлены анкеритом и кальцитом. Анкерит замещает преимущественно пироксен, а кальцит развит по плагиоклазу и выполняет прожилки. По пироксену и основной массе развиваются также тремолит и тальк. В миндалинах установлен халцедоновидный кварц (кварцин). Отмечается общая пиритизация базальтов. Близкий парагенезис вторичных минералов обнаружен в диабазовом силле, вскрытом скв. 368 на противоположном краю Атлантического океана, на поднятии островов Зеленого Мыса [Egemenov, 1978]. Устанавливается также большое сходство с вторичными минералами, развитыми в базальтовом силле скв. 344, охарактеризованными выше. Следовательно, измененные базальты, слагающие неглубоко залегающие силлы в океанической коре, по парагенезису вторичных минералов существенно отличаются от измененных базальтов, слагающих подводные потоки.

Преобразования щелочных базальтов и гиалокластитов, драгированных на подводном склоне поднятия о-ва Св.Павла с глубины 2304–1463 м, привели к появлению в них смектитов и небольшого количества филлипсита и анальцима [Melson, Thompson, 1973]. Смектиты выполняют пустоты, прожилки, замещают стекло и оливин. В смектитах, развитых в пустотах, периферические части характеризуются большим содержанием Fe, Mg и меньшим Si. Наблюдаются большие вариации в составе смектитов в гиалокластитах. Авторы считают, что смектиты образовались или при выветривании, или при гидротермальном изменении базальтов, или при комбинации этих процессов.

Хотя бы очень кратко, следует остановиться на преобразованиях базальтов, связанных, как сейчас установлено более определенно, с наземным химическим выветриванием. В скв. 336, находящейся на северном склоне Фареро-Исландского порога (глубина моря здесь 811 м), под почти 500-метровой толщей

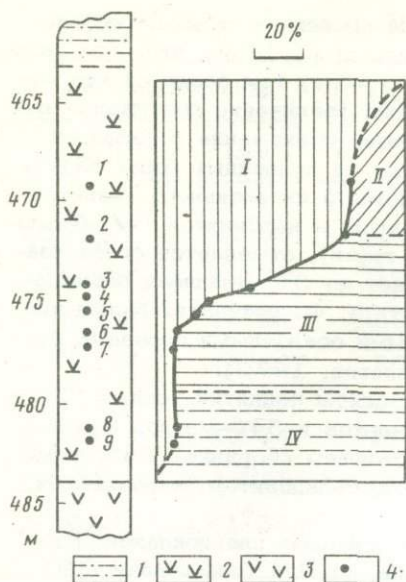


Рис. 5. Распределение глинистых минералов в красноцветной пачке, залегающей на базальтах. Фареро-Исландский порог, скв. 336

I - сероцветные алевролиты эоцена; 2 - красноцветные породы; 3 - базальты; 4 - места отбора образцов; поля: I - каолинита и метagalлаузита, II - хлорита, III - бейделлита, IV - бейделлита и монтмориллонита

осадков среднего эоцена и более поздних, встречается 20-метровая пачка красноцветов, постепенно переходящих в базальты. Состав и распределение глинистых минералов в этой пачке, а также особенности распределения породообразующих элементов свидетельствуют о том, что здесь представлен профиль коры химического выветривания, сформировавшийся в гумидных субтропических условиях. Для верхней части латеритов характерен каолиновый

состав. В нижней части преобладают бейделлит-монтмориллонит (рис. 5).

Латериты подвергались размыву. Их переотложенные продукты обнаружены в отложениях эоцена Норвежской котловины (скв. 345). По-видимому, продукты латеритизации базальтов в Норвежско-Гренландском бассейне, а также, вероятно, в северо-восточной части Атлантического океана (в частности, на Роккольской возвышенности) были развиты в эоценовое время достаточно широко.

Выводы. Из краткого обзора следует, что продукты преобразования базальтового субстрата в океане достаточно разнообразны. Их минеральный состав зависит от ряда причин и условий, в которых протекают вторичные процессы. Наиболее важными из них представляются следующие: а) фациальный тип базальтов (подводный поток, силл, дайка) и их состав; б) характер вторичного процесса (холодный или горячий гальмиролиз, гидротермальное воздействие, субаэральное выветривание и т.д.); в) тип региональной морфотектонической структуры (рифтовая зона, зона глубинного разлома, подводная гора); г) тип осадков, контактирующих с базальтами. Важным представляется и время, в течение которого происходило преобразование базальтового субстрата, особенно для гальмиролитических процессов: чем длительнее они протекали, тем большим изменениям подверглись базальты.

Преобразования базальтов в общем виде отражают те ретроградные процессы, которые испытывают глубинные магматические породы, приспособляясь к новым условиям существования на дне океана [Коссовская, Шутов, 1976]. Вторичные изменения океанических базальтов безусловно необходимо учитывать при петрологических исследованиях и палеогеографических реконструкциях.

Abstract

Secondary minerals in underwater basalts are diverse. Their parageneses reflect the following circumstances: 1) facies type of basalts (flow, sill, dyke) and their composition; 2) character of the secondary process (cold or hot halmyrolysis, hydrothermal effect, diagenesis, subaerial weathering, etc.); 3) type of regional morphotectonic structure (rift zone, deep fault zone, underwater mountain); 4) type of sediments contacting with basalts; 5) time during which secondary processes took place.

Литература

- Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А., Градусов Б.П. и др. К вопросу о природе и генезисе глинистых минералов в рудоносных осадках Красного моря. — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 1, с. 192-195.
- Дмитриев Л.В., Шараськин А.Я., Харин Г.С., Куренцова Н.А. Петрографическая характеристика коренных пород рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1974, т. 3. 231 с.
- Зангалис К.П., Харин Г.С. Глауконит в базальтовых брекчиях и милонитах из зоны разлома Ян-Майен (Норвежско-Гренландский бассейн). — Геохимия, 1979, № 4, с. 630-639.
- Литвин В.М., Руденко М.В., Харин Г.С. Роль вулканизма в формировании рельефа дна Атлантического океана. — Геоморфология, 1976, № 4, с. 92-99.
- Мелсон У.Г., Томпсон Н.Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. — В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 30-49.
- 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.
- Плошко В.В., Богданов Ю.А., Князева Д.Н. Габбро-амфиболиты глубоководной впадины Романш (Атлантика). — Докл. АН СССР, 1970, т. 192, № 3, с. 615-618.
- Силантьев С.А. Метабазиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма дна Атлантического океана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 52-60.
- Симанович И.М. Калиевый полевой шпат в океанических базальтах. — Литол. и полезные ископ., 1979, № 1, с. 52-63.
- Харин Г.С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океан. — Геохимия, 1978, № 7, с. 1040-1055.
- Харин Г.С., Солдатов А.В. Фосфориты открытой части Атлантического океана. — Литол. и полезные ископ., 1979, № 2, с. 16-28.
- Шараськин А.Я., Харин Г.С., Дмитриев Л.В. Коренные породы дна океана. — В кн.: Исландия и срединно-океанический хребет. Строение дна океана. М.: Наука, 1977, с. 119-134.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Типы регионального эпигенеза и начального метаморфизма и их связи с тектонической обстановкой на материках и в океанах. — Геотектоника, 1976, № 2, с. 15-30.
- Bryan W.B., Moore J.G. Compositional variations of young basalts in the Mid-Atlantic ridge rift valley near latitude 34°49'N. — Bull. Geol. Soc. America, 1977, vol. 88, N 4, p. 556-570.
- Eremeev V.V. Petrology of basalts, Leg 41. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1978, vol. 41, p. 1103-1106.
- Hekinian R., Aumento F. Rocks from the Gibbs Fracture zone and the Minia seamount near 53° N in the Atlantic ocean. — Mar. Geol., 1973, vol. 14, N 1, p. 47-72.
- Kharin G.S. The petrology of magmatic rocks, DSDP, Leg 38. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 38, p. 685-715.
- Kharin G.S., Arakeljanz M.M., Dmitriev Y.I. Petrology and K-Ar age of basaltic rocks, Sites 353, 354 and 355, DSDP, Leg 39. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 39, p. 547-553.
- Kharin G.S., Litvin V.M., Rudenko M.V. Volcanic rocks and their role in the bottom structure of the Atlantic ocean. — In: Volcanoes and Tectonosphere. Tokai Univ. Press, 1976.
- Mellis O. Replacement of plagioclase by orthoclase in deep-sea deposits. — Nature, 1952, vol. 169, N 4302, p. 624.
- 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 2, p. 703-716.
- Melson W.G., Thompson G., Andel T.H. van. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic ridge, 22°N latitude. — J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 18, p. 5925-5941.
- Robinson R.T., Flower M.F., Schminke H.U., Ohnmacht W. Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP, Leg 37. — In: Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Wash., 1977, vol. 37, p. 775-793.

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
И МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА В БАЗАЛЬТАХ
ПРИ ГАЛЬМИРОЛИЗЕ И ДИАГЕНЕЗЕ
(НА ПРИМЕРЕ БАЗАЛЬТОВ ЛОЖА
НОРВЕЖСКО-ГРЕНЛАНДСКОГО БАССЕЙНА)**

В целях изучения минеральных преобразований и миграции вещества базальтов при взаимодействии их с морской водой были специально подобраны образцы, полученные со дна океана драгировками (рис. 1). Гальмиролитические и диагенетические преобразования базальтов изучены в образцах базальтов и базальтовых брекчий при глубоководном бурении из керна скв. 337 и 345, где обнаружены подводные потоки базальтовых лав, перекрытые кайнозойскими осадками. Образцы, доставленные драгировками, подбирались так, чтобы получить более или менее непрерывный ряд от свежих до сильно измененных базальтов. Фрагменты свежего шарового толеитового базальта с хорошо развитой коркой стекла, полученные из рифтовой зоны южной части хребта Колбейнсей (станция 2118) и с гребня этого же хребта в его северной части (станция 1351), не содержат вторичных минералов.

Химические составы внутренней части образцов (раскристаллизованного базальта) и корки стекла весьма близки (табл. 1). Даже содержание воды различается незначительно. Это свидетельствует об отсутствии стадии сингенетичной палагонитизации, выделяемой некоторыми исследователями. Электронно-микроскопические и рентгеновские исследования не обнаруживают вторичных минералов. Вместе с тем большая однородность состава в различных частях фрагментов шаровых лав и отсутствие систематических направленных изменений этого состава свидетельствуют о том, что в период излияния магмы на дно океана здесь не происходило ликвации или заметной фракционной кристаллизации. Образец толеитового базальта с палагонитизированной коркой и слабо измененной сердцевинкой показывает, что химический состав внутренней и внешней частей заметно отличаются (см. табл. 1, IV). Если состав внутренней части близок к приведенным выше свежим толеитам, то корка содержит меньше SiO_2 , FeO , MgO , CaO и больше TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , MnO , P_2O_5 . В электронном сканирующем микроскопе видны зональные текстуры палагонита, развитого по корке стекла (рис. 2, а)¹. Однако методом дифрактометрии вторичные минералы не были обнаружены.

Образец измененного субшелочного базальта, взятый на склоне хребта Ян-Майен (станция 1344), обладает разложенной зональной палагонитовой и гидроксидной коркой, образовавшейся по базальтовому стеклу, и более свежей раскристаллизованной внутренней частью.

Макроскопически в образце (начиная от центра) достаточно отчетливо выделяется пять зон: 1) базальт черный, слабо измененный, 2) базальт осветленный, 3) желтовато-белая слабо раскристаллизованная масса со слабыми рефлексами цеолитов, 4) темно-коричневая палагонитоподобная масса, 5) марганцовисто-железистая корка. Химический анализ показывает, что эти зоны сильно отличаются друг от друга по составу. Пересчитав концентрации породообразующих окислов на абсолютные массы (г/см^3) с учетом плотности и показав их на графике (рис. 3), увидим следующую картину. По направлению от центра к внешним зонам уменьшаются содержания SiO_2 , FeO , MgO , CaO . На фоне общего уменьшения Na_2O отмечается одна зона (3), в которой концентрации его значительно увеличиваются. Для TiO_2 , Fe_2O_3 , MnO , K_2O и H_2O наблюдается увеличение концентраций от центра к периферии. Если принять, что первоначальное распределение химических компонентов было однородным, то нужно заключить, что при гальмиролизе происходит значительное перемещение

¹ Рис. 2 см. на вкл.

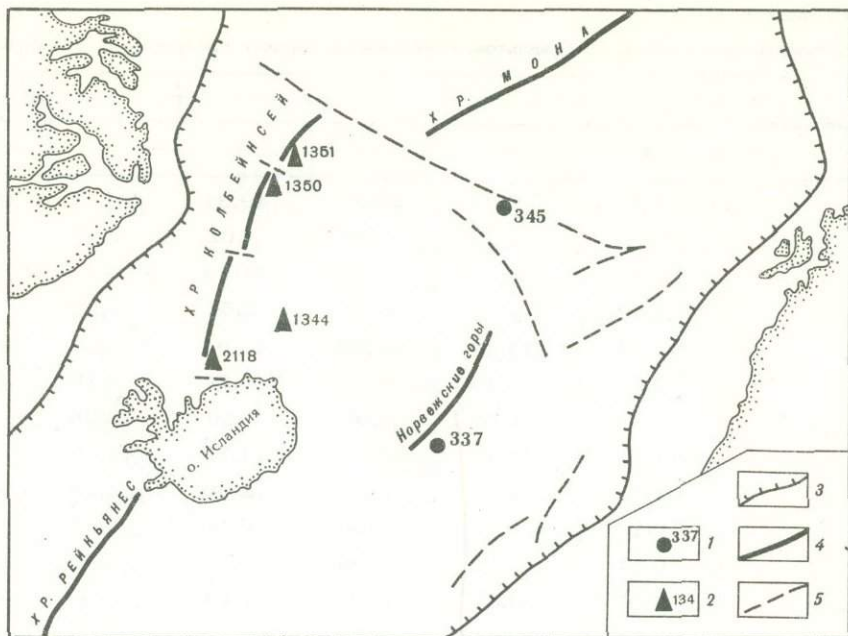


Рис. 1. Место взятия изученных образцов базальтов

1 - скважина DSDP и ее номер; 2 - станция драгирования и ее номер; 3 - граница между материковыми окраинами и ложем океана; 4 - рифтовая зона и гребневая часть срединно-океанических хребтов; 5 - глубинные разломы

вещества и перераспределение его по гальмиролитическим зонам. Минеральные преобразования в исследованном образце еще не закончены, в нем присутствуют лишь аморфные и слабо раскристаллизованные продукты со следами цеолитов и глинистых минералов.

Кристаллические фазы в гальмиролитических продуктах преобразования базальтов, вероятно, возникают при их погружении на глубину, при захоронении осадками и вулканогенным материалом. Эту стадию преобразования, очевидно, необходимо отличать от собственно гальмиролитической и относить к диагенетической стадии начального метаморфизма. Она осуществляется при больших давлениях и температурах, чем гальмиролиз. Но вместе с тем нужно отметить, что гальмиролиз готовит почву для диагенеза. Чем глубже прошли процессы гальмиролиза, тем более сильные диагенетические преобразования отмечаются в базальтах. Это можно заключить хотя бы по тому, что глинистые минералы и цеолиты чаще наблюдаются в гиалокластитах и базальтовых брекчиях, которые обычно интенсивнее подвергаются гальмиролизу, чем собственно базальты. Ниже рассмотрены продукты преобразования базальтов и базальтовых брекчий по скв. 337 и 345.

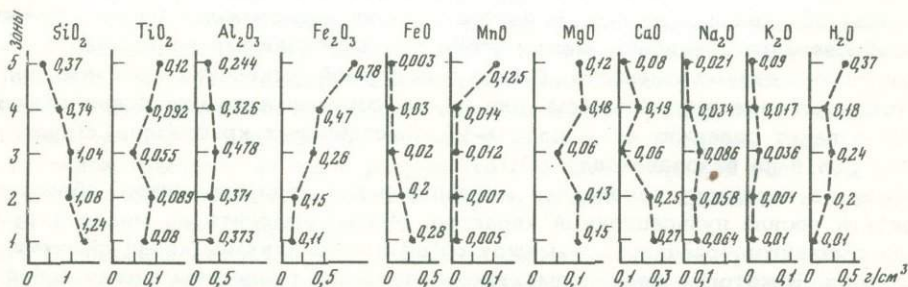


Рис. 3. Распределение главных окислов (г/см³) по гальмиролитическим зонам в образце шарового базальта, станция 1344, обр. 1. Номера зон от центра образца - от менее измененных к более измененным частям

Таблица 1

Химический состав (вес. %) базальтов, стекловатых корок и продуктов их преобразования

Компоненты	I		II		III	
	а	б	а	б	а	б
SiO ₂	49,25	49,74	49,47	49,31	49,53	49,89
TiO ₂	1,01	1,03	1,01	1,02	1,07	1,00
Al ₂ O ₃	14,52	14,52	13,98	14,43	13,80	14,79
Fe ₂ O ₃	1,69	1,29	0,68	2,54	1,73	1,7
FeO	11,08	11,44	11,99	10,94	11,67	11,26
MnO	0,21	0,19	0,20	0,24	0,19	0,19
MgO	7,35	7,86	8,06	7,56	8,06	7,76
CaO	11,91	11,77	11,21	11,77	11,49	11,63
Na ₂ O	2,08	2,00	2,00	2,08	2,18	2,08
K ₂ O	0,10	0,10	0,09	0,10	0,15	0,10
P ₂ O ₅	0,11	0,09	0,09	0,10	0,08	0,11
H ₂ O	0,37	0,61	0,39	0,19	0,59	0,35
Сумма	99,68	100,64	99,17	100,28	100,54	100,86
Fe ₂ O ₃ /(Fe ₂ O ₃ +FeO)	0,13	0,10	0,05	0,19	0,13	0,13

Примечание. I - свежий толеит (фрагмент шаровой лавы) с коркой черного стекла: а - внешняя корка стекла, б - внутренняя, более раскристаллизованная часть, станция 2118, обр. 2; II - то же; станция 2118, обр. 3; III - свежий пористый толеит (фрагмент шаровой лавы) со шлаковой коркой: а - шлаковая корка, б, в, г, д - более раскристаллизованный порфировидный базальт; пробы взяты от периферии к центру потока, через 3-5 см; станция

В отличие от продуктов гальмиролиза здесь фиксируются четкие минеральные формы вторичных новообразований. Они представлены смектитами, кальцитом и, редко, гидротитом. Форма проявления смектитов наиболее разнообразна. Они встречаются в виде прожилков, замещают обломки стекла и оливин, развиваются по основной массе базальтов, выполняют газовые полости и поры. Характерно тонкополосчатое строение смектитов, замещающих обломки стекла (см. рис. 2, б). Смектиты, выполняющие газовые полости и поры, обладают зональностью, обусловленной чередованием оболочек разного цвета - светло-зеленого, зеленого, голубовато-зеленого, бурого - и бесцветных. Пока не удалось выяснить, чем отличаются они по составу. Наиболее вероятно, что в них разное содержание FeO и Fe₂O₃. По-видимому, это связано с изменением окислительно-восстановительного потенциала среды минералообразования.

При изучении смектитов в сканирующем электронном микроскопе выявляются интересные детали в их строении. Хорошо видно (см. рис. 2, в), как заполнялась газовая полость. На ее стенках развивается тонкозернистый смектит, имеющий зональное строение. В центре полости расположены глобулы смектита. Эти образования соединены между собой многочисленными радиально-игольчатыми обособлениями смектита. Следующей формой выделения смектита являются тонколистовые агрегаты (см. рис. 2, г), состоящие из отдельных пакетов. Каждый пакет содержит от 3 до 10-15 пластинчатых кристаллов, сближенных между собой по базопинаккиду (001).

Судя по характеру заполнения миндалин и развития прожилков, образование смектита носило пульсационный характер. Можно выделить не менее пяти генераций смектитов, разделенных между собой промежутками, когда смектит не отлагался. Некоторые стадии смектитообразования разделены между собой стадиями карбонатообразования. Обращает на себя внимание то, что смектиты отдельных генераций (зон) в миндалинах разбиты радиальными клиновидными трещинами, не выходящими за пределы данной зоны. Это может свидетельство-

III			IV		V	
в	г	д	а	б	а	б
49,86	49,78	49,99	49,36	49,30	35,71	49,02
1,00	1,02	1,02	1,02	1,09	2,14	1,43
13,98	14,34	14,52	14,16	14,34	15,77	14,52
1,93	1,89	1,48	0,98	1,46	19,37	3,79
10,3	10,8	11,17	9,29	8,71	2,36	9,29
0,21	0,22	0,25	0,20	0,20	0,43	0,25
7,46	7,66	7,66	9,14	9,32	4,89	7,82
12,05	11,77	11,63	11,87	11,87	4,14	11,16
2,08	2,00	2,26	1,83	1,83	2,24	1,92
0,10	0,11	0,13	0,13	0,13	2,00	0,20
0,09	0,08	0,08	0,04	0,04	0,87	0,15
0,09	0,31	0,43	1,03	0,97	9,10	0,31
99,15	99,98	100,62	99,05	99,26	99,02	99,86
0,16	0,15	0,12	0,10	0,14	0,89	0,28

2118, обр. 1; IV - свежий толеит (фрагмент шаровой лавы) с хорошо сохранившейся коркой стекла толщиной 3 см: а - из корки стекла, б - внутренняя, более раскристаллизованная часть; станция 1351, обр. 1; V - измененный толеит с палагонитовой коркой (фрагмент шаровой лавы): а - бурая палагонитизированная корка, б - внутренняя более раскристаллизованная часть; станция 1350, обр. 1.

вать о первоначальном коллоидальном строении зон, которые лишь затем в ходе диагенеза, обрели кристаллическую структуру. Иногда в прожилках еще встречается нераскристаллизованная изотропная масса, не действующая на поляризованный свет.

Одним из наиболее распространенных диагенетических продуктов преобразования базальтов и базальтовых брекчий из скв. 337 и 345 является кальцит. Он чаще встречается в базальтовых брекчиях, где замещает смектитовый цемент. Обильны также прожилки кальцита. В базальтах кальцит выполняет внутреннюю часть миндалин, внешние оболочки которых сложены смектитом. Миндалины, расположенные рядом с прожилками кальцита, часто целиком сложены этим минералом. Очевидно, здесь произошло полное замещение смектита кальцитом. Таким образом, намечается, что при диагенезе первым из вторичных минералов в базальтах образуется смектит, затем - кальцит, причем с некоторым перекрытием со смектитом. Следующим минералом, по-видимому, является цеолит. Он встречен в виде отдельных шетковидных друз по стенкам трещин в нижних горизонтах разреза, вскрытого скважинами.

Количественное распределение вторичных минералов в базальтах и брекчиях скв. 345 показано на рис. 4. Кальцит приурочен преимущественно к верхней части разреза, сложенной базальтовыми брекчиями. Смектиты также обнаруживают аналогичную зависимость, но спорадически они встречаются в больших количествах (до 20%) и в нижних горизонтах базальтовой толщи. Гидрогетит довольно редок. Цеолиты на этом рисунке не показаны, так как подсчеты минералов проводились в шлифах, а цеолиты обычно развиты в трещинах и при изготовлении шлифов легко выкрашиваются.

Расчет миграции вещества для диагенеза сделать намного труднее, чем для гальмиролиза, так как здесь нет ясно выраженной зональности, а сама миграция вещества в основном носит, очевидно, характер перераспределения. Об этом свидетельствуют кривые распределения породообразующих окислов в толще из-

Таблица 2

Химический состав (вес. %) базальтов, базальтовых брекчий и смектитов

Компоненты	Скв. 345				
	1	2	3	4	5
SiO ₂	46,94	47,50	44,66	46,49	46,44
TiO ₂	1,99	2,01	1,91	1,99	1,84
Al ₂ O ₃	17,21	17,42	17,16	17,86	14,52
Fe ₂ O ₃	5,45	5,52	7,14	7,43	8,80
FeO	3,76	3,80	3,13	3,26	2,32
MnO	0,29	0,29	0,38	0,39	0,17
MgO	10,24	10,36	9,68	10,08	14,74
CaO	4,01	3,66	5,39	2,61	0,90
Na ₂ O	2,43	2,46	1,74	2,53	2,90
K ₂ O	1,99	2,01	1,62	1,69	1,55
P ₂ O ₅	0,30	0,30	0,49	0,51	0,20
П.п.п.	4,91	4,65	7,90	5,87	6,66
Сумма	98,82	99,98	101,18	100,71	100,04
CO ₂	0,31	Не опр.	2,26	Не опр.	Не опр.

Примечание. Место взятия и состав образцов: скв. 345: 1 – базальт слабо измененный, средний состав, 2 – то же, в пересчете на бескарбонатное вещество, 3 – базальтовая брекчия, средний состав, 4 – то же, в пересчете на бескарбонатное вещество, 5 – смектит из фракции 0,01–0,001 мм, 6 – смектит из фракции <0,001 мм; скв. 337: 1 – базальт слабо измененный,

мененных базальтов и базальтовых брекчий в скв. 345. Наблюдаются значительные вариации содержаний SiO₂, MgO, CaO, Na₂O. Однако если рассчитать среднее содержание химических компонентов, то окажется, что оно близко к среднему составу нижележащего базальта, измененного намного слабее (табл. 2). Особенно наглядно это видно, если пересчитать на бескарбонатный состав, т.е. вычесть CO₂ и связанную с ним в кальците CaO и снова привести состав к 100%. Присутствие CO₂ и воды в базальтах может служить свидетельством того, что при диагенезе происходит и привнос вещества со стороны, а не только его перераспределение в данной толще. В первую очередь поступают CO₂ и вода. Очевидно, они способствуют миграции вещества.

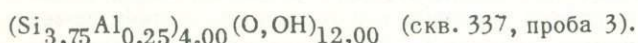
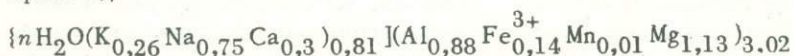
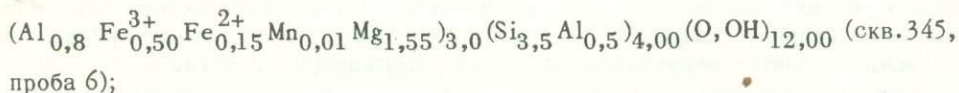
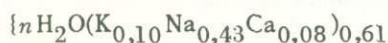
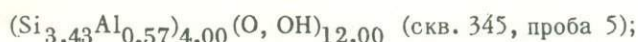
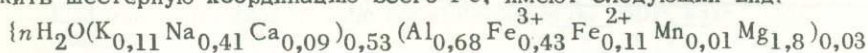
Представление о количественной стороне изменений химического состава базальтов при диагенезе дают миграционные графики (рис. 5), где показана разница между первичным веществом и вторичным продуктом. Вверх от оси абсцисс показаны компоненты, которые накапливаются, а вниз – те, которые мигрируют. Изображение на такой диаграмме (см. рис. 5, а) разницы в химическом составе между слабо измененным щелочным базальтом скв. 337 и возникающим из него смектитом показывает, что Fe₂O₃, MgO, Na₂O накапливаются в смектите, а SiO₂, TiO₂, Al₂O₃, MnO, CaO, K₂O выносятся. Аналогичная диаграмма для слабо измененного толеитового базальта – смектита (скв. 337) имеет несколько иной вид (см. рис. 5, б) по сравнению с первой. Здесь TiO₂ и K₂O накапливаются, а Na₂O – выносятся. В обоих случаях вызывает удивление большая миграционная способность (вынос) Al₂O₃. Очевидно, это объясняется

Скв. 345		Скв. 337			А	Б
6	1	2	3			
46,14	48,23	29,69	47,80	-0,65	-0,43	
1,75	1,41	1,45	2,09	-0,20	+0,68	
13,85	15,09	15,56	10,40	-3,03	-4,69	
7,60	5,21	5,27	14,00	+2,75	+8,79	
1,80	5,23	5,36	2,15	-1,70	-3,08	
0,17	0,19	0,19	0,17	-0,12	-0,02	
16,21	7,36	7,58	9,80	+4,73	+2,44	
1,13	11,97	11,23	3,60	-3,00	-8,37	
2,85	2,43	2,46	1,61	+0,44	-0,82	
1,12	0,35	0,36	2,66	-0,66	+2,31	
0,26	0,12	0,12	0,18	-0,07	+0,06	
6,92	1,36	0,55	5,90	+1,88	+4,54	
99,80	97,05	99,82	100,36			
Не опр.	0,83	Не опр.	Не опр.			

средний состав, 2 - то же, в пересчете на бескарбонатное вещество, 3 - смектит; А - привнос - вынос вещества при замещении базальта скв. 345 (1) смектитом (среднее из 5 и 6); Б - то же, для скв. 337. Знаки: (+) накопление, (-) вынос.

гем, что смектиты образуются в пустотах базальтов из растворов, бедных Al_2O_3 , который накапливается в изменяющихся базальтах. Mg же, наоборот, выносится растворами из базальтов и откладывается в пустотах, образуя смектиты. Иногда в оливиновых базальтах, в пустотах и прожилках формируется даже магнезит [Robinson et al., 1977]. Таким же путем образуется и кальцит.

По данным табл. 2 кристаллохимические формулы смектитов, если предположить шестерную координацию всего Fe, имеют следующий вид:



Химический состав смектитов, судя по приведенным выше и опубликованным данным [Malson, Thompson, 1973; Scarfe, Smith, 1977], сильно варьирует. Выде-

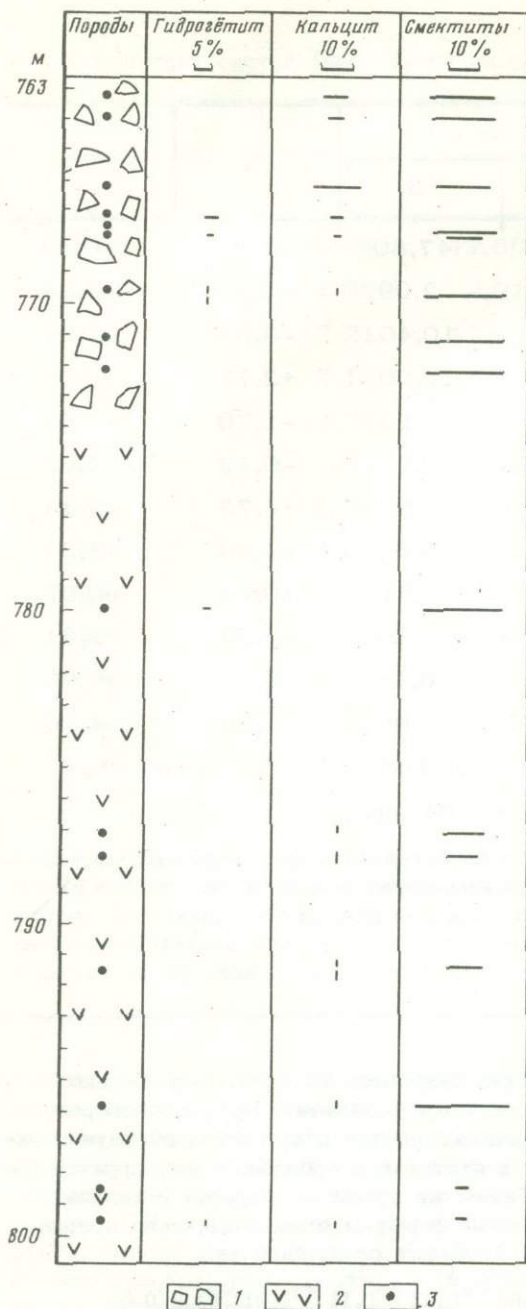
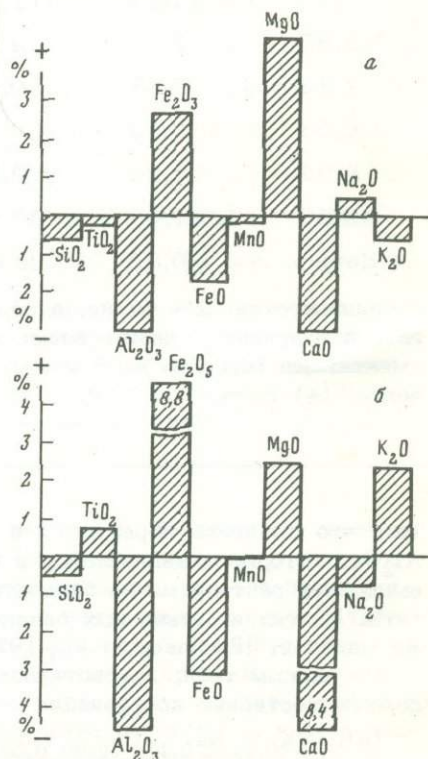


Рис. 4. Распределение вторичных минералов в разрезе скв. 345-DSDP
1 - базальтовая брекчия; 2 - базальт; 3 - место отбора образцов

Рис. 5. Диаграмма изменения весовых соотношений главных окислов при преобразовании базальтов в смектиты

а - щелочной базальт - смектит (скв. 345); б - толеит - смектит (скв. 337). Плюс - относительное накопление, минус - относительная потеря



ляются магнезиальные, железистые, калиевые смектиты. Очевидно, в группу океанических смектитов, образующихся при изменении базальтов, входит ряд глинистых минералов, состав которых зависит от особенностей первичной породы и условий образования. Так, в базальтах Фареро-Исландского порога был определен сапонит [Зангалис, Харин, 1977]. Очень часто при разложении океанических толеитов образуется Fe-монтмориллонит [Коссовская и др., 1975].

В заключение сделаем некоторые обобщения, вытекающие из результатов исследования. Для выяснения характера гальмиролитических преобразований исследовались образцы поверхностных базальтов, драгированных в различных участках дна Норвежско-Гренландского бассейна и в различной степени измененных. Эти базальты, по-видимому, никогда не перекрывались осадками и не изолировались от контакта с морской водой. В рифтовой зоне Срединно-Атлантического хребта Колбейнсей обнаружены свежие шаровые базальты с хорошо

развитой коркой стекла без следов палагонитизации. На гребне и склонах хребта развиты толеитовые базальты с палагонитизированным стеклом. На склонах подводного хребта Ян-Майен обнаружены измененные шаровые базальты с хорошо развитой зональной коркой новообразований. Химические анализы показывают, что в свежих базальтах состав поверхностных (стекловатых) и внутренних (раскристаллизованных) зон одинаков. В измененных базальтах наблюдаются значительные различия в составе поверхностных зон, с тенденцией к миграции одних элементов (Si, Ca, Mg) и накоплению других (Fe, K, P). Внутренние участки лавовых потоков сохраняют первичный состав.

Изменения минерального состава базальтов при гальмиролизе незначительны и ограничены большей частью палагонитизацией стекла и формированием гидроокислов Fe и Mn. Глинистые минералы и цеолиты присутствуют лишь в очень малых количествах. Диагенетические преобразования базальтов, протекающие в закрытой (полузакрытой) системе, возникающей при погружении базальтов и их изоляции от непосредственного контакта с морской водой, как показывают исследования кернa скв. 337 и 345, отличаются от гальмиролитических тем, что здесь массовое развитие получают глинистые минералы (смектиты) и кальцит. Цеолиты присутствуют в небольших количествах по трещинам и в пустотах. Химические преобразования носят в основном характер перераспределения компонентов. Привнос - вынос элементов осуществляется в небольших размерах.

Abstract

Fragments of underwater spherulitic lavas differently altered by halmyrolysis have been studied. It has been shown that the chemical composition of fresh lavas in various parts of the flow is the same, whereas considerable differences can be observed in altered lavas. Mineral transformations in halmyrolysis do not result in formation of appreciable amounts of clay minerals, zeolites and carbonates. They occur mostly in diagenesis that was studied in buried lava flows in cores of Sites 337 and 345.

Литература

- Зангалис К.П., Харин Г.С. Глинистые минералы в осадках Фареро-Исландского порога и Фареро-Шетландского желоба (Северная Атлантика). - Литол. и полезные ископ., 1977, № 3, с. 17-28.
- Коссовская А.Г., Гушина Е.Б., Дриц В.А. и др. Минералогия и генезис мезозойско-кайнозойских отложений Атлантического океана по материалам рейса 2 "Глома-ра Челленджера". - Литол. и полезные ископ., 1975, № 6, с. 12-35.
- Flower M.F., Robinson P.T., Schmincke H.-U., Ohnmacht W. Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP, Leg. 37. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 37, p. 775-793.
- 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 2, p. 703-716.
- Scarfe C.M., Smith D.G.M. Mineralogy and chemistry of secondary phases in some basaltic rocks from DSDP, Leg. 37. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 37, p. 825-831.

УДК 552.1(26)

Г.С. ХАРИН

О ПРОЯВЛЕНИЯХ СПИЛИТИЗАЦИИ В ОКЕАНИЧЕСКИХ БАЗАЛЬТАХ

Спилиты с типичным хлорит-альбит-эпидотовым парагенезисом на дне океана встречаются редко. Они известны в Индийском океане на срединно-океанических хребтах - Карлсберг [Санн, 1969] и Аравийско-Индийском [Мурдмаа, Прокопцев, 1968]. По-видимому, к спилитам можно отнести и некоторые разновидности зеленокаменных метабазальтов, содержащих хлорит-альбит-эпидотовый комплекс

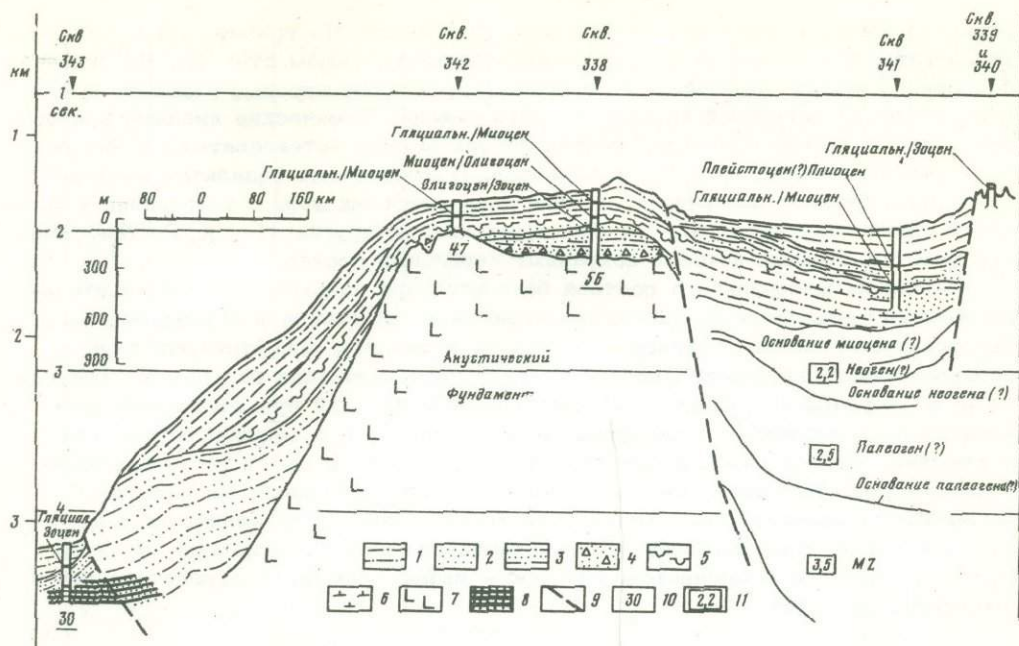


Рис. 1. Геологический разрез плато Воринг и восточной части Лафотенской котловины по данным бурения и геофизических исследований [Talwani et al., 1976]

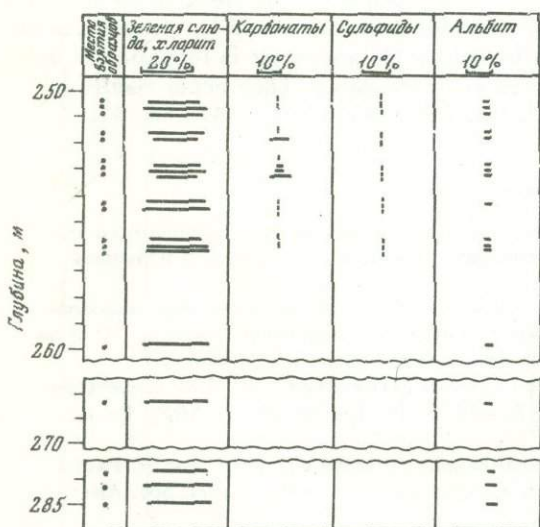


Рис. 2. Распределение вторичных минералов в базальтах скв. 343

минералов. Такие породы обнаружены в желобе Пуэрто-Рико в зонах трансформных разломов, а также в некоторых районах рифтовой зоны срединно-океанических хребтов [Чернышева, 1970; Миясиро и др., 1973; Melson et al., 1968].

Сплитизированные базальты, т.е. базальты с повышенным содержанием Na, с хлоритом и альбитом, но часто без эпидота, установлены в скважинах глубоководного бурения. Это скв. 343 в зоне глубинного разлома у подножия плато Воринг в Норвежском море [Talwani, Udintsev, 1976] и скв. 170 в Центральной котловине Тихого океана [Bass et al., 1973]. Нами изучены сплитизированные базальты скв. 343, пробуренной на границе Лафотенской котловины и плато Воринг, в зоне глубинного разлома (рис. 1). Эта скважина встретила пять силлов базальтов, залегающих среди нижнеэоценовых алевролитов и аргиллитов.

Базальты и вмещающие породы тектонически сильно нарушены, разбиты многочисленными трещинами, плоскостями скольжения. Местами в базальтах наблюда-

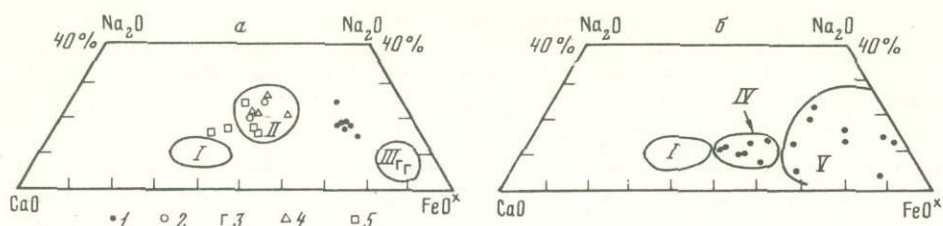


Рис. 3. Диаграмма CaO-Na₂O-FeO^x

a - неизменные океанические базальты, спилитизированные базальты; *b* - свежие и гальмиролитически-измененные базальты. При составлении диаграммы для гальмиролитически-измененных базальтов использованы данные Г.Л.Кашинцева [1975], Д.Х. Метьюза [1973], Г.С. Харина [1978].

I - спилитизированные базальты скв. 343; 2 - ортоспилиты, по Дж.Канну [Cann, 1969]; 3 - гиалоспилиты, по Дж. Канну; 4 - спилитизированные базальты скв. 170; 5 - метабазальты склона рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на 22° с.ш.

Поля: I - неизменные базальты, II - ортоспилиты, III - гиалоспилиты, IV - слабо измененные базальты, V - сильно измененные базальты

ются милонитизация и пиритизация. Около контактов с осадочными породами базальты стекловатые, слабо раскристаллизованные, обладают вариолитовой и гиалофитовой структурами. В средней части силлов базальты более раскристаллизованы, но стекловатая фаза присутствует постоянно.

Характерно обилие удлиненных лейст альбитизированного плагиоклаза. Пироксен и оливин встречаются редко. Более обильны они в центральной части тел. Вблизи контактов эти минералы не успели раскристаллизоваться при быстром охлаждении магмы. Стекловатый мезостазис породы полностью замещен зеленой слюдой и хлоритом. Эти же минералы выполняют стенки пор и пустот и образуют внешние оболочки миндалин, внутренняя часть которых выполнена кальцитом. Иногда в миндалинах отмечается пирит. Не исключено, что в базальтах присутствует пумпеллит.

Распределение зеленой слюды, хлорита, кальцита, пирита и альбита в базальтовых телах скв. 343 представлено на рис. 2. Характерно, что карбонатизация больше проявлена в верхних силлах, тогда как другие минералы распределены равномерно. В таблице приведены средние составы и среднеквадратичные отклонения спилитизированных базальтов Норвежского моря (скв. 343) и Центральной котловины Тихого океана (скв. 170), спилитов хребта Карлсберг и метабазальтов склона рифтовой долины на 22° с.ш. Срединно-Атлантического хребта. Спилитизированные базальты скв. 343 характеризуются щелочным составом. В них много K и Ti. Спилиты хребта Карлсберг по химическому составу четко делятся на две группы. Д. Канн [Cann, 1969] назвал эти группы ортоспилитами и гиалоспилитами. Первая группа возникла за счет изменения раскристаллизованных базальтов, вторая - за счет базальтового стекла и стекловатых базальтов. Гиалоспилиты по сравнению с ортоспилитами резко обеднены SiO₂, CaO, Na₂O и обогащены FeO.

Метабазальты со склона рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (22° с.ш.) по химическому составу ближе к ортоспилитам. То же следует сказать и о спилитизированных базальтах Центральной котловины Тихого океана (скв. 170). Спилитизированные базальты подножия плато Ёрлинг (скв. 343) по составу занимают промежуточное положение между орто- и гиалоспилитами. Выше отмечалось, что для этих базальтов характерна слабая раскристаллизация и значительное количество стекловатой фазы. Следовательно, можно констатировать, что состав спилитизированных базальтов и спилитов зависит от их первичной структуры, в частности от степени раскристаллизации.

Различия в химическом составе базальтов, спилитов и спилитизированных базальтов наглядно проявляются на диаграмме CaO-Na₂O-FeO^x, где FeO^x = 0,9 Fe₂O₃ + FeO (рис. 3, *a*). Свежие океанические базальты занимают на этой диаграмме поле, отвечающее высоким содержаниям Ca и Fe при малом

Компоненты	Зона разлома у подножия плато Воринг, скв. 343							
	глубина, м						\bar{X}	σ
	251	252	256	258	269	283		
SiO ₂	45,77	44,40	45,05	45,73	47,78	46,41	45,86	1,06
TiO ₂	3,28	3,19	3,22	3,12	3,01	2,37	3,03	0,31
Al ₂ O ₃	14,70	14,00	14,92	13,41	15,69	13,97	11,45	0,74
Fe ₂ O ₃	11,43	10,80	10,07	9,30	9,35	8,82	9,96	0,91
FeO	6,64	7,42	7,84	8,48	6,34	6,64	7,23	0,76
MnO	0,51	0,59	0,53	0,65	He опр.	0,46	0,55	0,06
MgO	6,53	7,03	6,92	7,52	5,62	9,28	7,15	1,12
CaO	4,32	4,74	4,30	3,43	3,77	5,73	4,38	0,73
Na ₂ O	3,80	3,62	3,54	3,42	3,14	3,04	3,43	0,26
K ₂ O	0,44	0,60	0,44	0,35	2,96	0,19	0,83	0,96
P ₂ O ₅	0,33	0,33	0,33	0,38	He опр.	0,25	0,32	0,04
H ₂ O	0,74	1,17	1,41	2,70	1,87	1,87	1,63	0,62
CO ₂	0,31	1,31	0,49	0,36	0,23	0,31	0,50	0,37

Примечание. \bar{X} - среднеарифметический состав спилитизированных базальтов, \bar{X}_0 - среднеарифметический состав ортоспилитов [Сапп, 1968], X_r - то же для гиалоспилитов, σ -

содержании Na. Спилиты и продукты спилитизации базальтов сдвинуты в правую часть диаграммы, что свидетельствует об обогащении Fe. Это особенно характерно для гиалоспилитов и в гораздо меньшей степени для ортоспилитов. Последним свойственно также обогащение Na. Спилитизированные базальты подножия плато Воринг занимают промежуточное поле между полями орто- и гиалоспилитов, т.е. для них в равной мере характерно обогащение Fe и Na.

Переходя к вопросам генезиса спилитов, следует рассмотреть еще одну диаграмму в координатах CaO-Na₂O-FeO^x, на которую вынесены составы свежих и гальмиролитически-измененных базальтов (рис. 3, б).

Отметим, что в данном случае представлены образцы шаровых базальтов, в которых ясно проявлена зональность подводного выветривания и отсутствуют признаки спилитизации, т.е. образование хлорита, альбита, эпидота. В этих образцах обычно имеется более свежая центральная часть, которая ближе к поверхности постепенно сменяется слабо измененным базальтом. На поверхности развита сильно измененная корка базальтового стекла или гиалобазальта. Поля составов свежих, слабо и сильно измененных базальтов на диаграмме расположились вполне закономерным образом: наблюдается постепенное увеличение железистости, а в некоторых случаях - и щелочности.

Если сравнить диаграмму CaO-Na₂O-FeO^x для спилитов и спилитизированных базальтов с аналогичной диаграммой для базальтов, подвергшихся гальмиролизу, то легко обнаруживается сходство. Оно проявляется в общей тенденции к увеличению железистости и уменьшению кальциевости по сравнению со свежими базальтами. В меньшей мере это сходство наблюдается в поведении Na. Большая часть продуктов гальмиролиза базальтов обеднена Na и в этом они сходны с гиалоспилитами Дж. Канна. Однако в некоторых случаях при гальмиролизе наблюдается и обогащение Na, что, вероятно, связано с образованием цеолитов.

Как показывают многочисленные наблюдения, взаимодействие базальтовой лавы и морской воды даже на больших глубинах океана не приводит к образованию спилитов. Изливающиеся на дно океана потоки базальтов очень быстро изолируются от контакта с водой зонами шаровых гиалобазальтов. Последние, при почти мгновенном охлаждении, не успевают захватить воду. Находящийся

Хребет Карлсберг				А		Б	
\bar{X}_0	σ	\bar{X}_r	σ	\bar{X}	σ	\bar{X}	σ
49,42	1,10	42,64	3,21	50,11	1,18	49,24	2,13
1,81	0,05	1,68	0,09	1,31	0,31	2,74	0,18
14,88	0,29	15,03	0,43	15,35	0,52	15,22	1,19
1,97	0,36	2,53	0,10	2,93	0,63	5,72	1,15
7,40	0,34	15,12	1,56	5,55	1,42	4,08	1,34
0,25	0,01	0,14	0,01	0,14	0,02	0,15	0,04
8,54	0,64	11,35	0,55	8,24	1,26	5,58	1,93
7,35	0,46	1,54	0,26	8,94	2,33	6,45	0,81
4,80	0,39	1,38	0,16	3,55	0,58	4,44	0,78
0,05	0,01	0,10	0	0,07	0,02	2,14	1,20
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	-	-	-
3,71	0,22	8,19	0,38	3,55	0,92	4,21	0,87
Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	-	-	0,72	0,67

среднеквадратичное отклонение, А - Срединно-Атлантический хребет, 22° с.ш., Б - Центральная котловина Тихого океана, скв. 170.

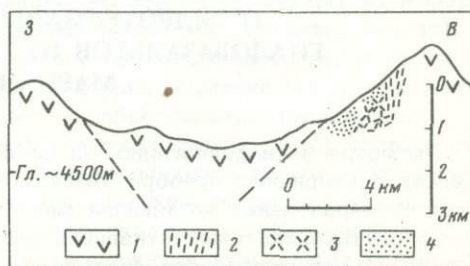
в центральной части потоков магматический расплав остывает медленно, образуя порфиридные, часто полнокристаллические базальты. Однако и в них содержание воды минимальное, а вторичные изменения, сингенетичные расплаву, очень незначительные. Признаки спилитизации расплава в магматическую стадию в потоках поверхностных базальтов на дне океана пока не обнаружены.

Данные глубоководного бурения показывают, что спилитизации базальтов, как правило, нет и на глубине. Наиболее обычное преобразование базальтов здесь состоит в продолжении процессов замещения стекла смектитами, начатых при гальмиролизе, кальцитизации, цеолитизации, иногда калишпатизации. Возможно, бурением на дне океана еще не достигнуты те глубины, где происходит спилитизация базальтов. Однако более вероятным представляется то, что спилитизация - процесс локально ограниченный в пространстве и не связанный простой зависимостью с глубиной погружения базальтов. Геолого-геофизические данные показывают, что спилиты и спилитизированные базальты на дне океана весьма часто приурочены к зонам глубинных разломов. Это твердо установлено для спилитизированных базальтов скв. 343 (см. рис. 1) и для участка на склоне рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта 22° с.ш. (рис. 4). Имеются также данные о приуроченности к глубинному разлому спилитов хребта Карлсберг.

Роль глубинных разломов в спилитизации океанических базальтов важна, вероятно, по нескольким причинам. Разломы служат путями, по которым морская вода легко проникает на большие глубины в земную кору, постепенно обогащаясь Na и другими компонентами за счет выщелачивания из верхних го-

Рис. 4. Разрез через рифтовую долину Срединно-Атлантического хребта на 22° с.ш.

1 - базальты; 2 - базальтовые милониты; 3 - метабазальты; 4 - метабазальты зеленокаменной фации



ризонтов базальтовых покровов. В то же время снизу по разломам идут флюиды, существенной частью которых является CO_2 [Летников и др., 1977]. Эти флюиды производят деанортитизацию плагиоклазов и вынос Са. В определенных условиях при достижении соответствующих глубин и температур совокупное действие морской воды и глубинных флюидов производит спилитизацию базальтов, т.е. замещение кальциевых плагиоклазов натриевыми (альбитом), заполнение миндалин хлоритом, эпидотом и кальцитом, хлоритизацию основной массы. Роль глубинных разломов заключается также и в том, что спилиты и спилитизированные базальты выводятся по ним на поверхность дна океана.

Abstract

A new manifestation of spilitized basalts on the oceanic bottom has been characterized (Site 343). Manifestations of oceanic spilites and pilitized basalts have been described. The latter are associated to deep fault zones that serve as canals for penetration of sea water and migration of deep fluids causing spilitization of basalts.

Литература

- Кашинцев Г.Л. Петрохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов на дне океана. - Океанология, 1975, т. 15, вып. 2, с. 282-288.
- Летников Ф.А., Логинов Н.А., Емельянов Е.М. и др. Флюидный режим рифтовых зон. - В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 51-60.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юинг 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.
- Мурдмаа И.О., Прокопцев Н.Г. О находке спилита в рифтовой зоне Аравийско-Индийского хребта. - Докл. АН СССР, 1968, т. 181, № 2, с. 458-461.
- 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.
- Харин Г.С. О роли гальмиролиза и гидротермального выщелачивания в поставке рудного вещества в океан. - Геохимия, 1978, № 7, с. 1040-1055.
- Чернышева В.И. Зеленокаменно-измененные породы рифтовой зоны Срединных хребтов Индийского океана. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1970, № 9, с. 17-32.
- Bass M.N., Moberly R.M., Rhodes J.M. et al. Volcanic rocks cored in the Central Pacific, Leg 17, Deep Sea Drilling Project. - In: Initial Reports of the DADP. Wash., 1973, vol. 17.
- Сапп J.R. Spilites from the Carlsberg Ridge, Indian ocean. - J. Petrol., 1969, vol.10, N 1, p. 1-19.
- Melson W.G., Thompson G., Andel T.H. van. Volcanism and metamorphism in the Mid-Atlantic ridge. 22°N latitude. - J. Geophys. Res., 1968, vol. 73, N 18, p. 5925-5941.
- Talwani M., Udintsev G. Tectonic synthesis. - In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 38, p. 1213-1242.

УДК 551.352 + 551.062.5

Ю.Г. ЦЕХОВСКИЙ, Б.П. ГРАДУСОВ, И.О. МУРДМАА,
А.Л. ДМИТРИК, В.Г. САФОНОВ, Н.Д. СЕРЕБРЕННИКОВА

О ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ ПРЕОБРАЗОВАНИИ ГИАЛОБАЗАЛЬТОВ ИЗ ГЛУБОКОВОДНЫХ ЖЕЛОБОВ МАРИАНСКОГО И ЯП

Несмотря на накопившийся за последние годы значительный объем новых данных о вторичных преобразованиях базальтоидов океанского ложа, природа этих преобразований во многом еще неясна. Так, один и тот же тип изменений (палагонитизацию, смектитизацию, цеолитизацию) одни авторы истолковывают как результат медленного взаимодействия с холодными придонными водами

океана (гальмиролиз) или с иловыми водами (диагенез), другие — как гидротермальный процесс, или взаимодействие воды с горячей лавой. В настоящей статье мы рассмотрим результаты минералогическо-петрографического и петрохимического исследования продуктов вторичного изменения океанских гиаобазальтов со склонов глубоководных желобов Марианского и Яп, добытых драгированием в 17-м рейсе нис "Дмитрий Менделеев" в 1976 г. [Богданов, 1977]. Проследивая изменения минерального и химического состава вторичных продуктов на разных стадиях (или в разных зонах) преобразования первичного базальтового стекла, мы попытаемся обосновать вывод о гидротермальной природе вторичных изменений.

Авторы благодарны А.Р. Гептнеру и Ю.И. Дмитриеву за помощь и ценные консультации.

Общая характеристика изученных пород. Мы изучали образцы вулканогенно-обломочных пород, добытых драгами на двух станциях — 1402 на восточном склоне Марианского желоба ($13^{\circ}33'$ с.ш., $146^{\circ}59'$ в.д., глубина 5400–5600 м) и 1440 на восточном склоне желоба Яп ($9^{\circ}35'$ с.ш., $138^{\circ}35'$ в.д., глубина 5800–6100 м).

На станции 1402 драгировалось подножие выделяющейся на склоне желоба подводной горы, вероятно, представляющей собой погрузившийся гайот, типа широко распространенных в западной части Тихого океана плосковершинных вулканических гор. Сходство с гайотом подтверждается находками на станции 1402 брекчий с фосфатизированным известковым цементом, близко напоминающих такие же породы на гайотах системы Маркус–Неккер. Были подняты многочисленные обломки витрофировых и афанитовых порфировых базальтов (часть из которых имеет форму фрагментов шаровых лав), а также гиаокластитов и базальтовых брекчий.

Массивные базальты подвержены сравнительно слабым вторичным изменениям: на стекловатых зонах развиты тонкие палагонитовые корки, вкрапленники оливина и стекловатый мезостазис частично замешены слоистыми силикатами (смектитом?); этими же минералами заполнены пустоты. По определениям Ю.И. Дмитриева, базальты относятся к типу плагиофировых толеитовых, оливинсодержащих или безоливиновых. Последние отличаются резко пониженным содержанием MgO и повышенным — Fe_2O_3 (таблица, обр. 1402–19). Следует сказать, что несколько повышенное содержание Ti и K , а также Fe/Mg отношение указывают на принадлежность базальта к субщелочному дифференцированному ряду.

Мы исследовали главным образом вулканокластические породы, подвергшиеся гораздо более интенсивным вторичным изменениям, чем массивные базальты. Обломочные породы, полученные в виде кусков до 5–6 см в поперечнике, различаются по цвету, структуре и характеру вторичных изменений, но, по-видимому, близки по составу первичных вулканических продуктов упомянутым выше базальтам. Наиболее распространены желтовато-зеленые, в основном мелкообломочные (псаммитовые) разности, состоящие из обломков сильно измененного стекла с небольшой примесью зерен плагиоклаза, пироксена и фрагментов основной массы базальтов.

Более грубозернистые породы — брекчии, в которых грубообломочный материал (2–20 мм) слагает до 60–85% объема, имеют чаще красновато-бурую или желтую окраску. Они состоят из обломков измененного стекла и фрагментов порфировых витробазальтов с реликтами замешенных вторичными минералами вкрапленников оливина и микролитами плагиоклаза. Цементом служит мелкозернистый гиаокластический материал и вторичные минералы (смектит, цеолит). Обломочный материал распределен беспорядочно. Он совершенно неокатан, но многие фрагменты базальта имеют округлые контуры, вероятно, свидетельствующие о пластичном состоянии лавы в момент их обособления. Преобладают изометрические формы, и лишь часть мелких осколков стекла имеет остроугольные удлиненные контуры, характерные для десквамационного гиаокластического материала. Даже макроскопически видно концентрически-зональное строение большинства обломков, выраженное в чередовании желтых и темно-коричневых зон. Зональность, особенно четкая в шлифах, подчеркнута вторичными измене-

Химический состав (вес.%) базальтов и продуктов их изменения

Компоненты	1440-1	1440 6-1	1440 Н-3	1440 Н-2	1440 Я
SiO ₂	49,41	49,69	44,04	33,21	46,27
TiO ₂	0,91	0,97	1,40	2,38	1,02
Al ₂ O ₃	16,9	16,28	13,76	13,3	11,20
Fe ₂ O ₃	4,07	2,28	14,14	8,61	15,11
FeO	4,47	6,69	0,72	0,21	0,10
MnO	0,16	0,17	0,11	0,29	0,23
MgO	7,31	8,97	5,47	8,07	3,96
CaO	12,08	11,02	2,20	0,47	1,34
NaO	2,68	2,42	2,21	0,68	2,62
K ₂ O	0,27	0,12	2,80	1,52	2,01
H ₂ O ⁺	0,52	0,64	4,49	Не опр.	5,22
H ₂ O ⁻	0,36	0,79	7,88	То же	11,33
CO ₂	0,35	Нет	Нет	"	Нет
P ₂ O ₅	0,15	0,02	0,02	"	0,05
CO ₂	Нет	Нет	Нет	"	Нет
П.п.п.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	"	Не опр.
Сумма	99,64	100,06	99,24	"	100,46

Примечание. Образцы: 1440-1 - базальт оливиновый (данные Ю.И. Дмитриева), 1440 6-1 - сидеромелановое стекло корки закалки, 1440-Н-3 - сильно измененное стекло, 1440-Н-2 - смектит по стеклу (фракция < 0,001 мм), смектит по вулканотерригенной породе (фракция 0,001 мм), 1402-19 - базальт безоливиновый (данные Ю.И. Дмитриева), 1402-5а -

ниями, но заложена, вероятно, еще в момент застывания лавы, о чем свидетельствует согласное контурам распределение микропузырьков и наличие стекловатых корок закалывания вокруг части крупных обломков. Иногда такие обломки напоминают папиллы или расплюснутые комки пластичного вещества. По этим признакам породы можно отнести к пульверизационным гиалокластитам, образовавшимся в результате разбрызгивания жидкой лавы при подводных извержениях, хотя присутствует и гиалокластический материал десквамационного генезиса (продукты растрескивания стекловатых корок шаровых лав).

Драга на станции 1440 принесла с океанского склона желоба Яп около 500 кг крупных глыб базальтов и диабазов, а также более мелкого обломочного материала такого же состава. На базальтах отчетливо видны подушечные поверхности с хорошо развитыми стекловатыми корками. Базальты толеитовые, недифференцированные, низкокалиевые (см. таблицу), преимущественно оливинсодержащие, гломеропорфировые, с вкрапленниками оливина и плагиклаза. Стекловатые корки с поверхности и по трещинам частично палагонитизированы. Кроме того, в драге встречены фрагменты мелкообломочных базальтовых брекчий с гиалокластическим цементом, гиалокластитов, а также слабо уплотненных глинистых пород с рассеянными обломками палагонитизированного сидеромелана и гиалобазальта.

Гиалокластит, судя по форме обломков стекла, десквамационный. Остроугольные клиновидные обломки измененного сидеромелана размером 1-4 мм составляют около 60% объема породы; 10% представлено обломками бурого тахилли-

1402-19	1402-5а	1402-5б	1402-2к	1402-2з
49,8	49,91	46,83	43,48	47,20
1,50	1,74	1,44	2,87	1,95
15,53	15,22	15,06	17,29	17,16
8,07	9,24	10,11	15,16	10,62
3,64	Нет	Нет	0,10	Нет
0,11	0,10	0,02	0,07	0,23
2,82	3,21	4,22	1,99	2,57
10,48	0,98	0,98	4,28	2,60
1,60	1,71	1,01	2,35	2,42
0,63	4,22	7,83	2,44	2,97
1,52	5,33	8,25	4,22	5,38
0,60	7,82	9,72	5,05	6,58
Нет	Нет	0,10	0,45	Нет
0,15	0,08	0,07	0,10	0,05
Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
5,31	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
101,76	99,56	105,64	99,85	99,73

сильно измененный гялокластит псаммитовый, зеленый, 1402-5б - смектит по гялокластиту псаммитовому (фракция < 0,001 мм), 1402-2к - слабо измененная гялокластитовая брекчия, красная, 1402-2з - сильно измененная гялокластитовая брекчия, зеленая.

тового стекла с зародышевой вариолитовой или витрофировой структурой. Цемент (около 30%) представлен агрегатом мелкозернистого измененного (до смектита) сидеромелана и цеолита в сложном прорастании.

Уплотненные глины (туфоглины, цеолитовые глины) с обломками и прилипшими (?) корками стекловатого базальта несут отчетливые признаки вторичных изменений. Помимо уплотнения, особенно отчетливого в глинах, зажатых между стекловатыми базальтовыми корками, наблюдается изменение цвета осадков (появление отбеленных желтовато-коричневых, ожелезненных ржаво-бурых и серых зон, иногда концентрически расположенных вокруг обломков базальта), возникновение пустоток и трещин, частично заполненных вторичными минералами (цеолитом, смектитом), и перерождение глинистого (или глинисто-гялокластитового) метериала в микроглобулярную цеолитово-глинистую массу колломорфного облика. Наблюдаются также лапчатые выделения высоко дву-преломляющего глинистого минерала (железистого смектита?) на фоне почти изотропной смектитовой массы.

Обломки базальта в глине состоят из сидеромелана, реже - тахилитового стекла или частично раскристаллизованного базальта с вкрапленниками совершенно не затронутых вторичными изменениями оливина и плагиоклаза. Степень вторичных изменений (палагонитизации, смектитизации, цеолитизации) сидеромелана варьирует в широких пределах от совершенно свежего смоляно-черного (светло-бурого в проходящем свете), через палагонитизированное желтовато-коричневое до полностью замещенного колломорфным или зонально-чешуйчатым

сметкитом и цеолитами с обособлением гидроокислов Fe. В более крупных фрагментах, нередко имеющих форму изогнутых стекловатых корочек шаровой лавы, отчетливо видна зональность этих изменений, а также их развитие по зонам трещиноватости. Мелкообломочный материал, как правило, полностью замещен зеленоватым глинисто-цеолитовым агрегатом, иногда с сетчато-прожилковой текстурой. Оливин и плагиоклаз остаются совершенно неизмененными.

Петрохимические черты вторичных изменений базальтов. О химизме вторичных изменений базальтовых стекол можно судить по полным силикатным анализам свежих и преобразованных базальтов, а также по глинистой фракции вулканогенно-осадочных образований, приведенных в таблице. Измененные разности пород (обр. 1440-Н-3, 1402-5а, 1402-2к, 1402-2з) отличаются от неизмененных базальтов (обр. 1440-1, 1440 б-1, 1402-19) рядом особенностей. Железо в них практически полностью перешло в окисленное состояние, причем его общее содержание в коричневых разностях (обр. 1402-2к, 1440-Н-3) заметно повышенное. Резко сокращено содержание СаО, явно вынесенного в ходе изменения. Отмечен значительный рост K_2O (от 0,27-0,63 до 2,4-4,2%) и воды, небольшое увеличение TiO_2 . Анализы двух глинистых фракций (обр. 1440-Н-2 и 1402-5б) показывают те же тенденции, но оказалось, что в глинистом (сметкитовом) веществе зеленого гиалокластита со станции 1402 по сравнению с валовым составом породы повышено содержание К и Fe, тогда как выделенная из сметкитизированного стекла со станции 1440 глинистая фракция, наоборот, относительно обеднена этими компонентами, а также SiO_2 .

Таким образом, на обеих станциях наблюдаются сходные тенденции преобразования химического состава базальтов (окисление Fe, вынос Са, накопление К и воды), которые обычно отмечаются при анализе вторичных изменений океанских базальтов, особенно толеитовых.

Характер минеральных преобразований. Общая направленность процессов изменения базальтов с двух станций оказалась сходной. В обоих случаях минеральные преобразования затрагивают в основном слабопористое или непористое сидеромелановое стекло, характерное для корок закалывания шаровых лав и гиалокластитов относительно глубоководных извержений.

Под сканирующим электронным микроскопом (рис. 1, 2)¹ удастся проследить разные стадии этих изменений — от свежего сидеромелана (рис. 1,а) к зоне палагонитизации (рис. 1,б,в,г) и далее — к разным проявлениям сметкитизации и цеолитизации. Палагонит на границе с неизмененным стеклом представлен так называемым "корешковым" типом [Гептнер, 1977], образование которого сопровождается появлением в стекле канальцев растворения (рис. 1,в,г) с дальнейшим переходом (по мере продвижения фронта палагонитизации) в губчатое, сильнопористое вещество (рис. 1,д,е), близко напоминающее по текстурному рисунку аутигенный сметкит. Дальнейшее преобразование палагонитизированных стекол приводит к развитию сметкита с глобулярной сотовой текстурой (рис. 1,ж,з; рис. 2,а,б,в), кристаллов филлипсита (рис. 2,г,д,е) и аморфного вещества (?), ближе не диагностированного (рис. 2,ж,з).

Аутигенные глинистые минералы (сметкиты) составляют основную массу сильно измененных гиалокластитов и брекчий, где они развиваются по палагонитизированному стеклу, а также по осадочным глинам, цементирующим гиалокластический материал. Иногда сметкит замещает частично зерна плагиоклаза, пироксена, оливина (станция 1402). Кроме того, сметкитовое вещество (вероятно, в гелеподобной форме) выходит за первичные контуры обломков стекла, образуя натечные и почковидные выделения на их поверхности, на стенках трещин и газовых пузырьков. Для аутигенного сметкита характерны колломорфные глобулярные микротекстуры и микроагрегатная проляризация.

Дифрактометрические исследования (рис. 3) природных образцов глин и образцов, насыщенных этиленгликолем, свидетельствуют, что все образцы глинистого вещества сложены преимущественно сметкитами. Образцы 1402-2а, 1402-6а, 1440-М-2, 1440-О-2, 1140-Щ-1 представляют собой сметкиты,

¹ Рис. 1 и 2 см. на вкл.

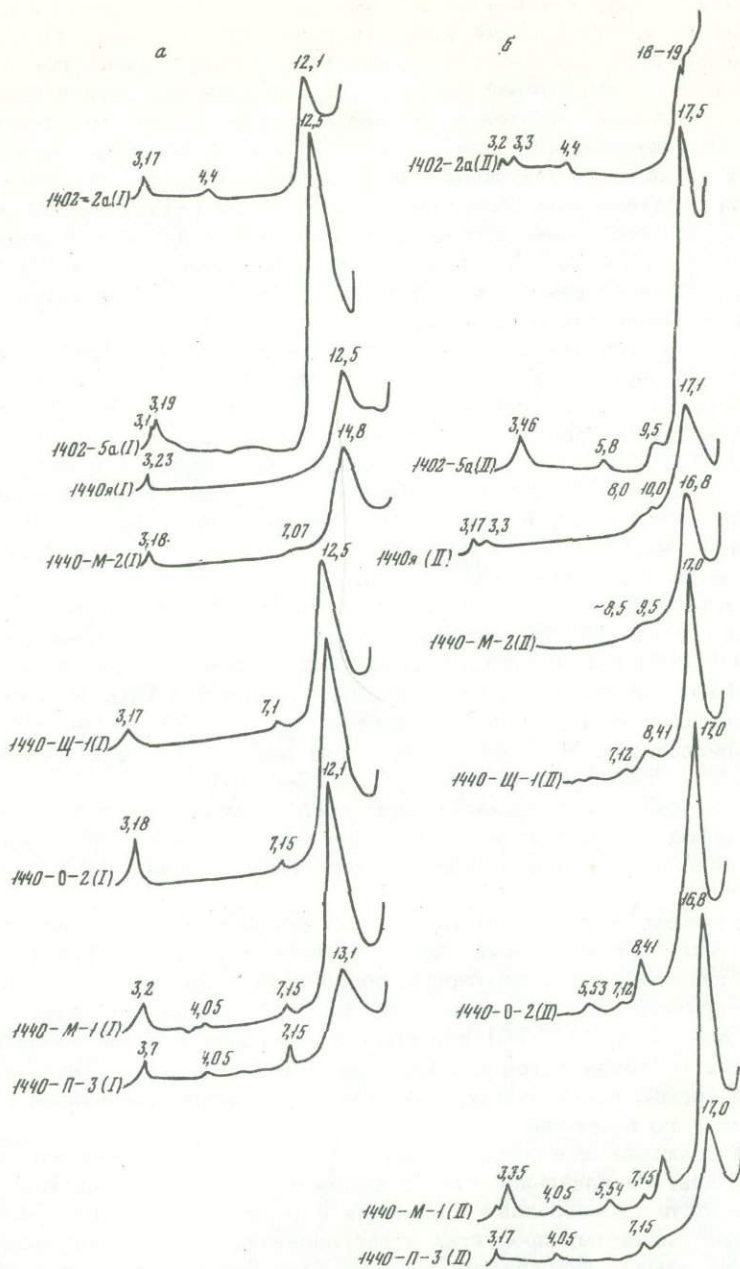


Рис. 3. Дифрактограммы образцов глин из измененных вулканогенно-осадочных пород

а - природные образцы; б - образцы, насыщенные этиленгликолем

замещающие палагонитизированные стекла, а обр. 1440 Я, 1440 М-1, 1440 П-3 - смектиты, развитые преимущественно по осадочному глинистому цементу. Возникновение смектитов из палагонитизированных стекол происходит без какой-либо промежуточной минеральной фазы.

Смектит с типичными базальными рефлексами этого минерала (12, 15 Å для природных образцов и 16,8-17,0 Å - для образцов, насыщенных этиленгликолем) характерен для многих исследованных образцов (например, обр. 1440-Щ-1, 1440-О-2, 1440-М-1). В ряде других проб, насыщенных этиленгликолем, увеличиваются значения d_{001} до 17,1-17,5 Å. В то же время наличие отражений 9,5-10 Å в обр. 1402-5a(II) позволяет предположить присут-

стве смешаннослойных слюда-сметитовых минералов с небольшим количеством слюдистых пакетов. Присутствие широкого базального рефлекса 18-19 Å в обр. 1402-2а может быть связано как с плохой окристаллизованностью или высокой дисперсностью сметитовой фазы, так и с возможным увеличением содержания здесь слюдистых пакетов в составе смешаннослойных минералов.

Судя по дифрактограммам природных проб, можно заключить, что состав поглощенных катионов в межслоевом промежутке структуры различных образцов оказался неодинаковым. Базальные рефлексы 12,1-12,5 Å, характерные для большинства проб, позволяют предположить аккумуляцию ими ионов Na^+ или K^+ , а рефлексы 13,1-14,8 Å - возрастание роли ионов Ca^{2+} или Mg^{2+} . Анализ порошковых рентгенограмм позволяет выделить в составе сметитов две структурные группы глинистых минералов.

1. Сметиты с триоктаэдрическим типом заселений октаэдрических сеток, характерные для образцов из драги на станции 1440. Они слагают как замещенные сметитом стекла (например, обр. 1440-О-2, 1440-Ш-1), так и измененный, преимущественно осадочный глинистый цемент (обр. 1440-М-1, 1440-Р-2, 1440-П-3). На рентгенограммах этих образцов имеется максимум от (060) - 1,532 Å. По данным силикатного анализа глинистой фракции (см. таблицу, обр. 1440-Н-2), в ней, как и в исходных породах, отмечается высокое содержание MgO (8,07%) и умеренное - Fe ($\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} = 8,82\%$). Накопление K выражено сравнительно слабо.

2. Сметиты с диоктаэдрическим типом заселений октаэдрических сеток, установленные в измененных гиалокластитах из драги 1402-2 (обр. 1402-5б, 1402-2а, 1402-2к и др.). Этот тип глинистых минералов встречается также в одном образце (1440я) измененного гиалокластита из драги 1440. На порошковых рентгенограммах этих образцов фиксируется $d_{060} = 1,505$ - как и у железистых монтмориллонитов. В глинистых фракциях данных образцов (см. таблицу, обр. 1402-5б, 1440я) содержание MgO 4,22-3,96%.

Судя по результатам дифрактометрического анализа диоктаэдрические железистые сметиты имеют признаки смешаннослойных слюда-сметитовых образований. Для глин с триоктаэдрическими сметитами из драги 1440 это не характерно.

В сканирующем электронном микроскопе все аутигенные сметиты, как замещающие стекла или осадочный глинистый цемент (см. рис. 1, ж), так и образующие натечные или глобулярные обособления (см. рис. 1, з; рис. 2, а, б), имеют своеобразную ячеистую (сотовую) текстуру, сходную с описанной ранее В.Б. Курносовым и др. [1976] для сметитов гидротермально переработанных глубоководных гиалокластитов из южной части Тихого океана. Такие ячеисто-глобулярные формы, по-видимому, возникают при раскристаллизации гелеобразного сметитового вещества.

В просвечивающем электронном микроскопе аутигенные сметиты имеют различный облик. На начальной стадии замещения стекол они иногда образуют на их поверхности своеобразные выделения в форме волокон (рис. 4, а)¹. В существенно глинистых продуктах преобразований вулканогенно-осадочных пород сметит обычно встречается в форме хлопьевидных и веретенообразных выделений (см. рис. 4, б, в), пластинчатых (рис. 4, в, д), а иногда чешуйчатых форм (рис. 4, е).

Цеолиты наблюдаются в измененных породах в форме прожилков, друз, единичных кристаллов или их скоплений (см. рис. 2, в-е). Дифрактометрические исследования свидетельствуют, что цеолиты повсеместно представлены филлипситом с базальными рефлексами (8,15-8,17; 7,07-7,11 и 6,36-6,41 Å). Образование большей части этого минерала происходило, вероятно, после формирования аутигенного глинистого вещества (кристаллы цеолитов обычно заполняют пустоты и трещины в аутигенной глине).

Аморфное вещество - наименее изученный компонент исследованных пород. Его повсеместное присутствие приводит к снижению интенсивности базальных рефлексов на дифрактограммах глинистого вещества. В состав аморф-

¹ Рис. 4 см. на вкл.

ного вещества, вероятно, входит наибольшее количество гидроокислов Fe и опала, но главная его составляющая, скорее всего, гелеподобное алюмосиликатное вещество, связанное с преобразованием палагонитизированных стекол. Аморфное вещество постоянно присутствует в наиболее сильно преобразованных породах, где стекла и палагонит уже полностью разрушены. Возможно, что именно это вещество наблюдается в сканирующем микроскопе в форме гелевидных сгустков (см. рис. 2, ж, з).

Реликтовые плаггиоклазы и пироксены изменены слабо даже в наиболее интенсивно преобразованных породах. Но иногда в них обнаруживаются явные признаки изменений. При этом происходит замещение трещиноватых участков глинистым веществом.

Обсуждение результатов и выводы. Анализ рассмотренных выше данных позволяет считать, что изменение вулканогенных и вулканогенно-осадочных пород из драг 1402-2 и 1440 связано не с подводным выветриванием или гальмиролизом, а с их подводным гидротермальным преобразованием. В пользу гидротермального (или, во всяком случае, термального) воздействия свидетельствуют интенсивное преобразование всей массы гиалокластиков на станции 1402, отсутствие зависимости вторичных изменений обломков базальта в глинистых брекчиях станции 1440 от контакта с придонной водой, сходный характер минеральных новообразований в гиалокластическом материале и вмещающих глинах, а также признаки термальных изменений последних, наличие прожилковых и зональных текстур замещения. Состав новообразованных минералов и их морфология близки к описанным ранее в продуктах гидротермального преобразования базальтового вещества подводных извержений [Хворова и др., 1974; Курносов и др., 1976; Градусов, Чижикова, 1976].

Филлипсит-сметитовый парагенез конечных продуктов преобразования и "корешковый" палагонит начальных стадий изменения сидеромелана, по-видимому, характеризуют процесс как низкотемпературный гидротермальный. Скорее всего, мы имеем здесь дело с общим разогревом масс водонасыщенных вулканогенно-осадочных пород (гиалокластиков, гиалокластических брекчий с глинистым цементом) под воздействием новых порций лавы, возможно, внедрявшихся в виде силлов. Приведенные в движение нагретые поровые воды, фильтруясь через высокопроницаемые рыхлые вулканокластические образования, должны были интенсивно взаимодействовать с неустойчивым в этих условиях сидеромеланом, разлагая его с образованием гелеподобного коллоидного алюмосиликатного вещества, раскристаллизация которого привела к образованию сметитов и филлипсита. Процесс этот сопровождался интенсивным выносом из пород Са, окислением Fe и частичным его привносом, активным поглощением К из растворов.

Накопление и фиксация основной массы высвобождающихся при палагонитизации окислов Fe на конечной стадии процесса происходило в решетке сметитов. В результате красноцветные или охристые палагонитизированные породы в процессе их сметитизации обычно приобретали зеленые, серые или желтовато-белые цвета и часто совершенно лишены пигментирующей железистой пленки, тогда как содержание Fe_2O_3 в них составляет 8-15%.

Повышенное содержание K_2O в продуктах конечного изменения гиалобазальтов (до 2-4, иногда свыше 6%) фиксируется в значительной мере в решетке филлипсита, частично он входит в состав сметитов. Из таблицы видно, что в глинистых фракциях измененных гиалобазальтов содержание K_2O в 3-5 раз выше, чем в неизмененных породах. K_2O , вероятно, накапливается в слюдистых пакетах, входящих в состав смешаннослойных минералов; кроме того, K^+ , по-видимому, располагается в межслоевых пространствах сметитовых пакетов.

Возникновение диоктаэдрических или триоктаэдрических сметитов в исследованных образцах, возможно, связано с различиями в составе исходных базальтов. Так, бедные MgO безоливиновые базальты дифференцированного ряда в драге 1402-2 служили источником формирования диоктаэдрических железистых сметитов с относительно невысоким содержанием MgO (4,22%). При преобразовании обогащенных MgO оливиновых толеитовых базальтов из драги 1440 формировались магниевые триоктаэдрические сметиты (MgO в глинистой

фракции составляет 8,07%). Присутствие среди образцов драги 1440 обломков сильно измененных вулканогенно-осадочных пород с железистым диоктаэдрическим смектитом (обр. 1440я), вероятно, обусловлено неоднородным составом базальтового субстрата в районе данной драгировки. Это подтверждается данными Ю.И. Дмитриева, который установил несколько обломков безоливиновых базальтов среди подавляющей массы их оливиновых разновидностей.

Но не исключено, что различие кристаллохимических форм смектитов связано с характером процессов преобразования — их температурным режимом или длительностью. Исключительная свежесть плагиоклаза и оливина, а также значительной части сидеромелана на станции 1440, как и явные признаки горячих контактов между осадочной глиной и гиалокластическим материалом, как будто указывают на сравнительно более быстрые процессы, непосредственно связанные с вулканической деятельностью. На станции 1402, наоборот, больше признаков сплошной, длительной низкотемпературной "пропарки" толщи гиалокластитов: вторичными изменениями здесь затронуты вкрапленники плагиоклаза, пироксена, оливина, а тенденция накопления К выражена значительно сильнее.

Abstract

Strongly altered hyalobasalts dragged from the oceanic slope of the Mariana and Yap trenches at Sites 1402 and 1440 at the depth of 5400–6100 have been studied. Final products of hydrothermal transformation of hyalobasalts are represented by clay rocks composed of dioctahedral and trioctahedral smectites, phillipsites, amorphous matter. Differences in mineral forms of clay matter in altered hyalobasalts appear to be related to differences of chemical composition of initial rocks, or to peculiarities of the regime of their thermal reworking.

Литература

- Богданов Н.А. Офиолиты континентов и океана. — Геотектоника, 1977, № 1, с. 125–128.
- Гептнер А.Р. Палагонит и процессы палагонитизации. — Литол. и полезные ископ., 1977, № 5, с. 113–130.
- Градусов Б.П., Чижикова Н.П. Кристаллические формы и генетические типы смектитового компонента в современных осадках. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 3, с. 622–685.
- Курносов В.Б., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. и др. Морфологически необычные монтмориллониты в продуктах подводного выветривания палагонитизированного стекла. — Докл. АН СССР, 1976, т. 231, № 4, с. 985–986.
- Хворова И.В., Градусов Б.П., Ильинская М.Н. Гиалокластиты и некоторые особенности их минерального преобразования. — Литол. и полезные ископ., 1974, № 3, с. 130–143.

УДК 551.35.054.3+552.313

В.Б. КУРНОСОВ, И.О. МУРДМАА, Н.С. СКОРНЯКОВА

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКОЛ В ОКЕАНЕ

Вулканические стекла разного состава и происхождения — витрокластический пепел и пемза известково-щелочного субаэрального вулканизма, стекловатые продукты субаэральных извержений океанических островов, стекловатые корки пиллоу-лав, гиалокластический материал и интерстициальное стекло раскристаллизованных базальтов и долеритов подводных извержений — в силу своей метастабильности и неравновесности по отношению к морской воде в принципе предрасположены к вторичным изменениям в океанической среде. Именно вулканические стекла во взаимодействии с морской водой служат основным субстратом и источником алюмосиликатного вещества для наиболее распространенных на

дне океана процессов вторичного минералообразования — смектитизации, цеолитизации, синтеза магнезиальных силикатов, существенно влияющих на формирование осадочного слоя океанической земной коры. Многие исследователи считают преобразование стекловатого базальтового вещества источником океанического рулообразования.

Исследования современных и четвертичных океанических осадков, а также кайнозойских отложений в кернах глубоководного бурения показали, что стекла субаэральных извержений, особенно кислые стекла известково-щелочного вулканизма, как правило, почти не затронуты вторичными изменениями в приповерхностных условиях гальмиролиза и диагенеза [Курносов и др., 1976]. Свежие базальтовые стекла субаэральных извержений также встречены в современных и древних, в том числе меловых осадках океанов. Случаи находок сильно измененных стекол субаэральных извержений на дне океана обычно связаны с воздействием гидротерм или глубокого диагенеза в условиях повышенных температур, возможно стекла попали в океан уже измененными. Авторы убеждены в том (и пытались это обосновать в своих предыдущих работах), что вторичные изменения вулканических стекол происходят на продуктах подводных базальтовых извержений дна океана, т.е. на собственно океаническом субстрате, приводя в конечном счете к его минеральному и химическому преобразованию.

В данной статье мы не приводим новых фактических данных о вторичных преобразованиях стекол, а попытаемся по накопившимся у нас и у других авторов материалам сформулировать некоторые общие выводы. Учитывая сказанное, мы сконцентрировали внимание на базальтовых стеклах подводных (особенно глубоководных) извержений.

Характер субстрата. Вторичным изменениям подвергаются в океане различные по петрохимическим и морфологическим характеристикам стекловатые продукты подводных извержений. Можно различить три главных вида стекловатых фаз: 1) корки закалывания лавовых подушек и других морфологических типов потоков; 2) гиалокластический материал как десквамационный (результат расстрескивания стекловатых корок), так, возможно, и пульверизационный (результат фонтанирования жидкой лавы), испытавший некоторую транспортировку в водной среде и образующий подводные аналоги туфов — гиалокластиты; 3) интерстициальное стекло в массе частично раскристаллизованных базальтов как эффузивных, так и щильных (дайковых, силловых) фаций.

Состав стекла этих типов различается между собой и отличается от среднего состава лавы из-за выпадения кристаллических фаз и выделения летучих. Различен и характер вторичных изменений. Изучение толеитовых базальтов из рифтовых зон [Robinson et al., 1977] и океанических котловин, а также экспериментальные работы, проведенные в условиях, приближающихся к природным [Mottl, Holland, 1978; Котов и др., 1978], показали, что особенно податливо вторичным изменениям интерстициальное стекло. Возможно, это связано с повышенным содержанием в нем летучих, закупоренных в процессе застывания магмы.

Стекла массивных корок закалывания эффузивных базальтов оказались довольно устойчивыми к воздействию океанической воды [Курносов и др., 1978]. Описаны многочисленные примеры срединно-океанических пиллоу-базальтов, стекловатые корки которых не подвержены каким-либо вторичным изменениям. Иногда корки закалывания даже на древних лавах, длительно соприкасавшихся с придонной водой, покрыты лишь тонкими (миллиметровыми) корками палагонитизации, смектитизации или цеолитизации [Курносов и др., 1978; Мурдмаа и др., 1970]. Степень вторичных изменений возрастает с появлением открытой трещиноватости.

В гораздо больших масштабах происходят вторичные процессы в раздробленном гиалокластическом материале, особенно в массах гиалокластитов, характеризующихся высокой проницаемостью как для океанических вод, так и для фильтрующихся через них гидротермальных растворов. При этом следует иметь в виду, что и гиалокластический материал глубоководных извержений бывает совершенно свежим. Правда, осколки (в том числе мельчайшие) сидеромелана, не затронутого даже слабой палагонитизацией, встречены главным образом в

современных осадках рифтовых зон срединно-океанических хребтов, где они образовались, по-видимому, совсем недавно, в результате дробления стекловатых корок закалывания молодых толеитовых базальтов в холодном состоянии [Мурдмаа и др., 1970; Безруков и др., 1972].

Вероятно, можно считать установленным фактом, что наиболее податливым исходным веществом для образования вторичных кристаллических фаз (особенно смектита) служит палагонит — гидратированное и химически несколько измененное сидеромелановое стекло [Гепнтер, 1977]. Именно палагонитизированные гиалокластиты дают основную массу вторичных продуктов, имеющих в пелагических областях, в условиях крайне низких скоростей осадконакопления (в эвпелагических глинах), важное осадкообразующее значение [Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа, 1979а, б].

Вопрос об условиях палагонитизации не решен окончательно, но не вызывает сомнений, что эта первая стадия взаимодействия стекловатой фазы с морской водой подготавливает стекла к образованию по ним ряда последующих кристаллических фаз вторичных минералов, в первую очередь — смектитов.

Неясен вопрос о влиянии состава лавы на характер и интенсивность вторичных преобразований стекол. В целом базальтоиды дифференцированного щелочного ряда в океане изменены сильнее, чем примитивные срединно-океанические толеиты, но это может быть связано не с петрохимическим составом лавы, а с характером извержений, с содержанием в магме летучих компонентов и с поствулканическими процессами, вероятно существенно различающимися у двух основных типов океанического вулканизма.

Экспериментами установлено (см. статью И.В. Холодкевича и др. в настоящем сборнике), что структурное состояние стекла может быть различным и что в зависимости от этого для его разложения требуется неодинаковая энергия. Так, например, для щелочнобазальтового стекла, считающегося более реакционноспособным, для перехода в смектит в эксперименте потребовалась температура на 200°C выше, чем для толеитового стекла.

Кристаллические фазы первичной лавы, особенно плагиоклазы, довольно устойчивы в рассматриваемых процессах вторичных изменений стекол [Mottl, Holland, 1978; Котов и др., 1978; и др.]. Оливин более подвержен изменениям, но нередки случаи, когда он остается свежим при интенсивном замещении стекла вторичными минералами (см. статью Ю.Г. Цеховского и др. в настоящем сборнике). Иногда встречаются обратные соотношения — замещение оливина смектитом в свежем стекле.

Условия и продукты вторичных изменений. Исследования природных объектов и эксперименты позволяют судить о вероятных физико-химических и геологических условиях преобразования вулканических стекол на дне океана. Из физико-химических параметров наибольшее значение имеют температура, окислительно-восстановительный (Eh) и кислотно-щелочной (pH) режим. Большое, но трудно оценимое влияние оказывает фактор времени. Речь идет как об абсолютном возрасте стекол, так и о длительности воздействия на них определенных аномальных физико-химических условий (повышенных температур, растворов с аномальными Eh и pH). Авторы предполагают также, что процессы вторичных изменений стекол протекают по-разному в системах, открытых по отношению к потокам воды (растворов), и в разной степени закрытых системах; эти изменения зависят от времени воздействия подвижных придонных вод океана и от фильтрационных свойств пород (осадков), содержащих стекла.

О температуре преобразований можно судить по полям устойчивости различных парагенетических ассоциаций вторичных минералов, обнаруженных в базальтах и гиалокластитах, и по экспериментальным данным. Интервал оказывается очень широким — от нормальных температур придонных вод океана (+2 + +4°C) до +500°C, а возможно, и несколько выше [Seyfried et al., 1976, 1978; Tomason, Kristmannsdottir, 1972; Mottl, Holland, 1978; Котов и др., 1978; и др.].

Наиболее высокие температуры (до 300–500°C) характерны для образования жильных минералов (талек, актинолит-тремолит, магнетит) в океанических базальтах, например во впадине Науру. Эти минералы сформированы за счет вещества, выщелоченного из остывающих силлов и пиллоу-лав. Талек и актино-

лит-тремолит установлены также в вулканокластических осадках, заключенных в силовом комплексе впадины Науру. Жильный сапонит, найденный в ассоциации с тальком, вероятно, формируется также при высокой температуре. В наиболее приближенных к природным условиям экспериментах гидротермального изменения стекловатого толеитового базальта морской водой была установлена температура образования талька 500°C , актинолит-тремолита - 400°C , магнетита - около 400°C [Mottl, Holland, 1978].

При температурах $100-300^{\circ}\text{C}$ в базальтах (в жилах и по интерстициальному стеклу) и гиалокластических осадках океанических котловин и срединно-океанических хребтов образуются разнообразные вторичные минералы: гейландит, вайрацит, анальцим, пренит, окенит, кальцит, гиролит-трускоттит, апофиллит, кварц, эпидот, калиевый полевой шпат, гематит, хлорит, триоктаэдрический смектит, смешаннослойный хлорит-монтмориллонитовый минерал. Экспериментальные работы М. Моттла показывают, что образование вайрацита, кварца, трускоттита, пирита может происходить при 300°C . Образование вайрацита при 300°C и гейландита при температурах ниже 170°C показано Э.Э. Сендеровым и Н.И. Хитаровым [1970]. Они отмечают также возможность образования гейландита при температуре до 230°C (Йеллоустонский парк). Триоктаэдрический смектит, по данным М. Моттла и Н.В. Котова, формируется по стекловатым базальтам в широком интервале температур ($100-700^{\circ}\text{C}$). Д. Томассон и Х. Кристмансдоттир, изучая вторичные минералы на термальной площади в Исландии, установили температуру образования смектита в среднем 200°C , хлорита - $230-280^{\circ}\text{C}$. Кроме того, на природном объекте эти авторы установили температуру образования кварца, кальцита, пренита, гематита, эпидота, калиевого полевого шпата в пределах $100-300^{\circ}\text{C}$ и температуру начала альбитизации плагиоклазов.

Низкотемпературное вторичное минералообразование (ниже 100°C) типично для формирования низкотемпературных жильных минералов в базальтах (смектиты, селадонит-глауконит, смешаннослойный гидрослода-монтмориллонитовый минерал, филлипсит, кальцит, гидроокислы железа, вероятно, пирит). Изучение изотопов кислорода жильных глинистых минералов и кальцита из базальтов плато Наска показало, что температура образования этих минералов около $+4^{\circ}\text{C}$ [Seyfried et al., 1976]. Позже температура была оценена как 25°C [Seyfried et al., 1978].

Низкотемпературное взаимодействие морской воды со стеклом наиболее типично для вторичного минералообразования по основной массе базальтов и особенно в вулканокластических осадках. Интерстициальное стекло в большинстве известных случаев переходит в смектит. Вулканические стекла гиалокластитов в зависимости от Eh и pH (см. ниже) дают три- или диоктаэдрические смектиты, филлипсит, клиноптилолит, палыгорскит. При температуре ниже 100°C образуется опал С-Т [Tomasson, Kristmannottir, 1972].

Смектиты, образовавшиеся по стеклу, имеют специфические морфологические признаки (рис. 1, 2)¹. Широко распространены "кружевные" (гофрированные, сотоподобные) формы; нередко при этом проявляется глобулярная или крустификационная текстура [Курносоев и др., 1976, 1978; см. статью Ю.Г. Цеховского и др. в настоящем сборнике]. Установлены планкообразные и игольчатые кристаллы смектита [Коссовская, 1975; Бутузова и др., 1979].

Судя по парагенезам новообразованных минералов, вторичные изменения базальтовых стекол в интерстициях основной массы, в жилах, миндалинах и вулканокластических осадках происходят в большинстве случаев в условиях слабощелочной или нейтральной среды. Индикаторами щелочности среды прежде всего служат смектиты, которые или находятся в ассоциации с другими вторичными минералами, или являются единственным продуктом разложения вулканических стекол. Они не формируются в кислотном режиме. Кроме смектита, щелочность среды отражают хлорит, водномagneзиальные силикаты и цеолиты. Формирование цеолитов в среде с щелочной реакцией или с реакцией, близкой к нейтральной, экспериментально показано Э.Э. Сендеровым и Н.И. Хитаровым [1970].

¹ Рис. 1 и 2 см. на вкл.

Кислотный режим ранних поствулканических гидротерм [Набоко, 1969] вероятен при изменении верхних горизонтов базальтовых комплексов с отбеленными зонами, а также в относительно высокотемпературных гидротермальных жилах. В условиях кислотного режима при низких температурах образуется селадонит-гипсонит в ассоциации с гидроокислами Fe [Scarfe et al., 1977].

Окислительно-восстановительные условия вторичных изменений устанавливаются по состоянию окисленности Fe в новообразованных минералах. Оказалось, что в одних случаях во вторичных продуктах по стеклам присутствуют минеральные фазы, содержащие преимущественно Fe^{+2} (это прежде всего триоктаэдрические Fe-Mg смектиты) и указывающие на восстановительную реакцию среды, а в других — Fe^{+3} (главным образом диоктаэдрические смектиты — Fe-монтмориллониты).

Восстановительные условия характерны для минералообразования по интерстициальному стеклу силлов и пиллоу-лав, а также для жильных минералов силлового комплекса. При восстановительной реакции среды происходила, вероятно, переработка вулканокластических осадков, пронизанных силлами во впадине Науру. Восстановительная реакция устанавливается в автоклавных экспериментах при взаимодействии базальтов с морской или дистиллированной водой [Mottl, Holland, 1978; Котов и др., 1978].

В окислительных условиях происходит взаимодействие базальтов и гиадокластитов с придонной океанической водой, а также реакции с поровыми растворами внутри окисленных пелагических осадков (Eh +500 и выше). Океанические палагонитизированные и смектизированные гиадокластиты, подвергшиеся гальмиролизу или гидротермальному изменению на поверхности дна, содержат Fe почти целиком в трехвалентной форме [Скорнякова и др., 1971; Кашинцев, 1975]. Кроме того, окислительная реакция среды вторичного минералообразования установлена в прожилках из пиллоу-лав и массивных потоков базальтов, которые при застывании имели непосредственный контакт с морской водой [Robinson et al., 1977; Курносов и др., 1978].

Исследования последних лет, особенно на материалах глубоководного бурения, позволили предположить, что вторичные изменения базальтов и гиадокластитов при их взаимодействии с водой протекают по-разному в условиях свободного и ограниченного водообмена, т.е. в системах открытых по отношению к реагирующим растворам и в разной степени замкнутых (вплоть до полностью закрытых для фильтрации).

К вполне открытым системам относится, прежде всего, граница базальтового вещества с придонными водами, хотя иногда здесь, по-видимому, могут создаваться на краткое время относительно изолированные объемы вод, нагретых под воздействием излившихся на дне лав или выходов гидротерм. К открытым системам принадлежат зияющие трещины в базальтах, а также рыхлые массы гиадокластитов, пронизаемые для циркуляции вод. Во всех случаях активности растворенных компонентов и физико-химические параметры (Eh, pH) среды практически не меняются при реакции с твердой фазой, так как скорость циркуляции растворов несоизмеримо выше скоростей реакций.

Условия в разной степени закрытых систем с ограниченным водо- и теплообменом (автоклавным эффектом), где состав и свойства жидкой фазы существенно зависят от взаимодействия с базальтом, характерны прежде всего для реакций с интерстициальным стеклом в основной массе базальта, а также в миндалинах и капиллярных трещинах, изолированных от прямого воздействия наддонных и трещинных вод. В закрытых или полузакрытых системах, вероятно, происходит образование жильных минералов в силлах, а также вторичное изменение стекла в бронированных силлами или захваченных при их внедрении вулканокластических осадках. Закрытая система моделируется практически во всех лабораторных экспериментах взаимодействия стекла с водой [Mottl, Holland, 1978; Котов и др., 1978; и др.].

Проникивание придонной, насыщенной кислородом морской воды в открытые системы приводит к образованию вторичных минералов с Fe^{+3} . Это прежде всего диоктаэдрические смектиты (вонтронит, Fe-монтмориллонит, монтмориллонит), а также нередко железосодержащий палыгорскит в вулканокластических осадках.

Возможен вариант образования палыгорскита при переходе триоктаэдрического смектита в диоктаэдрический с высвобождением Mg, который идет на постройку водномagneзиального силиката. В условиях открытых систем формируются филлипсит и клиноптилолит.

В замкнутых системах при недостатке кислорода в реагирующих растворах образуются вторичные минералы, содержащие главным образом Fe^{+2} . Основным "сквозным" минералом для этих условий является триоктаэдрический смектит (Fe-Mg-сапонит, реже сапонит). В замкнутых системах формируются многочисленные вторичные минералы: триоктаэдрические слоистые силикаты, цеолиты, амфиболы, окенит, апофиллит, калиевый полевоый шпат, альбит и т.д.

При вторичном минералообразовании в замкнутых системах химический обмен между стеклом и раствором проходит как в гидротермальных, так и в низкотемпературных условиях. При остывании лавовых потоков и силлов рабочий раствор, состоящий из летучих компонентов магмы (вода, CO_2 , H_2S и т.д.) и морской воды, циркулирует по трещинам. Он обладает сильным выщелачивающим действием на стекло. Экспериментально установлено, что для морской воды с повышением температуры в закрытой системе до $350^{\circ}C$ pH может достигать 2,52 [Bishoff, Seyfired, 1978]. Из стекла выщелачиваются главным образом SiO_2 , Ca, Fe^{+2} , Mg, а также Al, Na, K, Mn, B, CO_2 ; Cu, Cr, Ni, V, Co, Zn, Sc [Кашинцев, 1975; Robinson et al., 1977; Scarfe, Smith, 1977; Elderfield et al., 1977; Mottl, Holland, 1978]. Эти элементы могут выноситься в осадочный слой по основным раствороподводящим каналам — трещинам. При низкотемпературном взаимодействии поровой воды с интерстициальным стеклом выщелачивание стекла проходит примерно так же, но протекает значительно медленнее. При положительных гидротермах изменение химического состава стекол базальтов и вулканокластиков зависит главным образом от состава растворов.

Наконец, укажем на роль фациальных условий океанического осадкообразования. Давно известно, что процессы взаимодействия базальтовых стекол, особенно раздробленных, с океаническими водами наиболее широко развиты в пелагических областях с минимальными скоростями осадконакопления. Такие аутигенные минералы, как смектит и цеолиты, образовавшиеся, по нашим представлениям, в основном по базальтовому гиадокластическому материалу, становятся осадкообразующими при скоростях накопления осадков менее 1 мм в 1000 лет (эвпелагические и цеолитовые глины, цеолиты) [Скорнякова и др., 1971; Мурдмаа, 1979а, б].

Влияние низких скоростей осадконакопления на вторичные изменения стекол может иметь двоякое объяснение. С одной стороны, должна сказаться длительность прямого воздействия природных вод на поверхность стекол (т.е. длительность существования вполне открытой системы минералообразования), если, конечно, допустить чрезвычайную медленность реакций гальмиролиза с холодными водами и их почти полное прекращение при захоронении. С другой стороны, продукты вторичных изменений базальтов (как гальмиролитические, так и гидротермальные) могут пассивно концентрироваться в условиях практически полного отсутствия "разбавления", т.е. рассеяния в массе терригенного или биогенного материала. В фациях эвпелагических глин, а также на обнаженных вершинах подводных гор и уступах разломов имеют, вероятно, место оба варианта.

Основные закономерности изменения стекла в океане. Среди основных закономерностей изменения стекла в океане можно выделить следующие.

1. Главным поставщиком вещества для формирования вторичных минералов в базальтах и вулканокластических осадках является вулканическое стекло.

2. Гидратированное (палагонитизированное) стекло является наиболее реакционным. Закаленное стекло подводных вулканитов и продуктов субаэрального вулканизма изменяется только при дополнительных затратах энергии наложенных гидротермальных процессов или начального метаморфизма.

3. Изменения стекла проходят при низкотемпературном взаимодействии с морской водой, а также в гидротермальных условиях двух типов: а) в гидротермах, образующихся при остывании лавовых потоков и силлов, которые состоят

из летучих компонентов магмы (воды, CO_2 , H_2S и т.д.) и морской воды; б) в наложенных постэруптивных гидротермах, поступающих из глубинного магматического очага.

4. Изменения стекла проходят при температуре от 4 до 500°C и выше. Преобладает щелочной режим изменений стекла как в окислительных, так и в восстановительных условиях.

5. Одним из решающих факторов направленности фазообразования по стеклу является степень открытости системы. Триоктаэдрические смектиты установлены только в различной степени замкнутых системах, с затрудненным водообменом и восстановительным режимом. Диоктаэдрические смектиты встречаются только в открытой системе со свободным водообменом и окислительным режимом. Для открытой системы характерны палыгорскит, филлипсит, клинофтилолит.

6. Вторичные смектиты, образованные по стеклу, характеризуются специфической "кружевной" текстурой, а в диспергированном виде имеют часто вид удлиненных планок и иголок.

7. Образование вторичных минералов приводит к изменению химического состава первичных стекол. Они обедняются Si, Ca, Fe, Mg, Mn, Al, Na, K, Cu, Cr, Ni, V, Co, Zr, Sc. Эти элементы могут выноситься в осадочный слой или в океан главным образом по раствороподводящим трещинам, по которым циркулировали растворы и дегазировалась лава.

Abstract

Secondary mineral formation (smectitization, zeolitization) takes place in the ocean, mostly at the expense of hydrated basaltic glasses of underwater eruptions. Smectites are formed through interaction of glasses with sea water in low temperature and hydrothermal systems at a wide range of temperatures — from $+2^\circ$ to $+500^\circ$ in slightly alkaline or neutral medium (both in the oxidizing and reducing conditions). In the open relative to water circulation systems (on the bottom surface, loose sediments and hyaloclastites, in open fissure of effusives) dioctahedral smectites are formed, whereas in the closed water systems (interstitial glass, amygdules, sills intruded into sediments) — trioctahedral smectites. Secondary mineral formation after glass is accompanied by outflow of silica, calcium, ferrous iron, magnesium, aluminium, alkali and some minor elements.

Литература

- Безруков П.Л., Богданов Ю.А., Мурдмаа И.О., Романкевич Е.А. Донные осадки рифтовой зоны Индийского океана. — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М.: Наука, 1972, т. 1, с. 102-118.
- Бутузова Г.Ю., Дриц В.А., Лисицына Н.А. и др. Динамика формирования глинистых минералов в рудоносных осадках впадины Атлантик-II. — Литол. и полезные ископ., 1979, № 1, с. 30-42.
- Гейтнер А.Р. Палагонит и процесс палагонитизации. — Литол. и полезные ископ., 1977, № 5, с. 113-130.
- Кашинцев Г.Л. Петрохимические особенности изменения палагонитизированных базальтов на дне океана. — Океанология, 1975, т. 15, № 2, с. 282-288.
- Коссовская А.Г. Геокристаллохимия в решении проблем литологии. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы, М.: Наука, 1975, с. 7-18.
- Котов Н.В., Курносое В.Б., Холодкевич И.В. Моделирование природных процессов изменения вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных P - T -параметрах. — Литол. и полезные ископ., 1978, № 4, с. 78-89.
- Курносое В.Б., Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О. и др. Подводное выветривание стекловатых базальтов на дне океана. — Литол. и полезные ископ., 1978, № 1, с. 134-143.
- Мурдмаа И.О. Осадки и осадочные породы. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1979, т. 1, с. 104-162.
- Мурдмаа И.О. Океанские фации. — В кн.: Осадкообразование и магматизм океана. Океанология. Геология океана. М.: Наука, 1979, с. 269-306.
- Мурдмаа И.О., Петелин В.П., Скорнякова Н.С. Вулканогенный обломочный материал в современных осадках морей и океанов. — В кн.: Классификация и номенклатура вулканических осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, с. 31-56.

- Набоко С.И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги. — В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 3–8.
- Сендеров Э.Э., Хитаров Н.И. Цеолиты, их синтез и условия образования в природе. М.: Наука, 1970, 283 с.
- Скорнякова Н.С., Мурдмаа И.О., Горбунова З.Н., Зенкевич Н.Л. О фациальной изменчивости глубоководных пелагических осадков Тихого океана. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 148–173.
- Bishoff J.L., Seyfried W.E. Hydrothermal chemistry of sea-water from 25° to 350°C. — Amer. J. Sci., 1978, vol. 278, N 6, p. 838–860.
- Elderfield H., Gunnlangsson E., Wakefield S.J., Williams P.T. The geochemistry of basalt — sea-water interactions: evidence from Deception Island, Antarctica, and Reykjanes, Iceland. — Miner. Mag., 1977, vol. 41, p. 217–227.
- Mottl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater — I. Experimental results for major and minor components of sea-water. — Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 8, p. 1103–1115.
- Neev D., Emery K.O. The Dead Sea. — Bull. Isr. Geol. Surv., 1967, N 41, 147 p.
- Robinson P.T., Flower M.F., Schminke H.U., Ohnmacht W. Low temperature alteration of oceanic basalts, DSDP, Leg 37. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1977, vol. 37, p. 775–793.
- Scarfe C.H., Smith D.G.W. Secondary minerals in some basaltic rocks from DSDP, Leg 37. — Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 903–910.
- Seyfried W.E., Shanks W.C., Bischoff J.L. Alteration and vein formation in Site 321 basalts. — In: Initial Reports of the DSDP. Wash., 1976, vol. 34.
- Seyfried W.E., Shanks W.C., Dibble W.E. Clay mineral formation in DSDP, Leg 34 basalts. — Earth and Planet. Sci. Lett., 1978, vol. 41, p. 413–422.
- Tomasson J., Kristmannottir H. High temperature alteration minerals and thermal brines, Reykjanes, Iceland. — Contribs Mineral. and Petrol., 1972, vol. 36, N 2, p. 123–134.
- White D.E., Anderson E.T., Grubbs D.K. Geothermal brine well mild deep drill. Hole may tap corebearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. — Science, 1963, vol. 139, N 3558, p. 919–922.

УДК 549.07 + 551.217

Л.П. КОКОРИНА, Н.В. КОТОВ, В.Б. КУРНОСОВ

**ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ
ОКЕАНИЧЕСКОГО БАЗАЛЬТА
ВЫСОКОМИНЕРАЛИЗОВАННЫМИ МОДЕЛЬНЫМИ
ХЛОРИДНЫМИ, КАРБОНАТНЫМИ, СУЛЬФАТНЫМИ
И КИСЛЫМИ ВОДАМИ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ
P_{H2O}-T-ПАРАМЕТРАХ**

В последнее время все больше внимания обращается на вторичное минералообразование по базальтам и вулканокластическим осадкам в океане. Особенно важно изучение этих изменений в областях гидротермальных проявлений. С этой целью в НИИ Земной коры ЛГУ совместно с Дальневосточным геологическим институтом ДВНЦ АН СССР проведено экспериментальное исследование взаимодействия океанического базальта с различными типами вод: хлоридными, карбонатными, сульфатными и кислыми [Валяшко, 1955].

В качестве исходного материала был взят толеитовый базальт, поднятый сотрудниками Института океанологии АН СССР в 36-м рейсе нис "Витязь" при драгировании Срединно-Индоеокеанического хребта. Химический состав этого образца следующий (вес. %): SiO₂ — 51,10, TiO₂ — 0,67, Al₂O₃ — 18,06, Fe₂O₃ — 1,75, FeO — 5,02, MnO — 0,26, MgO — 7,76, CaO — 12,05, Na₂O — 1,88, K₂O — 0,16, P₂O₅ — 0,15, H₂O⁻ — 0,27, H₂O⁺ — 1,22; сумма 100,45 [Котов и др., 1978]. Петрографический состав базальта (%): основное стекло — 62,8, плагиоклаз (78–80% An) — 18,7, пироксен — 18, оливин — 0,5. Высокоминерализованные воды были приготовлены примерно в соответствии с составами вод, известных в областях гидротермальной деятельности (Красное и Мертвое моря,

термальная система оз. Солтон-Си и др.). Хлоридные воды соответствовали составу вод Красного моря, впадины Дискавери [Бркер, Спенсер, 1974], Мертвого моря [Neev, Emery, 1967], термальной системы Солтон-Си [White et al., 1963], Ангаро-Ленского артезианского бассейна [Пиннекер, 1966]; карбонатные – составу грунтовых вод, известных на о-ве Сахалин [Самарина, 1977]; сульфатные – типу вод Большого Меньшиковского озера (Центральный Казахстан [Посохов, 1972]), смешанные (карбонатно-хлоридно-сульфатные) – типу грунтовых вод Восточного Памира [Самарина, 1977]; кислые – грунтовым водам на о-ве Парамушир (Курильские острова [Самарина, 1977]) и искусственным средам упрощенного состава.

Исходный материал измельчали до фракции 0,01 мм, помещали в Pt-ампулы и выдерживали в растворах определенного состава в реакторах с холодным затвором, конструкция которого описана в работе Н.В.Котова и Н.Н.Копейкина [1972], и в реакторах типа бомбы Мори. Соотношение порода – вода 1/4 до 1/15 (по объему). Опыты проведены при постоянном давлении 1 кбар, при температурах 150–600°C и выдержке 3 сут.

Диагностика минерального состава проводилась на дифрактометре ДРОН-1 с CuK_α -излучением, Ni-фильтром. Исследовали ориентированные препараты в воздушно-сухом состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 550°C. Рефлексы 060 получены методом на "пробьет" [Rich, 1957]. Ниже описаны проведенные экспериментальные исследования.

Толейтовый базальт + хлоридные воды. 1. Хлоридные воды с преобладанием Na (тип вод Красного моря, впадина Дискавери; таблица, № 1). На дифрактограмме исходного толейтового базальта отмечается широкое гало в области $2\theta = 15-40^\circ$, указывающее на присутствие рентгеноаморфного вещества, и характерные наборы рефлексов: а) плагиоклаза – 6,4; 4,04; 3,92; 3,76; 3,20 Å; б) пироксена – 2,99; 2,95; 2,52 Å; в) оливина – 2,78; 2,47 Å (рис. 1,а).

Начиная с температуры 300°C в малоугловой области появляется небольшой широкий рефлекс 14,7 Å (см. рис. 1,б), который при увеличении температуры до 400°C резко возрастает. После насыщения образца этиленгликолем на дифрактограмме наблюдается близкая к целочисленной серия отражений с $d_{(001)} = 16,9$ Å (см. рис. 1,б,в). Прокаливание этого препарата приводит к смещению рефлекса 001 до 9,8 Å. Отражение 060 равно 1,537 Å (см. рис. 1,в). Полученные рентгенодифрактометрические данные характеризуют триоктаэдрический смектит. Он синтезируется в опытах до 600°C, достигая максимума при температуре около 500°C. Следует отметить, что при 600°C способность смектита к набуханию с этиленгликолем уменьшается; рефлекс с $d_{(001)} = 14,4$ Å смещается до 16,3 Å. Вероятно, это связано со стабилизацией межслоевых промежутков смектита. Наряду со смектитом отмечается синтез новой фазы – амфибола с небольшим по интенсивности отражением – около 8,9 Å. Положение рефлексов плагиоклаза и пироксена остается примерно таким же, как и в исходном образце.

2. Хлоридные воды смешанного состава (тип вод термальной системы оз. Солтон-Си; таблица, № 11). Эти воды содержат катионы Na и Ca примерно в равных количествах и значительное количество K. Как и в предыдущих сериях, в температурном интервале от 250 до 500°C формируется триоктаэдрический смектит. При 600°C рефлекс 001 с $d_{(001)} = 14,5$ Å после насыщения этиленгликолем смещается до 16,3 Å; при прокаливании происходит смещение рефлекса до 13,1 Å. Это свидетельствует об образовании смешаннослойной фазы хлорит-смектит, в которой преобладает количество хлоритовых пакетов. В температурном интервале опытов 500–600°C синтезируется, вероятно, амфибол (рефлексы при 8,8; 8,4; 3,12 Å).

3. Хлоридные воды с преобладанием Ca (тип вод Ангаро-Ленского артезианского бассейна; таблица, № 16). В присутствии хлоридных вод с преобладанием Ca, но со значительной примесью Mg установлена та же направленность в процессе фазообразования, что и с хлоридными водами, описанными выше. При 250–400°C синтезируется триоктаэдрический смектит. (рис. 2,а,б,в). В интервале 450–550°C рефлекс с $d_{(001)} = 14,3$ Å смещается до 16,3 Å. Прокаливание приводит к смещению рефлекса 001 и разделению его на два: 12,9 и 9,9 Å, что свидетельствует об одновременном синтезе смектита и

Результаты экспериментов, проведенных с океаническим базальтом и минерализованными растворами

№ п/п	№ опыта	Минерализация	T, °C	Новообразования	Реликтовые фазы
1	11	$M_{304} \frac{Cl\ 100}{Na_9Ca_6K_2}$	200	-	Стекло, плагиоклаз, пироксен
2	12	То же	300	Смектит триоктаэдрический	Плагиоклаз, пироксен
3	13	"	400	То же	То же
4	14	"	500	"	"
5	15	"	600	Смектит триоктаэдрический, тальк	"
6	21	$M_{322} \frac{Cl\ 99}{Mg_5Na_7Ca_4}$	200	-	Стекло, плагиоклаз, пироксен
7	22	То же	300	Смектит триоктаэдрический	Плагиоклаз, пироксен
8	23	"	400	То же	То же
9	24	"	500	Корренситоподобная фаза, тальк	"
10	25	"	600	Хлорит-смектит, тальк	"
11	16	$M_{332} \frac{Cl\ 100}{Na_4Ca_4K_1}$	200	-	Стекло, плагиоклаз, пироксен
12	17	То же	300	Смектит триоктаэдрический	Плагиоклаз, пироксен
13	18	"	400	То же	То же
14	19	"	500	"	"
15	20	"	600	Хлорит-смектит, амфибол?	"
16	6	$M_{500} \frac{Cl\ 100}{Ca_8Mg_1K_5}$	200	-	Стекло, плагиоклаз, пироксен
17	7	То же	300	Смектит триоктаэдрический	Плагиоклаз, пироксен
18	8	"	400	То же	То же
19	9	"	500	Смектит триоктаэдрический, амфибол? хлорит-смектит	"
20	10	"	600	Хлорит, амфибол?	"
21	1	$M_{60} \frac{HCO^3_9Cl\ 10}{Na_9K_1}$	200	-	Стекло, плагиоклаз, пироксен
22	2	То же	300	Смектит триоктаэдрический	Плагиоклаз, пироксен
23	3	"	400	То же	То же
24	4	"	500	Слюда-смектит, анальцим, канкринит	"

№ п/п	№ опыта	Минерализация	T, °C	Новообразования	Реликтовые фазы
25	5	$M_{60} \frac{HCO^3 90 Cl 10}{Na 90 K 10}$	600	Слюда, нефелин, амфибол	Небольшое количество плагиоклаза
26	50	$M_{226} \frac{SO^4 83 Cl 17}{Na 90 Mg 10}$	150	То же	Стекло, плагиоклаз, пироксен
27	52	То же	250	Смектит триоктаэдрический	Плагиоклаз, пироксен
28	45	$M_{122} = \frac{CO^3 42 SO^4 29 Cl 29}{Na 96 Mg 4}$	150	То же Смектит триоктаэдрический, анальцит, канкринит	Стекло, плагиоклаз, пироксен
29	41	То же			-
30	35	$M_{22} \frac{SO^4 57 Cl 36}{H 39 Al 136}$	250	Алунит, рентгеноаморфная фаза	Плагиоклаз, пироксен
31	37	$M_{67} \frac{(HSO^4 + SO^4) 99}{H 100}$	200	Гипс, ангидрит	Плагиоклаз
32	30	$M_{67} \frac{Cl 98 SO^4 2}{H 98 (Fe + Al) 2}$	200	Кварц, рентгеноаморфная фаза	Плагиоклаз, пироксен

Примечание. Индекс буквы М – величина минерализации; числитель – анионы, знаменатель – катионы (из расчета, что анионы и катионы составляют по 100%).

смешаннослойной фазы. В этом смешаннослойном минерале количество хлоритовых пакетов ~70%, смектитовых ~30% [Дриц, Сахаров, 1976]. Одновременно синтезируется амфибол, вероятно, тремолит-актинолитового ряда. Установлены его слабые рефлексы при 8,8; 8,4; 3,12 Å (см. рис. 2).

При 600°C синтезируется фаза с базальными отражениями, кратными 14,2 Å (рис. 2, в). Рентгенодифракционная картина этой фазы существенно не меняется как после насыщения этиленгликолем, так и после прокаливания. Такое поведение характерно для хлоритов. Параметр *b* равен 9,21 Å. В этом опыте среди синтезированных продуктов количество амфибола увеличивается незначительно по сравнению с предыдущим опытом.

4. Хлоридные воды с преобладанием Mg (тип вод Мертвого моря; таблица, № 6). В этой серии опытов синтезируется и триоктаэдрический смектит (*T* = 200–600°C). Одновременно со смектитом при 500°C начинает формироваться смешаннослойная фаза. Для нее характерна серия базальных рефлексов *d* Å, кратными 29,4. После насыщения препарата этиленгликолем возникает серия отражений 32,2; 16,5; 9,7; 7,3 Å и др. (рис. 3, д). После прокаливания образца кристаллическая решетка сжимается, первого базального рефлекса не наблюдается, второй равен 12,2 Å. Положение рефлекса 060 соответствует 1,530 Å. Приведенные данные позволяют отнести эту фазу к корренситоподобной.

На рентгенодифрактограмме продуктов опыта, проведенного при 600°C, выявлена серия базальных рефлексов кратных $d_{(001)} = 28,8$ Å. После насыщения образца этиленгликолем наблюдается серия базальных рефлексов, кратных 60

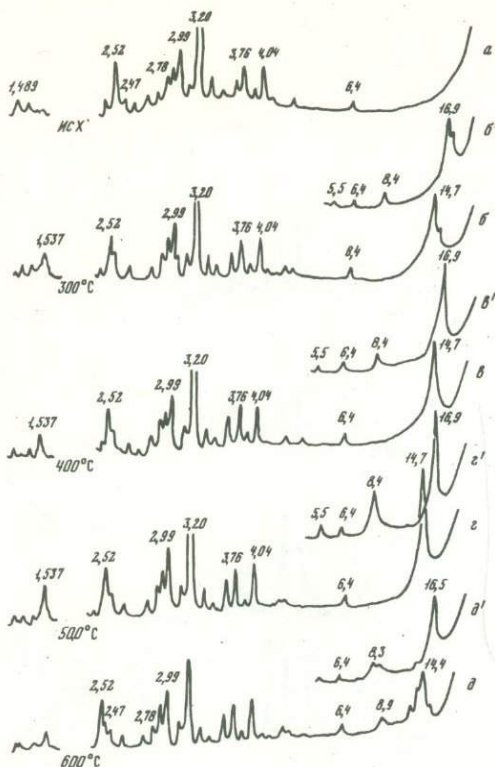


Рис. 1. Дифрактограммы продуктов синтеза по толеитовому базальту с Натрийдными растворами в гидротермальных условиях ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 300-600^\circ\text{C}$, экспозиция 3 сут)

a - исходный базальт, воздушно-сухое состояние; то же, при: *b* - 300, *c* - 400, *d* - 500, *d'* - образцы, насыщенные этиленгликолем

Рис. 2. Дифрактограммы продуктов синтеза по толеитовому базальту с Сахлоридными растворами в гидротермальных условиях ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 300-600^\circ\text{C}$, экспозиция 3 сут)

a - исходный базальт, воздушно-сухое состояние; то же, при: *b* - 300, *c* - 400, *d* - 500, *d'* - образцы, насыщенные этиленгликолем

$d(001) = 30,4 \text{ \AA}$ (см. рис. 3, *b*). После прокаливания рефлекс $14,4 \text{ \AA}$ смещается до $13,3 \text{ \AA}$, что свидетельствует об увеличении количества хлоритовых пакетов в неупорядоченной смешаннослойной фазе. Одновременно синтезируется тальк (рефлексы при d : $9,3$; $4,59$; $4,56 \text{ \AA}$; см. рис. 3, *d*). Количество плагиоклаза незначительно уменьшается и синтезируется амфибол (рефлексы при d : $8,8$; $3,16 \text{ \AA}$).

Толеитовый базальт + карбонатные воды (тип грунтовых вод с о-ва Сахалин; таблица, № 21). В интервале $200-300^\circ\text{C}$ в малоугловой области появляется небольшой широкий рефлекс $14,7 \text{ \AA}$, который при увеличении температуры резко возрастает. Он достигает своего максимума при 400°C . После насыщения образца этиленгликолем на дифрактограмме наблюдается близкая к целочисленной серия отражений с $d(001) = 16,9 \text{ \AA}$ (рис. 4, *b*). Прокаливание этого препарата на воздухе ведет к смещению рефлекса 001 к $9,8 \text{ \AA}$. Отражение 060 равно $1,537 \text{ \AA}$, параметр $b = 9,20 \text{ \AA}$. Полученные рентгенодифрактометрические данные свидетельствуют о синтезе триоктаэдрического смектита.

В опыте при 500°C смектит не фиксируется. В малоугловой области регистрируется небольшой асимметричный рефлекс с $d = 10,3 \text{ \AA}$. После насыщения образца этиленгликолем происходит разделение этого рефлекса на два: $9,3$ и $16,5 \text{ \AA}$. Такое поведение рефлексов характеризует смешаннослойный слоуда-смектитовый минерал с соотношением межслоев $\sim 70:30$ [Дриц, Сахаров, 1976] (см. рис. 4, *b*).

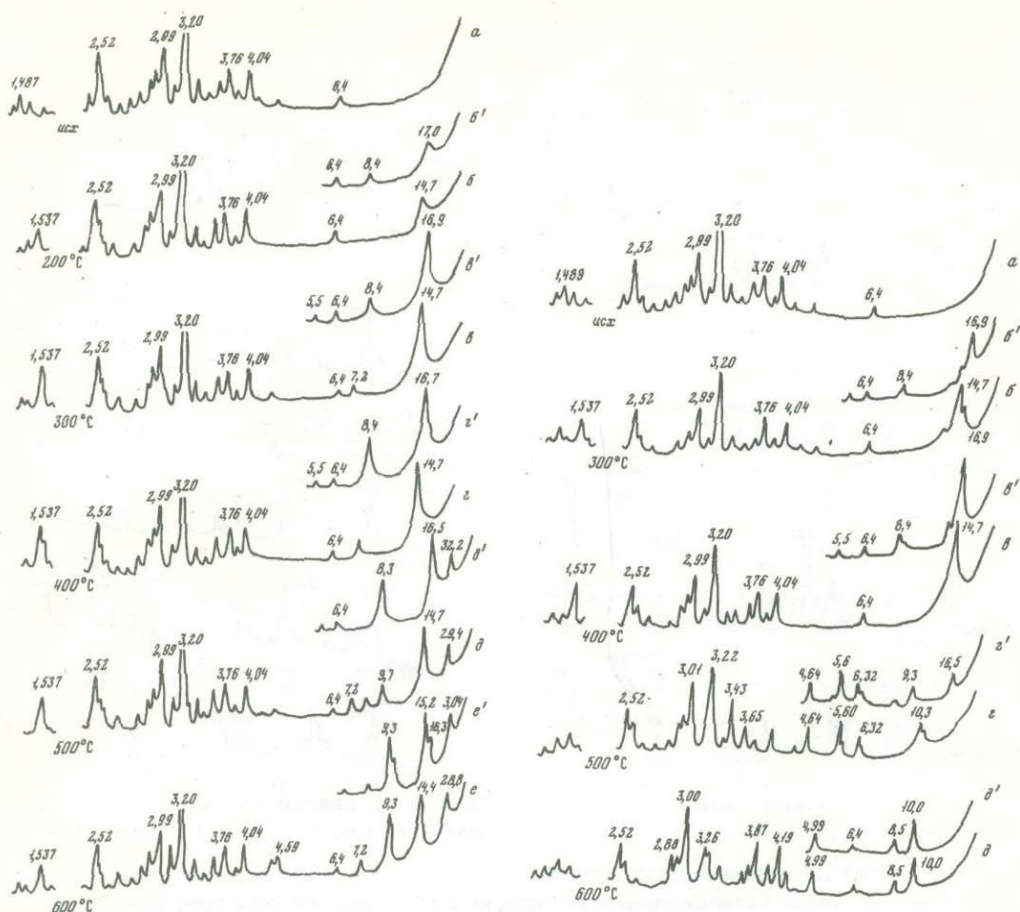


Рис. 3. Дифрактограммы продуктов синтеза по толеитовому базальту с Mg-хлоридными растворами в гидротермальных условиях ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 200-600^\circ\text{C}$, экспозиция 3 сут)

a - исходный базальт, воздушно-сухое состояние; то же, при: *b* - 200, *c* - 300, *d* - 400, *e* - 600°C (*b'*-*e'* - образцы, насыщенные этиленгликолем)

Рис. 4. Дифрактограммы продуктов синтеза по толеитовому базальту с K-Na-карбонатными растворами в гидротермальных условиях ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 300-600^\circ\text{C}$, экспозиция 3 сут)

a - исходный базальт, воздушно-сухое состояние; то же, при: *b* - 300, *c* - 400, *d* - 500, *e* - 600°C (*b'*-*d'* - образцы, насыщенные этиленгликолем)

Прокаливание образца на воздухе приводит к смещению рефлекса до $9,85 \text{ \AA}$. Наряду с этой фазой синтезируются анальцит (рефлексы при $5,60$; $3,43$; $2,93 \text{ \AA}$) и канкринит (рефлексы при $6,32$; $4,64$; $3,65 \text{ \AA}$).

Для опыта, проведенного при 600°C , на дифрактограмме наблюдается рефлекс при $d(001) = 10,0 \text{ \AA}$, почти не смещающийся при насыщении этиленгликолем и после прокаливании, а также рефлексы слюды при $4,99$ и $3,33 \text{ \AA}$. Данные электронографии позволяют ее отнести к политу типу 1 M_0 . Кроме слюды, синтезируются нефелин (рефлексы при $4,19$; $3,36$; $3,17$; $3,00 \text{ \AA}$) и амфибол (рефлексы при $8,5$; $3,16 \text{ \AA}$, см. рис. 4, *d*). Плагноклаз и пироксен при 600°C сохраняются в незначительном количестве.

Толеитовый базальт + сульфатные воды (тип вод Большого Меньшиковского озера, Центральный Казахстан; таблица, № 26). В опыте при 150°C в исходном образце изменений практически не наблюдается. Начиная с температуры 250°C на дифрактограмме также фиксируется появление смектита (рис. 5, *b*).

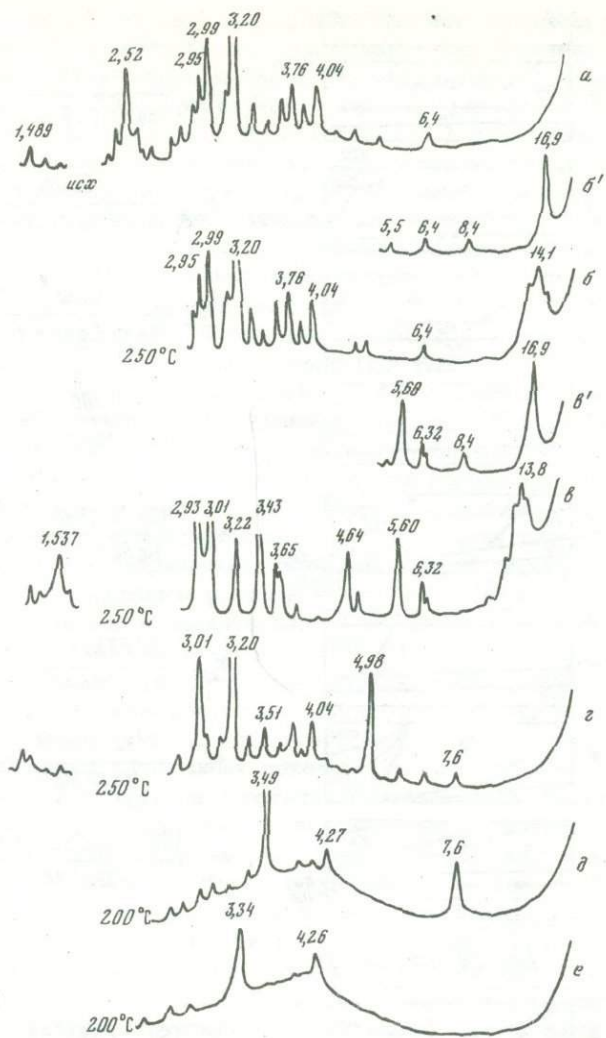


Рис. 5. Дифрактограммы продуктов синтеза по толеиту с сульфатными, смешанными и кислыми водами в гидротермальных условиях ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 150-250^\circ C$, экспозиция 3 сут)

a - исходный образец, воздушно-сухое состояние; воды: *б* - сульфатные, *в* - смешанные, *г* - сернокислые с хлористым алюминием, *д* - сернокислые, *е* - сернокислые (*б'-в'* - образцы, насыщенные этиленгликолем)

Смешанный тип вод - сульфатно-хлоридно-карбонатный (тип грунтовых вод Восточного Памира; таблица, № 28). При $150^\circ C$ изменений в продуктах опыта не отмечается, при $250^\circ C$ так же, как и в серии с карбонатными водами, синтезируются триоктаэдрический смектит, анальцит и канкринит (см. рис. 5, *в*). Плагиоклаз и пироксен в продуктах, полученных при $250^\circ C$, не фиксируются. Разложение этих фаз начинается быстрее, чем в карбонатных водах.

Толеитовый базальт + кислые воды. 1. Толеит с сернокислыми растворами с добавкой хлористого алюминия ($0,1 NH_2SO_4 + 0,2 NaAlCl_3$ - тип вод приблизительно соответствует грунтовым водам, известным на о-ве Парамушир; таблица, № 30). В интервале температур $100-150^\circ C$ начинается синтез алунита (рефлексы при $4,98; 3,51; 2,90 \text{ \AA}$). Одновременно увеличивается гало в области $2\theta = 15-35^\circ$, что свидетельствует об увеличении рентгеноаморфного вещества. Далее при $250^\circ C$ гало продолжает расти, количество алунита увеличивается и начинается синтез гипса (рефлекс при $7,6; 4,27 \text{ \AA}$; рис. 5, *г*).

2. Толеит с сернокислыми водами (искусственные среды). Как и в предыдущей серии опытов, были взяты сернокислые воды разной нормальности при $200^\circ C$.

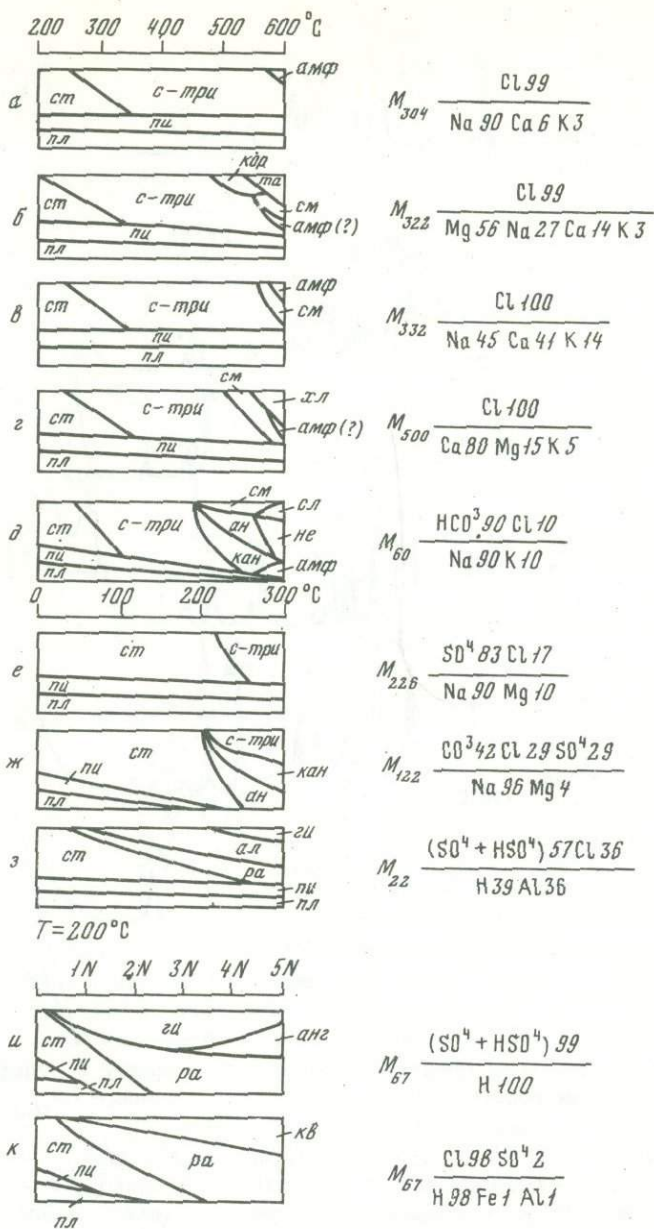


Рис. 6. Поля синтеза по толеитовому базальту с минерализованными водами различных составов в гидротермальных условиях ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 200-600^\circ\text{C}$, экспозиция 3 сут)

Воды: а-г - хлоридные, д - карбонатные, е - сульфатные, ж - смешанные, з-к - кислые.

Минералы: см-три - триоктаэдрический смектит, ст - стекло, пл - плагиоклаз, пи - пироксен, ан - анальцит, см - смешаннослойный минерал, сл - слюда, кан - канкринит, амф - амфибол, та - тальк, хл - хлорит, кор - корренситоподобная фаза, ги - гипс, ра - рентгеноаморфное вещество, анг - ангидрит, кв - кварц, ал - алунит

В продуктах опытов с 0,5N сернистым раствором растет гало в области $2\theta = 15-35^\circ$; количество плагиоклаза уменьшается, пироксен разрушается и синтезируется гипс (рефлексы при 7,6; 4,27; 3,79; 3,06 Å). В 5N растворе полностью разрушаются плагиоклаз и пироксен, гало продолжает расти и наряду с гипсом синтезируется ангидрит (рефлексы при 3,49; 2,86; 2,48 Å; см. рис. 5, д)

3. Толеит с солянокислыми водами (искусственные среды упрощенного состава; 2N-раствор соляной кислоты приблизительно отвечает составу вод поверхностных источников геотермальной системы вулкана Эбеко, Курильские острова; таблица, № 30). При изучении действия на толеит солянокислых вод разной нормальности (0,5; 2,0; 5,0, $T = 200^{\circ}\text{C}$) установлено, что при нормальности 0,5 изменений в составе толеита почти не наблюдается, однако увеличивается гало в области $2\theta = 15-35^{\circ}$. После обработки в 2N-растворе гало продолжает расти, пироксен исчезает, сохраняются слабые рефлексы плагиоклаза (рефлексы при 5,20; 4,04; 3,76 Å), а также образуется кварц (рефлексы при 4,26; 3,34 Å). В 5N HCl полностью разрушается плагиоклаз, гало растет и увеличивается количество кварца (см. рис. 5,е).

Обсуждение результатов. Результаты экспериментов по данным рентгеновского изучения продуктов опытов приведены в таблице и на схеме (рис. 6). На этой схеме короткая сторона каждого прямоугольника отвечает 100% фаз (данные полуколичественных измерений, полученных при оценке соотношения интенсивностей рефлексов на дифрактограммах), длинная сторона прямоугольника отвечает температурному интервалу опытов или нормальностям растворов.

В присутствии вод хлоридного, карбонатного и сульфатного типов (см. рис. 6, а-ж) наиболее ранним новообразованием при изменении толеитового базальта следует считать триоктаэдрический смектит, который образуется в интервале $200-550^{\circ}\text{C}$. С Na-хлоридным раствором (тип вод Красного моря) смектит продолжает синтезироваться в значительном количестве до 600°C (см. рис. 6,а).

При повышенной температуре ($450-600^{\circ}\text{C}$) в хлоридной и карбонатной средах образуются смешаннослойные фазы хлорит-смектитового и слюда-смектитового составов. С хлоридными растворами образуются смешаннослойные хлорит-смектитовые минералы, в которых с повышением температуры увеличивается количество стабильных хлоритовых пакетов (см. рис. 6,б-г). В Mg-хлоридных растворах сначала формируется корренситоподобная фаза, переходящая в смешаннослойную хлорит-смектитовую, с одновременным синтезом талька (см. рис. 6,г). В присутствии карбонатных растворов формируется слюда-смектитовая фаза совместно с анальцитом и канкринитом (см. рис. 6,д).

Пути синтеза минеральных фаз по толеитовому базальту в хлоридных и карбонатных растворах при повышении температуры различны. С хлоридными растворами при $550-600^{\circ}\text{C}$ синтезируются хлорит и амфибол (см. рис. 6,г), с карбонатными растворами - слюда, нефелин и амфибол (см. рис. 6,д). По мере повышения температуры синтезируются различные минеральные фазы в зависимости от состава растворов (рис. 7, 8). В результате опытов выяснено, что изменяемая часть породы - стекловатая основная масса, пироксены и плагиоклазы практически не изменяются. Но когда мы имеем дело с карбонатными растворами, образование вторичных фаз происходит не только за счет стекла, но и за счет пироксенов и плагиоклазов.

Эксперименты показали, что в присутствии агрессивных кислых растворов толеитовый базальт переходит в рентгеноаморфное вещество. С повышением нормальности растворов количество рентгеноаморфного вещества значительно увеличивается и одновременно, в зависимости от типа растворов, синтезируются различные минеральные фазы. С сернокислыми растворами в присутствии хлористого алюминия образуются алунит и гипс, с сернокислыми - гипс и ангидрит, с солянокислыми - кварц. В последней серии опытов в первую очередь разрушению подвергались стекло и пироксен, плагиоклазы разлагались с повышением нормальности кислых растворов (2-3N). Сернокислые растворы быстрее разрушают плагиоклаз.

Следовательно, в опытах с кислыми растворами толеитовый базальт изменяется принципиально иначе, чем в хлоридных карбонатных и сульфатных растворах. Основными продуктами преобразования толеита под воздействием кислых растворов являются рентгеноаморфное вещество, а также алунит, гипс, ангидрит и кварц (см. рис. 7, 8).

Таким образом, установлено, что в гидротермальных условиях (при $P=1$ кбар, $T = 200-600^{\circ}\text{C}$ и экспозиции 3 сут) по толеитовому базальту в присутствии модельных высокоминерализованных вод хлоридного, карбонатного и сульфатно-

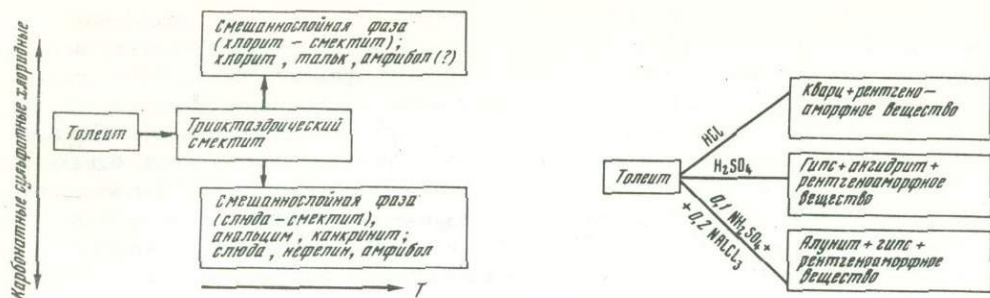


Рис. 7. Схема стадийных преобразований толleitового базальта с хлоридными, карбонатными и сульфатными растворами в гидротермальных условиях

Рис. 8. Схема преобразований толleitового базальта кислыми модельными растворами в гидротермальных условиях

го типов в первую очередь образуются триоктаэдрические смектиты, преимущественно развивающиеся по стеклу. В растворах NaCl смектиты синтезируются до 600°C . Начиная с 450°C с хлоридными и карбонатными растворами формируются смешаннослойные фазы: с хлоридными – хлорит-смектитовая, с карбонатными – слюда-смектитовая, анальцим и канкринит. При 600°C в хлоридных растворах синтезируются хлорит и амфибол, в карбонатных – слюда, нефелин и амфибол. В кислых растворах отмечается выделение рентгеноаморфного вещества и в зависимости от типа раствора синтезируются: в сернокислых в присутствии хлористого алюминия – алунит и гипс, в сернокислых – гипс и ангидрит, в серноокислых – кварц.

Проведенные эксперименты показывают направленность вторичных преобразований толleitового базальта в областях активного вулканизма в присутствии гидротермальных растворов.

Авторы считают своим приятным долгом поблагодарить Ю.П.Суэтина, В.Г.Самарину и М.Г.Валяшко за консультации по гидрохимическим вопросам в процессе работы.

Abstract

An experimental study of products of synthesis ($P_{\text{H}_2\text{O}} - 1 \text{ kbar}$, $T = 200-600^\circ\text{C}$ and 3 days exposition) after tholeiitic basalts with various types of waters has been carried out. The direction of phase formation has been established. Trioctahedral smectites are formed at the expense of decomposition of glass in presence of highly mineralized chloride, carbonate and sulphate waters (type of waters of the Red-, Dead Seas, Solton Sea, and oth.). At $T = 200-250^\circ\text{C}$ the mixed-layer phases are formed with chloride and carbonate waters: with chloride – chlorite-smectitic phase, with carbonate – mica-smectitic together with analcime and cancrinite. At $T = 600^\circ\text{C}$ chlorite and likely amphibole are synthesized with chloride solutions; mica, nepheline and amphibole – with carbonate solutions. With acid solutions (types of water on the Kuril islands and artificial media of simplified composition) – the main products of tholeiite transformation are X-ray-amorphous matter, gypsum, anhydrite, alunite and quartz. The obtained results can be used for interpretation of hydrothermal mineral formation in the ocean.

Литература

- Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря. – В кн: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 70-75.
- Валяшко М.Г. Основные химические типы вод и их формирование. – Докл. АН СССР, 1955, т. 102, № 2, с. 315-318.
- Дриц В.А., Сахаров Б.А. Рентгеноструктурный анализ смешаннослойных минералов. М.: Наука, 1976. 256 с.

- Котов Н.В., Копейкин Н.Н. Аппаратура и некоторые приемы исследований при высоких температурах и давлениях. II. Установка для гидротермальных исследований при $P_{H_2O} = 2000 \text{ кг/см}^2$ и T до 850°C . – Вестн. ЛГУ, 1972, вып. 2, № 12, с. 139–143.
- Котов Н.В., Курносков В.Б., Холодкевич И.В. Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде при повышенных P - T - параметрах. – Литол. и полезные ископ., 1978, № 4, с. 78–89.
- Пиннекер Е.Б. Рассолы Ангаро-Ленского артезианского бассейна. М.: Наука, 1966. 332 с.
- Посохов Е.В. Сульфатные воды в природе. Л.: Гидрометеонадат, 1972. 165 с.
- Самарина В.С. Гидрогеохимия. Л.: Изд-во ЛГУ, 1977. 277 с.
- Neev D., Emery K.O. The Dead Sea. – Bull. Isr. Geol. Surv., 1967, N 41, 147 p.
- White D.E., Anderson E.T., Grubbs D.K. Geothermal brine well wild Deep Drill. Hole may tap corebearing magmatic water and rocks undergoing metamorphism. – Science, 1963, vol. 139, N 3558, p. 919–922.

УДК 549.07+551.217

И.В. ХОЛОДКЕВИЧ, Н.В. КОТОВ, В.Б. КУРНСКОВ

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИЗУЧЕНИЕ ВТОРИЧНЫХ ИЗМЕНЕНИЙ ВУЛКАНИЧЕСКИХ СТЕКЛОВАТЫХ ПОРОД В ЧИСТОЙ И МОДЕЛЬНОЙ МОРСКОЙ ВОДЕ ПРИ ПОВЫШЕННЫХ P - T -ПАРАМЕТРАХ

Исследование взаимодействия вулканических пород с различными минерализованными гидротермальными средами описано в ряде работ [Hawkins, Roy, 1963; Bischoff, Dickson, 1974; Wirsching, 1976; Scheidegger, Stanes, 1977; Elderfield et al., 1977; Seyfried, Mottl, 1977; Mottl, Holland, 1978; Takeshita, 1978; и др.]. В последнее время эта проблема стала еще более актуальной в связи с изучением вторичных изменений базальтов на дне океана.

Эксперименты по гидротермальному преобразованию вулканических стекловатых пород различного состава проводились в НИИ Земной коры ЛГУ и в Дальневосточном геологическом институте ДВНЦ АН СССР, в реакторах с холодным затвором и бомбе Мори по стандартной методике [Котов, Копейкин, 1972] в чистой и модельной морской воде ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 100$ – 700°C , экспозиция 3 сут). Соотношение раствор – порода в бомбе Мори составляло 300:1, а в реакторе с холодным затвором 7:1, причем в обоих случаях идет постоянный обмен катионами между раствором и силикатным материалом в паровой фазе. Эксперименты проводились с четырьмя типами пород: океаническим толеитовым базальтом, пеплом плагиаандезитового состава, трахиандезитом и липаритом (таблица). Основной объем этих пород составляет вулканическое стекло. Для экспериментов приготавливались фракции с размером зерен $\sim 0,01$ мм, а из пепла плагиаандезитового состава была извлечена фракция $< 0,001$ мм.

Рентгеновские исследования продуктов, полученных экспериментально, выполнялись на дифрактометре ДРОН-1,5: CuK_α , Ni-фильтр, 40 kV, 22 mA, щели 0,5–1,0–1,0–0,5, 1 град/мин, RC = 10000/20 – 200/20, бумага ЭПП – 600 мм/ч; без вращения образца. Изучены образцы в воздушно-сухом ориентированном состоянии, насыщенные этиленгликолем и прокаленные при 500 – 550°C в течение 2 ч. Электронограммы и электронно-микроскопические снимки получены на электронографе ЭГ-100 и электронном микроскопе УЭМВ-100 в.

Дифрактограммы продуктов гидротермальной обработки вулканической стекловатой породы трахиандезитового состава приведены на рис. 1. Дифракционные картины продуктов опытов, полученные по другим трем типам пород, приводились нами ранее [Котов и др., 1977, 1978]. На дифрактограмме исходного трахиандезита проявлено широкое гало в интервале углов $2\theta = 15$ – 40° и набор рефлексов, характерных для плагноклаза. Небольшой рефлекс при $9,9 \text{ \AA}$ свидетельствует о присутствии в породе примеси слюды.

Химический состав (вес. %) исходных пород

Компоненты	Толейт	Трахиандезит	Пепел плагио- андезитового состава	Липарит
SiO ₂	51,10	56,60	54,35	71,50
TiO ₂	0,67	0,77	0,72	0,10
Al ₂ O ₃	18,06	16,84	21,48	12,20
Fe ₂ O ₃	1,85	5,43	5,54	0,61
FeO	5,02	3,25	-	0,46
MnO	0,26	0,16	-	0,02
MgO	7,76	1,61	2,13	0,03
CaO	12,05	3,39	5,94	1,78
Na ₂ O	1,88	4,30	2,77	3,08
K ₂ O	0,16	3,65	0,70	2,07
P ₂ O ₅	0,15	0,49	-	0,27
H ₂ O ⁻	0,27	0,66	-	3,19
H ₂ O ⁺	1,22	-	-	4,59
П.п.п.	-	2,39	6,39	-
Сумма	100,45	99,54	100,02	99,90

Примечание. Анализы получены в ДВГИ ДВНЦ АН СССР; аналитики Ж.А.Шека и Л.А.Авдеевина.

Дифракционные картины продуктов опытов, полученных при 100–350°C под давлением чистой воды, сходны (см. рис. 1,А). Кроме рефлексов, характерных для исходного материала, наблюдается сильноразмытый небольшой рефлекс в малоугловой области, который при насыщении препарата этиленгликолем смещается в сторону малых углов θ , а прокаливание образца при 500–550°C приводит к его смещению к 9,9 Å. Все это свидетельствует о том, что в интервале температур 100–350°C синтезируется монтмориллонит как первая новообразованная фаза.

При достижении 400°C на дифрактограмме резко выделился рефлекс при 12,1 Å и несколько меньший по величине – при 10–10,6 Å. Рефлекс 12,1 Å при насыщении препарата этиленгликолем смещается к 16,4 Å, а при прокаливании – к 9,8 Å, что свидетельствует о продолжающемся синтезе монтмориллонита. Рефлекс при 8,19 Å является вторым его базальным отражением. Наличие рефлекса 10,6 Å свидетельствует о появлении в образце частично упорядоченного смешаннослойного слюда-монтмориллонитового минерала. Повышение температуры эксперимента до 500°C приводит к появлению слюды (9,9 Å), количество которой возрастает при достижении температуры эксперимента до 600 и 700°C.

Рентгенодифракционные картины и данные электронографии показали, что новообразованные фазы на всем интервале температур экспериментов являются триоктаэдрическими. При 600°C синтезируется также минерал актинолитового ряда (8,4 Å). Дифракционные картины продуктов опытов, полученных в модельной морской воде (см. рис. 1,Б) при прочих равных условиях, существенно не отличаются от дифрактограмм продуктов синтеза в чистой водной среде (см. рис. 1,А).

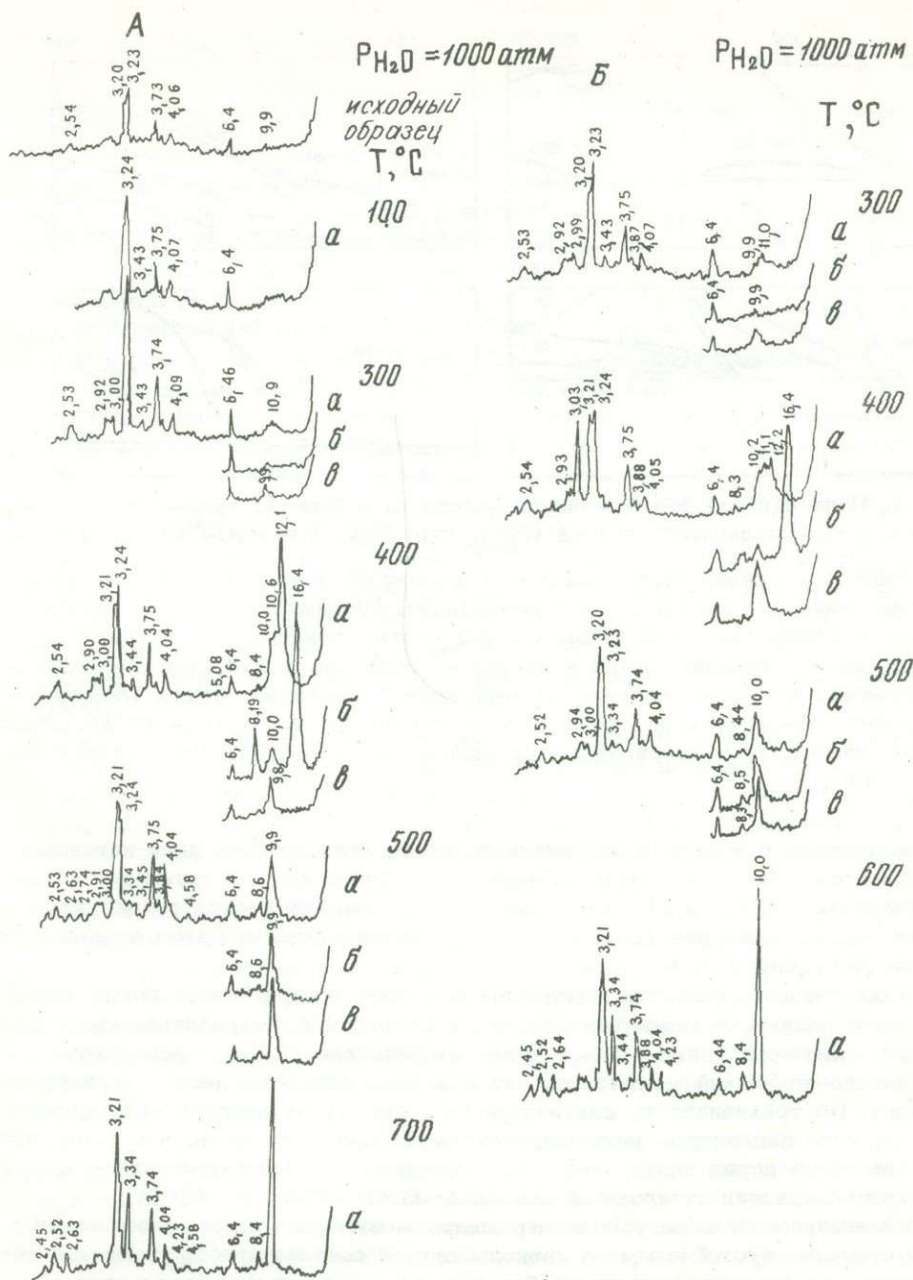


Рис. 1. Дифрактограммы продуктов гидротермальной обработки трахиандезита (А - дистиллированная вода, Б - морская вода).

а - воздушно-сухое состояние; б - образцы, насыщенные этиленгликолем; в - образцы, прокаленные при 500-550 $^{\circ}\text{C}$, 1-2 ч.

Совокупность данных, полученных с помощью аналитических методов и пересчетов химических анализов исходных пород на упрощенные составы новообразований, позволила схематизировать результаты экспериментов в форме диаграмм полей синтеза фаз (рис. 2). Каждый из приведенных прямоугольников отвечает исследованному типу стекловатой породы; короткая его сторона соответствует 100% фаз по данным визуальных оценок интенсивности рефлексов.

Как видно из рис. 2, процесс ракристаллизации стекловатой основной массы всех исходных пород начинается при низких температурах - 100-200 $^{\circ}\text{C}$.

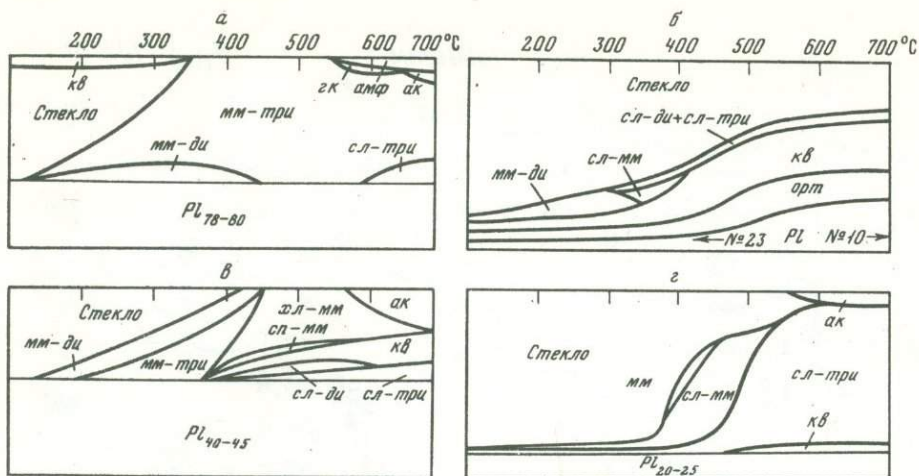


Рис. 2. Поля синтеза фаз при гидротермальной обработке вулканических стекловатых пород различного состава ($P_{H_2O} = 1$ кбар, $T = 100-700^\circ C$, 3 сут)

Породы: а - океанический базальт, б - липарит, в - вулканический пепел плагиаандезитового состава, г - трахиандезит. Минералы: мм-ди и мм-три - монтмориллониты ди- и триоктаэдрический соответственно, тл - тальк, амф - амфибол, ак - актинолит, сл-ди и сл-три - слюды ди- и триоктаэдрическая соответственно, хл-мм - частично упорядоченный смешаннослойный хлорит-монтмориллонит, сп-мм - то же, серпентин-монтмориллонит, сл-мм - то же, слюда-монтмориллонит, кв - кварц, орт - ортоклаз, см - смектит; $P1_{23}$ - плагиоклаз и его номер

Для толеитового базальта и андезитового пепла этот процесс идет интенсивно и заканчивается в основном при $350-450^\circ C$ (рис. 2, а, в), тогда как стекло в трахиандезите (рис. 2, г) полностью раскristализовывается только лишь при $600^\circ C$, а в липарите (рис. 2, б) стекловатая основная масса сохраняется частично даже при $700^\circ C$.

Первым новообразованным минералом для всех четырех типов пород является монтмориллонит. В толеитовом базальте начинают формироваться сразу две разновидности монтмориллонита - ди- и триоктаэдрической. В пепле андезитового состава диоктаэдрический монтмориллонит появляется немного раньше триоктаэдрического. По трахиандезиту синтезируется только триоктаэдрический монтмориллонит, а по липариту - диоктаэдрический. Следует отметить, что в отличие от других типов пород для трахиандезита наблюдается заторможенность процесса раскristализации стекловатой основной массы вплоть до $400^\circ C$.

С повышением температуры эксперимента монтмориллониты оказываются в разной степени неустойчивыми в зависимости от состава преобразующихся пород. Исключение составляет толеитовый базальт, по которому триоктаэдрический монтмориллонит синтезируется во всем температурном интервале опытов, и только при $600-700^\circ C$ в его структуре появляются слюдяные промежуточки. Кроме монтмориллонита, при этой температуре синтезируются тальк, амфибол и актинолит.

Ди- и триоктаэдрические монтмориллониты, полученные по пеплу плагиаандезитового состава, примерно при $400^\circ C$ переходят далее в ди- и триоктаэдрические слюды, смешаннослойные хлорит-монтмориллонитовые минералы, а также в кварц. При температуре около $550^\circ C$ начинает синтезироваться актинолит. И наконец, при $700^\circ C$ выявляются только триоктаэдрическая слюда, кварц и актинолит.

В случае породы липаритового состава (см. рис. 2, б) синтез диоктаэдрического монтмориллонита осуществляется до температуры немногим более $300^\circ C$. В интервале $300-400^\circ C$ образуется частично упорядоченный смешаннослойный слюда-монтмориллонитовый минерал и смесь ди- и триоктаэдрической слюды, син-

Рис. 3. Стадийность образования слоистых силикатов по вулканическим стекловатым породам различного состава

Сокращенные обозначения минералов см, на рис. 2

тез которых продолжается до 700°C. Выше 400°C в продуктах экспериментов значительно увеличивается содержание кварца, ортоклаза и плагиоклаза. Плагиоклаз с увеличением температуры раскисляется от № 23 до № 10. Синтез слоистых фаз по липариту затруднен.

Как видно из диаграммы (см.рис. 2, i), трахиандезитовое стекло очень слабо раскристаллизовывается вплоть до 350°C и только после этой температуры резко увеличивается количество синтезирующегося триоктаэдрического монтмориллонита и частично упорядоченного слюда-монтмориллонитового минерала. Температурный интервал их образования небольшой - 350-500°C. Выше 400°C появляется слюда, которая сохраняется до конечной температуры опытов (700°C). При 550-700°C образуются также актинолит и кварц.

Важно отметить, что плагиоклаз, присутствующий в толеите, трахиандезите и пепле плагиоандезитового состава, практически остается неизменным на протяжении всего изученного интервала температур, и только в липарите, как уже отмечалось, изменяются его состав и количественное содержание. Кварц не образуется только в экспериментах с толеитовым базальтом.

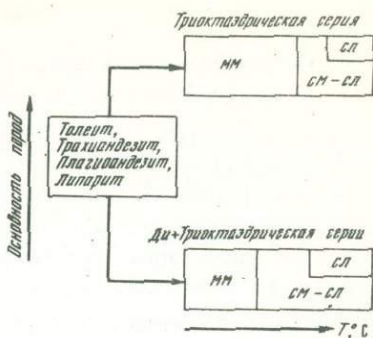
Полученные данные приведены на рис. 3, где выделяются две ветви развития слоистых силикатов в зависимости от состава исходных пород. Из рис. 3 видно, что если расположить изученные породы в порядке возрастания их основности, то по более основным породам предпочтительнее образование триоктаэдрической серии слоистых силикатов, а по более кислым образуются как три-, так и диоктаэдрические слоистые минералы.

Общая направленность раскристаллизации по обеим сериям одинакова: сначала синтезируются минералы группы монтмориллонита, которые с повышением температуры через смешаннослойные образования переходят в слюды. Отличие этих серий заключается в том, что по более кислым исходным породам синтез смешаннослойных фаз и слюд начинается при более низких температурах. Образование монтмориллонита здесь заканчивается также при более низких температурах, тогда как в триоктаэдрической серии он синтезируется в гораздо большем интервале температур.

Выводы. 1. При изучении гидротермального преобразования вулканических стекловатых пород различного состава в чистой дистиллированной воде при $P_{H_2O} \approx 1$ кбар и $T = 100-700^\circ C$ установлено, что: а) исходные породы преобразуются в основном за счет раскристаллизации стекловатой основной массы; б) различия в исходном составе этих пород определяют характер формирования новообразованных фаз; в) монтмориллонит - характерный минерал, формирующийся в низкотемпературных условиях при взаимодействии: вулканическая порода - вода; г) с повышением температуры монтмориллониты преобразуются в слюды, которые обычно унаследуют ди- и триоктаэдричность монтмориллонитов; д) помимо слюд, при высоких температурах могут синтезироваться кварц, тальк, амфибол и актинолит.

2. В присутствии модельной морской воды процессы преобразования вулканических стекловатых пород проходят в той же направленности, но более интенсивно и при более низкой температуре.

3. В экспериментах микролиты и фенокристы плагиоклаза исходных пород практически не изменяют своего состава и количественного содержания. Исключение составляет липарит, в котором при увеличении температуры опытов увеличивается количество плагиоклаза и изменяется его номер.



Abstract

The processes of alteration of tholeiite, plagiandesite, trachyandesite and liparite at $P_{H_2O} = 1$ kbar and $T = 100-700^\circ C$ were studied experimentally. It was established that dioctahedral and trioctahedral montmorillonites were formed at low temperatures after glass of the studied rocks. At higher temperatures of experiments these montmorillonites are converted mostly into micas. At high temperatures quartz, amphiboles, actinolite and talc are synthesized. Model sea water does not significantly affect the phase formation. Two branches of layer silicates were singled out: trioctahedral series of silicates is representative of more basic rocks, whereas di- and trioctahedral one - of more acid rocks.

Литература

- Котов Н.В., Копейкин Н.Н. Аппаратура и некоторые приемы исследований при высоких температурах и давлениях. II. Установка для гидротермальных исследований при $P_{H_2O} = 2000$ кг/см² и T до $850^\circ C$ - Вестн. ЛГУ, 1972, № 12, с. 139-143.
- Котов Н.В., Курносков В.Б., Холодкович И.В., Цейтлин Н.Ю. Экспериментальное изучение гидротермального преобразования вулканической породы плагиоандезитового состава. - Вестн. ЛГУ, 1977, № 24, вып. 4, с. 33-41.
- Котов Н.В., Курносков В.Б., Холодкович И.В. Моделирование природных преобразований вулканических пород в чистой и модельной морской воде. - Литол. и полезные ископ., 1978, № 4, с. 78-89.
- Bischoff J.L., Dickson F.W. Seawater-basalt interaction and sea floor metal deposits. - In: Intern. Symp. on Water-Rock Interaction. Karlovy Vary, 1974, Abstrs, p. 28.
- Elderfield H., Gunnlaugsson E., Wakefield S.J., Williams P.T. The geochemistry of basalt-sea-water interactions: evidence from Deception Island, Antarctica, and Reykjanes, Iceland. - Mineral. Mag., 1977, vol. 41, p. 217-227.
- Hawkins D.B., Roy R. Experimental hydrothermal studies on rock alteration and clay mineral formation. - Geochim. et cosmochim. acta, 1963, vol. 27.
- Mottl M.J., Holland H.D. Chemical exchange during hydrothermal alteration of basalt by seawater - experimental results for major and minor components of seawater. - Geochim. et cosmochim. acta, 1978, vol. 42, N 8, p. 1103-1115.
- Seyfried W.E., Mottl M.J. Origin of submarine metal-rich hydrothermal solutions: experimental basalt-seawater interaction in a sea-water-dominated system at $300^\circ C$, 500 bars. - In: Proc. 2nd Intern. Symp. Water-Rock Interact. Strasbourg, 1977, p. 173-180.
- Scheidegger K.E., Stanes D.S. Mineralogy, chemistry and crystallization sequence of clay minerals in altered tholeiitic basalts from the Peru trench. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1977, vol. 36, N 3, p. 413-422.
- Takeshita H. Thermal experiment on some natural glasses. - J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1978, vol. 73, N 5, p. 142-151.
- Wirsching U. Experiments on hydrothermal alteration processes of rhyolitic glass in closed and "open" system. - Neues Jahrb. Mineral Monatsh., 1976, N 5, S. 203-213.

УДК 552.47+552.321.6

Д.С. ШТЕЙНБЕРГ, И.С. ЧАЩУХИН, М.В. ЛАГУТИНА,
Д.С. ШЛЯПНИКОВ, Э.К. ШТЕРН

ПРОБЛЕМЫ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ УЛЬТРАБАЗИТОВ

Цель статьи - подвести краткие итоги многолетнему изучению серпентинизации на основе наших исследований, ведущихся с 1957 г., результаты которых опубликованы в монографии [Штейнберг, Чашухин, 1977] и в последующих статьях, излагающих более поздние новые данные. Проблемы серпентинизации исключительно сложны и разнообразны и затрагивают минералогию, геохимию, петрологию и геологию ультрабазитов. Они включают выделение и физико-химический анализ равновесных минеральных ассоциаций, т.е. минеральных фаций и условий их формирования; тесно с этим связанные эксперименталь-

ные исследования; структуры продуктов серпентинизации и морфологии составляющих их минералов, определяемых кинетикой гетерогенных реакций; место, занимаемое серпентинизацией в истории формирования ультрабазитов на регрессивной и прогрессивной стадиях, т.е. возрастные, пространственные и генетические взаимоотношения с другими геологическими событиями, затрагивающими эти породы; взаимоотношения с известковым метасоматозом – родингитизацией, диопсидизацией, тремолитизацией; выделение и распознавание ранней серпентинизации, накладывающейся непосредственно на первичные минералы, и последующих процессов преобразования ее продуктов; факторы, вызывающие эти процессы; положение в них асбестообразования; взаимоотношения с другими процессами гидратации мафических силикатов, в том числе с низкотемпературными – смектитизацией; разграничение автометаморфической и регионально-метаморфической серпентинизации на основе сопоставления с вмещающими толщами; источник и состав серпентинизирующих флюидов; разграничение эндо- и экзогенной серпентинизации; специфика серпентинизации различных геолого-генетических типов ультрабазитов – мантийных реститов (альпинотипных – континентальных и океанических, концентрически-зональных), стратиформных, эвмагматитов – вулканитов (пикритовых порфиритов, коматитов, меймечитов, кимберлитов) и их интрузивных аналогов; методы исследования ультрадисперсных продуктов серпентинизации.

Проблемы охватывают вопросы, выходящие за рамки самого процесса: баланс вещества – соотношение изо- и аллохимизма, состав, физико-химические параметры, в том числе окислительно-восстановительные и кислотно-основные свойства метаморфизирующих растворов; соотношение общего давления (на твердые фазы) и давление флюидов, в том числе воды и других компонентов (O, H, CO₂ и др.); инертное и подвижное поведение воды и других летучих, определяемое скоростью диффузии и фильтрации; проблема источника метаморфизирующих растворов (ювенильные, вадозовые, мантийные, магматогенные); проблема объема (постоянство, переменность); равновесная и неравновесная крупность зерна и др.

Изучение серпентинизации уже внесло и несомненно еще внесет существенный вклад в разработку этих вопросов. Многие из них достаточно подробно рассмотрены в нашей монографии [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Поэтому здесь мы кратко повторим лишь важнейшие, с точки зрения направления дальнейших исследований, положения, остановившись на новых данных по серпентинизации, месте ее в истории формирования ультрабазитов и ассоциированных с ними пород, специфике процесса в различных типах ультрабазитов.

Серпентинизация – один из видов гидратации бедных Al₂O₃ и Ca Fe-Mg-минералов, преимущественно (но не исключительно) силикатов. Так, известно образование антигоритовых серпентинитов по доломитам в контакте с жильными диабазами (Бакало-Саткинский район Южного Урала), с полным выносом Ca и привносом SiO₂. Существуют и другие виды гидратации существенно магнезиальных силикатов, более высокотемпературные и столь же низкотемпературные (смектитизация), как и серпентинизация.

Решение этих проблем невозможно без знания вещественной стороны процесса, а тем самым и условий, ее определяющих. Наиболее удобны для этой цели дуниты, так как они состоят в первом приближении из одного минерала – оливина и трех главных компонентов – MgO, FeO и SiO₂. Простота состава дунитов сводит к минимуму число переменных, определяющих гетерогенное равновесие, и благоприятствует выяснению параметров, характеризующих сам процесс. К ним относятся концентрации воды, H, O, C, Cl. Четыре последних элемента в сочетании с Mg, Si, Fe и составляют независимые компоненты системы, количество которых равно семи (если мы пренебрежем примесями Ca, Al, Cr, Ni и Mn – вместе с последними число компонентов возрастает до 11).

Сложность природных объектов ограничивает возможности экспериментов исследованием упрощенных частных систем, моделирующих природные с той или иной степенью приближения. Главные усложнения связаны с присутствием Fe и его двойной валентностью, которое в зависимости от условий способно входить в силикаты в закисной и окисной формах и выделяться самостоятельно в

Таблица 1

Минеральные фации продуктов различных стадий регрессивного метаморфизма мантийных реститов ряда дунит - гарибургит и прогрессивного - продуктов их гидратации

T, °C* при P H ₂ O = 2 кбар	Стадия регрессивного метаморфизма	Виды метаморфизма		Стадия прогрессивного метаморфизма
		Регрессивный	Прогрессивный	
		<u>Устойчивые шпинелиды</u>		
		Хромшпинелиды	Магнетит	
		<u>Безводные фации</u>		
		Исходные для регрессивного, предельные - для прогрессивного метаморфизма		
700	1	Оливин + ортопироксен		8
		<u>Водные фации</u>		
		Безбруситовые - устойчив оливин, неустойчивы - брусит + серпентин		
600-700	2	Оливин + антофиллит (куммингтонит) или тремолит		7
500-670	3	Оливин + тальк		6
380-500	4	Оливин + серпентин		5
		?	Антигорит ₅ + оливин ₁₀ + 1% магнетита	
		Бруситовые - устойчивы серпентин + брусит		
		-	Антигорит ₂ + брусит ₅ + 5% магнетита	4 ^{*2}
		-	Хризотил ₁ + брусит ₃ + 6% магнетита	3 ^{*2}
		Брусит + когенил + оксисерпентиновые, неустойчив магнетит		
		-	Рекристаллизованный сегрегированный лизардит + брусит + когенил + хромшпинелид	2 ^{*2}
380	5	Оливин + петельчатый ультрадисперсный агрегат лизардита ₆ , брусита ₁₀₋₂₀ , когенил + хромшпинелид		1
		Фация исходная для прогрессивного, предельная - для регрессивного метаморфизма. Субфации:		
		а) слабосерпентинизированные (предел Fa ₁₅) ^{*3}		
		б) среднесерпентинизированные (предел Fa ₂₂) ^{*3}		
		в) сильносерпентинизированные (предел Fa ₃₀) ^{*3}		

*По Н. Боуэну и О. Таттлу [1950] для системы MgO-SiO₂-H₂O, для Fa₈ температуры на 5-10°C ниже.

^{*2}Стадии 2, 3, 4 встречаются как зоны в месторождениях хризотил-асбеста [Золоев, 1975; Чашухин, 1974].

^{*3}При более высоких содержаниях Fa происходит смектитизация.

Примечание. Индексы при названиях минералов означают их железистость Fe/(Fe+Mg) для типичных примеров. В фациях стадий 2, 3, 4 (5, 6, 7) железистость оливина всегда много выше, чем сосуществующих гидросиликатов. Примеры даны для исходного оливина Fa₈ (тип мантийных реститов).

форме окислов (маггемо-магнетит), карбидов (когенит) сульфидов и в самородном виде в смеси с Ni (аварунит). Поэтому решающее значение приобретает изучение минерального фазового состава продуктов серпентинизации, которое ввиду их ультрадисперсности, в свою очередь, упирается в методические вопросы. Примером может служить обнаружение брусита и когенита как обязательных составных частей в тонкодисперсных продуктах ранней серпентинизации, изучающихся уже более ста лет.

Наблюдения над дунитами позволяют изучить условия гидратации оливина, над гарцбургитами ортопироксена. Если первые сводятся к серпентинизации, то вторые характеризуются сложной стадийностью.

В основу дальнейшего анализа проблемы положен фактический материал по серпентинизации мантийных реститов — дунитов и гарцбургитов, так как они наиболее изучены. Специфика серпентинизации других типов ультрабазитов будет охарактеризована в значительной мере предварительно.

Наиболее систематическими данными мы располагаем по дунитам Платиноносного пояса Урала, поскольку лишь в них мы встречаем диапазон степени серпентинизации от 0 до 100%, что позволило полнее исследовать зависимость минерального состава продуктов ранней серпентинизации от ее степени. Несмотря на ограниченность наблюдений, они несомненно свидетельствуют об аналогичности минерального состава продуктов ранней серпентинизации дунитов дунит-клинопироксенитовой ассоциации Платиноносного пояса Урала и альпийно-типных ультрабазитов (дунитов и гарцбургитов), что свидетельствует и об аналогичности условий процесса. Намечающиеся отличия касаются деталей и требуют дальнейших исследований.

В табл. 1 в идеализированной форме сведены имеющиеся данные о стадийности гидратации — нагревания мантийных ультрабазитов ряда дунит — гарцбургит. При гидратации чаще всего процесс начинается сразу с образования самой низкотемпературной ассоциации. Иногда (причины этого неясны и составляют задачу исследований) среди серпентинизированных гарцбургитов (Алтае-Саянская область, Полярный Урал и др.) встречаются реликтовые псевдоморфозы по энстатиту, сложенные тальком, тремолитом, вторичным диопсидом и свидетельствующие о проявлениях метаморфизма до серпентинизации и существовании более ранних стадий гидратации [Варлаков, 1978; Гончаренко, 1977; Меляховецкий, Никитчин, 1974; Меляховецкий, Леснов, 1976]. Очевидно, большей частью мантийные ультрабазиты достигают водонасыщенных горизонтов земной коры, будучи охлажденными до низких температур, отвечающих последним стадиям гидратации. При прогрессивном метаморфизме вначале характерно образование продуктов перекристаллизации фации 5 (см. табл. 1) при сохранении набора минералов (стадия 2) и появление, начиная со стадии 3, устойчивого магнетита, замещающего хромшпинелид, сохраняющийся только в форме реликтов. Это свидетельствует о различии режима О и, по-видимому, воды. Различны и структуры: при гидратации — это псевдоморфозы по энстатиту талька, тремолита, диопсида, серпентина, при дегидратации — равнозернистые, вновь образованные типичные кристаллобластические структуры. Как показали Уиннер и Тейлор [Wenner, Taylor, 1973], в первом случае воды имеют метеорное происхождение, во втором — ювенильное.

Смектитизация по температурам образования изофациальна с серпентинизацией. На продукты ранней серпентинизации местами накладываются гидротермальные и гипергенные процессы, приводящие к образованию тонкодисперсных сульфидов Fe, Ni, Cu, Co (пирротина, пентландита, халькопирита и других более редких), детально описанных П. Рамдором [1962] и др., самородного железа, в том числе никелистого, продуктов преобразования брусита, содержащих углекислоту и трехвалентные катионы — Fe (пироаунит, колингит, съегренит), Al (гидроталькит, манассеит), Cr (стихит, барбертонит), трехвалентное Fe и Cl (айоваит), точилинит, валлериит), основной хлорид железа — $Fe_2(OH)_3Cl$, описанный Раклиджем [Rucklidge, 1977]. Физико-химический анализ этих образований выходит за рамки статьи.

СЕРПЕНТИНИЗАЦИЯ И СМЕКТИТИЗАЦИЯ

В базальтах, долеритах (траппах) и некоторых габброидах вместо серпентинизации происходит замещение оливина тонкодисперсными микрокристаллическими до аморфных агрегатами вторичных минералов красновато-коричневой и зеленой окраски, определяемых как иддингсит, боулингит, хлорофенит и образующих также самостоятельные выделения в форме жилок и миндалин. В иддингситах, по У.А. Диру и др. [1965-1966], в среднем содержится 39% Fe_2O_3 , 0,4% FeO и 6,9% MgO , в хлорофените - 22,1% Fe_2O_3 , 6,7% FeO , 8% MgO . Содержание Al_2O_3 в среднем в обоих минералах составляет около 4%, CaO - 2-3%. Содержание SiO_2 близко к таковому в оливине (41-45%). Наряду с конституционной водой (8-9%) характерно высокое содержание адсорбированной (гигроскопической) воды (иддингсит - 10%, хлорофенит - 21%).

Рентгенографически, термографически и другими методами установлено, что эти образования представляют собой тонкий агрегат минералов группы монтмориллонита, хлорита и гётита. Известно также, что в коре выветривания бедный Fe оливин и продукты его серпентинизации могут переходить в нонтронит [Гинзбург, Рукавишникова, 1951]. Во всех этих изменениях много общего: они протекают с окислением Fe , выносом Mg при сохранении примерно исходного содержания SiO_2 , со значительно большим, чем при серпентинизации, добавлением воды (в сумме 20-30%). Общим с ранней серпентинизацией является окисная форма Fe в составе вторичных силикатов.

Естествен вопрос: в чем причина различий гидратации оливина - серпентинизации в одном случае и смектитизации (так условно можно объединить образование боулингита, иддингсита, хлорофенита) - в другом. Наши наблюдения и литературные данные говорят о существовании верхнего предела железистости оливина, способного серпентинизироваться, выше которого оливин может лишь смектитизироваться или полностью разрушаться.

Так, по П. Вагнеру [1932], дуниты с железистостью 20% серпентинизированы полностью, а залегающие рядом гортонолитовые (Fe_{50}) - затронуты только окислением. По В.С. Соболеву [1936], серпентинизация свойственна только пикритовым диабазам Норильска (оливин Fe_{22}), в то время как в обычных траппах (оливин Fe_{30-40}) наблюдаются лишь иддингситизация и боулингитизация. В щелочных базальтах о-ва Тристан-да-Кунья оливин фенокристов с железистостью 21% замещается по трещинам иддингситом [Backer et al., 1964].

В долеритах Карру, по Ф. Уокеру и А. Польдерварту [1950], оливин состава Fe_{15-100} в магматическую стадию преобразуется в ортопироксен или пижонит (в зависимости от температуры магмы), в гидротермальную - в зеленый боулингит или бурый иддингсит, в атмосферную стадию, под действием выветривания, - в плотный агрегат желтого или зеленого неплеохроичного под микроскопом серпентина с примесью мелких зерен магнетита или в гидроокислы железа.

Наши наблюдения показали, что, несмотря на широкие вариации, даже внутри одного массива намечаются отдельные серии мантийных ультрабазитов с четко выраженной обратной линейной зависимостью степени серпентинизации от железистости оливина (рис. 1), которые условно можно выделить как слабо-, средне- и сильносерпентинизированные [Штейнберг, Чашухин, 1978]. Подобная зависимость обнаружена в Кондерском массиве Алданского шита, что говорит о ее всеобщем характере [Ефимов, Таврин, 1978]. Самое простое объяснение - возрастание доли H во флюидах по мере увеличения содержания Fe в оливине в результате реакции с водой и понижение тем самым парциального давления последней. Из этого вытекает существование, с одной стороны, верхнего предела железистости оливина, способного серпентинизироваться для каждой серии (15,22 и 30% фаялита), с другой - абсолютного предела, выше которого оливин вообще не может серпентинизироваться (30% фаялита). Это хорошо согласуется с приведенными литературными данными и, по-видимому, является универсальным законом для оливинов любых пород. В отдельных

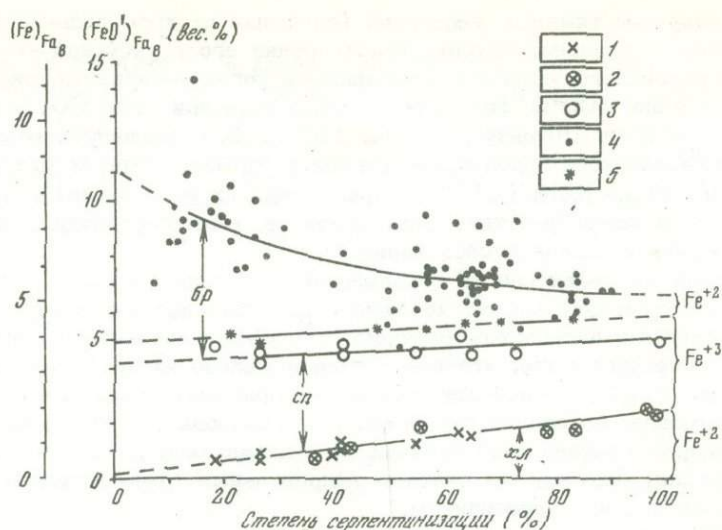


Рис. 1. Баланс железа в продуктах ранней серпентинизации дунитов Платинового пояса Урала, приведенный к оливиному (Fe_8)

Когенит, рассчитанный: 1 - по FeO в когенит-серпентиновой смеси, 2 - по карбидному углероду в породе; 3 - когенит-серпентиновая смесь (хл+сп); 4 - продукты серпентинизации (хл+сп+бр); 5 - усредненные содержания Fe_2O_3 , отложенные от усредненной линии содержаний Fe в форме когенита; хл - хлорит, сп - серпентин, бр - брусит.

случаях этот предел, как и в мантийных ультрабазитах, может понижаться. Это не исключает возможность смектитизации и более магнезиальных оливинов и не говорит ничего об условиях процесса: он может быть в обоих случаях как гидротермальным, так и гипергенным.

МИНЕРАЛЫ, АССОЦИИРОВАННЫЕ С СЕРПЕНТИНАМИ

В составе серпентинизированных ультрабазитов мы находим до-, со- и послесерпентиновые минералы. К первым относятся первичные высокотемпературные минералы - оливин, орто- и клинопироксены, хромшпинелиды, графит, по-видимому, муассанит и продукты ранней стадии гидратации - тремолит, тальк, гидродиопсид [Штейнберг, 1978]. В дунит-клинопироксенитовой ассоциации (концентрически-зональных ультрабазитах) к ним добавляется ранний магнетит - продукт специфического глубинного метасоматоза, в различной степени (большой частью по периферии) замещающий хромшпинелид и растворяющийся в ходе ранней серпентинизации, в условиях которой он неустойчив. При прогрессивном метаморфизме образуются послесерпентиновый маггемо-магнетит, вторичный графит (за счет разложения когенита), рекристаллизованный индивидуализированный лизардит, брусит, когенит, хризотил, антигорит, входящие в парагенезисы (см. табл. 1). Новыми данными мы располагаем по серпентинам, бруситу, когениту, магнетиту.

Серпентины. Все исследователи сейчас единодушно выделяют три минерала группы серпентина: лизардит, хризотил, антигорит [Coleman, 1971; Moody, 1976]. Большинство согласно также в выделении двух форм и поколений лизардита - ранней тонкодисперсной (петельчатой) и поздней индивидуализированной - ленточной и секториальной. Мы показали, что петельчатый серпентин в действительности представляет собой ультрадисперсный агрегат крупностью в доли микрона (т.е. за пределами разрешающей способности оптического микроскопа), состоящий из лизардита, тождественного по химическому составу поздней индивидуализированной его генерации, а также брусита (по-видимому, немалита), карбида железа - когенита и ничтожной примеси первичного графита. Это стало возможным благодаря применению комплекса методов: выделения данной смеси

из пород с помощью тяжелых жидкостей (очистение от хромшпинелида, оливина и ортопироксена), удаления брусита (растворение его в уксусной кислоте), определения карбидного углерода в оставшейся когенит-серпентиновой фракции путем сжигания при 400°C, фиксации выделившейся при этом CO₂ и другими косвенными методами [Штейнберг и др., 1978]. Их совершенствование и разработка количественного определения когенита термоманнитным методом, основанным на его точке Кюри (213°C), применение их на большом материале, характеризующем различные типы ультрабазитов, виды серпентинизации и гидратации, — важнейшая задача исследований.

Подтверждением правильности определений карбидного углерода путем дифференциального сжигания служит хорошее совпадение величин, полученных этим методом, с данными пересчетов химических анализов когенит-серпентиновой фракции (если предположить, что все закисное железо входит в состав когенита; табл. 2, рис. 2). Ранее эту фракцию мы рассматривали как мономинеральную, состоящую из одного серпентина, что приводило к ошибочным выводам о его химическом составе и об отличии от индивидуализированного лизардита второй генерации. Поэтому мы считаем неправильным отождествлять ранний петельчатый серпентин с лизардитом.

В табл. 2, 3 приведены химические составы раннего петельчатого серпентина-лизардита, рассчитанные на основе химических анализов когенит-серпентиновой фракции (путем вычитания состава когенита, исходя из содержания закисного железа и позднего индивидуализированного лизардита по химическим анализам пород, целиком сложенным этим минералом).

Химические составы лизардита рассчитываются как смесь двух миналов: магнезиального, состава теоретического серпентина (H₄Mg₃Si₂O₉) и ферриамезита, т.е. амезита, в котором Al заменен трехвалентным железом (H₄Mg₂Fe³⁺SiO₉).

Единственное отклонение — некоторый и довольно выдержанный избыток воды в магнезиальном минале: отношение H₂O/SiO₂ близко к 1,26, что отвечает эмпирической формуле H₅Mg₃Si₂O_{9,5}. Возможно, это результат примеси адсорбированной воды, не полностью удаленной при 110°C. В пользу этого говорит значительно меньший избыток воды в магнезиальном минале в индивидуализированном и лучше раскристаллизованном лизардите второй генерации, в котором меньше условий для адсорбции воды.

Обращает на себя внимание незначительное падение содержания ферриамезитового компонента, приведенного к Fa₈ в раннем серпентине, и его общей железистости по мере увеличения степени серпентинизации, которое коррелируется с падением железистости брусита и продуктов серпентинизации вообще (см. рис. 2). Таким образом, лизардит первой и второй генераций содержит только окисное Fe и может быть назван окиссерпентином.

Изложенные представления о составе лизардита хорошо объясняют давно подмеченный избыток воды и дефицит SiO₂ в лизардите: отношения RO'/SiO₂ составляет 1,6–1,7, H₂O/SiO₂ — от 1,1 до 1,3 вместо 1,5 и 1,0 в теоретическом серпентине.

Антигориты, в отличие от лизардита, характеризуются преобладанием закисного Fe над окисным, как и большинство мафических силикатов, — степень окисления Fe колеблется почти от нуля до 40–50%. При железистости исходных пород 8% железистость антигорита колеблется от 1–2 до 6–7% в зависимости от количества магнетита.

Хризотилы и хризотил-асбесты представляют собой промежуточную группу с примерно равными молекулярными количествами закиси и окиси Fe, с пониженным содержанием Fe в целом благодаря выделению большей его части в форме магнетита.

Таким образом, три вида серпентиновых минералов различаются не только по структуре и морфологии, но и по соотношению окисного и закисного Fe: выделяются окисная, закисная и промежуточная группы. Морфологические и структурные различия внутри групп определяются факторами второго порядка, в значительной мере кинетическими.

Некоторая неясность сохраняется в отношении морфологии раннего петельчатого лизардита — волокнистый он или пластинчатый. Исследования И.М. Лаш-

Таблица 2

Химический состав (вес.%) и характеристики петельчатого серпентина после удаления брусита (растворением в кислоте) и когенита (по расчету)

Компоненты	К-3	К-1	К-2	К-22	К-13	К-18	3544	6-Н
SiO ₂	37,84	37,82	38,91	38,39	39,43	40,36	40,13	38,57
Al ₂ O ₃	0,26	0,22	0,18	0,18	0,27	0,18	0,31	0,26
Cr ₂ O ₃			0,09	0,09	0,03	0,09	0,15	0,12
Fe ₂ O ₃	7,50	8,26	4,23	5,66	5,70	4,25	4,32	4,14
FeO	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
MgO	39,16	38,70	41,18	40,16	39,59	40,13	40,07	41,14
H ₂ O ⁺	15,23	15,00	15,41	15,51	14,98	14,99	15,02	15,76
Сумма	100,00	100,00	100,00	99,89	100,00	100,00	100,00	100,00
Feх100/(Fe + Mg) (в оливине)	11,1	13,0	7,2	9,6	10,6	8,6	8,2	7,7
Feх100/(Fe + Mg) (в серпентине)	$\frac{8,8}{6,3}$	$\frac{9,7}{6,0}$	$\frac{4,9}{5,4}$	$\frac{6,7}{5,6}$	$\frac{6,8}{5,1}$	$\frac{5,1}{4,7}$	$\frac{5,2}{5,1}$	$\frac{4,9}{5,1}$
RO'/SiO ₂ *	1,69	1,69	1,59	1,67	1,61	1,56	1,57	1,67
H ₂ O/SiO ₂	1,34	1,32	1,32	1,35	1,27	1,24	1,25	1,36
H ₄ Mg ₂ Fe ²⁺ SiO ₉ (мол.%)	$\frac{15}{11}$	$\frac{16}{10}$	$\frac{8}{9}$	$\frac{11}{9}$	$\frac{11}{8}$	$\frac{8}{7}$	$\frac{9}{9}$	$\frac{9}{9}$
MgO/SiO ₂ (в магнезиальном минале)	1,50	1,48	1,56	1,53	1,47	1,46	1,46	1,57
H ₂ O/SiO ₂ (в магнезиальном минале)	1,28	1,26	1,29	1,30	1,22	1,20	1,21	1,33
Степень сер- пентинизации (вес. %)	18	26	41	41	54	64	65	85
Плотность по- роды (г/см ³)	3,18	3,12	3,00	3,00	2,89	2,81	2,80	-
Содержание H ₂ O ⁺ в породе (вес.%)	2,41	2,58	5,92	6,44	7,14	10,05	10,52	12,90

*RO' = MgO + FeO + 0,9Fe₂O₃

Примечание. В числителе - первичные данные, в знаменателе - данные, приведенные к Fa₈ путем умножения на коэффициент 8/Fa, где Fa - молекулярный процент фаялита в оливине. Место взятия образцов: К-3, К-1, К-2, К-22 - Кытлынский массив, Северный Урал, Иовское тело; К-13, К-18 - тот же массив, Косьюинское плечо; 3544 - дунит, клинопироксенитовая ассоциация массива Рай-Из; 6-Н - Уральный массив, Южный Урал.

нева [1969] и приводимые им электронно-микроскопические фотографии показывают присутствие в раннем серпентине волокнистой формы, что подтверждают наблюдения Л.А. Шерстобитовой (рис. 3) (лаборатория геологии рудных месторождений Института геологии и геохимии УНЦ АН СССР).

Брусит. Тонкодисперсный брусит, невидимый под микроскопом, обнаруживаемый и количественно определяемый термовесовым анализом и путем селективного растворения в уксусной кислоте и в хлористом аммонии, - обязательная составная часть продуктов серпентинизации оливина по реакции оливин+вода = серпентин + брусит [Штейнберг, 1960; Штейнберг, Чашухин, 1977]. При изохимическом течении процесса количество брусита составляет около 17%. При 25% энстатита это количество снижается до нуля. При большем содержа-

Таблица 3

Химический состав (вес.%) и характеристики секториального lizardита

Компоненты	C-1	26	F-23	F-46	F-47	1D	2D
SiO ₂	39,24*	40,48	41,64	39,92	40,97	41,25	41,80
Al ₂ O ₃	2,53	2,53	0,72	0,44	Нет	0,54	0,19
Cr ₂ O ₃	0,26	0,03	-	-	-	-	0,003
Fe ₂ O ₃	5,13	3,43	1,96	5,68	5,55	1,32	0,93
FeO	0,05	0,14	0,18	Следы	Следы	0,09	0,06
MgO	40,06	40,06	41,55	39,10	40,43	41,84	42,67
Na ₂ O	-	-	0,10	-	-	-	0,02
H ₂ O ⁺	12,96	13,40	13,74	13,80	13,80	13,68	13,88
H ₂ O ⁻	-	-	0,36	-	-	0,97	0,24
Сумма	100,23	100,07	100,15	98,94	100,75	99,89	99,79
Fe×100/(Fe + Mg)	6,1	4,1	2,5	6,8	6,4	1,5	1,1
RO ⁺ /SiO ₂	1,70	1,61	1,64	1,58	1,57	1,65	1,55
H ₂ O/SiO ₂	1,10	1,10	1,10	1,15	1,12	1,11	1,11
H ₄ Mg ₅ Fe ₂ ³ SiO ₉ (мол.%)	9	6	4	10	10	2	2
H ₄ Mg ₂ Al ₂ SiO ₉ (мол.%)	8	7	2	1	-	2	1
MgO/SiO ₂ (в магне- зиальном минале)	1,47	1,44	1,47	1,42	1,41	1,52	1,52
H ₂ O/SiO ₂ (в магне- зиальном минале)	1,01	1,04	1,07	1,10	1,02	1,10	1,10

Примечание. Образцы: C-1 - из аподунитового серпентинита Сарановского массива, Западный Урал, 26 - из аюгарбургитового серпентинита Урального массива, Южный Урал; анализы F-23, F-46, F-47, по Е. Уиттэйкеру и Ф. Уиксу [Whittaker, Wicks, 1970], 1D и 2D - по У.А. Диру и др. [1965-1966].

нии энстатита серпентинизация возможна лишь при выносе избытка SiO₂, т.е. аллохимически. Видимый под микроскопом брусит - результат последующей сегрегации.

Тонкодисперсный брусит, как видно из рис. 3, по-видимому, образует субмикроскопические волокна, как и находящийся с ним в сростании оксисерпентин, т.е. относится к немалиту. О составе этого брусита можно судить по химическим анализам укусноокислых вытяжек. Они показывают отсутствие окисного Fe, примесь Cl (1-3%), CO₂ (2-10%). Железистость брусита определялась как по анализам вытяжек, так и термографически, по понижению кажущейся (кинетической) температуры диссоциации и оказалась зависящей от степени серпентинизации: по мере увеличения последней она падает от 20-30 до 8-10%. Эти данные ввиду сложности определения состава тонкодисперсного брусита предварительны и должны быть проверены. Их правильность косвенно подтверждает повышенная железистость продуктов серпентинизации, рассчитанная путем сопоставления железистость оливина и серпентинизированных ультрабазитов (см. рис. 2).

При аллохимической серпентинизации брусит легко выщелачивается, и тогда химический состав пород приближается к составу серпентина, который в пересчете на безводный состав близок к гарцбургиту с 25% энстатита.

Когенит. Карбид железа - когенит (Fe₃C) установлен в серпентинизированных мантийных ультрабазитах - дунитах и гарцбургитах качественно термомагнитным методом по точке Кюри [Штейнберг и др., 1972] и количественно кулонометрическим способом, по содержанию C, сгорающего при 400°C в пробах, очищенных предварительно от брусита растворением в уксусной кислоте, от оливина и хромшпинелида - взвешиванием в тяжелых жидкостях [Штейнберг, Лагутина, 1978]. Последние данные хорошо совпадают с содержаниями когени-

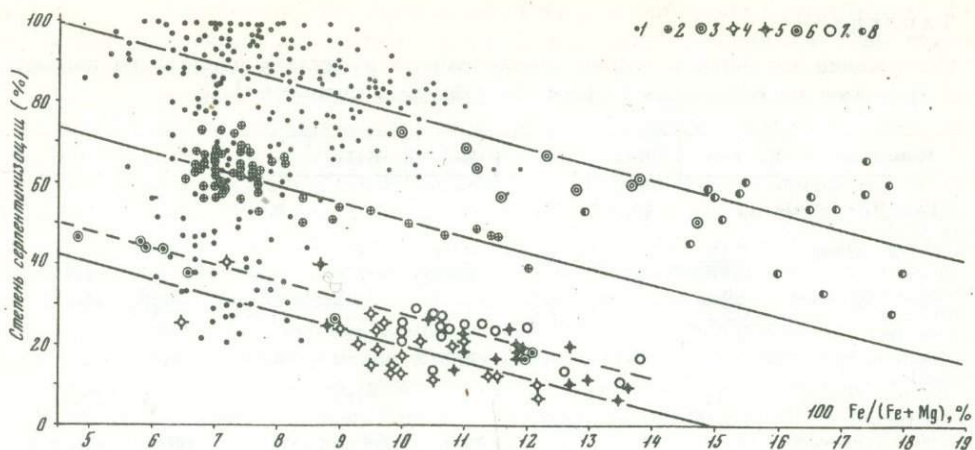


Рис. 2. Зависимость степени ранней серпентинизации дунитов от содержания Fe в оливине (сплошная линия) и в породах (пунктирная линия)

Массивы: 1 - Нижне-Тагильский, Средний Урал, 2 - Желтая Сопка, Северный Урал, 3 - Уктусский, Средний Урал, 4, 5 - Кытлымский, Северный Урал; 6 - Инаглинский, Алданский щит, 7 - Кондерский, Алданский щит, 8 - Гулинский, Восточная Сибирь. Образцы из коллекций: 2, 4 - А.А. Ефимова, 3 - Г.Н. Судилевского; данные по материалам: 5 - А.А. Ефимова [1977], 6, 8 - Ю.Р. Васильева, В.В. Золотухина [1975], А.А. Глаголева и др. [1974], 7 - А.А. Ефимова, И.Ф. Таврина [1978]

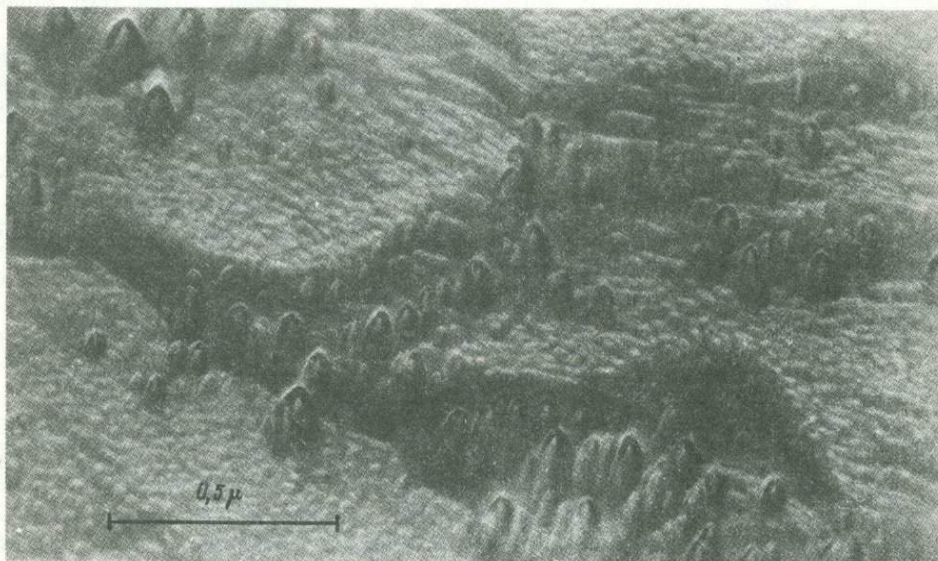


Рис. 3. Структура ультрадисперсного агрегата продуктов ранней серпентинизации после ионного травления под электронным микроскопом. Серпентинизированный дунит Нижне-Тагильского массива

та, карбидного С и Fe, рассчитанными, исходя из допущения, что все закисное Fe в когенит-серпентиновой смеси, полученной указанным выше способом, входит в состав Fe_3C (см. рис. 2).

В табл. 4 приведено сопоставление данных, полученных различными способами. Как видно из этой таблицы и рис. 2, достаточно отчетливо намечается прямая линейная зависимость содержания когенита в продуктах серпентинизации от ее степени, из чего следует вывод о существенном перераспределении Fe между сосуществующими фазами - бруситом, когенитом, серпентином, оливином - по мере изменения степени серпентинизации. Это лишний раз подтвер-

6. Зак. 16

Таблица 4

Содержание когенита в серпентинизированных дунитах в расчете на породу и продукты серпентинизации (когенит + брусит + серпентин)

Показатели	К-3	К-1	К-2	К-22	К-13	К-18	3544	К-Н
Fe/(Fe + Mg) (в оливине, %)	11,1	13,0	7,2	9,6	10,6	8,6	8,2	7,7
Содержание когенита в породе (вес.%)	<u>0,16</u> 0,12	<u>0,31</u> 0,19	<u>0,49</u> 0,54	<u>0,51</u> 0,43	<u>0,97</u> 0,73	<u>1,06</u> 0,99	<u>1,00</u> 0,98	<u>1,41</u> 1,46
Содержание когенита в продуктах серпентинизации (вес.%)	<u>0,89</u> 0,71	<u>1,19</u> 0,73	<u>1,19</u> 1,32	<u>1,24</u> 1,03	<u>1,79</u> 1,35	<u>1,66</u> 1,54	<u>1,54</u> 1,50	<u>1,66</u> 1,72
Плотность породы (г/см ³)	3,18	3,12	3,00	3,00	2,89	2,81	2,80	-
Содержание H ₂ O ⁺ в породе (вес.%)	2,41	2,58	5,92	6,44	7,14	10,05	10,52	12,90
Степень серпентинизации (вес.%)	18	26	41	41	54	64	65	85

Примечание. Номера исследованных образцов и показатели дробей см. в табл. 2.

ждает сделанный нами ранее вывод о значении ее как интенсивного параметра, определяемого условиями процесса и подчиняющегося законам гетерогенного равновесия [Штейнберг, Чашухин, 1977].

Магнетит. Этот минерал является продуктом разложения лизардита и когенита при прогрессивном метаморфизме. Он ассоциирует с хризотилом и антигоритом в стадиях 3, 4, 5 (см. табл. 1). По мере повышения температуры метаморфизма падает количество магнетита и соответственно возрастает железистость антигорита. Это общий закон распределения Fe между мафическими силикатами и магнетитом. Степень окисления Fe в магнетите и хризотиле или антигорите связана прямой зависимостью. Процент маггемитового компонента в магнетите доходит в ассоциации с хризотилом до 30%, антигоритом — до 10%.

Геологическое значение ранней серпентинизации мантийных ультрабазитов. Ранняя серпентинизация — хороший возрастной репер, позволяющий разграничивать до- и послесерпентиновые геологические события, если их удается сопоставить во времени с серпентинизацией. Первые тесно связаны с формированием ультрабазитов, ибо происходят до их охлаждения, вторые — результат процессов, наложенных на уже остывшие породы.

Типичным примером ранней серпентинизации могут служить габброиды, ассоциированные с альпинотипными гипербазитами. Одни из них вызывают появление реакционной дунит-клинопироксенитовой зоны, отделяющей габброиды от гарцбургитов, другие — термальный метаморфизм серпентинизированных ультрабазитов с образованием типичной температурной зональности. В первом случае ранняя петельчатая серпентинизация накладывается как на гарцбургиты, так и на смежные с ними реакционные дуниты, из чего следует досерпентиновый возраст как их, так и габброидов, которые вызвали их появление. Во втором случае несомненен послесерпентиновый возраст габброидов. Таким образом, ранняя серпентинизация является критерием для различения как чисто структурной связи ультрабазитов и габброидов, так и более тесной возрастной, а в какой-то мере и генетической.

Точно так же в дунит-клинопироксенитовой ассоциации Платиноносного пояса Урала, в которой габброиды нередко отсутствуют, метасоматические клинопироксениты явно древнее ранней серпентинизации [Штейнберг, Чашухин, 1977].

СПЕЦИФИКА СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ СТРАТИФОРМНЫХ УЛЬТРАБАЗИТОВ И КИМБЕРЛИТОВ

Стратиформные ультрабазиты. Литературный материал и наши ограниченные наблюдения говорят об отсутствии ранней серпентинизации в стратиформных ультрабазитах вследствие их гидратации в процессе охлаждения под влиянием поступающих извне вод подобно мантийным типам. Серпентинизация протекает

как процесс гидратации, накладывающийся на уже остывшие ультрабазиты, под влиянием нисходящих поверхностных вод в зоне выветривания или гидротермальных вод, циркулирующих вдоль трещин.

По П.А. Вагнеру [1932], оливиновые дуниты (Ca_{20}) Бушвельдского комплекса, слагающие трубкообразные тела, секущие псевдостратификацию вмещающих норитов, полностью серпентинизированы до уровня грунтовых вод; ниже степень серпентинизации быстро падает и на глубине 120 м полностью исчезает. По Б. Уорсту [Worst, 1958], серпентинизация дунитов Великой Дайки в Родезии так же быстро падает книзу, исчезая на глубине 400 м. Оба исследователя рассматривают серпентинизацию как гипергенный процесс.

Наши наблюдения в Йоко-Довьренском массиве Северного Прибайкалья, сложенном дунитами, плагиоклазовыми перцолитами и габброидами, показывают, что серпентинизация приурочена к секущим зонам и носит гидротермальный характер. Вне этих зон она практически отсутствует. В большинстве стратиформных ультрабазитов мира (о-в Рам, Скергард, Бушвельд) совершенно свеж оливин, несмотря на его магнезиальность.

По Ф. Аументо [Aumento, 1970], брусит в серпентинизированных ультрабазитах стратиформных интрузивов отсутствует, из чего следует, что он в ходе процесса выщелачивания подобно тому, как это наблюдается в жильных серпентинитах внутри серпентинизированных дунитов Платиноносного пояса Урала [Штейнберг, 1960].

Наблюдения на Сарановском дунит-гарцбургитовом массиве западного склона Среднего Урала показывают, что дуниты серпентинизируются аллохимически, с полным растворением брусита, приближаясь по химическому составу к чистому серпентину, что подтверждает данные Ф. Аументо. Серпентин представлен здесь целиком ультраокисным тонкопоперечно-пластинчатым лизардитом в форме волнистых жилок (ribbon) или секториальных сростков с примесью мелких зерен маггемо-магнетита. Когенит, по термомагнитным данным, отсутствует. Продуктов ранней петельчатой серпентинизации не отмечается. Наблюдения над никеленосными стратиформными ультрабазитами протерозойских интрузивов Воронежской антеклизы Русской платформы показали аналогичность их сарановским.

Совокупность данных позволяет предполагать, что серпентинизация стратиформных ультрабазитов протекает аллохимически, с выносом избытка Mg и Fe по отношению к SiO_2 против состава серпентина и, по-видимому, при постоянном объеме, без образования когенита и брусита, но с выделением магнетита. Эти предположения должны быть проверены путем достаточно систематических исследований массивов, минимально затронутых наложенным метаморфизмом.

Кимберлиты. Особый интерес представляет серпентинизация кимберлитов, природа которой составляет до сих пор предмет дискуссий. Л.Л. Перчук и В.И. Ваганов [1978] высказали предположение, что степень серпентинизации кимберлитов определяется содержанием H_2O и CO_2 в исходной магме и что серпентинизация представляет собой "доконсолидационный" процесс, протекавший на стадии существования жидкой магмы. В то же время американские исследователи Д. Веннер и Н. Тейлор [Wenner, Taylor, 1973] на основе изучения изотопного состава H и O пришли к выводу о серпентинизации кимберлитов под влиянием поверхностных вод.

Отношение окисного и закисного Fe в серпентинизированных нацело кимберлитах, судя по многочисленным литературным данным, в том числе и по сводке упомянутых авторов, колеблется в широких пределах, но в среднем окисное Fe преобладает. Отношение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в средних типах колеблется от 1,3 до 3,4. Степень окисления Fe в среднем близка к таковой в продуктах серпентинизации альпинотипных ультрабазитов и объясняется, по-видимому, в основном вхождением окисного Fe в состав серпентина. Сходство с альпинотипными ультрабазитами усугубляется отсутствием или бедностью вторичным магнетитом, обнаружением в серпентинизированных кимберлитах брусита [Мальков, 1974], а по термомагнитным данным (точка Кюри 210°C) — когенита (наши наблюдения). В то же время морфологически под микроскопом серпентин ким-

берлитов в псевдоморфозах по фенокристам оливина отличается от петельчатого серпентина альпинотипных ультрабазитов: он похож на секториальный и ленточный лизардит поздних генераций в этих же породах. Как отмечалось выше, такой же лизардит является продуктом самой ранней серпентинизации стратиформных ультрабазитов.

Изучение серпентинизации кимберлитов, ее сопоставление с детально исследованной серпентинизацией альпинотипных ультрабазитов с использованием комплекса разработанных для этих целей методов представляется весьма актуальным и может иметь практический выход с точки зрения оценки алмазности пород. В исследовании должны сочетаться геологический и петролого-геохимический подходы, т.е. тонкое изучение вещества с определением положения серпентинизации во времени и в пространстве внутри кимберлитовых тел, ее соотношения с процессами, протекавшими во вмещающих толщах.

ИСТОЧНИК И ПОВЕДЕНИЕ ВОДЫ ПРИ СЕРПЕНТИНИЗАЦИИ

Проблема источника воды решается однозначно в пользу ее поступления извне, ибо в самих ультрабазитах не может содержаться того количества воды, которое необходимо для серпентинизации (20% по весу и 50% по объему при плотности воды, близкой к единице, по отношению к ультрабазитам). Это подтверждается корреляцией изотопного состава Н и О в продуктах ранней серпентинизации для континентальных ультрабазитов с изотопным составом метеорных вод, а для океанических ультрабазитов — с изотопным составом океанических вод. В антигритовых серпентинитах, так же как и в кристаллических сланцах, продуктах регионального метаморфизма, изотопный состав воды свидетельствует в пользу ее ювенильного — мантийного — происхождения [Wenner, Taylor, 1973].

В то же время геологические данные указывают на различную степень серпентинизации по вертикали в мантийных и стратиформных ультрабазитах. В первых она остается примерно постоянной (если судить по скважинам) на протяжении 1–1,5 км (Кемпирсайский, Хабарнинский, Баженовский массивы). В стратиформных ультрабазитах, судя по Великой Дайке в Родезии и Бушвелдскому комплексу, степень серпентинизации быстро убывает с глубиной. Поэтому хотя воды и являются первично метеорными, в одном случае они поступают из вмещающих толщ, залегающих на той или иной глубине, в другом — с поверхности.

Геологические и петрологические данные говорят в пользу инертного поведения воды при ранней серпентинизации мантийных ультрабазитов. Прежде всего это доказывается принадлежностью степени серпентинизации к числу равновесных параметров, тесно связанных с минеральным составом продуктов серпентинизации, равновесностью оливина с водными минералами — продуктами процесса: серпентином и бруситом. Степень серпентинизации, как отмечено ранее [Штейнберг, Чашухин, 1978], является показателем не стадии процесса, а минеральной фации, и определяется парциальным давлением воды, которое всегда много меньше общего давления, и тем самым — температурой процесса, зависящей как от давления воды, так и от избыточного давления на твердые фазы. Парциальное давление воды, в свою очередь, определяется ее проникновением из вмещающих толщ по сети неправильных трещин, возникающих под влиянием расширения объема при гидратации подобно тому, как это наблюдается в экспериментах по гидратации ангидрита [Остапенко, Ярошенко, 1975]. Иначе говоря, минеральные фации ранней серпентинизации определяются степенью сухости или водности системы, под которой можно понимать отношение давления воды к общему давлению. Несомненно, этот параметр можно рассматривать как один из независимых интенсивных параметров (наряду с давлением, температурой и др.), определяющих условия равновесия гетерогенных реакций при любых видах метаморфизма. Прямое отношение к проблеме имеет отмеченная выше обратная зависимость степени ранней серпентинизации от степени железистости пород.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Несмотря на оставшиеся неясности, требующие дальнейших исследований, некоторые положения можно считать доказанными, хотя они и нуждаются в детализации.

1. Ранняя аутометаморфическая серпентинизация — результат гидратации ультрабазитов в ходе их охлаждения под влиянием слабоминерализованных вод, заимствованных из вмещающих толщ, — специфика мантийных реститов альпинотипного и концентрически-зонального типов. Она характеризуется образованием ультрадисперсного (доли микрона) агрегата оксисерпентина, представляющего собой твердый раствор магнезиального серпентина теоретического состава, ферриамезита, брусита, содержащего Cl и CO_2 , без примеси Fe_2O_3 , а также когенита и полностью перекристаллизованного оливина с увеличивающейся крупностью зерна и несколько пониженной, против первичной, железистостью. Доля оливина, характеризующая степень серпентинизации, закономерно коррелируется с распределением Fe между сосуществующими бруситом, серпентином и когенитом, количество которого в продуктах серпентинизации увеличивается от нуля до 2% при увеличении степени серпентинизации от нуля до 100%, что свидетельствует об инертном поведении воды при серпентинизации.

2. Среди ультрабазитов выделяются серии с обратной зависимостью степени серпентинизации от железистости оливина и пород: слабо-, средне- и сильно-серпентинизированные с предельной железистостью — 15,22 и 30%, выше которой оливины способны замещаться только смектитами (иддингситом, боулингитом, хлорофенитом), но не серпентином. Серии надежно установлены в мантийных реститах; в других типах ультрабазитов достоверно намечается лишь зависимость серпентинизации и смектитизации от железистости оливина.

3. В других типах ультрабазитов — стратиформных, вулканических — имеющиеся данные говорят в пользу наложенной серпентинизации (аллометаморфической или гипергенной) на уже остывшие породы.

4. Ранняя серпентинизация — самая низкотемпературная, но не единственная ступень регрессивной гидратации ультрабазитов. В некоторых случаях гидратация начинается с амфибол-оливиновой ступени при сохранении общей закономерности — сохранности хромшпинелида и отсутствия магнетита. Причина этого пока неясна. Продукты ранней серпентинизации являются эдуктами прогрессивного метаморфизма, который протекает в обратном порядке при неустойчивости хромшпинелида и образования магнетита вплоть до безводных оливин-ортопироксен-магнетитовых фаций ("регенерированных" гарцбургитов): индивидуализированный лизардит + брусит + когенит — хризотил + брусит + магнетит — антигорит + брусит + магнетит — антигорит + оливин + магнетит — оливин + тальк + магнетит — оливин + амфибол + магнетит — оливин + ортопироксен + магнетит.

5. Подтверждается существование трех видов серпентиновых минералов по химическому составу: ультраокисного — лизардита (петельчатый серпентин + секториальный и ленточный лизардит), преимущественно закисного — антигорита и смешанного, с магнетитовой степенью окисления Fe -хризотила, различающихся также по соотношению SiO_2 , H_2O и оснований.

6. Для мантийных реститов характерна изохимическая ранняя серпентинизация с увеличением объема до 50%, сменяющаяся аллохимической с выносом части оснований и приближением состава к чистому серпентину при высокой степени серпентинизации во многих гарцбургитах. Для стратиформных ультрабазитов, напротив, характерна аллохимическая серпентинизация при постоянстве объема.

7. При серпентинизации кимберлитов образуется парагенезис, аналогичный таковому в мантийных реститах: оксисерпентин + брусит + когенит, хотя морфологически серпентин аналогичен не петельчатой форме, а более поздней — ленточной и секториальной, т.е. рекристаллизованной.

8. Гидратация — продукт аутометаморфизма, дегидратация — алло-, регионального или контактово-термального.

Важнейшие задачи исследований по проблеме серпентинизации:

1. В области физической химии реакций гидратации и дегидратации ультрабазитов:

1. Степень равновесности минеральных парагенезисов продуктов серпентинизации на основе степени однородности – неоднородности состава минералов, проблема равновесности минералов эдуктов и продуктов процесса – оливина, энстатита, хромшпинелида, новых минералов в ультрабазитах различных типов. Реликты предшествующих стадий процесса, их поведение и количественная роль (магнетит, хромшпинелид и др.).

2. Сущность различий стадий гидратации и дегидратации.

3. Анализ термической истории, в том числе предсерпентиновой, ультрабазитов на основе реликтового распределения Fe в паре оливин – хромшпинелид.

4. Специфика физической химии серпентинизации различных типов ультрабазитов на основе сопоставления с серпентинизацией мантийных рествитов.

5. Природа зависимостей распределения двух и трехвалентного Fe между сосуществующими минералами от степени серпентинизации ультрабазитов в различных типах ультрабазитов.

6. Физико-химическая сущность обратной зависимости степени серпентинизации ультрабазитов от железистости оливина, соотношения серпентинизации и смектитизации.

II. В области минералогии и геохимии:

1. Совершенствование методов изучения минерального состава тонкодисперсных продуктов серпентинизации на основе термовесового и термомагнитного анализа; различных видов стадийного селективного растворения брусита, когенита, силикатов, хромшпинелидов; стадийного – путем сжигания при различных температурах – определения различных форм углерода – свободного – графита, карбидного, карбонатного, битумного (в кимберлитах). Выяснение химической природы окисления C в карбиде железа до CO_2 при стандартной методике ее определения.

2. Совершенствование классификации серпентиновых минералов по химическому составу, исходя из существования двух главных групп – окисной и закисной, а также третьей – промежуточной с учетом петрогенетического фактора.

3. Количественная оценка содержания различных форм C – графитовой, битумной, карбидной – когениновой, муассанитовой, карбонатной.

4. Уточнение состава тонкодисперсного брусита, а также формы его нахождения в продуктах серпентинизации различных типов ультрабазитов.

5. Дальнейшее изучение закономерностей распределения Fe и других элементов его группы между сосуществующими первичными и вторичными минералами в продуктах серпентинизации как индикатора условий процесса.

6. Изучение распределения летучих компонентов-примесей (галогенов, углекислоты) между серпентином и бруситом.

III. В области экспериментальных исследований:

1. Синтез ассоциации окиссерпентин – брусит – когенит.

2. Дальнейшее изучение бескремниевой части системы Mg-Fe-C-H-O-Cl при низких параметрах по отдельным наиболее важным ее частям. В частности: определение пределов существования однородных твердых фаз, состоящих из гидрата окиси и карбоната Mg, при различных температурах и состава среды.

IV. В области геологии серпентинизации различных типов ультрабазитов:

1. Закономерности развития процесса в пространстве:

а) вертикальная зональность и ее природа в различных типах ультрабазитов. Характер изменения степени серпентинизации по вертикали как индикатор типа ультрабазитов (мантийные, стратиформные, вулканические) и типа серпентинизации (источника серпентинизирующих растворов); б) трехмерная, в том числе горизонтальная, зональность как показатель степени проникновения серпентинизирующих вод из окружающей ультрабазиты среды; в) роль зон проницаемости (трещин, разломов, рассланцованных зон).

2. Закономерности развития серпентинизации во времени: а) место серпентинизации среди процессов регрессивного метаморфизма ультрабазитов. Возрастные соотношения с высокотемпературным метасоматозом различных типов (клинопироксенизацией, ортопироксенизацией, габброизацией, горнблендитизацией, амфиболлизацией и др.) как критерий различия авто- и аллометаморфизма; б) стадийность серпентинизаций различных типов ультрабазитов; в) положение

хризотил-асбеста и хризотила в стадийности серпентинизации и метаморфизма в целом в различных типах ультрабазитов; г) проверка гипотезы об отсутствии в ультрабазитах стратиформных (дифференцированных) интрузий и вулканических фаций ранней серпентинизации и о наложенном (гипергенном или аллометаморфическом - гидротермальном) характере процесса.

V. В области гипергенной серпентинизации:

Установление специфики минеральных ассоциаций продуктов серпентинизации ультрабазитов дифференцированных интрузий.

Abstract

The solution of extremely complicated and diverse problems of serpentinisation is aimed at: physico-chemical analysis of equilibrium mineral associations, experimental studies, structure of serpentinization products and morphology of minerals composing them, processes of serpentinization of ultrabasites at regressive and progressive stages, relationships with calcareous metasomatism - rodingitization, diopsidization, tremolitization etc. Besides source and composition of serpentinizing fluids, differentiation between endo- and exogenic serpentinization, specific features of serpentinization of various geological types of ultrabasites - mantle restites, stratiform, eumagmatites-volcanics and their intrusive analogues are considered.

Литература

- 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.
- Вагнер П.А. Месторождения платины и рудники Южной Африки. М.: Цветметиздат, 1932. 276 с.
- Варлаков А.С. Куммингтонизация энстатита как процесс, сопряженный с антигортонизацией гарцбургитов. - В кн.: Минералогия и геохимия гипербазитов Урала, Свердловск, 1977, с. 82-85. (Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР; Вып. 125).
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: Наука, 1975. 271 с.
- Гинзбург И.И., Рукавишников И.А. Минералы древней коры выветривания Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 715 с.
- Глаголев А.А., Корчагин А.М., Харченков А.Г. Щелочно-ультраосновные массивы Арбарастах и Инагли. М.: Наука, 1974. 175 с.
- Гончаренко А.И. О типах метаморфизма альпийских гипербазитов юга Сибири. - В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977, с. 96-107. (Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР; Вып. 127).
- Дир У.А., Хауи Р.А., Зусман Дж. Породообразующие минералы. М.: Мир, 1965-1966, т. 1. 371 с.; т. 2. 406 с.; с. 3. 317 с.; т. 4. 482 с.; т. 5. 408 с.
- Ефимов А.А. Существует ли в уральских платиноносных массивах первичный дунит. - В кн.: Генезис ультрабазитов и связанного с ними оруденения. Свердловск, 1977, с. 41-50. (Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР; Вып. 127).
- Ефимов А.А., Таврин И.Ф. О генетическом единстве платиноносных дунитов Урала и Алданского щита. - Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 4, с. 991-994.
- Лашнев И.М. Электронно-микроскопическое и микродифракционное изучение серпентиновых минералов в основных типах серпентинитов Кимбайского массива. - В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 177-196.
- Мальков Б.А. Брусит в кимберлитах - Докл. АН СССР, 1974, т. 215, № 6, с. 1447-1450.
- Меляховецкий А.А., Никитчин П.А. Новые данные по геологии и петрографии массивов бассейна р. Билин. - В кн.: Материалы по геологии Тувинской АССР. Кызыл, 1974, вып. 3, с. 42-52.
- Меляховецкий А.А., Леснов Ф.П. О гарцбургитах Шишхидгальского массива (МНР). - Геол. и геофиз., 1976, № 11, с. 144-149.
- Остапенко Г.Т., Ярошенко Н.С. Избыточное давление на твердые фазы, возникающие при реакциях гидратации (экспериментальные данные по гидратации полуводного гипса и известки). - Геохимия, 1975, № 1, с. 102-111.
- Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Природа кимберлитов Якутии. - В кн.: Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. Новосибирск: Наука, 1978, с. 27-48.
- Рамдор П. Рудные минералы и их сростания. М.: Изд-во иностр. лит., 1962. 1132 с.

- Соболев В.С. Петрология траппов Сибирской платформы. — Тр. Арктического ин-та, 1936, т. 43, с. 224.
- Уокер Ф., Польшерварт А. Долериты Карру Южно-Африканского Союза. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Изд-во иностр. лит., 1950, с. 8-183.
- Штейнберг Д.С. Новые данные о серпентинизации дунитов и перидотитов Урала. — В кн.: Петрографические провинции, изверженные и метаморфические горные породы. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 250-260. (Международ. геол. конгр. XXI сессия. Докл. сов. геол.).
- Штейнберг Д.С. О так называемой "куммингтонизации" энстатита в альпинотипных гарцбургитах. — Докл. АН СССР, 1978, т. 241, № 5, с. 1186-1189.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Баланс углерода при серпентинизации ультрабазитов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 3, с. 760-763.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. О режиме флюидов при ранней серпентинизации дунитов. — Докл. АН СССР, 1978, т. 238, № 2, с. 437-440.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В. Новые данные о минеральном составе продуктов ранней серпентинизации дунитов Платиноносного пояса Урала. — В кн.: Ежегодник-1977. Свердловск, 1978, с. 67-68. (Ин-т геол. и геохим. УНЦ АН СССР).
- Aumento F. Serpentine mineralogy of ultrabasic intrusions in Canada and on the Mid Atlantic ridge. — Geol. Surv. Can., 1976, p. 53-69.
- Backer P.E., Gass I.G., Harrison P.G., Le Maitre P.W. The volcanological report of the royal society expedition to Tristan da Cunha. — Phil. Trans. Roy. Soc. London A, 1964, vol. 256, N 1075, p. 439-576.
- Coleman R.G. Petrological and geophysical nature of serpentinization. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, N 4, p. 897-918.
- Moody J.B. Serpentinization: a review. — Lithos, 1976, vol. 9, N2, p. 125-138.
- Rucklidge J.C., Patterson G.C. The role of chlorine in serpentinization. — Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 65, p. 39-44.
- Wenner D.B., Taylor H.B. Oxygen and hydrogen isotope studies of serpentinization of ultramafic rocks in oceanic environment and continental ophiolite complexes. — Amer. J. Sci., 1973, vol. 273, N 3, p. 207-239.
- Whittaker E.J.W., Wicks F.J. Chemical differences among the serpentine "polymorphs": a discussion. — Amer. Miner., 1970, vol. 55, N 5/6, p. 1025-1047.
- Worst B.G. The differentiation and structure of the Great Dyke of Southern Rhodesia. — Trans. and Proc. Geol. Soc. S. Afr., 1958, vol. 61, p. 283-358.

УДК 551. 241; 14(235.216)

В.Ф. МОРКОВКИНА, Г.И. МАКАРЫЧЕВ, С.И. ГАВРИЛОВА

ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕРПЕНТИНИТОВ В ПРОЦЕССЕ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ЗОН

Решение проблемы состава и неоднородности литосферы, тектонической деятельности, магматизма и рудообразования и неразрывно связанной с ней проблемы глубинного строения и эволюции вещества Земли зависит от общего состояния научного прогресса. В результате установления сходства разрезов офиолитовых ассоциаций складчатых зон с разрезами океанической коры современных океанов по составу и последовательности их образования [Пейве, 1969] возникла новая научная концепция, с позиций которой формирование континентальной коры является следствием структурно-вещественного преобразования океанической коры, а офиолитовые ассоциации складчатых зон — реликты океанической коры далекого геологического прошлого [Пейве и др., 1972]. Эта концепция находит подтверждение при изучении офиолитов разновозрастных складчатых зон, в результате которого выявляется, что процессы преобразования океанической коры и особенно меланократового фундамента играли ведущую роль, имели определенную закономерную направленность и взаимосвязь с конкретными этапами геологической истории каждого региона.

Офиолитовые пояса — это сложно построенное сообщество ультраосновных,

основных и кислых пород, с которыми тесно ассоциируют метасоматические, метаморфические и типичные эвгеосинклинальные образования. Выделение их ранее в качестве серпентинитовых поясов на всех континентах мира [Хесс, 1957] указывает на ведущую роль серпентинитов в составе офиолитовой ассоциации. Принимая серпентиниты за гидратированный аналог вещества верхней мантии, Г.Хесс отмечал, что в процессе тектонического перемещения в верхние горизонты коры серпентиниты могут испытывать дегидратацию и приобретать черты типичных интрузивов.

В офиолитовых поясах гипербазиты, в том числе серпентиниты, имеют более древний возраст по сравнению с другими ассоциирующими с ними и окружающими их породами, что доказывается как радиологическими данными, так и геологическими соотношениями. Кроме того, серпентиниты часто связаны с породами ассоциации мигматитоподобными соотношениями, а также находятся среди них в виде реликтов. В то же время среди самих серпентинитов, а нередко в дунитах и перидотитах, наблюдаются реликты плотного дисперсного, и рентгеноаморфного серпентиноподобного вещества, связанного с вмещающими его породами постепенными переходами. Детальное изучение соотношений между ними доказывает, что обычные полиминеральные серпентиниты являются продуктом раскristаллизации и перекристаллизации дисперсного вещества, а оливиновые породы — его дегидратации.

Следовательно, и серпентиниты и оливиновые породы офиолитовых поясов представляют собой продукты определенных этапов эволюционного процесса этого субстрата, вероятно наиболее близкого первичному веществу планеты. При этом выявляется взаимосвязь между отдельными процессами, хотя она не всегда отчетливо выражена. Так, раскristаллизация субстрата вдоль при-сущих ему полигональных трещинок приводит к образованию петельчатых серпентинитов с изотропным серпентином в ячейках (рис. 1)¹. В то же время петельчатые разности образуются в ходе дегидратации субстрата, когда в ячейках возникает оливин, а вдоль полигональной трещиноватости — серпентиновые минералы, нередко зонального строения, обусловленного различным составом серпентинов (рис. 2). Петельчатые (лизардитовые) серпентиниты Д.С.Штейнберг и И.С.Чашухин [1977] принимают за продукты ранней серпентинизации дунитов, а хризотил-антигоритовые серпентиниты — за продукты их дальнейшего преобразования.

Следует отметить, что природа серпентинитов, и особенно дисперсных рентгеноаморфных разностей, пока остается неясной и дискуссионной. Сходство химического состава дисперсного вещества с углистыми хондритами, в которых содержание воды достигает 20%, с серпентинитами океанического дна, устойчивость на глубине 120 км [Пугин и др., 1969], а также присутствие в нем свободного С [Морковкина, 1971], нахождение в виде реликтов в дунитах, перидотитах и другие особенности свидетельствуют в пользу его мантийной природы и, возможно, близости к исходному протовеществу. Это подтверждается глубинным характером воды в дисперсном серпентините ($D/H = 141,73 \pm 0,32$, ppm, $\delta D_{SMOW} = -103 \pm 2\%$), преобладанием закисного Fe над окисным, а также наличием в петельчатых серпентинитах когенита и металлического Fe [Штейнберг, Чашухин, 1977], свидетельствующих о формировании его в восстановительной обстановке. Вместе с тем эти данные не отражают истинного состава и состояния исходного протовещества, так как относятся к образцам, взятым из пород коры и, следовательно, уже преобразованным. В частности, вода в реликтах субстрата может быть следствием окисления водорода, а углерод — лишь остатком от более значительного его количества, выделившегося в виде углеводородов и углекислоты в раннюю стадию эволюции.

Таким образом, в результате изучения офиолитовых ассоциаций выявляются преобразования близкого протовеществу дисперсного ультраосновного субстрата уже в раннюю стадию геологической истории, а преобразования океанической коры в континентальную — характеризуют дальнейшее эволюционное становление литосферы. Этот вывод согласуется с законами диалектического развития при-

¹ Рис. 1 и 2 см. на вкл.

роды, с принципом актуализма, процессами дегазации мантии, продуктом которой являются атмосфера и гидросфера [Виноградов, 1961], а также не противоречит представлению В.И.Вернадского [1965, 1975] о том, что биосфера и литосфера развивались одновременно как единая система – биогеосфера, моделирующая эволюционный процесс Вселенной. Эволюционный подход к становлению литосферы пока еще не привлек должного внимания исследователей, а сам процесс мало изучен, во многом неясен и дискусионен.

Детальное изучение разновозрастных офиолитовых поясов позволяет говорить лишь о главных формах проявления эволюции – качественного изменения протовещества, воспринимаемого нами как метасоматоз. По мере накопления в ходе метасоматоза нового вещества или минералов процесс стремится к окончательному завершению – переходу количества в качественно новое состояние – магму. При этом в общих чертах выявляется направленность эволюционного процесса в сторону силификации протовещества, образования все более сложных по химизму, изоморфизму и структурному мотиву минералов с возрастающей ролью в их составе O, Ca, Na и K.

Определяемый по геофизическим данным существенно оливиновый состав мантии, вероятнее всего, является продуктом ее эволюции в течение 4 млрд. лет. На земной поверхности аналогом мантийного вещества считаются гипербазиты офиолитовых поясов, тектонически перемещенные на современные уровни коры в виде блоков, пластин, меланжа, олистолитов и т.д. Многие исследователи принимают гипербазиты за блоки тугоплавкого остатка мантии (рестита) после удаления из нее легкоплавкой части – базальтового расплава.

При этом установленный на основании современных исследований существенно оливиновый состав мантии принимается неизменным, так как из него генерируется магматизм всех возрастов – от докембрия до современного вулканизма. Между тем на основании корреляции теоретической модели и расчетов изотопов Na и Sr устанавливается, что мантия прошла длительный эволюционный процесс, который начался на очень ранних этапах истории Земли [Allegre et al., 1979]. Таким образом, роль эволюционного процесса в становлении литосферы не вызывает сомнения, и цель данной статьи – показать на примере офиолитовых поясов хотя бы отдельные его проявления.

Преобразования петельчатых серпентинитов и взаимосвязь петрогенных процессов. Преобразования раннего дисперсного субстрата и его слабо раскристаллизованных разностей выражается в качественном изменении их состава, вплоть до полного исчезновения материала субстрата. Эти процессы сопровождаются развитием новых, не свойственных субстрату минералов, и их можно рассматривать как проявление метасоматоза. Последовательность его развития, наиболее четко фиксируемая в дисперсном субстрате, позволяет выделить три главных этапа, отражающих эволюционный процесс в целом.

Наиболее ранним этапом является широкое проявление Ca-метасоматоза, сопровождающимся образованием Ca, Mg-Ca и Ca-Mg-Fe алюмосиликатов, а именно клинопироксенов, основного плагиоклаза, цоизита, гроссуляра и других, комбинация и сочетания которых создают серии пород – габброидов, пироксенитов, плагиоклазитов, родингитов и т.д., характерных составляющих офиолитовых ассоциаций.

Процессы Ca-метасоматоза можно рассматривать как габброизацию, при которой привилегированное образование того или иного минерала и его количество зависит от многих факторов, и прежде всего от физико-химической и термодинамической обстановки, а также от характера геохимической миграции элементов и особенностей их поведения. Габброизация субстрата неразрывно связана с его дегидратацией, раскристаллизацией и собирательной перекристаллизацией. В этой связи в габброидах увеличивается количество разновидностей за счет появления оливина, ортопироксена, полос и участков серпентинита.

Поскольку офиолитовые пояса контролируют тектонически ослабленные зоны, то факторы, регулирующие минералообразование, могут часто и резко меняться локально, на что оказывает влияние внутреннее давление газовой фазы, в том числе воды (точное состояние ее неизвестно), выделившейся при дегидратации субстрата.

Мигматитоподобные соотношения между разного типа габброидами, пироксенитами и другими породами Са-метасоматоза, а также серпентинитами, многообразии структурно-текстурных разновидностей пород – все это свидетельствует об избирательном проявлении метасоматоза и об использовании им дефектов субстрата – трещиноватости, расщепления, брекчирования и т.д., что создает структурно-текстурные особенности пород (рис. 3)¹.

Преобразование вещества субстрата не всегда и не везде заканчивается конечным продуктом, например плагиоклазитом. Процесс проходит через ряд ступеней, одной из которых является скрытокристаллическое строение вещества, из которого лишь в последующем образуются минералы, которые соответствуют условиям данного конкретного участка. Так, из дисперсной, почти изотропной массы, по составу отвечающей плагиоклазу, в зависимости от условий возникают соответственно плагиоклаз, цоизит, гроссуляр либо гидрогроссуляр (рис. 4). В данном случае в их образовании наряду с термодинамическими условиями важную роль играет вода: в условиях ее свободного ухода возникают безводные Са-алюмосиликаты, а в случае сохранения ее в системе – гидрогроссуляр, цоизит и другие минералы.

Дегидратация субстрата проявляется не только в связи с метасоматозом, но и самостоятельно. При этом за счет петельчатых серпентинитов возникают полосы, тела, линзовидные и неправильные участки существенно оливковых и оливин-энстатитовых пород, ассоциирующих уже с хризотил-антгоритовыми серпентинитами. Их образование контролируется зонами нарушения и условиями, определяющими специфику миграции воды. В тех случаях, когда выделенная при дегидратации вода (пар) остается в системе, формируются полиминеральные серпентиниты, нередко вместе с другими водосодержащими минералами – амфиболами, тальком, хлоритом, бруситом, вплоть до образования соответствующих пород. Интенсивное и самостоятельное проявление дегидратации субстрата в условиях, благоприятствующих перемещению воды, может проводить гидротермальную деятельность далеко за пределами зон дегидратации. При этом гидротермы насыщаются по пути разными элементами, в том числе рудными, и становятся способными производить изменения в породах и служить причиной рудообразования.

В стабильных условиях продукты габброидизации претерпевают многократную собирательную перекристаллизацию с явлениями очищения минералов от примесей, изоморфизма, перераспределения и дифференциации, что приводит к образованию кристаллически-зернистых пород, сходных с интрузивными. С другой стороны, интенсивное и длительное развитие метасоматоза по мере увеличения количества вновь возникающих минералов и полного исчезновения субстрата также приводит к образованию сходных с интрузивными пород, а кроме того, сам процесс может заканчиваться магмообразованием со всеми последующими особенностями становления интрузивов.

Все эти процессы, подробно рассмотренные нами ранее на примере разновозрастных регионов [Морковкина, 1967, 1974; Гаврилова, 1977], являются причиной образования совокупности пород так называемого меланократового фундамента. Это знаменует собой важный этап в геологической истории, поскольку именно на этом фундаменте и за счет него формируются и магматические, и осадочные образования эвгеосинклиналей разного возраста.

С этим же этапом, по-видимому, связана карбонатизация серпентинитового субстрата, проявившаяся в Тянь-Шане и почти неизвестная на Урале и Малом Кавказе. Однако в разных районах она проявляется по-разному. Так; в Караарчинском блоке серпентиниты крупных тел преобразованы в массивные, нередко порфиридные породы, в которых крупные (до 3 см) зерна коричневатого карбоната (кальцита и доломита) находятся среди мелкозернистой массы карбоната, серпентиновых минералов и хлорита.

В районах горного обрамления оз.Иссык-Куль горнблендиты и перидотиты интенсивно карбонатизированы, а серпентиниты – преобразованы в хлорит-карбонатные сланцы, которые протягиваются на несколько километров по простиранию

¹ Рис. 3 и 4 см. на вкл.

и принимаются за осадочные породы. Между тем в них наблюдаются полосы рассланцованных серпентинитов, частично карбонатизированных, а в карбонатных породах – реликты их петельчатой структуры и, наконец, в протолочках – хромит, Si_2 -содержащие магнетит и ильменит.

В западном окружении Макбальского блока и в его пределах аналогичные породы содержат "гребешки" плотного серпентинита, неправильной формы тела крупнокристаллического антофиллита, цоизита и кварцитоподобных пород, что говорит о перераспределении вещества и геохимической миграции элементов в ходе метасоматоза (эволюции). Углерод в них, судя по изотопному анализу, также не осадочного происхождения.

Причина образования в одних случаях Ca -алюмосиликатов, в других – карбонатов лежит, скорее всего, в особенностях тектоники исходного субстрата. Карбонатизация контролировалась, по-видимому, зонами, обеспечивающими обильный приток C из глубины и столь же обильный приток O сверху. Образование карбонатных пород на раннем этапе эволюции планетарного вещества также приобретает важное значение и для анатексиса, и для накопления осадочных карбонатных пород в результате их разрушения.

Средний этап эволюционного процесса выражается в широком развитии натрового метасоматоза или плагиигранитизации, в который вовлечены как породы меланократового фундамента, так и эвгеосинклинальные образования. Это доказывает, что плагиигранитизация отделена от первого этапа значительным промежутком времени; ее развитие вызвано резким изменением режима геосинклинали и знаменует собой начало становления коры континентального типа. В этот этап формируются породы, главными минералами которых являются Na -плагноклаз, Na -содержащие амфиболы, кварц, нередко гранат и слюды, часто парагонит. Количественные сочетания, пространственные соотношения и расположения минералов широко варьируют, что дает необычайно пеструю серию пород разной текстуры и структуры. Сочетания их часто носят мигматитоподобный характер, с наличием в них крупных агрегатов, а также жил и прожилков, неправильной формы тел плагиигранитов, плагииоаплитов и гибридных пород с большим количеством ксенолитов меланократового субстрата, в разной степени преобразованного в минералы, свойственные этому этапу.

Среди всего плагиигранитного комплекса наиболее отчетливо прослеживаются реликты меланократового фундамента, особенно серпентиниты и апосерпентинитовые роговообманковые породы, часто мелкозернистого сложения, а также актинолититы, тремолититы, тальк-хлоритовые и др.; менее отчетливо – основные эффузивы, так как достаточно их перекристаллизации, чтобы они нацело утратили свои первичные особенности. Что касается осадочных пород, то часто они представлены продуктами разрушения меланократового фундамента – серпентинитовыми аргиллитами, песчаниками, граувакками и другими породами, продукты изменения которых весьма сходны с продуктами самих серпентинитов. Однако, по данным М.А.Кашкая и Ш.И.Аллахвердиева [1973], гранат-слюдяные сланцы и гнейсы перемежаются с серпентинитами и радиоляритами (массив Аджарис, Азербайджан).

Проведенные нами исследования показали, что в данном случае образование гранатовых слюдяных сланцев связано с плагиигранитизацией апогипербазитовых амфиболовых пород, что подтверждается одинаковым возрастом слюды (168 млн. лет) из сланцев и из оторочек около кварц-альбитовых прожилков в амфиболовых разностях.

В разновозрастных офиолитовых комплексах гранатовые породы распространены широко и всегда пространственно связаны с ультраосновными породами. Так, в серпентинитах массива Чайкенд (Азербайджан) гранат-пироксеновые амфиболиты переходят в гранат-слюдяные сланцы в связи с кварц-альбитовыми инъекциями; на Северном Кавказе (р.Лаба), по данным В.В.Плошко [1965], гранатовые слюдяные сланцы и амфиболиты возникли по серпентинитам в связи с воздействием погребенных интрузий гранита. Эклогитоподобные породы в Анадырско-Корякской складчатой области пространственно связаны с гипербазитами и являются продуктами их метасоматического преобразования в условиях локально повышенного давления [Пинус и др., 1973].

Не исключено, что типичные эклогиты также являются продуктом Na-метасоматоза, реализованного в участках повышенного давления. Об этом свидетельствуют постепенные переходы между эклогитами, гранатовыми амфиболитами, слюдяными сланцами, близость их состава к ультраосновным и основным породам, экзотический характер тел среди гранатовых амфиболитов и сланцев, слюда в которых нередко представлена парагонитом, а также замещение актинолита, тремолита и роговой обманки Na-разновидностями, включая глаукофан в связи с кварц-альбитовыми инъекциями.

Таким образом, в этот этап формируется пестрая серия пород с ведущим значением Na-содержащих минералов, а заключительная стадия завершается образованием магмы соответствующего состава. Кроме того, подобно первому этапу, создается база для генерации магм в благоприятных условиях.

Завершающим этапом эволюционного процесса следует пока считать проявление K-метасоматоза или гранитизацию, в которую вовлекаются все существующие к этому времени породы, в том числе и плагиограниты. Смена одного ведущего элемента другим связана с какими-то неясными еще причинами, но эта последовательность присуща разновозрастным регионам.

Проявление гранитизации подобно плагиогранитизации, но с развитием существенно калиевых минералов - микроклина, биотита и свойственных гранитам акцессорных примесей. Гранитизация серпентинитов прослеживается от начальных стадий, выраженных развитием в них мелких зерен до крупных порфиробластов микроклина, с постепенным исчезновением меланократового субстрата и образованием микроклинитов разного облика. С другой стороны, этот процесс выражен полным замещением серпентинита мелкозернистыми кварц-биотитовыми роговиками и сланцами, сходными с филлитами. В плагиогранитах прослеживается замещение альбита микроклином с образованием крупных (до 10 см) пойкилобластов. В мигматитоподобных породах присутствуют мощные тела, жилы и прожилки лейкократового гранита, гранит-аплита и пегматита, которые не обнаруживают сколько-нибудь заметных контактовых ореолов, что указывает на их близкое по времени образование. Следовательно, и гранитизация заканчивается магмообразованием с явлениями становления расплава как на месте, так и внедрением его в виде интрузий, меняющих свой состав в связи с ассимиляцией попутного материала.

Таким образом, эволюционный процесс протовещества выражается в его качественном изменении, воспринимаемом нами как метасоматоз, сопровождаемый непрерывным перераспределением вещества и геохимической миграцией. В ходе метасоматоза выявляется смена ведущей роли элементов в последовательности Ca, Na, K, что связано, по-видимому, с какими-то планетарными катаклизмами.

Что касается развития процессов каждого этапа, то их проявления сходны и имеют характер мигматизации, но в качественном отношении они различаются не только по ведущим элементам, но и более сложной организацией, и химизмом минералов на каждом последующем этапе. В складчатых, тектонически мобильных зонах серпентинитовый субстрат, по-видимому, неоднократно менял свое место в силу своей пластичности и при малейшем нарушении стабильности приходил в соприкосновение с разными породами, чем можно объяснить присутствие и участие его во всех трех этапах эволюционного процесса.

Тектонические движения, кроме того, имели важное значение для интенсивности преобразований, проявлений перекристаллизации и создания текстурно-структурных особенностей пород, изменения соотношений между ними, а также для образования интрузий и протрузий, т.е. для деструкции коры в целом.

Положение меланократового фундамента в структурных зонах Тянь-Шаня. Геологическое изучение Тянь-Шаня [Макарычев, 1978] показывает, что офиолиты занимают строго определенное положение - находятся в основании разрезов складчатых сооружений во всех выделяемых зонах (Северный, Средний и Южный Тянь-Шань). Однако степень и характер преобразований офиолитов зависит от специфики геологической истории каждой зоны Тянь-Шаня.

В Южном Тянь-Шане (Сергале) в нижней части разреза находятся серпентиниты в ассоциации с габброидами, пироксенитами, родингитами и горнблендитами, реже - перидотитами и дунитами; в каждой из указанных пород присутст-

вуют реликты петельчатого серпентинита или его структуры. В совокупности эти породы образуют меланократовый фундамент, который перекрыт типичными эвгеосинклинальными образованиями – пикритами, спилитами и диабазами с прослоями радиоляритов раннепалеозойского возраста. В основании эвгеосинклинальных отложений залегают серпентинитовые конгломераты, песчаники и гравелиты, переслаивающиеся с материалом других пород фундамента. Следовательно, проявление Са-метасоматоза, обусловившего образование фундамента, предшествовало заложению геосинклинали, начало становления которой сопровождалось его разрушением и накоплением продуктов размыва.

В Северном Тянь-Шане (западная часть Киргизского хребта, Караарчинский блок) породы меланократового фундамента также занимают нижнюю часть разреза и являются самыми древними. На них залегают терекская свита, представленная преимущественно амфиболитами, образовавшимися по основным эффузивам и их туфам, перемежающимся с кремнистыми сланцами. Ее возраст 700 млн. лет.

Горное обрамление оз. Иссык-Куль традиционно принято считать примером срединного массива (обломка эпикарельской платформы), а развитие в одном из выступов "массива" – Актюзском блоке – слюдяные гнейсы – представителями древнейших парапород. Проведенные нами исследования в Актюзском блоке показали, что слагающие его породы включают гранатовые амфиболиты и слюдяные сланцы, перемежающиеся с актинолититами, горнблендитами, роговообманковыми породами микрозернистого строения, среди которых резко подчиненное значение имеют экзотические тела эклогитов и эклогитоподобных пород. В сущности – это пример последовательного наложения всех этапов эволюционного процесса в одном массиве, а их неравномерное развитие обусловило сонахождение различных по возрасту, составу и условиям образования минеральных сообществ и их сложные соотношения. Присутствие в некоторых сериях этих пород участков и полос серпентинита, взаимопереходы между ними, а также реликты петельчатой структуры в амфиболовых породах и хлоритах, наличие Сг в породообразующих минералах заставляет принимать их за продукты длительных и одновременных преобразований пород меланократового фундамента. Это подтверждает отсутствие стратификации и закономерной для осадочных образований смены разновидностей, сколько-нибудь выдержанной протяженности и резко выраженное такситовое строение.

Что касается эклогитов, то судя по низкому содержанию в гранатах пиррового компонента (8–14%), они относятся, по А.Б.Бакирову [1978], к эклогитоподобным породам, и для их образования не требуется высоких температур и больших давлений [Кушев, Виноградов, 1978]. Следовательно, их можно рассматривать как продукты плагиигранитизации пород меланократового фундамента в локально возникающих, благоприятных для них условиях, в частности безводного режима.

Принадлежность Актюзского блока к тектоническим выходам меланократового фундамента хорошо увязывается с окружающей массив куперлисайской свитой, возникшей за счет преобразования эвгеосинклинальных толщ. Наличие в них гранитов, аплитов и проявление К-метасоматоза доказывает вовлечение их в последний этап эволюционного процесса, а также проявление его заключительной стадии – магнообразования.

В Терской-Алатау фрагменты меланократового фундамента обнаруживаются среди продуктов преобразований, в том числе плагиигранитизации эффузивно-осадочных толщ на протяжении от перевала Чон-Ашу до пос. Кочкорка. Как и в других разрезах, фрагменты представлены преимущественно габброидами и серпентинитами с подчиненным значением мономинеральных амфиболовых пород – актинолититов, тремолититов и их плагиигранитизированных разновидностей. С окружающими породами эвгеосинклинальных образований они связаны или постепенными переходами, или находятся с ними в тектонических соотношениях.

По геологическим данным к выходам меланократового фундамента относятся и продукты карбонатизации серпентинитов, контролируемые тектоническими зонами. Так, полоса карбонат-хлоритовых сланцев, содержащих полосы серпентинита, протягивается на несколько километров в районе бассейна р. Чон-Кызылсу, которая западным концом упирается и местами постепенно переходит в слабо-

карбонатизированные апосерпентинитовые горнблендиты, пироксениты и габброиды. В этом же районе в серпентинитах наблюдается и гранитизация — вплоть до образования гигантозернистых микроклинитов.

Блок карбонатных мраморовидных пород выходит среди зеленокаменной толщи у пос. Кочкорка (левый берег р. Чу), которую обычно принимают за продукты регионального метаморфизма осадочных пород нижнепротерозойского возраста (кеминская свита). Однако этому противоречит полное отсутствие в этих породах элементов стратификации, реликтов осадочных пород и фауны. Что касается карбонатных пород, то присутствие в них серпентинитовых минералов, реликтов петельчатого серпентинита и его структуры, указывающих на апосерпентинитовую природу, позволяет рассматривать их в качестве блока меланократового фундамента.

Следует также отметить, что непосредственно среди такситовых, гибридных гранитоидов встречаются блоки серпентинита, в которых можно установить как бы в микромасштабе, все отмеченные выше стадии и этапы преобразований. Так, в долине Алабаш серпентиниты блока размером 100×300 м превращены в пироксениты и габброиды, тонкополосчатые перидотиты, карбонатные мономинеральные породы, карбонат-хлоритовые сланцы, амфиболиты и горнблендиты, слюдяные сланцы и микроклинсодержащие разности. При этом все указанные породы находятся в различных сочетаниях между собой и каждая из них не имеет самостоятельного положения и распространения. В долине р. Турсу (в 5 км ниже пос. Турсу) серпентиниты тектонического блока среди такситовых кварцевых диоритов преобразованы в родингиты, биотитовые сланцы и кварц-биотитовые роговики, интенсивно карбонатизированы, окварцованы, а местами преобразованы в полосы плотных пироксенитов, антофиллитовых пород и т.д.

Следовательно, устанавливается взаимосвязь между характером и интенсивностью развития эволюционного процесса, геологической историей каждого региона и участием протовещества во всех видах его проявления. Это обусловлено мобильностью развития геосинклиналей и многократной деструкцией возникающих образований или нарастающих слоев коры.

Заключение. Приведенный материал позволяет в общих чертах наметить связь петрогенных процессов с геологической историей складчатых регионов. Процесс габброизации (Са-метасоматоза) обусловил образование меланократового фундамента — основания как древних, так и молодых геосинклиналей и современных океанов. Это процесс находится вне связи с заложением геосинклинали, имеет глобальное развитие и совершается в дисперсном субстрате, имеющем вероятнее всего, протопланетарную природу. Габброизация и связанные с ней дегидратация и раскристаллизация не только обусловили образование меланократового фундамента, но и создали возможность для генерации основной магмы. Более того, сами процессы габброизации завершались магмообразованием, а высокое внутреннее давление как следствие дегидратации способствовало продвижению расплавов вверх, находя выражение в виде эффузивной деятельности. Этим можно объяснить и природу параллельных даек, как правило, лишенных корней.

С началом геосинклинального режима процессы вещественного преобразования продолжались, но резко изменился их химизм, хотя инъекционно-метасоматический механизм сохранился. В этот период происходит формирование Na и водосодержащих минералов (слюд, хлорита, амфибола, эпидота, пренинта, цеолитов и т.д.). Процесс "обводнения" в геосинклинальную стадию может быть увязан с продолжавшейся дегидратацией вещества на глубине и поступлением воды (водорода) в ослабленную зону — геосинклираль, где за счет этого же процесса могла образоваться и гидросфера. Учитывая, что при дегазации мантии могли выделиться H и C, можно предположить связь карбонатизации с процессом дегазации в геосинклинальных условиях, когда обилие O явилось причиной возникновения CO₂ и воды.

В зрелую стадию геосинклинального процесса, сопряженного с тектонической деятельностью, вновь качественно меняются процессы преобразования с ведущей ролью в них K, что и обуславливает интенсивную гранитизацию, вплоть до возникновения магматического очага и последующего становления интрузивов как на месте рождения магмы, так и с ее перемещением. Неравномерность

развития этих процессов, их зависимость от тектонической подготовленности вовлеченных пород, локально возникающие и меняющиеся $P-T$ -условия – главные причины обилия разновидностей пород литосферы складчатых зон.

Одинаковый метасоматический характер преобразования пород фундамента, океанической покрывки, продуктов их разрушения и переотложения выражает в целом развитие общего эволюционного процесса становления литосферы. Постепенное изменение вещества в сторону уменьшения роли субстрата, вплоть до полного его исчезновения, и скачкообразный переход в качественно новое состояние – магмообразование – является естественным выражением эволюционного процесса. Его направленность в сторону силификации и образования все более сложных по химизму, изоморфизму и структурному мотиву минералов с увеличением в их составе O и воды указывает на то, что главную роль в эволюции вещества играли процессы окисления. Это имеет важное значение для всей истории развития планеты, так как подтверждает действительность общих законов формирования биосферы, моделирующей эволюцию Вселенной [Вернадский, 1965].

С этих позиций остается ряд нерешенных вопросов и прежде всего вопрос об источнике не свойственных ультраосновному субстрату элементов – Si, Al, Ca, Na и K , а также о последовательности их проявления во времени. Связь геосинклинального режима с развитием плагиогранитизации, гранитизации, кислого магматизма не вызывает сомнения, однако выявление характера этой связи – задача будущих комплексных исследований с привлечением к ним ученых разного профиля.

Abstract

The paper gives the conception of the structural-petrologic evolution of the oceanic crust into the crust of the continental type. The leading role in the formation of the continental crust belongs to the processes of metasomatic transformation of ultrabasites. So, in the metasomatoses the change of the leading role of elements in the succession $Ca-Al, Na, K$ is established.

Литература

- Бакиров А.Б. Тектоническая позиция метаморфических комплексов Тянь-Шаня. Фрунзе: Илим, 1978. 261 с.
- Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 374 с.
- Вернадский В.И. Размышления натуралиста. М.: Наука, 1975. Кн. 1. 174 с.
- Виноградов А.П. О происхождении вещества земной коры. – Геохимия, 1961, № 1, с. 3-29.
- Гаврилова С.И. Петролого-минералогические особенности гипербазитов массива Пай-Ер. М.: Наука, 1977. 147 с.
- Кашкай М.А., Аллахвердиев Ш.И. Аджарская брахиантиклиналь в структуре Малого Кавказа (Азербайджан). Баку: Элм, 1973. 100 с.
- Кушев В.Г., Виноградов Д.П. Метаморфогенные эклогиты. Новосибирск: Наука, 1978. 112 с. (Тр. Ги СО АН СССР; Вып. 12).
- Макарычев Г.И. Геосинклинальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. М.: Наука, 1978. 192 с.
- Морковкина В.Ф. Габбро-перидотитовая формация Полярного Урала. М.: Наука, 1967, 279 с.
- Морковкина А.Ф. Реликты "субсерпентинита" и его петрологическое значение. – Сов. геол., 1971, № 9, с. 30-44.
- Морковкина В.Ф. Гипербазиты Севанского хребта. М.: Наука, 1974. 144 с.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. – Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-23.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Моссаковский А.А. и др. Палеозойцы Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса. – Сов. геол., 1972, № 12, с. 7-26.
- Пинус Г.В., Велинский В.В., Леснов Ф.П. и др. Альпийские гипербазиты Анадьрско-Корякской складчатой системы. Новосибирск: Наука, 1973. 320 с.
- Плошко В.В. Уруштенский комплекс Северного Кавказа. – М.: Наука; 1965. 182 с.

- Пугин В.А., Хитаров Н.И., Слущкий А.Б. и др. Реакция серпентинизации и десерпентинизации. - *Геохимия*, 1969, № 10, с. 1188-1194.
- Хесс Г. Серпентинизация, орогенез и эпейрогенез. - В кн.: *Земная кора*. М.: Изд-во иностр. лит., 1957, с. 403-422.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Штейнберг Д.С., Лагутина М.В. Формы нахождения углерода в различных типах серпентинизированных ультрабазитов Урала. - *Тр. ИГиГ*, 1977, вып. 125, с. 85-91.
- Allegre C.J., Ben O.D., Polve M., Pierr R. The Na-Sr isotopic correlation in mantle materials and geodynamic consequences. - *Phys. Earth and Planet. Inter.*, 1979, vol. 19, N 4, p. 293-306.

УДК 552.121+549.02

Ю.Н. КОЛЕСНИК

ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА И ТЕМПЕРАТУРНЫХ ФАЦИЙ РОДИНГИТОВ

Метаморфические и метасоматические образования, развивающиеся по породам основного состава в ассоциации с гипербазитами, содержат разнообразную информацию об условиях происхождения и эволюции офиолитовых комплексов. Не менее интересны метаморфические и метасоматические минеральные ассоциации низких или умеренных давлений. Однако полезная информация, которую можно получить из распределения и сравнения этих образований в офиолитовых комплексах для различных геотектонических обстановок, в значительной мере сдерживается тем, что неясны многие чисто петрологические и геохимические вопросы их генезиса.

В таблице приводятся главнейшие метабазитовые минеральные ассоциации умеренных давлений из базит-гипербазитовых массивов. В противоположность метаморфическим метабазитам - продуктам регионального метаморфизма, охватывающего огромные площади, в том числе и офиолитовые комплексы, метасоматические метабазиты (см. таблицу) являются характерными образованиями именно базит-гипербазитовых массивов. Эта связь не только пространственная, но и генетическая. Наблюдается определенная сопряженность метасоматических процессов, развивающихся по породам основного состава и окружающим их (или контактирующим с ними) перидотитам. Устанавливается эмпирическая корреляция между минеральным составом метасоматических пород и петрографическим типом ультраосновных массивов. В таблице такая закономерность отражена для массивов габбро-верлитового типа (Урал и Северо-Восток Аляски) и массивов с существенно гарцбургитовыми первичными перидотитами. В ультраосновных массивах с более сложным петрографическим составом среди метасоматических образований могут встречаться все ассоциации, приведенные в таблице. Подробнее эти вопросы рассматривались ранее [Колесник, 1976].

Метасоматические минеральные ассоциации разделены на три группы: I - кальциево-силикатные породы, II - породы с существенной ролью Na вплоть до насыщения этим компонентом, III - породы, пересыщенные Na, что выражается в появлении щелочных амфиболов и пироксенов (см. таблицу). Такое разделение основано на минералогических признаках; вместе с тем в конкретных массивах соответствующего петрографического типа минеральные ассоциации из различных групп нередко слагают общие метасоматические тела. Существуют примеры (Урал, юг Сибири, Калифорния, Новая Зеландия), где прослеживается вся последовательность метасоматических ассоциаций, перечисленных в таблице, или значительная ее часть [Coleman, 1967; Логинов, 1970; Колесник, 1966, 1976; O'Brien, Rodgers, 1973]. Среди метасоматитов офиолитовых комплексов чаще всего встречаются Са-силикатные породы и наиболее редко - породы, пересыщенные Na.

Родингитами в современной литературе принято называть метасоматические тела, состоящие из набора минералов (в таблице эти минералы подчеркнуты).

Минеральные ассоциации, развивающиеся по породам основного состава в условиях умеренных давлений в связи с ультраосновными массивами

Группа минеральных ассоциаций	Метасоматические породы			Метаморфические породы
	Континент		Дно океана	Континент
	Массивы верлитового типа	Массивы гарцбургитового типа		
I	кпи, гр, шп (эп, гр, амф, мгт, сл, кв, аб, хл, карб)	<u>кпи, гр, волл (ггр, кс, вз, пр, амф, кц, эп, анд, хл, кв, карб)</u> ТР	кпи? (ггр, вз, пр, амф, кц, эп, аб, цл, сл, хл, карб)	
II	амф, шп, пл (80% An)(эп, амф, мгт, кв, аб, сл, хл)	<u>кпи, гр, пк</u> кпи, пк, аб, амф, кпи, аб, кв, амф, аб, би, кв, амф (амф, кц, эп, кв, аб, карб, цл, сл, та, хл)		пл (до 50% An); эп, амф, би, кв (сл, хл, карб, мгт)
III		аб, эг, кр, кв, би (кц, кв, аб, эп, карб, та)		

Примечание. 1) выделены родингиты; 2) в скобках приведена низкотемпературная стадия; 3) минералы: кпи - клинопироксен; гр - гранат, ггр - гидрогранат, вол - волластонит, шп - шпинель, эп - эпидот, кц - клиноцоизит, амф - амфибол, кс - ксротлит, пк - пектолит, мгт - магнетит, пл - плагиоклаз, сл - слюды, аб - альбит, эг - эгирин, кр - кроссит, цл - цеолит, кв - кварц, та - тальк, анд - андрадит, пр - пренит, хл - хлорит, карб - карбонат, вз - везувиан, би - биотит.

ты). Родингитовые тела могут содержать или весь набор минералов, перечисленных в таблице, или некоторые из них. Кроме того, родингиты характеризуются составами клинопироксенов с максимальным содержанием волластонитового компонента (рис. 1), составами гранатов, преимущественно гроссуляровых в высокотемпературных парагенезисах [Seki, 1962; Колесник, 1976; Leach, Rodgers, 1978; Hall, 1978]. Хотя родингиты (так же впрочем, как и ультраосновные массивы подвижных зон с существенно гарцбургитовым составом первичных перидотитов) распространены наиболее широко, следует отметить, что для метасоматических и метаморфических минеральных ассоциаций (см. таблицу) предполагаются, согласно имеющемуся материалу, исходные базитовые породы приблизительно одинакового состава (точнее, одинакового спектра составов от троктолитов до габбро-диоритов, амфиболитов, эффузивно-осадочных пород основного ряда). Поэтому генезис родингитов, по-видимому, нельзя рассматривать в отрыве от других метасоматитов и метаморфитов, развивающихся в сходной геологической ситуации.

Почти всегда родингиты и остальные метасоматические ассоциации (см. таблицу) появляются в зонах, где окружающие гипербазиты практически целиком серпентинизированы. Вследствие этого обычно считается, что процессы родингитизации и серпентинизации синхронны. Для решения вопроса необходимо знать соотношение температурных пределов устойчивости серпентиновых и родингитовых минеральных парагенезисов. Верхний температурный предел устойчивости серпентинов, согласно последним экспериментальным данным [Hemly et al., 1977; Evans et al., 1976], при $P = 1-2$ кбар оценивается в 400°C .

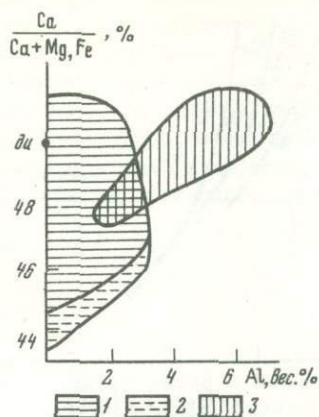


Рис. 1. Составы клинопироксенов из метасоматических Са-силикатных пород [Колесник, 1976; Leach, Rodgers, 1978; Hall, 1978]

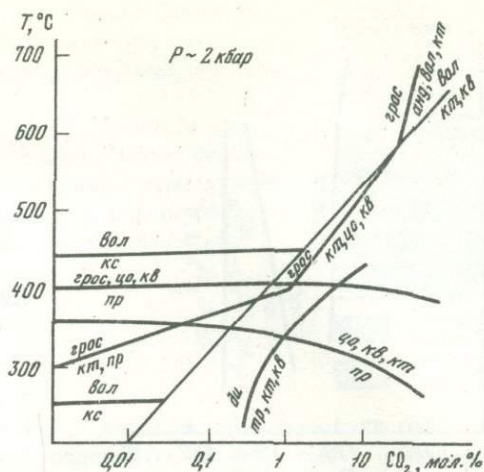
Клинопироксены: 1 - из родингитов, 2 - из клинопироксенитовых жил среди гипербазитов гарцбургитового типа, 3 - из пироксенитов и Са-силикатных пород (массивы верлитового типа)

Рис. 2. Минеральные равновесия в водно-углекислой среде (безжелезистая система). Экспериментальные данные [Skippen, 1971; Shoji, 1976, 1977; Гуревич, Иванов, 1977]

Минералы: вол - волластонит, кс - ксонотлит, gros - гроссулярь, цо - цоизит, кв - кварц, пр - пренит, кт - кальцит, ди - диопсид, анд - андродит, гр - гранат, пл - плагиоклаз

Значительно менее надежны оценки условий устойчивости родингитовых парагенезисов. На рис. 2 суммированы экспериментальные данные по минеральным равновесиям в водно-углекислой среде, из которых видно, что содержание $\text{CO}_2 > 0,1$ мол.% в высокотемпературных родингитообразующих растворах вряд ли возможно. Известно, что карбонатизация относится к низкотемпературной стадии метасоматоза. Для геологической термометрии интересно равновесие волластонит-ксонотлит, однако результаты экспериментов слишком противоречивы. Перспективны для этой цели реакции разложения пренита ($T \leq 400^\circ\text{C}$) и гидратации гроссуляря (рис. 3). Последнее равновесие зависит практически только от температуры. Согласно экспериментам [Shoji, 1974], нижний температурный предел устойчивости безводного гроссуляря $\sim 550^\circ\text{C}$ (минимум 500°C). Следовательно, по этим оценкам область устойчивости парагенезиса, содержащего безводный гроссулярь (клинопироксен - волластонит - гранат), едва ли перекрывается с условиями серпентинизации. То же можно сказать о высокотемпературных парагенезисах из метасоматитов, связанных с массивами габбро-верлитового типа [Колесник, 1976], и об относительно высокотемпературных альбитах из ультраосновных массивов (изотопная термометрия по равновесию альбит-биотит; [Ноегнес, 1974]). Вместе с тем в родингитах и других метасоматитах практически всегда выделяется несколько минеральных генераций (например, гроссулярь и гидрогроссулярь [Юркова, 1977; и др.]). Условия устойчивости более поздних, относительно низкотемпературных минеральных ассоциаций, несомненно перекрываются с условиями серпентинизации.

Среди анионов в растворах, вызывающих серпентинизацию и родингитизацию, весьма вероятен Cl. Работами последних лет он обнаружен во многих серпентинитах. Метасоматические растворы могли иметь состав современных вод типа Са-ОН [Barnes et al., 1972; Pfeifer, 1977]. О минеральных равновесиях в водно-хлоридных средах, особенно в системе серпентинитов и родингитовых минералов, вытекающих из серпентинитов, известно мало. На рис. 4



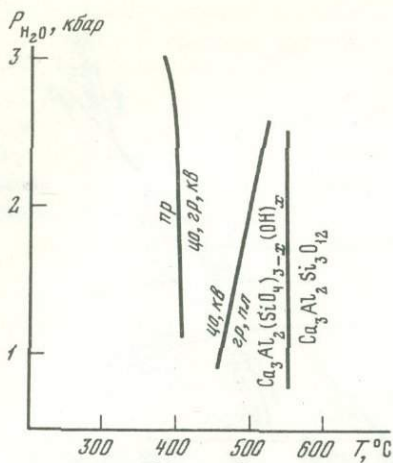


Рис. 3

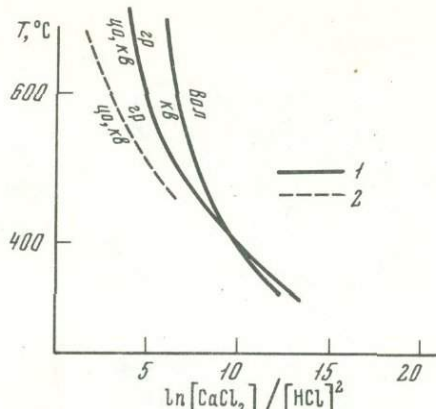


Рис. 4

Рис. 3. Минеральные равновесия в водной среде (безжелезистая система). Экспериментальные данные [Boettcher, 1070; Liu, 1971; Shoji, 1974].

Сокращения см. на рис. 2

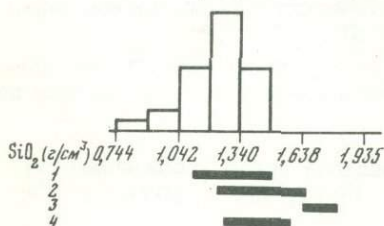


Рис. 4. Минеральные равновесия в водно-хлоридной среде (объяснения см. в тексте)

1 - $P \sim 1$ кбар; 2 - $P \sim 2$ кбар.

Сокращения см. на рис. 2

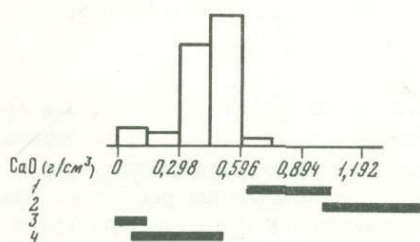


Рис. 5. Баланс массы компонентов на единицу объема породы между габроидами и метабазитами (объяснения см. в тексте)

1 - Ca-силикатные породы из массивов габбро-верлитового типа; 2 - родингиты; 3 - альбититы; 4 - метаморфические метабазиты (амфиболиты)

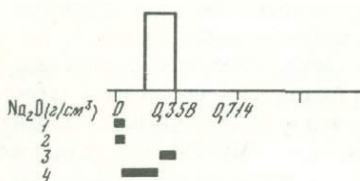
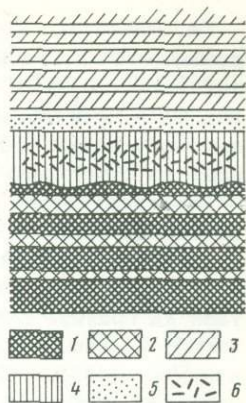


Рис. 5

изображены равновесия: кварц \rightleftharpoons волластонит + гроссуляр \rightleftharpoons цеолит + кварц, рассчитанные из растворимости волластонита в водно-хлоридных средах (эксперимент В.Д. Гунтера [Gunter, Eugster, 1978]). По величине логарифма отношения активностей CaCl_2 и HCl : $\ln \{[\text{CaCl}_2]/[\text{HCl}]^2\}$ можно (весьма приблизительно из-за отсутствия термодинамических данных) оценить показатель кислотности основности раствора (рН). Значение $\text{pH}=7$ попадает в интервал $15 < \ln \{[\text{CaCl}_2]/[\text{HCl}]^2\} < 25$ при $T \sim 400^\circ\text{C}$ и $P \sim 2$ кбар; значения $\ln \{[\text{CaCl}_2]/[\text{HCl}]^2\} < 15$, при которых устойчив парагенезис цеолит + кварц, соответствуют кислотной области. Этот парагенезис довольно часто развивается в качестве вторичного продукта по гроссуляр-пироксеновым (волластонит) родингитам, что несомненно доказывает определенную эволюцию метасоматических растворов в кислую область, так как первоначальные порции раствора, те, которые на-

Рис. 6. Схематический разрез, показывающий цикличное развитие кумулятивных пород и область распространения родингитов в ультраосновном комплексе Штальцбург, Южная Африка [Anhaeusser, 1979]

1 - дуниты; 2 - ортопироксениты; 3 - тесно "переслаивающиеся" лерцолиты, верлиты, гарцбургиты, пироксениты; 4 - габбро, анортозиты; 5 - гарцбургиты, дуниты; 6 - родингиты (в породах, вмещающих родингиты, кроме анортозитов и габбро, отмечаются вебстериты)



ходились в равновесии с гипербазитами и которые преобразовали габброиды в гранат-пироксеновые (волластонит) родингиты, должны иметь щелочной характер. По оценке Дж.Бернеса [Barnes et al., 1972], они имеют $pH = 10$. Таким образом, стадийность минералообразования в родингитах определяется не только понижением температуры, но и повышением кислотности минерализующей среды.

Баланс компонентов при метасоматических преобразованиях и проблема источников привнесенных компонентов являются теми вопросами, на которых проверяются все современные гипотезы, объясняющие генезис родингитов и других связанных с ними метасоматических пород. На рис. 5 Са-силикатные породы сравниваются с габброидами по содержанию CaO , Na_2O , SiO_2 , отнесенному к единице объема ($г/см^3$). Интервалы содержания компонентов в метабазитах, рассчитанные по предельным вариациям, показаны черными сплошными линиями. Составы габброидов из ассоциаций с ультрабазитами изображены (см. рис. 5) в виде гистограмм для каждого компонента, где по вертикальной оси отложено число анализов (частота встречаемости). При сравнениях следует ориентироваться главным образом на максимумы гистограмм. Наиболее характерной чертой баланса компонентов при образовании родингитов является значительный привнос Са и вынос Na. Содержание остальных компонентов (кроме воды) меняется сравнительно мало или постоянно [Колесник, 1976].

По гипотезе синхронной серпентинизации и родингитизации Са, необходимый для образования родингитов, высвобождается из окружающих ультраосновных пород при их серпентинизации, что в принципе может быть приемлемо для образования относительно низкотемпературных родингитовых парагенезисов. Отметим некоторые трудности, связанные с данной гипотезой.

1. При серпентинизации клинопироксенов Са высвобождается из перидотитов, вместе с тем в новообразованных родингитах серпентины (или хлориты) и клинопироксены должны быть равновесны. Р.Калеман [Coleman, 1967] объясняет несоответствие предположением о зависимости равновесия от активности Са. Неясно, насколько это верно, но известно, что клинопироксены из родингитов также довольно часто замещены серпентином или хлоритом.

2. Максимальный привнос Са происходит при родингитизации в массивах гарцбургитового типа, где клинопироксенов весьма мало. С другой стороны, в массивах габбро-верлитового типа образование Са-силикатных пород сопровождается заметно меньшим привносом Са (см. рис. 5).

3. На рис. 6 показан полосчатый коматит-базальтовый комплекс с прослоями кумулятивных дунитов из докембрийского зеленокаменного пояса Барбертон, Южная Африка [Anhaeusser, 1979]. Родингиты здесь развиты в одной локальной зоне, окруженной серпентинизированными дунитами и гарцбургитами, хотя габброидных "прослоев" значительно больше, причем имеются контакты габброидов с серпентинизированными лерцолитами и клинопироксенитами. Такие взаимоотношения не поддаются объяснению гипотезой серпентинизации клинопироксенов.

4. Известны случаи, хотя они и встречаются редко, когда родингитизация развивается по габброидам среди практически неизменных перидотитов [Caperdi et al., 1978]. С. Каперди и др. придерживаются гипотезы о ремобилизации Са в брекчированных габброидах гидротермальными растворами. Высказывалось также предположение о привносе Са растворами, постмагматическими по отношению к габброидной магме [Москалева и др., 1971].

Как отмечалось ранее [Leach, Rodgers, 1978], "чисто габброидный" источник Са вряд ли приемлем, так как родингиты – не единственные метасоматические образования, развивающиеся по габброидам офиолитовых массивов; кроме того, родингиты развиваются по осадочным породам основного состава на границе с серпентинитами вне всякой связи с габброидами [Challis, 1965; Coleman, 1967; Логинов, 1970]. Нам представляется, что при обсуждении источников Са следует учитывать также клинопироксенитовые (вебстеритовые) жилы или зоны, широко распространенные среди ультраосновных массивов. По-видимому, надо искать более глубинный источник Са. В качестве вероятного источника рассматривались [Колесник, 1976] следствия глубинного взаимодействия флюидов с ультраосновной магмой перидотитового состава. Суть предполагаемой реакции заключается в замещении клинопироксенов ортопироксенами в условиях субсолидуса. Растворы, обогащенные Са в результате такой реакции, проникают по зонам трещиноватости в верхние горизонты остывающего массива. Экспериментальные данные не противоречат такому предположению, хотя физико-химическая модель процесса разработана недостаточно. Его косвенным подтверждением является отмеченная выше специализация метасоматитов в зависимости от петрографического типа ультраосновного массива. По соотношению изотопов Н родингиты так же, как и антитигрит, связываются с эндогенными растворами [Wenner, 1975].

Самостоятельной проблемой является взаимоотношение родингитов с метасоматическими апогабброидными минеральными ассоциациями натриевого ряда, например альбититами (см. таблицу), при образовании которых баланс компонентов противоположен – осаждаются Na, выносятся Са (см. рис. 5). Эти взаимодействия объяснялись обменной реакцией между солями Са и Na в растворах. При достаточно длительном и интенсивном течении метасоматического процесса в результате данной реакции значительные объемы пород основного состава замещаются метасоматитами натриевого ряда [Колесник, 1976]. Обогащены Na и воды современных источников (эндогенные – по содержанию дейтерия), вытекающие из родингитов [Barnes et al., 1972]. К данной группе вопросов относятся, по-видимому, и взаимоотношения метабазитовых, метасоматических и метаморфических включений в серпентинитах. Обычно привлекаются тектонические гипотезы (захват блоков метаморфических пород в процессе тектонической эволюции офиолитов). Нам представляется, что необходим дифференцированный подход ко всем подобным объектам в зависимости от характера контактов с серпентинитами, как тектонических, так и ненарушенных с развитыми экзоконтактовыми оторочками.

Ряд вопросов родингитовой проблемы изучен еще мало, например поведение Fe. Большинство родингитов практически лишены этого компонента, но иногда его содержание повышается и весьма значительно – андрадитовые жилы и т.п., что, вероятно, снижает температуру устойчивости метасоматических образований. Кроме того, возникает вопрос об источниках Fe.

В современной литературе о родингитах намечается тенденция, согласно которой последовательность минералообразования рассматривается в зависимости от характера деформаций окружающих ультрабазитов [Юркова, 1977; Caperdi et al., 1978; и др.]. На этом пути имеются нерешенные чисто физико-химические задачи – соотношение давлений на минералы и флюид, отклонение от равновесия при негидростатических напряжениях и т.д.

Мало изучены взаимоотношения родингитов (и других метасоматитов – см. таблицу) с минеральными ассоциациями высоких давлений (эклогиты, жадеит-глаукофановые породы, арагонит), хотя в некоторых офиолитовых комплексах они находятся совместно. Здесь можно ожидать более сложных взаимоотношений по сравнению с реакциями простого разложения минералов, вызванного

изменениями давлений и температур [Cortés et al., 1977]. Примером является перцолитовый массив из Беллинзоны, Центральные Альпы, в котором присутствовали тела эклогитовых пород, постепенно переходящие к периферии, к контакту с гипербазитами, в родингиты [Trommsdorf et al., 1975]. Параллельно меняется состав гранатов; при этом промежуточными разностями являются пиральспит-гроссуларовые. Известно, что такие твердые растворы являются признаком глубинного минералообразования, поэтому в данном примере генезис родингитов, по-видимому, связан со сравнительно глубинным процессом преобразования эклогитов с привнесом Са.

По родингитам со дна океана имеются отрывочные данные, ограниченные, насколько нам известно, двумя участками драгирования в пределах Срединно-Атлантического хребта [Honnorez, Krist, 1975; Аументо и др., 1973]. В основном это низкотемпературные минеральные ассоциации, аналогичные континентальным родингитам (см. таблицу). Лишь клинопироксен (диопсидовый авгит?) остается под сомнением, поскольку он может оказаться и реликтовым. Имеющиеся данные позволяют предположить, что родингиты не могли образоваться под воздействием морской воды, так как при таком воздействии на породы основного состава Са растворяется и выносится. Известно, кроме того, что родингитизируются основные породы глубинного облика из ассоциации с серпентинитами, а не перекрывающие их в нормальном разрезе океанической коры базальты и лиллоу-лавы. Маловероятно и гипотеза, согласно которой родингитизация вызвана морской водой, прошедшей через базальтовый слой по трещинам и обогащенной вследствие этого Са, так как такие растворы должны обладать кислотными свойствами с pH 5 - 6 [Hajash, 1975].

Таким образом, родингиты океанского дна, вероятно, имеют эндогенное происхождение так же, как и метаморфические породы амфиболитовой зеленосланцевой фации (по изотопным данным Ф.Аументо и др. [1973]). Родингиты не равновесны с морской водой и должны преобразовываться под ее воздействием. Здесь, как нам представляется, заложены возможности для изучения эволюции тектонических структур дна океана. Другим направлением исследований, которое может оказаться перспективным для этих целей, является, по нашему мнению, изучение всего комплекса метасоматических метабазитовых пород из офиолитов, поскольку они должны отражать определенные стадии тектоно-магматической эволюции офиолитов.

Abstract

Mineral associations attributed to rodingites are distinguished in a complex of metasomatic rocks of the facies of moderate pressures developing after rocks of basic composition relative to ultrabasic massifs of wehrlite and harzburgite types. Various petrological and geochemical aspects of their genesis are considered. A conclusion follows that while discussing problems of calcium inflow during rodingitization, it is necessary to search for deeper sources than serpentinization of associated rocks.

Литература

- Аументо Ф., Ланкаревик Б.Д., Росс Д.И. Геология Срединно-Атлантического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 168-197.
- Гуревич Л.П., Иванов И.П. Устойчивость пренита в метабазитах по экспериментальным данным. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1977, вып. 6, с. 54-60.
- Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.
- Колесник Ю.Н. Высокотемпературный метасоматоз в ультраосновных массивах. Новосибирск: Наука, 1976. 238 с.
- Логинов В.П. Контактные изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южного Крака на Южном Урале. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, вып. 2, с. 116-131.

- ✓ Москалева В.Н., Иванова В.П., Касагов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определение их минерального состава методом термографии. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 75-85.
- Юркова Р.М. Родингиты офиолитового комплекса полуострова Шмидта (Северный Сахалин). - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977, № 2, с. 101-109.
- Anhaeusser C.R. Rodingite occurrences in some archaean ultramafic complexes in the Barberton mountain land, S. Africa. - Precambrian Res., 1979, vol. 8, N 1/2, p. 49-74.
- Barnes J., Rapp J.B., O'Neil J.R. et al. Metamorphic assemblages and the direction of flow of metamorphic fluids in four instances of serpentinization. - Contribs Mineral. and Petrol., 1972, vol. 35, N 3, p. 263-276.
- Boettcher A.J. The system $\text{CaO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at high pressures and temperatures. - J. Petrol., 1970, vol. 11, p. 337-379.
- ✓ Capardi S., Jaruti J., Rossi A. Rodingites from Pindos, constraints on the "Rodingite problem". - Neues Jahrb. Mineral. Abh., 1978, Bd. 132, N 3, S. 242-263.
- Challis J.A. High temperature contact metamorphism at the Red Hills ultramafic intrusion, N.Z. - J. Petrol., 1965, vol. 6, N 3, S. 321-353.
- Coleman R. Low-temperature reaction zones and Alpine ultramafic rocks of California, Oregon and Washington. - Geol. Surv. Bull., 1967, N 1247, p. 49.
- Cortesongo L., Ernst W.G., Jalli M. et al. Chemical petrology of eclogite lenses in serpentinite. Gruppo di Voltri, Ligurian Alps. - J. Geol., 1977, N 3, p. 255-278.
- Evans W., Johannes W., Oredoom H., Trommsdorf V. Stability of chrisotite, antigorite in the serpentinite multisystem. - SMPM; 1976, Bd. 56, S. 79-93.
- Günter W.D., Eugster H.P. Wollastonite solubility and free energy of supercritical aqueous CaCl_2 . - Contribs Mineral. and Petrol., 1978, N 3, p. 271-282.
- Hajash A. Hydrothermal processes among Mid-Ocean Ridges: An experimental investigation. - Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 53, N 3, p. 205-226.
- Hall R. Pyroxenes of basic rocks and rodingites from ophiolite melange, S.E. Turkey. - Miner. Mag., 1978, vol. 42, p. 511-512.
- Hemly J.J., Montoya J.W., Shaw D.R. Mineral equilibria in the $\text{MgO}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ system: Talc - antigorite - forsterite - antophyllite - enstatite stability relations and some geological implications in the system. - Amer. J. Sci., 1977, vol. 277, p. 353-383.
- Hoernes S., Friederichsen H. Oxygen isotope studies of metamorphic rocks of the W. Hohe Tauern area. - SMPM, 1974, Bd. 54, S. 769-788.
- Honnorez J., Krist P. Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. - Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 49, p. 233-257.
- Leach T.M., Rodgers K.A. Metasomatism in the Wairere serpentinite, King County, New Zealand. - Miner. Mag., 1978, N 321, p. 45-62.
- Liu J.I. Synthesis and stability relations of prenite, $\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$. - Amer. Miner., 1971, vol. 56, p. 507-531.
- O'Brien J.P., Rodgers K.A. Xonotlite and rodingites from Wairere, N.Z. - Miner. Mag., 1973, vol. 39, p. 233-240.
- Pfeifer H.R. A model for fluids in metamorphosed ultramafic rocks. - SMPM, 1977, Bd. 57, N 3, S. 361-396.
- Seki J. Chemical characters of the grossularite - andradite mineral series in rodingites. - Jap. J. Geol. and Geogr., 1962, vol. 33, N 1, p. 15-31.
- Shoji T. $\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3-\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{O}_4\text{H}_4)_3$ series garnet: composition and stability. - J. Miner. Soc. Jap., 1974, vol. 11, p. 359-372.
- Shoji T. The stability of the assemblage calcite - quartz in $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ mixtures. - J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1976, vol. 71, p. 379-388.
- Shoji T. The stability of grossularite in $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ mixture. - J. Jap. Assoc. Miner., Petrol. and Econ. Geol., 1977, vol. 72, p. 30-41.
- Skippen J.B. Experimental data for reactions in siliceous marbles. - J. Geol., 1971, vol. 79, p. 457-481.
- ✓ Trommsdorf V., Evans B.W., Richter W. Eklogit/Rodingite Übergänge in Ultramafite der Cima - Lunga - Serie. - SMPV, 1975, Bd. 55, N 3, S. 572-754.
- Wenner D.B. Stable isotope evidence for the origin of rodingites. - In: Abstrs. with Proc. Geol. Soc. Amer., Salt. Lake City, 1975, p. 1314-1315.

РОДИНГИТЫ ОФИОЛИТОВЫХ ЗОН ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Впервые термин родингит был предложен П.Маршаллом в 1911 г. для названия пород Са-силикатного состава, сложенных диаллагом, пренитом, гроссуляром и встреченных в бассейне р.Родинг в Новой Зеландии [Marshall, et al., 1911]. В отечественной литературе эти породы или назывались по минеральному составу, или для их определения предлагались собирательные термины типа "хлограпит", "гранатит" [Падалка, 1932; Заварицкий, 1937; Соболев, 1952; Пинус и др., 1958]. С 1965 г. после работ Ю.Н. Колесника и Г.В. Пинуса термин "родингит" прочно вошел в обиход петрографов при описании этих Са-силикатных образований [Колесник, 1966; Пинус, Колесник, 1966].

Главной причиной неопределенности выделения пород под названием родингитов служило обстоятельство, связанное с изменчивым минеральным составом пород, которые могут быть представлены от мономинеральных хлоритовых до мономинеральных гранатовых с большим количеством промежуточных парагенезисов, в которых могут участвовать в общей сложности около 20 минералов. В настоящее время, когда стало ясно, что все разнообразие Са-силикатных пород связано общностью единого метасоматического процесса, отпадает необходимость каждый отдельный парагенезис выделять в самостоятельный вид. Те же различные по минеральному составу образования родингитов, которые мы наблюдаем на современном эрозионном срезе среди ультраосновных пород, представляют собой либо разобщенные тела родингитов, обладающих метасоматической зональностью, либо просто различными стадиями одного и того же процесса родингитизации.

На территории Монголии известны многочисленные выходы ультраосновных пород, слагающих различной величины линзообразные тела, трассирующие зоны глубинных разломов в виде протяженных гипербазитовых поясов. Ультраосновные породы массивов в различной степени серпентинизированы и в отдельных массивах представлены только серпентинитами. Наряду с ультраосновными породами в строении массивов участвуют габброиды, отвечающие по минеральному составу габбро и, реже, габбро-норитам. Изучение взаимоотношений гипербазитов и габброидов показывает, что эти два члена офиолитов часто имеют тектонические контакты, однако встречаются и совершенно четкие интрузивные контакты габброидов в гипербазитах; таким образом, устанавливается более молодой возраст габбро по сравнению с гипербазитами. Между гипербазитами и вмещающими их эффузивно-осадочными породами контакты всегда тектонические. В то же время наблюдаются интрузивные контакты габброидов с вмещающими их толщами. Дайки диабазовых порфиритов, диабазов и микрогаббро, как правило, в тех массивах, где они фиксируются, прорывают ультраосновные породы и имеют с ними интрузивные контакты.

Разрывные нарушения, контролирующие расположение гипербазитовых тел, обычно имеют крутое падение плоскостей сместителей. Расположенные вдоль разломов ультраосновные тела в контактовых частях интенсивно рассланцованы, вплоть до образования серпентинитовых сланцев. Мелкие тела, представленные серпентинитами, сильно перемяты, потеряли связь с крупными телами гипербазитов, отторженцами которых они являются. В таких телах часто наблюдаются конгломератовидные, брекчиевые текстуры или линзовидной формы отдельность.

Гипербазитовые массивы в Монголии располагаются как в каледонских, так и в герцинских складчатых структурах и в обоих случаях ассоциируют с более поздними габброидами, прорывающими гипербазиты. При этом мелкие тела габбро и возникающих по ним родингитов иногда густо насыщают ультраосновные породы. Наряду с габбро и родингитами внутри гипербазитов встречаются разновеликие блоки вмещающих вулканогенно-осадочных пород, кото-

рые можно рассматривать как продукты раздробленной вмещающей рамы, захваченные серпентинитовым веществом при его тектоническом (диапировом) внедрении. В отдельных случаях их можно интерпретировать как остатки эродированной кровли. В случае крупных массивов обломки пород и родингитов встречаются только в периферийных частях гипербазитовых массивов.

По минеральному составу ультраосновные породы представлены серпентинитами, чаще смешанного состава; в меньших количествах присутствуют в разной степени серпентинизированные дуниты, гарцбургиты, лершолиты, в подчиненном — верлиты и пироксениты. Изучение морфологии родингитовых тел и их геологического положения в связи с офиолитами показало ряд черт, присущих этим породам. Родингиты наиболее часто встречаются в виде будинированных бескорневых тел в серпентинитах. Размер этих тел варьирует от десятков сантиметров в поперечнике до нескольких десятков метров. Кроме того, родингиты слагают небольшие жилы в сильно серпентинизированных перидотитах, при этом очень часто имеют первичное ненарушенное залегание. С увеличением мощности жил они обычно теряют первоначальную связь с вмещающими ультраосновными породами. Родингиты встречаются также в экзоконтактовых частях габброидов, прорывающих гипербазиты. При этом габброидные тела могут быть как нормальными полнокристаллическими габбро, так и гипабиссальными породами основного состава, в частности дайками диабазов, диабазовых порфиритов и микрогаббро. Родингиты, развивающиеся по периферии габброидных тел, как правило, сохраняют структурно-текстурные особенности исходных пород.

Анализ геологических данных по родингитам Монголии свидетельствует о том, что родингиты встречаются только в серпентинитах и сильно серпентинизированных породах и отсутствуют в свежих и слабо серпентинизированных ультраосновных породах, где проявлена только начальная стадия серпентинизации — лизардитизация. Кроме того, родингиты или совсем отсутствуют или присутствуют в ограниченных количествах в сильно серпентинизированных, но слабо затронутых тектоническими нарушениями ультраосновных породах. Устанавливается закономерное увеличение количества родингитов в сильно дислоцированных серпентинитах, несущих следы интенсивной деформации, проявленной в расщелинчатости и трещиноватости серпентинитов. Родингиты присутствуют только там, где в строении массивов наряду с гипербазитами участвуют габброиды и их гипабиссальные аналоги. В ультраосновных массивах, где отсутствуют породы основного состава, родингитов нет. Это видно на примере Эгийн-Гольского и Улин-Дабанского массивов, в которых отсутствуют габброиды и неизвестны родингиты. Отмечается преимущественное развитие родингитов за счет мелких тел, сложенных породами основного состава и, реже, других полевошпатсодержащих пород рамы гипербазитов. Крупные тела габбро родингитизируются только по периферии и в очень ограниченных количествах. В пределах Монголии родингиты присутствуют только в ультраосновных породах, а за их пределами, во вмещающих породах, не встречаются, что подчеркивает возможную генетическую связь родингитов и с ультраосновными породами.

Макроскопически родингиты представляют собой массивные, разной зернистости породы светлого, серо-зеленого, либо темно-серого цвета. Их окраска и текстура обусловлена минеральным составом и агрегатным строением. Для родингитов характерны такситовые и порфировидные текстуры; часто встречаются мелкозернистые или скрытокристаллические разновидности. В порфировидных родингитах выделения представлены гранатом, везувианом, а основная масса сложена мелкозернистым агрегатом везувиана, хлорита, граната, амфибола, иногда клинопироксена. Довольно часто текстура родингитов наследуется от пород, подвергшихся метасоматической переработке, что наблюдается, например, в массивах Баянхонгорской зоны, где полосчатые и порфировидные родингиты развиваются по полосчатым габбро и диабазовым порфиритам соответственно.

Родингиты Монголии содержат в своем составе широкий спектр породобразующих минералов: гранат, везувиан, моноклинный пироксен, амфибол, мине-

ралы группы эпидота (собственно эпидот, цоизит, клиноцоизит), волластонит и хлорит. В меньших количествах встречаются сфен, магнетит, биотит, плагиоклаз, пренит, кварц, кальцит. Два последних минерала, как правило, имеют наложенный характер и развиваются в виде секущих жилок или замещают другие минералы. Взаимоотношения хлорита с другими минералами также часто указывают на его более позднее формирование по сравнению с гранатом, везувианом и клинопироксеном. В родингитах Найтуринского массива присутствует также самородная медь в ассоциации с купритом.

По минеральному составу среди родингитов можно выделить несколько парагенезисов: гранат - везувиан, гранат - пироксен - везувиан, гранат - пироксен - амфибол - магнетит, везувиан - сфен - цоизит - плагиоклаз, гранат - пироксен - биотит, пироксен - клиноцоизит, амфибол - пироксен. Во всех парагенезисах присутствует хлорит. Кроме того, отмечаются мономинеральные разновидности родингитов, сложенные гранатом, волластонитом, моноклинным пироксеном, везувианом, как правило, связанных постепенными переходами. На основании изученных объектов территории Монголии устанавливается отсутствие корреляции парагенезиса родингитов с составом вмещающих серпентинитов. Так, гранат - везувиан - хлоритовый парагенезис встречается как в существенно лизардитовых, так и в антигоритовых серпентинитах, хотя условия формирования этих двух разновидностей серпентинитов, по современным представлениям, различны: антигоритовые более высокотемпературные по сравнению с лизардитовыми. То же самое можно сказать и о родингитах другого минерального состава.

С целью изучения особенностей состава породообразующих минералов родингитов были проанализированы пироксены, везувианы, гранаты, хлориты, амфиболы, а также волластонит и цоизит. Остановимся на характеристике этих минералов.

Моноклинный пироксен представлен разностью ряда диопсид - геденбергит, в составе которого преобладает волластонитовый компонент (44-57%). Характерной чертой пироксенов из родингитов является их весьма изменчивый состав, не зависящий от парагенезиса. Эти вариации в составе фиксируются по всем минералообразующим компонентам. Даже в одном образце сосуществуют два клинопироксена с совершенно различным составом (табл.1). Так, например, пироксены 1136е и 1136е-1 проанализированы из одного образца, однако они отличаются не только по количеству основных компонентов, но и по содержанию Al и Cr. Причем, в обр. 1136е необычно высоко проявлен изоморфизм Cr, который согласно пересчету входит в состав клинопироксена в форме чермакитового компонента.

Везувиан - самый распространенный минерал родингитов. По составу он близок к гранату, особенно когда последний имеет существенно гроссуляровый состав. Единственным отличием является отсутствие Mg в составе граната; в везувиане Mg присутствует всегда (0,8-6,13 вес.%). Вариаций состава везувиана связаны главным образом с переменным содержанием Ti, Fe и в меньшей степени Al при постоянных количествах CaO и SiO₂; Cr, Mn и Na практически не проявлены в изоморфных замещениях в структуре везувиана (табл. 2). Согласно химическому анализу Fe в везувиане присутствует в окисной форме. Из этих данных следует, что количество воды, по крайней мере в 2 раза выше по сравнению с теоретическим. Железистость везувиана колеблется от 43 до 84%.

Гранат в родингитах имеет переменный состав, определяемый соотношением шорломита, андрадита, гроссуляра и альмандина. На основании увеличенных параметров элементарной ячейки гранатов (12,078 Å) по сравнению с чистым андрадитом (12,05 Å) можно полагать, что часть их является гидрогранатами (табл. 3).

Амфибол в составе родингитов входит в переменных количествах в виде широкопризматической разности тремолит-актинолита переменной железистости (см. табл. 2).

Хлориты представлены низкожелезистыми разностями ряда пеннин-клинохлор, в которых изменяется соотношение главных компонентов: SiO₂, Al₂O₃

Таблица 1

Химический состав (вес.%) пироксенов из родингитов Монголии

Компоненты	1141ж	1136е	1136е-1	791г	1829-1	791в	1829в	1863-3
SiO ₂	55,20	49,93	54,54	54,19	51,66	54,67	51,04	52,81
TiO ₂	Не обн.	0,09	0,04	0,14	1,08	0,05	1,62	0,09
Al ₂ O ₃	"	2,62	0,23	0,02	3,44	0,17	3,53	0,94
FeO	1,19	5,20	4,23	3,03	5,80	4,33	9,03	11,99
MnO	0,29	0,16	0,08	0,07	0,18	0,15	0,23	0,24
MgO	17,92	11,47	15,51	16,47	15,51	15,67	13,67	10,04
CaO	26,02	26,60	25,23	24,96	22,23	25,17	20,51	21,99
Na ₂ O	0,03	0,13	0,08	Не обн.	0,33	0,02	0,44	0,15
Cr ₂ O ₃	0,01	3,05	0,04	0,03	0,05	н.о.	0,06	0,33
NiO	0,01	0,02	0,03	0,05	0,05	0,03	0,04	0,03
Сумма	100,67	99,27	100,01	98,86	100,33	100,26	100,17	98,61
Количество катионов в пересчете на 6 (O)								
Si	1,992	1,892	2,004	2,004	1,898	2,002	1,898	2,023
Al ^{IV}	-	0,108	-	-	0,102	-	0,102	-
Al ^{VI}	-	0,010	0,009	-	0,047	0,007	0,053	0,041
Ti	-	0,002	0,001	0,001	0,030	0,001	0,045	0,002
Cr	-	0,091	-	-	0,001	-	0,002	0,009
Fe ⁺²	0,036	0,164	0,130	0,093	0,178	0,133	0,280	0,384
Mn	0,009	0,005	0,002	0,002	0,006	0,007	0,007	0,007
Mg	0,964	0,646	0,847	0,906	0,849	0,856	0,758	0,573
Ca	1,006	1,079	0,993	0,989	0,875	0,988	0,817	0,902
Na	0,002	0,009	0,006	-	0,023	0,002	0,032	0,012
$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe + Mg}$	3,69	20,25	13,31	9,31	17,33	13,45	26,98	40,13
Ca	50,20	57,12	50,41	49,75	46,00	49,97	44,05	48,52
Fe	1,80	8,68	6,60	4,68	9,36	6,73	15,09	20,66
Mg	48,00	34,20	42,99	45,57	44,64	43,30	40,86	30,82

Примечания. Анализы выполнены на микроанализаторе (1141ж, 1136е - В.Н. Королук, 1863-3, 1829в, 791в, 791г, 1829-1 - Н.А. Яковлева, 1136е-1 - О.Н. Майорова). Место взятия образцов: 1141ж, 1136е, 1136е-1 - Эрдениулский массив; 791г, 791в - Найтуринский массив, 1829в, 1829-1 - Баргильский массив, 1863-3 - хребет Барун-Гурван-Сайхан.

и Mg при незначительном содержании Fe. Остальные компоненты либо отсутствуют, либо находятся в ограниченных количествах (см. табл. 2).

Волластонит - наиболее редкий минерал в исследованных родингитах. Изучение его состава показало, что в нем наряду с Ca содержится Fe и небольшое количество Ti, Mn, Mg, Cr и Ni (см. табл. 2). Сумма примесей вместе с Fe составляет 1,88 вес.%. На основании данных по составу порообразующих минералов родингитов изученного региона можно заключить, что минералы, слагающие родингиты - везувиян, гранат, пироксен, амфибол, хлорит - характеризуются переменным составом, который практически не зависит от парагенезиса породы.

Сравнение химического состава родингитов с породами основного состава позволило оценить баланс вещества при родингитизации габброидов. Для этой цели были проанализированы и вычислены составы родингитов и пород основного состава по региону. В анализируемых образцах изменялся объемный вес пород. По методике Ю.В. Казыцына и В.А. Рудника [1968] рассчитывался привнос - вынос компонентов на стандартный геометрический объем. Из этого расчета (исходя из сравнения средних значений состава габброидов и родингитов с оценкой значимости различий по критерию Стьюдента) следует, что

Таблица 2

Средний химический состав (вес.%) везувиана, тремолита, хлорита, волластонита и цоизита из родингитов Монголии

Компоненты	Везувиан (13)	Тремолит (2)	Хлорит (2)	Волласто- нит	Цоизит
SiO ₂	36,71	57,39	35,91	52,55	39,38
TiO ₂	1,22	0,02	0,01	0,10	0,01
Al ₂ O ₃	14,23	0,23	10,16	Не обн.	30,41
Fe ₂ O ₃	6,78	-	-	-	-
FeO	0,58	4,37	3,34	1,16	3,20
MnO	0,09	0,07	0,08	0,10	0,18
MgO	2,94	22,42	37,08	0,42	0,01
CaO	34,79	11,87	Не обн.	45,94	24,24
Na ₂ O	0,05	0,38	" "	Необн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,07	0,04	0,03	0,06	Не обн.
NiO	0,03	0,11	0,03	0,04	0,03
H ₂ O	1,35	2,16	12,84	-	2,02
Сумма	98,84	99,06	99,48	100,37	99,50

Формульные коэффициенты

Si	8,973	7,968	3,390	2,018	2,928
Al ^{IV}	0,094	0,025	0,610	-	0,072
Al ^{VI}	4,006	0,012	0,513	-	2,593
Ti	0,225	0,001	0,001	0,002	0,001
Fe ⁺³	1,246	-	-	-	-
Fe ⁺²	0,120	0,508	0,252	0,038	0,199
Mn	0,015	0,004	0,005	0,004	0,012
Mg	1,068	4,643	5,212	0,024	0,001
Ca	9,113	1,764	-	1,890	1,931
Na	-	0,108	-	-	0,003
Cr	-	0,010	0,002	0,002	-
Ni	-	0,012	0,002	-	-
OH	2,193	2,000	8,072	-	1,000
$\frac{Fe \cdot 100\%}{Fe+Mg}$	56,12	9,86	4,85	-	-

Примечания. 1) Fe₂O₃ и H₂O⁺ - расчетные. 2) В скобках указано количество анализов. Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5A и MS-46 В.Н. Королюком, Н.А. Яковлевой и О.Н. Майоровой.

Таблица 3

Химический состав (вес.%) гранатов из родингитов Монголии

Компо- ненты	7816	1829	7746	1845а	791г	1863-3
SiO ₂	37,22	35,96	35,79	35,79	39,72	37,10
TiO ₂	1,15	0,32	1,56	0,25	0,04	2,11
Al ₂ O ₃	9,12	5,91	6,95	7,42	18,94	15,95
FeO	17,82	22,57	22,16	21,78	5,27	7,63
MnO	0,10	0,04	0,08	0,07	0,31	0,02
MgO	0,05	0,04	0,14	0,04	0,04	0,03
CaO	34,82	34,28	34,22	34,45	35,48	36,76
Na ₂ O	Необн.	Необн.	Необн.	Необн.	Необн.	0,02
Cr ₂ O ₃	0,14	0,11	0,07	0,07	0,06	0,11
NiO	0,04	0,05	0,05	0,05	0,04	0,04
Сумма	100,46	99,28	101,02	99,92	99,91	99,77

Количество катионов в пересчете на 12 (O)

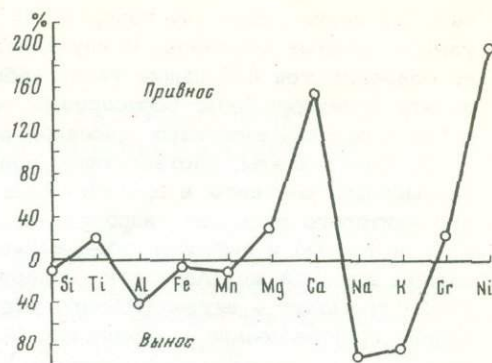
Si	3,089	3,114	3,018	3,062	3,065	2,940
Ti	0,075	0,021	0,101	0,018	-	0,124
Al	0,888	0,604	0,699	0,750	1,716	1,496
Fe ⁺²	1,237	1,635	1,565	1,557	0,343	0,505
Mn	0,005	-	0,005	0,005	0,019	-
Ca	3,099	3,188	3,144	3,154	2,935	3,122

Миналы

Шорломит	3,5	1,0	4,6	1,0	-	5,9
Гроссуляр	41,3	28,0	28,5	32,9	83,8	72
Андрадит	48,9	63,1	58,7	56,2	14,2	18,1
Альмандин	6,3	7,9	8,2	9,9	2	4,0
$\frac{Fe^{+3}}{Fe^{+3} + Fe^{+2}}$	83,8	84,1	82,7	79,1	82,8	75,2
<i>N</i>	1,80	-	1,897	1,897	-	-
$a_0 \text{ \AA}$	-	12,027	12,078	12,034	-	-

Примечания. 1) Анализы выполнены на микроанализаторе JXA-5A (1845а, 1863-3, 791г, 7746 - О.Н. Майоровой, 1829в, 7816 - Н.А. Яковлевой). 2) Место взятия образцов: 7816, 7746, 791г - Найтуринский массив, 1829, 1845а - Баргильский массив, 1863-3 - хребет Барун-Гурван-Сайхан. 3) a_0 - параметр элементарной ячейки, *N* - показатель преломления. 4) $Fe^{+3}/(Fe^{+3}+Fe^{+2})$ - степень окисления (расчетная),

Привнос-вынос компонентов в процессе родингитизации относительно среднего состава габбро



при родингитизации пород основного состава выносятся SiO_2 , Al, K, Na и привносится Ca (рисунок). Привнос-вынос остальных компонентов не имеет значимых различий, хотя и видно обогащение родингитов Ti, Mg, Cr и Ni; Fe присутствует в родингитах преимущественно в окисной форме, а в габброидах — в закисной.

Согласно расчету метасоматическое образование родингитов характеризуется нескомпенсированностью между привносом и выносом (+17,53), что свидетельствует об инфильтрационном механизме формирования, описанном Д.С. Коржинским [1954] и В.И. Жариковым [Генезис..., 1968].

Фактические данные о геологическом положении родингитов Монголии, их химическом и минеральном составе, а также составе породообразующих минералов приводят к выводу о формировании родингитов преимущественно вследствие метасоматической переработки мелких тел основного состава; при этом источником Ca, которым обогащены родингиты, служат вмещающие их ультраосновные породы. Для проверки этого положения был выполнен следующий расчет. Вычислялся средний состав ультраосновных пород Монголии, выборка которых состояла из 21 анализа гарцбургитов, 22 — серпентинитов, 23 — дунитов, 18 — вебстеритов, 6 — лерцолитов, 3 — верлитов. Среднее содержание CaO составило 2,68 вес.%, количество п.п.п., характеризующее степень серпентинизации, — 8,15 вес.%. Серпентиниты, вмещающие родингиты, содержат 0,39 вес.% CaO и 12,52 вес.% п.п.п. Корреляционный анализ свидетельствует, что при серпентинизации ультраосновных пород происходит вынос Ca; коэффициент парной корреляции $r = -0,480$ значим с 99%-ным порогом вероятности по сравнению с табличным $r = 0,272$. Делаем элементарные вычисления:

$$V_1 d_1 \cdot \frac{2,68}{100} - V_2 d_2 \cdot \frac{0,39}{100} = V_3 \cdot d_3 \cdot \frac{23,66}{100},$$

где V_1, V_2, V_3 и d_1, d_2, d_3 — объем и объемный вес соответственно среднего гипербазита, серпентинита и родингита ($d_1 = 3,0$; $d_2 = 2,6$; $d_3 = 3,1$).

2,68; 0,39; 23,66 — содержание (вес.%) CaO соответственно в среднем гипербазите, серпентините и родингите. Допуская, что гипербазиты полностью превратятся в серпентинит ($V_1 = V_2$), находим, что $V_3 = 0,096 V_1$, т.е. за счет

ультраосновных пород, подвергшихся серпентинизации, освобождается количество CaO, достаточное для образования 9,6% родингитов по объему относительно гипербазитов. С учетом того, что родингиты образуются по габбро, содержащих в своем составе Ca, объем родингитов должен возрасти. Фактически на современном эрозионном срезе ультраосновных массивов наблюдается значительно меньшее количество родингитов.

Таким образом, приведенные данные не противоречат предположению, что источник Ca для родингитизации связан с ультраосновными породами. Мобилизация Ca вызывается теми же растворами, которые обуславливают и серпентинизацию ультраосновных пород.

Не останавливаясь на других вопросах, связанных с физико-химическими условиями формирования родингитов, отметим лишь основные результаты изучения Ca-силикатных пород восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса.

1. Необходимыми условиями образования родингитов являются: а) наличие основных полевошпатсодержащих пород в контакте с гипербазитами; б) значи-

тельная серпентинизация гипербазитов, в) сильная тектоническая переработка ультраосновных массивов. В изученном районе родингитизации наиболее активно подвергаются небольшие тела габброидов, интрузирующих гипербазиты. Обычно это будинированные бескорневые тела или отходящие от них апофизы. За пределами ультраосновных массивов родингиты не встречаются.

2. Са-силикаты, составляющие родингиты, характеризуются специфическим переменным составом и представлены преимущественно гранатом гроссуляр – андрадитового ряда или гидрогранатом, клинопироксеном, часто с повышенной железистостью и высоким содержанием волластонитового компонента, везувианом высокой железистости, минералами группы эпидота, пренитом и амфиболом тремолит – актинолитового ряда. Постоянной фазой родингитов является хлорит группы пенния – клинохлор. Остальные минералы, встречающиеся в родингитах, имеют подчиненное значение. Наиболее распространенный парагенезис данного района – везувиан + гранат + хлорит.

3. При родингитизации габброидов привносится Са и выносятся SiO_2 , Al_2O_3 и щелочи. По сравнению с породами основного состава, где Fe присутствует преимущественно в закисной форме, в родингитах оно находится главным образом в окисном состоянии.

4. Полученные результаты по геологическому положению родингитов в составе офиолитовых серий данного региона, химический и минеральный состав родингитов, особенности состава породообразующих минералов этих образований и известные экспериментальные данные свидетельствуют, что процесс родингитизации пород основного состава связан с серпентинизацией ультраосновных пород и происходит в коровых условиях, после внедрения габбро. Источником Са служили ультраосновные породы, при серпентинизации которых этот компонент выносятся. Температурные условия формирования родингитов Монголии находятся в поле устойчивости серпентинитовых минералов.

Abstract

The paper shows the geologo-structural position of rodingites in ophiolites of Mongolia. Rock-forming minerals of rodingites (pyroxene, vesuvianite, granet, amphibole, chlorite, wollastonite, zoisite) have been studied. It is established that minerals of rodingites have variable composition not depending upon paragenesis of rocks. Rodingites are formed as a result of metasomatic reworking of rocks of basic composition. Ultrabasic rocks were the source of calcium that was outflowed during serpentinization of these rocks.

Литература

Генезис эндогенных рудных месторождений / Под ред. В.И. Смирнова. М.: Недра, 1968. 719 с.

Заварицкий А.Н. Перидотитовые массивы Полярного Урала и окружающие их породы. – В кн.: Петрография СССР. Сер. 1. Региональная петрография. Вып. 7. Петрография Урала. Ч. 1. М.: Изд-во АН СССР, 1937, с. 7–54.

Казицын Ю.В., Рудник В.А. Руководство к расчету баланса вещества и внутренней энергии при формировании метасоматических пород. М.: Недра, 1968. 364 с.

Колесник Ю.Н. Нефриты Сибири. Новосибирск: Наука, 1966. 150 с.

Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. – В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1954, с. 597–603.

Падалка Г.Л. Змеевиковая зона и месторождения асбеста во 2-й Вагранской даче на Северном Урале. – Тр. ГГРУ, 1932, вып. 50, с. 5–101.

Пинус Г.В., Кузнецов В.А., Волохов И.М. Гипербазиты Алтае-Саянской складчатой области. М.: Изд-во АН СССР, 1958. 295 с.

Пинус Г.В., Колесник Ю.Н. Альпийские гипербазиты юга Сибири. М.: Наука, 1966. 211 с.

Соболев Н.Д. Ультрабазиты Большого Кавказа. М.: Госгеолтехиздат, 1952. 240 с.

Marshall P., Bell R.A., Clark E.C. The geology of Dun Mountain subdivision Nelson. – Bull. Geol. Surv. N.Z., 1911, vol. 12, p. 11–40.

РОДИНГИТЫ РАЗЛИЧНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЗОН МЕЗОЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ САХАЛИНА И МАЛОГО КАВКАЗА

В зарубежной и советской геологической литературе последних лет сложилось представление о родингитах как о Са-силикатных метасоматических породах, образованных по дайкам в серпентинитах или на контакте серпентинитов с вмещающими породами. Многие исследователи связывали формирование родингитов с проявлением Са-метасоматоза при серпентинизации. Р.Л. Грезенс наряду с образованием родингитов связывает с серпентинизацией и голубосланцевый метаморфизм, отмечая в том и другом случае высокую мобильность Са [Gresens, 1969]. О температурных условиях формирования родингитов говорится в работах Дж. О'Брайна, К.Роджерса [O'Brien, Rodgers, 1973] и Р.Колемана [Coleman, 1966]. Называются интервалы температур 430–470°С. Эти исследователи предполагают возможность существования высоких давлений, которые развиваются в условиях интенсивного тектонического сжатия в процессе внедрения серпентинитов.

Родингиты выявлены не только в офиолитовых комплексах складчатых областей континента, но и в породах срединно-океанических поднятий [Honnorez, Kirst, 1975]. В мезозойских комплексах офиолитов Сахалина и Малого Кавказа родингиты представлены широко и разнообразно. Их состав и строение детально изучены в различных по структурному положению массивах гипербазитов: 1) в крупных (площадью 42 км²) массивах альпинотипных гипербазитов и протрузиях серпентинитов, выведенных на поверхность в зоне глубинного разлома (п-ов Шмидта, Северный Сахалин); 2) в полосчатых габбро-дунит-пироксенитовых массивах, залегающих в виде разобщенных тектонических блоков или покровов в удалении от зоны глубинного разлома (шельтингский и Березовский массивы в восточной части о-ва Сахалина); 3) в крупных тектонических пластинах (п-ов Шмидта (Северный Сахалин) и Вединская зона Малого Кавказа).

На Сахалине родингиты впервые выявлены автором. Наиболее детально они изучены на п-ове Шмидта.

Родингиты офиолитового комплекса п-ова Шмидта. Тела родингитов сосредоточены в трех различных структурных зонах. Большая их часть расположена в узкой (до 0,3 км) прибрежной полосе офиолитов (от р.Орлиной до р.Талики), в крупной зоне глубинных разломов, которая, судя по характеру магнитных аномалий, протягивается на юг до мыса Терпения [Речкин, 1974]. Вдоль разлома вытянуты различные по протяженности (от 50 м до 2 км) серпентинитовые протрузивные тела, тектонически выжатые как по полого-, так и по крутопадающим плоскостям на границе разнородных блоков офиолитов, сложенных породами диабазово-спилитовой формации или габброидами и габбро-плагиогранитами. Мелкие протрузии внедрены в однородную по составу, но раздробленную на блоки толщу спилито-диабазовых туфов и туфобрекчий. Серпентиниты пересекаются дайками микрогаббро и лампрофиров типа спессартита-одинита, которые в краевых частях превращены в родингиты. Как серпентиниты, так и дайки в разной мере подверглись будинажу. Дайки разбиты на блоки уплощенно-линзовидной или ромбоидальной формы, длиной от 1–5 до 10–20 м, а в поперечнике от 0,2–0,3 до 5 м. Часто имеются пережимы, где мощность сокращается в несколько раз (до 10). В протрузии блоки располагаются линейно, параллельно друг другу. Родингиты в этой зоне встречаются также на контакте будинированных диабазо-спилитовых туфов или габброидов с серпентинитами. Они образуются при метасоматическом замещении туфов и габброидов комплексов Са-силикатов.

Второй структурной зоной развития родингитов является крупный (площадью 42 км²) Южно-Шмидтовский массив альпинотипных гипербазитов. Родингиты здесь сосредоточены в зонах интенсивной приразломной серпентини-

Химический состав (вес. %) контактово-реакционных слоев родингитов, сформирован

Компоненты	А					
	За счет серпентинита					
	1*	2		3		
	457**	1082	550	541	1083	455
SiO ₂	38,18	44,88	37,08	25,84	41,25	33,47
TiO ₂	-	0,88	-	1,37	0,13	0,42
Al ₂ O ₃	0,94	1,69	10,0	21,87	8,944	13,66
Fe ₂ O ₃	2,24	3,72	1,19	-	1,56	1,36
FeO	2,46	3,44	2,58	19,28	4,57	5,14
MnO	0,04	0,23	0,11	0,16	0,11	0,14
CaO	5,90	5,55	4,86	9,58	5,52	1,00
MgO	35,55	30,43	32,09	11,50	28,48	33,54
Na ₂ O	0,08	0,09	0,32	0,08	0,14	0,68
K ₂ O	0,07	0,09	0,16	0,07	0,07	0,09
H ₂ O ⁺	11,42	8,35	10,58	8,96	8,33	10,96
H ₂ O ⁻	0,56	1,02	1,22	0,38	0,83	0,58
P ₂ O ₅	0,007	-	0,01	0,68	0,10	-
CO ₂	3,0	-	-	0,20	-	-
C	-	-	-	-	0,01	0,4
Сумма	100,44	100,37	100,20	99,97	100,04	101,44

* Номера слоев соответствуют слоям контактовой зоны.

** Номера образцов.

зации как в краевых частях, так и внутри массива; образуются они по дайковым породам и на контакте серпентинитов с крупными тектоническими включениями габброидов (гора Левенштерна). Уплощенно-линзовидные тела родингитов изолированы друг от друга и пространственно сочетаются с неправильной формы обособлениями пироксенитов диопсидового состава. Серии будинированных даек здесь не наблюдались.

Третья структурная зона, где развиты родингиты, представляет собой аллохтонную пластину (площадью 12 км²), надвинутую на верхнемеловой (сеноман) комплекс вулканогенных флишоидов. Линзовидные тела родингитов встречаются в милонитизированных и рассланцованных серпентинитах. В отдельно взятом блоке серпентинитов встречаются как единичные тела, так и группа (2-3) тел, располагающихся относительно друг друга кулисообразно или хаотично. Большой частью они расслоены или разбиты на блоки, развернуты по длинной стороне вдоль плоскости надвига.

Таким образом, во всех наблюдаемых случаях родингиты контактируют с милонитизированными, рассланцованными и разлинзованными серпентинитами, сформированными в результате двухстадийной серпентинизации, статической и динамической по терминологии П.Черни [Сену, 1968]. Мощность зоны бокового изменения лампрофиров достигает 1 м. Маломощные (0,3-0,7 м) линзы и зоны пережимов обычно полностью изменены. Характер изменения неоднородный, зональный, с затухающей к центру интенсивностью метасоматических замещений. Тип метасоматической зональности зависит от состава исходных пород и структурной приуроченности родингитов. Для родингитов, сформированных в первой структурной зоне по спессартитам, намечается следующий ха-

ных по лампрофирам (А) и пироксеновым микрогаббро (Б)

А				Б	
За счет дайковой породы				4	8
4	5	7	8	4	8
473	548	537	1085	293	295
52,30	48,83	25,91	33,62	48,88	46,43
Не обн.	0,43	0,90	0,59	-	1,11
0,06	13,21	18,46	15,19	-	17,50
0,62	0,54	4,69	1,82	0,36	0,17
0,14	0,44	12,10	7,13	-	7,71
0,014	0,03	0,16	0,13	-	0,14
34,73	18,08	15,56	7,34	46,23	16,05
-	0,55	9,72	5,91	-	6,34
9,06	12,45	0,11	4,60	0,34	2,25
0,07	0,16	0,08	0,92	0,14	0,54
2,38	5,29	8,62	2,02	2,59	1,35
0,42	0,39	0,50	0,26	0,42	3,32
0,74	0,22	0,55	0,05	-	0,07
-	-	2,28	-	1,20	-
-	0,02	-	-	-	-
100,53	100,64	99,64	99,58	100,16	102,98

рактер зональности и химический состав слоев в области контактных изменений серпентинита (область экзоконтакта, в направлении к контакту) (таблица).

1. Милонитизированный, рассланцованный серпентинит – преимущественно лизардит, с показателем преломления по $N_m = 1,567 \pm 0,001$ (обр. 457).

2. Тонкополосчатое чередование слоев серпентин-хлоритовых с бруситом и кальцитом и серпентин-хлорит-пектолит-актинолитовых с диопсидом. Мощность слоев 8–10 см (обр. 1082 и 550).

3. Магнезиальный хлорит типа пеннина, $N_m = 1,570 \pm 0,001$, или железо-магнезиальный типа рипидолита с показателем преломления по $N_m = 1,624 \pm 0,001$. Мощность 2–3 см (обр. 541, 1083, 455).

В области эндоконтакта (собственно родингиты) развиты следующие зоны (см. таблицу):

4. Пектолит; зерна удлиненно-призматической или игольчатой формы, ориентированные большей частью вдоль контакта; $N_g = 1,633 \pm 0,001$, $N_p = 1,596 \pm 0,001$, $N_m = 1,604 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,037$; мощность 2–5 см (обр. 478).

5. Пектолит и натролит; структура гранобластовая; показатели преломления натролита по $N_g = 1,483 \pm 0,001$, по $N_p = 1,470 \pm 0,001$, $N_g - N_p = 0,011$; мощность слоя 5–7 см (обр. 548).

6. Метасоматическая порода нематогранобластовой структуры; ведущая роль в составе принадлежит пектолиту и магнезиальному хлориту, в небольшом количестве содержатся гибшит, сфен, эпидот и актинолит, иногда вместо гибшита присутствуют мельчайшие зерна магнетита (рудная сыпь). Мощность 10–15 см. Порода иссечена прожилками пектолита.

7. Метасоматическая порода; состоит из магнезиального хлорита, гибшита ($N = 1,682$) и гроссуляра ($N = 1,730$), присутствующих в разных соотношениях и составляющих вместе до 30-40% объема, небольшого количества сфена и актинолита, развивающегося по обыкновенной роговой обманке исходной породы — спессартита. Мощность достигает 0,5-0,7 м (обр. 537).

8. Спессартит (обр. 1085).

В составе родинитов, сформированных в этой же структурной зоне по пироксеновым микробаббро, в слое 4 вместо пектолита развит ксонотлит. Слой 5 отсутствует, а в составе слоев 6 и 7 существенная роль принадлежит диопсиду. На контакте габброидов с серпентинитовыми протрузиями по брекчированному пироксеновому габбро-диабазам формируются родиниты хлорит-гибшит-гроссуляр-диопсидового состава с везувианом, иссеченные прожилками ксонотлита. Зона экзоконтакта (слои 1 и 2) пересекается прожилками талька. Характер метасоматических изменений, приведших к формированию родинитов во второй структурной зоне, был такой же, как в первой.

Своеобразный состав имеют родиниты аллохтонной пластины. Вместо пектолита и ксонотлита, развитых в краевых частях родинитов (слой 4) первой и второй структурных зон, здесь присутствуют пренит в сочетании с датолитом. В слое 5 наряду с пренитом и датолитом отмечаются крупные (длиной до 2 см) зерна обыкновенной роговой обманки, по которым развиваются актинолит, гибшит и цеолиты. В слое 6 сочетаются хлорит, гибшит и гроссуляр, небольшое количество пренита. Слой 7 состоит из пироксена (диопсид) с хлоритом и гранатами, имеет резкий контакт со слоем, состоящим из обыкновенной роговой обманки с небольшой примесью гранатов и пренита (слой 8). Судя по характеру сочетаний и раздробленности метасоматических слоев, в единый блок в результате расслоения и вертикальных перемещений объединены разнородные тела родинитов.

Родиниты Березовского и Шельтингского массивов Восточного Сахалина. В комплексе офиолитов Березовского и Шельтингского массивов родиниты образуются в следующих условиях.

1. По дайкам щелочных габбро-диабазов, содержащих титан-авгит и баркевикит, и лампрофиров (спессартит, гладкайт), интродуцированным в милонитизированные и будинированные серпентиниты полосчатого комплекса гипербазитов, а также в протрузии серпентинитов в эффузивных спилит-кератофировых комплексах. Мощность зоны бокового изменения дайковых пород составляет 0,3-0,5 м, т.е. в 2-3 раза меньше, чем на п-ове Шмидта. Полного набора зон биметасоматического изменения, описанного для родинитов п-ова Шмидта, здесь нет. В основном родиниты состоят из гибшита, хлорита и пренита. Присутствует в переменном количестве сохранившийся от замещения диопсид. По гладкайту развиваются хлорит-пренитовые породы с роговой обманкой и биотитом.

2. На контакте полос серпентинизированных пироксенитов с мощными полосами будинированных и милонитизированных серпентинитов. В этих случаях пироксены замещаются гибшитом, гроссуляром и пренитом. По серпентинам развиваются различного типа Fe-Mg-хлориты.

3. На контакте полос габбро с милонитизированными и почти всегда хлоритизированными серпентинитами, при этом по габбро формируются родиниты гроссуляр-гибшит-пренитового состава с обыкновенной роговой обманкой и хлоритом. Полосы габбро и пироксенитов подвергаются родинитизации выборочно — в зонах интенсивных тектонических подвижек, возможно, на стыке блоков или пластин. Однако почти все полосы габбро оказываются пренитизированными. При этом маломощные полосы (до 1,5 м) пренитизированы целиком, мощные — частично.

Родиниты Вединской зоны Малого Кавказа. Родиниты тектонических покровов офиолитов Вединской зоны представлены двумя типами. Родиниты первого типа залегают в виде линзовидных тел в гипербазитах эффузивно-радиоляритового покрова и в олистолитах [Книппер, Соколов, 1975]. Размеры линз в поперечнике 0,1-0,5 м, длина до 2,0 м. Они ориентированы в направлении простирания будин серпентинитов. Обычно в протрузии располагаются две-три

линзы родингитов. В их составе сочетаются хлориты, пренит и гранаты с реликтовым пироксеном. Гранаты представлены гроссуляром и гибшитом. Они составляют до 75% массы породы. Родингиты второго типа формируются в полосах пироксенитов и габбро как в олистолитах, так и в габбро-гипербазитовом покрове. Родингитизированные породы состоят в основном из диопсида, пренита и гранатов.

Условия образования. Геологическая позиция, характер зональности и состав родингитов позволяют предполагать, что они формировались в процессе будинажа, развившегося под влиянием сжимающих усилий. Деформации облегчали течение контактово-реакционных процессов, создавая пути для проникновения минералообразующих растворов. Формирование родингитов протекало в условиях высокой подвижности Na и Ca, местных локальных перемещений Mg, выноса SiO_2 и Al_2O_3 в зону экзоконтакта с образованием талька и хлорита. Температура и давление постепенно снижались. Верхний температурный интервал намечается по температуре образования граната ($400\text{--}580^\circ\text{C}$), нижний — по температуре формирования ксонотлита ($165\text{--}390^\circ\text{C}$). Основываясь на данных о размерах ячейки ксонотлита, можно предполагать высокую температуру (350°C) его образования [Юркова и др., 1975]. Следовательно, перепад температур был невелик. Наиболее существенное влияние на течение метасоматических реакций, по-видимому, оказывало изменение давления. В пережимах родингитовых линз и в родингитах тектонических покровов в результате приложения наибольших сжимающих усилий формировались зоны с максимальным содержанием гранатов и возрастанием роли гроссуляра в их составе.

Имеющиеся данные не позволяют связывать поступление Ca только в результате серпентинизации вмещающих пород. Дополнительными источниками Ca и Na были, вероятно, послемагматические растворы, связанные с внедрением дайковых пород: в одном случае лампрофиров — пород с повышенным содержанием Na, в другом — микрогаббро, в которых в 2 раза уменьшается содержание Na и во столько же увеличивается содержанием Ca (см. таблицу, обр. 1085 и 295). В первом случае это объясняет образование пектолита, во втором — ксонотлита, протекавшее, по-видимому, в одинаковых условиях температуры и давления. Не исключено, что привнос Na послемагматическими растворами одновременно повлиял на формирование в толще спилитовых туфов голубосланцевых рибекит-альбитовых пород. Участки развития этих пород преимущественно сопряжены с зонами развития родингитов с пектолитом. Следуя представлениям Д.С. Коржинского, можно предположить, что формирование голубосланцевых пород было вызвано увеличением щелочности метаморфизующих послемагматических растворов в результате образования в контактово-реакционных зонах минералов с высоким химическим потенциалом Ca [Коржинский, 1955].

В аллохтонной пластине формирование родингитов протекало при более высоких температурах и давлении. Начало формирования (слой с амфиболом) предполагается в условиях амфиболитовой фации, завершение — в условиях цеолит-пренитовой фации и наложении метасоматоза с привносом В, что привело к формированию (наряду с цеолитами и пренитом) датолита, развившегося по обыкновенной роговой обманке.

Родингитизация на п-ове Шмидта протекала в зоне наиболее высокой проницаемости — зоне глубинного разлома. Это объясняет разнообразие и обилие лампрофиров и, следовательно, различие образованных по ним родингитов, существенный привнос мантийных элементов (Na, В). Область офиолитов п-ова Шмидта характеризуется, по-видимому, наиболее пластичными условиями вывода к поверхности гипербазитов. В родингитах здесь отмечаются наиболее низкие содержания минералов с Al_2O_3 (пренит, гибшит, гроссуляр). Однако роль этих минералов существенно возрастает в родингитах аллохтонной пластины.

Березовский и Шельтингский массивы гипербазитов расположены на удалении от зоны глубинного разлома. Они характеризовались более длительным развитием метасоматических превращений в базальтовом слое и выведены на поверхность в виде тектонических блоков или покровов. По-видимому, для них

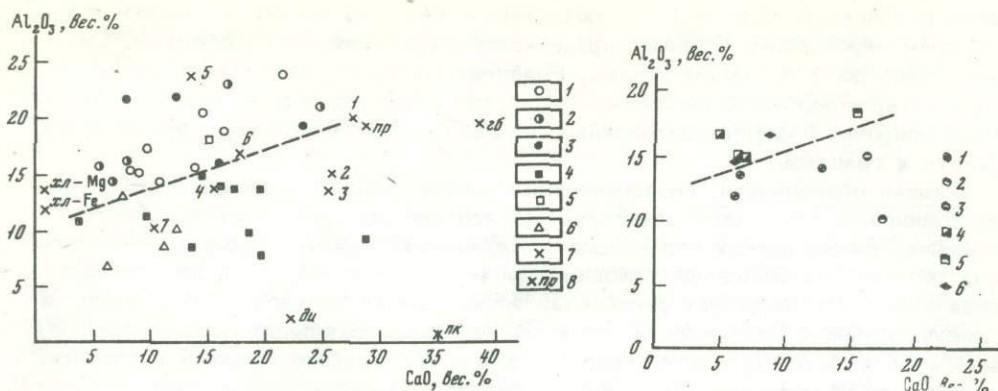


Рис. 1. Соотношение Al_2O_3 и CaO в родингитах (слой 7) различных структурных зон мезозойских офиолитовых комплексов Сахалина и Малого Кавказа

1 - тектонические покровы Вединской зоны; 2 - полосчатый габбро-дунит-пироксенитовый комплекс Березовского и Шельтингского массивов Восточного Сахалина; 3 - аллохтонная пластина п-ова Шмидта; 4 - протрузии серпентинитов и дунит-гарцбургитовый массив п-ова Шмидта; 5 - область пережима будированной и родингитизированной дайки спессартита из протрузии серпентинитов п-ова Шмидта; 6 - родингиты, образованные по серпентинизированным пироксенитам; 7 - родингиты (слой 7), описанные в литературе (1 - Новая Зеландия [Marshall et al., 1911], 2 - Эйршир, Шотландия [Bloxam, 1954], 3 - Калифорния [Coleman, 1966], 4 - Западный Пакистан [Bilgrami, Howie, 1960], 5 - Чу-Балхашский пояс ультрабазитов [Москалева и др., 1971], обр. 25, 6 - то же, обр. 58, 7 - Улутауский пояс [Москалева и др., 1971], обр. 886); 8 - минералы изученных родингитов: хл - Mg -хлорит железо-магнезиальный, хл-Fe - хлорит железистый, пр - пренит, ди - диопсид, пк - пектолит, гб - гибшит, вэ - везувиан

Рис. 2. Соотношение Al_2O_3 и CaO в исходных для родингитизации дайковых породах

1, 4 - лампрофиры Сахалина: 1 - Березовский массив, 4 - п-ов Шмидта; 2, 5 - микрогаббро и диабазы Сахалина: 2 - Березовский массив, 5 - п-ов Шмидта; 3 - щелочной диабаз Березовского массива; 6 - лампрофиры Полярного Урала [Савельева, 1965]

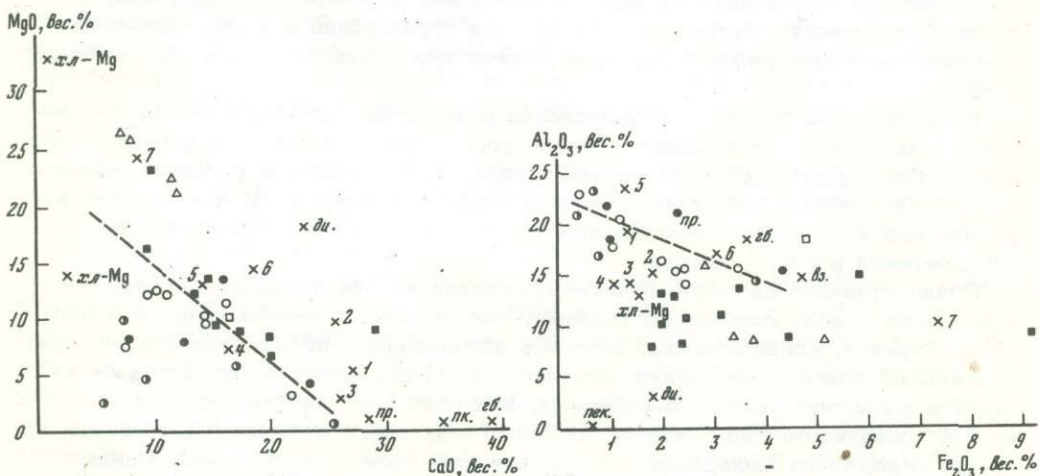


Рис. 3. Соотношение MgO и CaO в родингитах слоя 7 различных структурных зон мезозойских офиолитовых комплексов Сахалина и Малого Кавказа

Условные обозначения см. на рис. 1.

Рис. 4. Соотношение Al_2O_3 и Fe_2O_3 для родингитов слоя 7 мезозойских офиолитовых комплексов Сахалина и Малого Кавказа

Условные обозначения см. на рис. 1

Рис. 5. Соотношение суммы щелочей и кремнекислоты в исходных для родингитизации дайковых породах

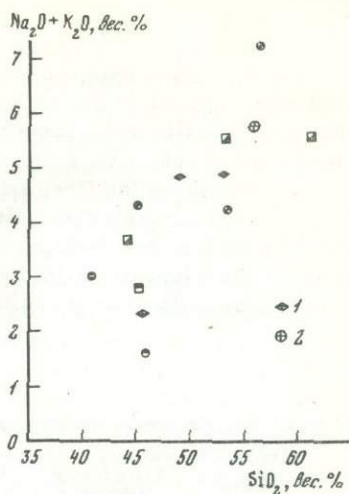
1 - микрогаббро [Gröger, 1935]; 2 - спессартит (среднее по Р. Дэли [1936]); остальные условные обозначения см. на рис. 2

характерны более "жесткие", чем для гипербазитов п-ова Шмидта, условия формирования. В родингитах этих массивов существенно (до 50-60%) возрастает роль Са - алюмосиликатов, в частности гранатов.

Тектоническая позиция офиолитов Вединской зоны позволяет предполагать еще более длительный путь формирования и более жесткие условия их становления, чем для гипербазитовых массивов Восточного Сахалина [Книппер, Соколов, 1976]. В родингитах этой зоны Са - алюмосиликаты составляют до 75% от массы породы. Таким образом, в ряду распределения зон офиолитов по жесткости условий их становления соответствует ряд возрастания роли Са - алюмосиликатов в родингитах: 30-40% на п-ове Шмидта, 50-60% в Березовском и Шельтингском массивах и до 75% в Вединской зоне. На рис. 1 видно превышение роли Al_2O_3 над СаО в родингитах офиолитовых комплексов, удаленных от зоны глубинного разлома и выведенных на поверхность в виде тектонических покровов и пластин. Следует отметить, что на график наносились данные химического состава только собственно родингитов. Это слой 7, намеченный при описании метасоматической зональности родингитов п-ова Шмидта.

В исходных для родингитизации породах соотношение Al_2O_3 и СаО обратное тому, что устанавливается для собственно родингитов (рис. 2). На графике соотношения MgO и СаО выделяется поле богатых MgO родингитов, сформированных по серпентинизированным пироксенитам (рис. 3). В родингитах с высоким содержанием гранатов (более 50% объема породы), обозначенных на графике кружками, часть Al_2O_3 замещена на Fe_2O_3 (до 4%), что характерно для гибшита (рис. 4). С уменьшением содержания Fe_2O_3 возрастает рольgrossуляра в составе гранатов.

Выводы. Родингиты образуются по породам дайковых комплексов: лампрофирам типа спессартита-одинита, микрогаббро, щелочным диабазам, а кроме того, - по габбро и пироксенитам в полосчатом комплексе (рис. 5). Во всех случаях они контактируют с милонитизированными рассланцованными серпентинитами, сформированными в результате двухстадийной серпентинизации - статической и динамической, по терминологии П. Черни. Формирование родингитов происходило в процессе будинажа дайковых пород, развившегося в условиях сжатия. Деформации облегчали течение контактово-реакционных процессов, создавая пути для проникновения минералообразующих растворов. Источниками Са и Na служили послемагматические растворы, связанные с внедрением даек. Родингитизация была наиболее поздним метасоматическим процессом, протекала после метасоматического образования и серпентинизации пироксенитов, в период, предшествующий образованию покровов. Доформирование и частичное изменение родингитов были связаны с привнесом К, В и относительно богатым содержанием Al_2O_3 и происходили в процессе движения тектонических пластин. В родингитах офиолитовых комплексов, удаленных от зоны глубинного разлома, существенно возрастает роль Са-алюмосиликатов (пренит, датолит, гибшит, grossуляр). В составе родингитов, приуроченных к зоне глубинного разлома, основная роль принадлежит минералам с Na (пектолит, натролит). Таким образом, в составе родингитов отражается специфика условий формирования и становления офиолитовых комплексов.



The paper presents the results of the comparative study of composition, structure and conditions of rodingite formation in the ophiolitic complexes of the North and Eastern Sakhalin and Lesser Caucasus (Vedinskaya zone). The specific character of formation of ophiolitic complexes is reflected in composition of rodingites. Rodingites associated to the Deep fault zone (Shmidt peninsula) are represented mostly by Na-silicates minerals (pectolite, natrolite). In rodingites of ophiolitic complexes removed from the deep fault zone and characterized by long development through metasomatic transformations in the basaltic layer and outcropped as rappes, the role of calcic aluminosilicates (prehnite, datolite, gibbsite, grossular) considerably increases.

Литература

- Дэли Р.О. Изверженные породы и глубины земли. М.: Гл. ред. геол.-развед. и геодез., 1936. 590 с.
- Книппер А.Л., Соколов С.Л. Офиолиты Веди (Армения): автохтон или аллохтон? — Геотектоника, 1976, № 4, с. 54-66.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 371-375, 411-415.
- Москалева В.Н., Иванова В.П., Касатов Б.К. О родингитах из ультраосновных интрузий Казахстана и определении их минерального состава методом термографии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1971, № 12, с. 75-85.
- Речкин А.Н. Офиолиты Восточного хребта полуострова Шмидта (о.Сахалин). — В кн.: Структурный анализ дислокаций. Хабаровск, 1974, с. 116-130.
- Савельева Г.Н. Жильные породы южной части Войкаро-Сынинского массива на Полярном Урале. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым северо-востока Европейской части СССР. Сыктывкар: Коми кн. изд-во, 1965, сб. 5, с. 96-104.
- Юркова Р.М., Дмитрик А.Л., Соколова А.Л. Ксонотлит из офиолитового комплекса Северного Сахалина. — В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Наука, 1975, с. 192-195.
- Bilgrami S.A., Howie R.A. Mineralogy and petrology of a rodingite dike Hundubagh, Pakistan. — Amer. Miner., 1960, vol. 45, p. 791-801.
- Block T.W. Rodingite from the Cirvan-Ballantrae complex, Ayr shire. — Miner. Mag., 1954, vol. 30, N 227, p. 525-528.
- O'Brien J.P., Rodgers K.A. Xonotlite and rodingites from Wairera, New Zealand. — Miner. Mag., 1973, vol. 39, p. 233-240.
- ✓ Cerny P. Comments on serpentinization and related metasomatism. — Amer. Miner., 1968, vol. 53, N 7/8, p. 1377-1385.
- Coleman R.G. New Zealand serpentinites and associated metasomatic rocks. — Bull. Geol. Surv. N.Z., 1966, N 76, p. 79-86.
- Gresens R.L. Blueshist alteration during serpentinization. — Contribs Mineral. and Petrol., 1969, vol. 24, N 2, p. 93-113.
- Honnorez J., Kirst P. Petrology of rodingites from the equatorial Mid-Atlantic fracture zones and their geotectonic significance. — Contribs Mineral. and Petrol., 1975, vol. 49, N 3, p. 233-257.
- Marshall P., Bell R.A., Clark E.C. The geology of Dun Mountain subdivision Nelson. — Bull. Geol. Serv. N.Z., 1911, vol. 12, p. 11-40.
- Tröger W.E. Spezille Petrographie der Eruptivgesteine: Ein Nomenklatur Kompendium. В., 1935, 300 S.

УДК 552.43(261)

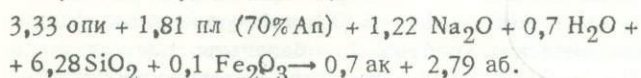
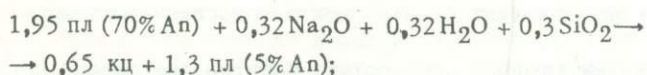
С.А. СИЛАНТЬЕВ

МЕТАМОРФИЗМ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОЙ КОРЫ

Геологические исследования последних лет показали, что среди пород земной коры под океанами широко распространены метаморфические образования (рис. 1, см. вкл.). В большинстве случаев метаморфические породы были обнаружены в области срединно-океанических хребтов, в которых они встреча-

ются чаще всего в зонах трансформных разломов и реже в бортах рифтовых долин; метаморфические породы известны также в активного типа зонах перехода от континентов к океанам (островных дугах и сопряженных с ними глубоководных желобах и окраинных бассейнах). Типичные для океанических областей метаморфические породы представлены метабазами, относящимися к зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фациям метаморфизма.

Метабазиты зеленосланцевой фации метаморфизма относятся к наиболее распространенному типу метаморфических пород, обнаруженных в океанических областях. Независимо от типа исходной породы (базальты, габбро, а в некоторых случаях и амфиболиты) эти метабазиты отличаются поразительной выдержанностью минерального состава — им свойствен типичный для зеленосланцевой фации парагенезис: аб + хл + эп + кв + ак¹. Нередко в таких породах сохраняется реликтовая интерсертальная структура, что разрешает относить их к метабазальтам; известны, однако, зеленосланцевые метабазиты, лишенные признаков первично магматического происхождения. Наблюдаемые в метабазальтах следы замещения первичных магматогенных минералов и изменение химического состава породы при метаморфизме зеленосланцевой фации позволяют сделать вывод об интенсивном привносе-выносе вещества при метаморфических преобразованиях океанических базитов (рис. 2):



Особенно аллохимичность метаморфизма проявляется в привносе Na_2O ; отмечается также привнос SiO_2 , H_2O и вынос CaO и MgO , свидетельствующий о дебазификации исходных пород. Важно отметить, что зеленосланцевый метаморфизм затрагивает не только изверженные породы дна океана: в породах более высокотемпературных ступеней метаморфизма изредка также наблюдаются признаки метаморфизма зеленосланцевой фации, но уже регрессивной стадии. Такая ситуация была описана, например, Е.Бонатти с соавторами [Bonatti et al., 1975], которые установили, что в амфиболитах Срединно-Атлантического хребта вблизи 6° с.ш. роговая обманка замещается актинолитом, а олигоклазовый плагиоклаз альбитизируется.

Как было отмечено, метабазиты зеленосланцевой фации резко обогащены Na по сравнению с исходными океаническими базитами; в противоположность этому магматические породы океанических областей могут в значительной степени обогащаться K в результате процессов подводного выветривания (вплоть до замещения основного плагиоклаза в базальтах калиевым полевым шпатом).

Таким образом, коренным отличием процессов зеленосланцевого метаморфизма от процессов подводного выветривания является различное поведение щелочных компонентов (рис. 3). Зеленосланцевая фация метаморфизма, выделяемая для метабазитов, занимает температурный интервал 320–500°С [Маракушев, 1973]. Метабазиты океанических областей относятся к средне- и высокотемпературным ступеням зеленосланцевой фации, а при присутствии в них пумпеллиита (что отмечается крайне редко) — к ее низкотемпературной ступени. Литостатическое давление в ходе метаморфизма зеленосланцевой фации, по видимому, не превышало 6–6,5 кбар, так как в этом интервале давлений протекает реакция: ге + ак + H_2O → кр + эп [Brown, 1977], признаки которой в изученных метабазитах не отмечались.

Эпидотовые амфиболиты океанических областей, как было показано ранее [Силантьев, 1978а,б], по структурным признакам могут быть разделены на

¹Здесь и далее: опи — ортопироксен, кли — клинопироксен, пл — плагиоклаз, аб — альбит, ак — актинолит, хл — хлорит, кт — кальцит, эп — эпидот, кц — клиноцоизит, ро — роговая обманка, сф — сфен, кр — кроссит, ге — гематит, ап — апатит, гб — гибшит.

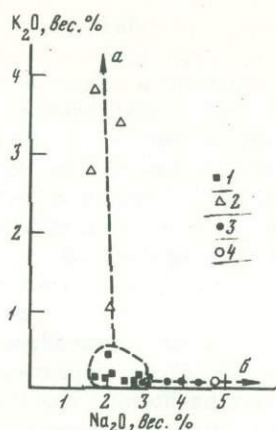
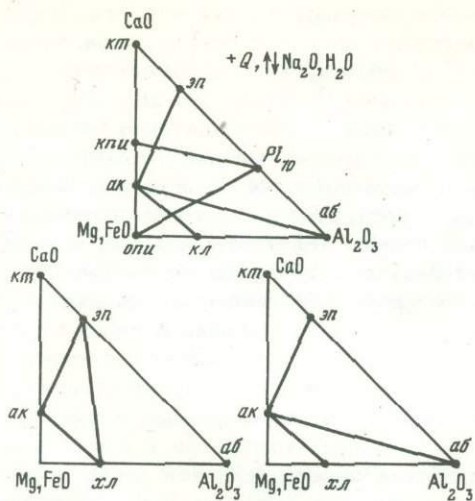


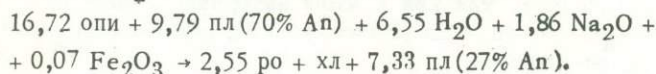
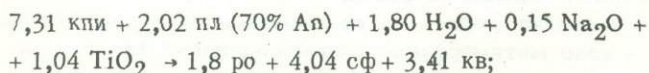
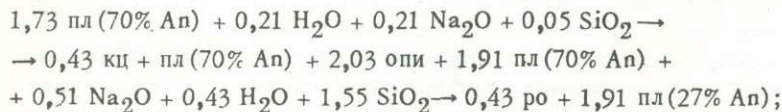
Рис. 2. Минеральные парагенезисы метабазитов зеленосланцевой фации и минеральные превращения в океанических базитах при зеленосланцевом метаморфизме

Рис. 3. Тенденции в изменении химического состава базитов дна океана при подводном выветривании (а) и при метаморфизме (б) зеленосланцевой фации

1 - базальты срединно-океанических хребтов; 2 - базальты, подвергшиеся подводному выветриванию; 3 - зеленые сланцы срединно-океанических хребтов; 4 - спилиты

две группы: к первой относятся породы с бластофитовой структурой и признаками замещения первичных магматогенных минералов, ко второй - метабазиты, лишенные реликтов первично магматической структуры и характеризующиеся сланцеватой, полосчатой или параллельной текстурой. В некоторых разностях эпидотовых амфиболитов второй группы отмечена характерная микроскладчатая (плойчатая) текстура. Такие породы известны пока только в районе разлома Хейзена [Кашицев, Фрих-Хар, 1978] и в широтном отрезке Марианского желоба [Рудник и др., 1978]; оба эти региона относятся к Тихому океану. Эпидотовые амфиболиты обеих групп характеризуются одинаковым минеральным составом: ро + эп + пл (27-30 An) + би + сф + хл + кв ± ап.

Изучение ортоамфиболитов океанических областей позволяет восстановить ход минеральных превращений при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации (рис. 4):



Ранее уже отмечалось, что характерной чертой метаморфизма эпидот-амфиболитовой фации, как и зеленосланцевого метаморфизма, в пределах срединно-океанических хребтов является его натровый профиль [Силантьев, 1978а,б], который и определяет направленность изменения химического и минерального составов океанических базитов при их метаморфизме. Эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма базитов соответствуют температуры 500-620°С и давления в 3-6,5 кбар [Маракушев, 1973].

В активных переходных зонах от материков к океанам (островных дугах) обнаружены метаморфические породы, идентичные метабазитам срединно-океанических хребтов: к ним относятся зеленые сланцы, амфиболиты и серпентинизированные гипербазиты, а также спилитизированные базальты. Известны и редкие находки глаукофановых сланцев в районе островных дуг Атлантического океана [Tyrgell, 1945; Чернышева, Силантьев, 1977]. Очень важным обстоятельством кажется то, что составы глаукофановых сланцев желоба Пуэрто-Рико (Антильская островная дуга) образуют единый тренд с составами ассоциирующих с ними спилитов и зеленых сланцев, который соответствует тренду изменения составов океанических базитов Срединно-Атлантического хребта при их метаморфизме. Таким образом, направленность метаморфизма, приведшего к образованию метабазитов в срединно-океаническом хребте, идентична направленности метаморфизма, в результате которого образовались метабазиты и глаукофановые сланцы в районе глубоководного желоба, сопряженного с островной дугой.

В океанических областях вблизи рифтовых зон обнаружены также локально проявленные высокотемпературные контактовые изменения в осадочных и гораздо реже в изверженных породах, что кажется естественным в условиях интенсивного подводного вулканизма, которым характеризуются рифтовые участки срединно-океанических хребтов. Осадочные карбонатные породы на контакте с базальтами нередко перекристаллизованы с образованием узких (не более 1 м) зон мраморов. При глубоководном бурении в Атлантическом океане (район работ по проекту Фамус (Франция, США)) были обнаружены габбро-нориты, испытавшие высокотемпературную перекристаллизацию в условиях гранулитовой фации роговиков [Helmstaedt, Allen, 1977]. Другая находка перекристаллизованных при высокой температуре, вероятно всего, контактово-измененных магматических пород, относится к разлому Хейзен из разломной зоны Элтанин в юго-восточной части Тихого океана. В целом необходимо подчеркнуть, что при отборе каменного материала с океанического дна (независимо от того производится ли он при бурении или при драгировании) контактовые соотношения пород оказываются в значительной степени механически нарушенными. Вследствие этого диагностика океанических контактово-измененных пород в настоящее время может базироваться только на петрологических и минералогических признаках.

Серпентиниты, как и ассоциирующие с ними метабазиты зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций, являются обычным членом разреза океанической коры, вскрытого в пределах срединно-океанических хребтов и в участках пересечения их трансформными разломами. Однако положение серпентинитов в этом разрезе и до настоящего времени остается неясным. Некоторые исследователи полагают, что альпинотипные перидотиты, встречающиеся в пределах срединно-океанических хребтов, внедрялись снизу в твердом состоянии и по механизму своего внедрения в верхние части океанической коры относятся к тектонитам [Бонатти и др., 1973; Мурс, Вайн, 1973]. С другой стороны, во многих местах земного шара обнаружены интрузивные контакты гипербазитов с вмещающими их породами [Challis, 1965; Логинов, 1970; Westerhof, 1977].

Характерной особенностью серпентинизированных гипербазитов океанической коры является их расположение гипсометрически выше амфиболитов и ассоциирующих с ними толетовых базальтов, долеритов и габбро. Важно отметить, что во вмещающих такие серпентиниты породах изредка отмечаются высокотемпературные контактовые изменения [Helmstaedt, Allen, 1977; Силантьев, 1978а]. По-видимому, в области срединно-океанических хребтов могут присутствовать внедрившиеся тела гипербазитов, которые впоследствии подвергались серпентинизации, а на регрессивном этапе - карбонатизации, протекавшими в условиях зеленосланцевой фации метаморфизма. Вместе с тем интенсивно милонитизированные серпентиниты и серпентинитовые брекчии, встречающиеся в разломных зонах океанических областей, могут указывать на более поздние тектонические процессы, затронувшие океаническую кору. Вмещающие серпентиниты породы также вовлекались в эти процессы: об этом говорят неоднократные находки в серпентинитовых брекчиях обломков метабазитов зе-

Рис. 4. Минеральные парагенезисы эпидотовых амфиболитов океанических областей и минеральные превращения при метаморфизме эпидот-амфиболитовой фации

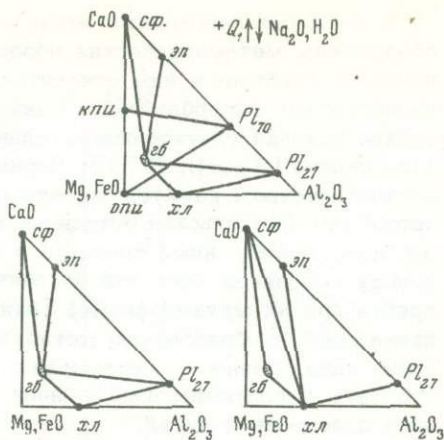
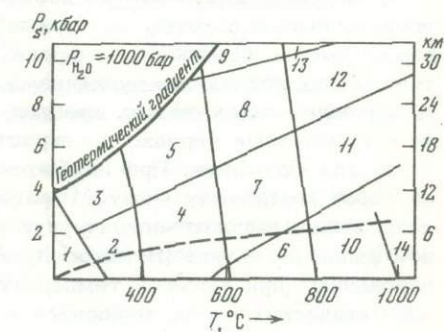


Рис. 5. Положение океанических метабазитов в фациальной схеме метабазитов А.А. Маракушева [1977]. Геотерма океанической коры под рифтовой долиной (штриховая линия) приведена по О.Г. Сорохтину и А.М. Городницкому [1977]

Породы: 1 - порфиристы, 2 - спилиты, 3 - глаукофан-хлоритовые сланцы, 4 - эпидотовые амфиболиты, 5 - амфиболиты, глаукофановые сланцы, эклогиты, 6 - пироксен-амфиболовые роговики, 7 - пироксеновые амфиболиты, 8 - гиперстенные гнейсы, эклогиты, 9 - гранат-гиперстен-кианитовые эклогиты, 10 - пироксен-плагиоклазовые роговики, 11, 12 - двупироксеновые сланцы, 13 - эклогиты, 14 - санидиниты и бухиты



леносланцевой фации [Бонатти и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973]. Именно такие милонитизированные серпентиниты могли, по-видимому, выжиматься по разломным зонам в верхние горизонты океанической коры при новейших тектонических движениях в ее пределах.

Существующие представления о разрезе океанической коры до настоящего времени являются в большой степени схематизированными. Это вызвано тем, что большинство из них базируется на результатах драгирования склонов рифтовых долин срединно-океанических хребтов или боковых стенок поперечных разломов, секущих срединно-океанические хребты. С другой стороны, скважины, пробуренные с бурового судна "Гломар Челленджер", прошли пока лишь верхнюю часть (не более 500 м) второго слоя океанической коры. Поэтому разрезы, построенные по данным глубоководного бурения, несмотря на свою гораздо большую достоверность, в меньшей степени характеризуют океаническую кору в целом, чем разрезы, построенные по данным драгирования разломных зон с большой амплитудой вертикального смещения.

Широтный профиль осевой части Срединно-Атлантического хребта вблизи 6° с.ш. приведен Э.Бонатти с соавторами [1973]. Снизу вверх в борту рифтовой долины здесь прослежены следующие породы: амфиболиты, базальты и серпентиниты - зеленые сланцы - базальты. В южной части Тихого океана, в разломе Хейзен (южный его уступ) при драгировании снизу - вверх были обнаружены следующие породы: амфиболиты - пироксен-плагиоклазовые породы с роговиковой структурой - серпентинизированные гипербазиты - габбро - базальты - органогенные известняки [Кашинцев, Фрих-Хар, 1978].

Обращает на себя внимание то обстоятельство, что в обоих разрезах океанической коры амфиболиты расположены в основании. Можно предположить, что амфиболиты на многих участках дна океана залегают в наиболее глубинных частях океанической коры (слой 3); это как будто подтверждается тем, что к настоящему времени амфиболиты ни разу не подсекались скважинами глубоководного бурения. Сопоставление типичных разрезов офиолитовых комплексов континентов с ассоциацией пород, характерной для срединно-океанических хребтов, показывает их удивительное сходство, на которое давно обратили внимание

многие исследователи [Hess, 1965; Пейве, 1969; Мурс, Вайн, 1973]. Ассоциация высокомагнезиальных толеитов, дунит-гарцбургитовых гипербазитов, спилитов, зеленых сланцев и амфиболитов, обычная для срединно-океанических хребтов, была названа Г. Хессом [Hess, 1965] "эмбриональным офиолитовым комплексом". Эмбриональному офиолитовому комплексу, типичному для начальных этапов становления эвгеосинклиналей, соответствует метаморфизм натрового профиля, производными которого и являются метабазиты океанической коры.

Ранее было показано [Силантьев, 1978а, б], что для объяснения генезиса метабазитов срединно-океанических хребтов нет необходимости привлекать модели специфического метаморфизма, характерного исключительно для океанических областей, такие, например, как "метаморфизм погребения" или "метаморфизм океанического дна" [Миясиро, 1976; Миясиро и др., 1973]. Океанические метабазиты по характерным для них минеральным парагенезисам и химизму, а также по типу ассоциирующих с ними изверженных пород идентичны продуктам нормального регионального метаморфизма, распространенным в офиолитовых комплексах континентов. На фациальной схеме метабазитов, предложенной А.А. Маракушевым [1977], метаморфическим породам океанических областей соответствует широкий интервал температур и области низких и умеренных давлений (рис. 5). Можно заметить, что температурный режим метаморфизма широкого спектра фаций в области низких давлений хорошо соответствует геотермической кривой, рассчитанной для рифтовой долины срединно-океанических хребтов О.Г. Сорохтиным и А.М. Городничкиным [1977]. Оценка давлений при метаморфизме базитов сталкивается с трудностями экспериментального характера; очень приблизительно можно предполагать, что в пределах срединно-океанических хребтов ему соответствовали давления в 2-5 кбар.

Наиболее существенным фактором метаморфизма базитов океанических областей является, по-видимому, флюидный режим, который независимо от геоструктурной позиции метабазитов в океанической коре определяет особенности их минерального и химического составов, а также геохимическую направленность метаморфизма. Установленные во многих участках срединно-океанических хребтов соотношения между метаморфическими породами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, а также между изверженными породами позволяют предполагать, что породы срединно-океанических хребтов неоднократно подвергались метаморфизму. У. Мелсон и Т. Ван Андел [Melson, Andel, 1966] пришли к выводу, что если структура срединно-океанического хребта отражает тенденцию к растяжению, связанную с поднимающимся конвективным потоком, который должен постоянно наращивать новую кору на дне рифтовой долины, и если породы зеленосланцевой и более высокотемпературных фаций метаморфизма в обилии встречаются в срединных хребтах, то необходим период остановки в этом мощном подъеме вещества.

Иными словами, процесс растяжения коры в этих участках дна океана не является непрерывным. Можно предположить также, что этапам метаморфизма в пределах срединно-океанических хребтов соответствуют определенные этапы их тектонического развития, во время которых, по-видимому, в океанической коре реализуются условия сжатия.

Abstract

Metamorphic rocks of the oceanic crust were systematized on the basis of petrological and mineralogical criteria. Radical differences between processes of underwater weathering and those of regional metamorphism are shown. It was concluded that metabasites of the oceanic crust were derivatives of regional metamorphism of sodium profile characteristic of the early stages of formation of eugeosynclines and peculiar to ophiolitic complexes.

Литература

- Бонатти Э., Гоннорец Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 9-29.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанической коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным. - Океанология, 1978, т. 18, вып.1, с. 64-70.
- Логинов В.П. Контактные изменения граувакковых песчаников около ультраосновного массива Южный Крака на Южном Урале. - В кн.: Очерки физико-химической петрологии. М.: Наука, 1970, с. 116-131.
- Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород. М.: Изд-во МГУ, 1973, 322 с.
- Маракушев А.А. Метаморфизм и его факторы. - В кн.: Геология и металлогения метаморфических комплексов. Свердловск, 1977, с. 3-28.
- Мелсон У.Г., Томпсон Г. Петрология пород зоны трансформного разлома и прилегающих сегментов океанического хребта. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 30-49.
- Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М.: Мир, 1976, 535 с.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юинг 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.
- Мурс Э.М., Вайн Ф.Дж. Массив Троодос на Кипре и другие офиолиты как древняя океаническая кора. - В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 50-74.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4, с. 5-24.
- Рудник Г.Б., Кашинцев Г.Л., Скорнякова Н.С., Матвеенков В.В. Магматические породы в разрезе земной коры Марианского желоба. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 2, с. 39-48.
- Силантьев С.А. Метабазиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма дна Атлантического океана. - Изв. АН СССР, Сер. геол., 1978а, № 6, с. 52-60.
- Силантьев С.А. Метаморфические породы подвижных зон Атлантического океана: Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. М.: Ин-т океанологии им. П.П. Ширшова АН СССР, 1978б.
- Сорохтин О.Г., Городницкий А.М. Океанский рифтогенез и подводный вулканизм. - В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977, с. 83-88.
- Чернышева В. И., Силантьев С.А. Глаукофановые сланцы желоба Пуэрто-Рико. - Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 4, с. 929-931.
- Bonatti E., Honnorez J., Kirst P., Radicati F. Metagabbros from the Mid-Atlantic Ridge at 6°N contact - hydrothermal - dynamic metamorphism beneath the Axial Valley. - J. Geol., 1975, vol. 83, N 1, p. 61-79.
- Brown E.H. Phase equilibria among pumpellyite, lawsonite, epidote and associated minerals in low grade metamorphic rocks. - Contribs Mineral. and Petrol., 1977, vol. 64, N 2.
- Challis G.S. High-temperature contact metamorphism at Red Hills ultramafic intrusion, Wairau Valley, New Zealand. - J. Petrol., 1965, vol. 6, N 3, p. 395-420.
- Helms taedt H., Allen J.M. Metagabbro from DSDP hole 334: An example of high-temperature deformation and recrystallization near the Mid-Atlantic Ridge. - Can. J. Earth Sci., 1977, vol. 14, N 4, pt 2, p. 886-899.
- Hess H.H. Mid-Oceanic ridges and tectonics of the sea floor. - In: Submarine geology and geophysics/Ed. W.F. Whittard, R. Bradshaw. L., 1965.
- Melson W., Andel T.J.H. van. Metamorphism in the Mid-Atlantic ridge, 22° N. - Mar. Geol., 1966, vol. 4, N 3, p. 165-186.
- Tyrrell G. Report on rocks from west Antarctica and the Scotia arc. - Discovery Rept, 1945, vol. 23.
- Westerhof A.B. On the contact relations of high-temperature peridotites in the Serrania De Ronda, Southern Spain. - Tectonophysics, 1977, vol. 39, N 4, p. 579-593. ●

В.Н. КРАСНОВА

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ИЗМЕНЕНИЯ РИФЕЙСКИХ ПОРОД
ЮЖНОГО УРАЛА

Метаморфические породы рифейского возраста, слагающие Уралтаускую структурно-формационную зону, образовались вследствие перерождения полимиктовых, аркозовых и граувакковых песчаников, пелитов, кремнистых, углисто-кремнистых и карбонатных осадков, вулканитов, габброидов и ультрабазитов. Такой парагенетический набор пород идентичен формациям океанических желобов, залегающих непосредственно на коре океанического типа.

Глубокие изменения этих пород и превращение их в эклогиты, гранат-глаукофановые сланцы, кварциты, слюдяно-кварцевые сланцы, зеленокаменные породы и зеленые сланцы явились результатом воздействия многих причин: регионального прогрессивного метаморфизма, диафтореза, метасоматоза и т.д. Метасоматическая деятельность имела место на всех этапах преобразования пород: в связи с региональным метаморфизмом, с постмагматической деятельностью растворов, с разгрузкой гидротерм в зонах разломов.

Метабазиты изученного региона, составляющие около 20–25% объема пород, по всем критериям [Кутолин, 1969] относятся к группе океанических щелочных оливиновых базальтов. Характерной особенностью их является повышенное содержание Na и Ca, что можно объяснить предварительной спилитизацией этих эффузивов. Среди исходных метаосадочных образований имеются разности, первично обогащенные Na, вероятно, за счет размыва эвгеосинклинальных формаций. Можно предположить, что обогащение базальтов и осадков Na частично обязано реакциям взаимодействия их с морской водой.

Ранний этап метаморфизма происходил в обстановке, характеризующейся высоким давлением и умеренными температурами (группа фаций "С" по классификации Н.Л. Добрецова [1974]). Здесь широко развиты минеральные ассоциации, включающие щелочные пироксены и амфиболы, что свидетельствует о высоком содержании Na в породах.

Работами Н.Л. Добрецова [1974] и других исследователей убедительно доказано, что ранний этап регионального метаморфизма протекал в условиях, близких к изохимическим, и что большого привноса Na и других компонентов при этом не происходило. Однако перераспределение вещества внутри толщ безусловно имело место, что привело к проявлению метасоматоза в локальных участках. Чаше всего метасоматиты образуются вдоль контактов пород различного состава, в открытых полостях и трещинах, в замках небольших складок и в тенях давления будин. При этом идет образование метасоматитов с жадеитом, омфацитом, глаукофаном, кросситом, т.е. минералов с повышенным содержанием Na. Нередко образуются мономинеральные зоны; иногда с ними ассоциируют кварц, апатит, рутил. Такие изменения возможны, если в зону реакции привносятся Na и SiO_2 .

На регрессивной ветви метаморфизма при снижающихся температуре и давлении осуществляются условия, когда происходит привнос значительных количеств воды, K и SiO_2 . За счет привнесенного вещества широко развиваются парагенезисы кварца со слюдой (фенгитом). Привнос щелочей и SiO_2 приводит к высвобождению Ca, Fe и Mg, выносу их из зоны реакции и осаждению названных оснований в виде лавсонита, актинолита, эпидота, пумпеллиита. Образуются зоны с повышенным содержанием данных минералов. В телах эклогитов метасоматические изменения приводят к появлению зон, обогащенных глаукофаном (вплоть до образования мономинеральных глаукофанитов), затем мусковитизированных и эпидотизированных разностей.

Особенно интенсивно мусковитизации и окварцеванию подвергаются метаосадочные породы. При большой интенсивности процесса породы превращаются в слюдяно-кварцевые сланцы или слюдистые кварциты с реликтами гранатов, пироксенов, амфиболов. Слюда по составу отвечает фенгиту. Ультраосновные по-

роды превращаются в тальковые и тальк-хлоритовые сланцы, нередко с эпидотом и лавсонитом.

Явления метасоматоза четко зафиксированы в зональном строении минералов — пироксенов, амфиболов, гранатов. В этих минералах наблюдается перераспределение петрогенных элементов. Так, во внешней зоне гранатов уменьшается содержание Са и возрастает содержание Fe, в амфиболах картина обратная: содержание Са возрастает, а роль Fe уменьшается. В пироксенах во внешней кайме возрастает роль жадеитового и эгиринового компонентов.

Баланс вещества при метасоматозе подсчитать трудно, но общее направление изменения химизма может быть получено при сравнении химического состава (с учетом объемного веса) исходных пород и метасоматитов по ним (таблица). Образование глаукофановых метасоматитов сопровождается увеличением содержания SiO_2 , Na и Mg и существенным уменьшением роли Fe. В метасадочных кварцитах и сланцах встречаются маломощные зоны с новообразованным глаукофаном, хлормеланитом и, редко, гранат-жадеит-кварцевые сланцы. В них отмечается возрастание количества SiO_2 и уменьшение содержания Са, Fe и Mg.

Для образования ассоциаций со слюдой за счет пород, недосыщенных K и обогащенных Са, необходим существенный привнос K и SiO_2 и удаление Са (частично Fe и Mg). Из таблицы видно, что для образования кварц-гранат-мусковитового сланца за счет гранат-глаукофанового сланца должны быть привнесены SiO_2 (10–12% от первоначальной величины) и K (в 12 раз больше, чем в исходной породе) и вынесены Са (40% от исходной величины) и Mg; резко уменьшается количество Na. Содержание Ti, Fe и Mn не изменяется. Иногда в слюдяно-кварцевых сланцах разрастались крупные порфиробласты гранатов с большим количеством микровключений других минералов (рис. 1)¹. Кристаллы ориентированы под углом к сланцеватости и раздвигают все ранее образованные минералы, в том числе и слюду. Они имеют зональное строение. По составу гранаты альмандиновые с большим содержанием Са. Рост их осуществлялся за счет осаждения высвободившегося при метасоматозе Fe и Са (видимо, при локальном повышении температуры). Образование метасоматитов хорошо описывается моделью прохождения волны кислотности.

В изученном регионе участками наблюдаются оторочки почти мономинерального слюдита в контакте небольших массивов габбро. Пересчеты химических анализов частично измененного (альбитизированного, с редкими листочками мусковита) габбро и слюдита (см. таблицу, анализы 2403 в, е) показали, что слюдит образуется при значительном привносе K и Al_2O_3 . Этот процесс идентичен грейзенизации, но с большей подвижностью SiO_2 и Al_2O_3 . В отличие от вмещающих пород, где слюда представлена фенгитом, слюдиты состоят из мусковита.

Среди изученных пород встречаются образования, описанные в литературе как гранатиты [Чесноков, 1963; Добрецов Н.Л., 1974; Ленных, 1977] и считающиеся продуктом метаморфической дифференциации эклогитов. С этим трудно согласиться. Изучение этих пород показало, что они встречаются в виде жилородных образований невыдержанной мощности — от первых сантиметров до 10–30 см среди слюдяно-кварцевых и графитсодержащих сланцев и кварцитов. Гранатиты занимают секущее положение по отношению к полосчатости вмещающих пород и вместе с ними смяты в мелкие складки. Состоят гранатиты из гранатов (70–90%) и агрегата гранобластовых зерен кварца с незначительной примесью слюды, амфиболов, апатита, рутила (0–30%) (рис. 2).

Гранаты очень мелкие (0,01–0,1 мм), бледно-розовые, распределены неравномерно, часто дают агрегатные скопления. Участками в них видна собиравательная перекристаллизация и формирование футлярообразных зональных метакристов (рис. 3). Гранаты нередко замещают все минералы в породе, в том

¹ Рис. 1–4 см. на вкл.

Химический состав (вес. %) метасоматитов и пересчеты по методу Ю.В. Казицина

Компоненты	2405п (3,34)	2405г (3,10)	2483в (2,91)	2483а (2,87)	2403в (3,06)	2403е (2,79)	2362г (3,02)	2362в (2,97)
SiO ₂	51,58 173	58,10 181	64,00 184	69,52 212	50,36 154	40,90 114	47,88 140	46,40 139
TiO ₂	2,42 11	0,33 1	0,71 2	0,62 1	0,62 1	1,09 2	1,76 4	1,30 8
Al ₂ O ₃	12,66 40	11,64 43	14,39 50	12,51 45	2,49 34	23,15 76	17,09 59	19,06 67
Fe ₂ O ₃	2,63 7	1,23 3	1,61 2	0,60 1	0,46 1	1,57 3	2,98 7	1,15 7
FeO	8,47 29	5,51 14	6,03 15	6,32 16	6,21 16	5,51 13	8,47 21	8,76 22
MnO	0,08 -	0,20 1	0,38 1	0,64 2	0,10 -	0,16 -	0,11 -	0,30 1
MgO	7,90 49	12,44 58	3,70 16	2,73 12	13,62 61	10,85 45	4,94 21	4,12 18
CaO	7,69 5	1,10 4	2,86 9	1,72 6	12,35 41	0,82 2	10,02 31	1,16 36
Na ₂ O	5,15 51	7,76 47	2,80 16	1,75 10	4,74 28	2,94 15	3,86 21	2,93 17
K ₂ O	0,12 1	0,37 1	1,69 6	2,41 9	1,98 3	6,60 23	0,46 -	0,32 1
П.п.п.	0,54	0,92	1,35	1,30	0,48	0,92	1,90	2,43
Сумма	99,24	99,60	99,52	100,12	93,41	94,51	100,08	87,93

Примечание. 1) В скобках указан объемный вес. 2) Образцы: 2405п - эклогит, 2405г - глаукофановый метасоматит по эклогиту, 2483в - сланец гранат-глаукофановый, 2483а - сланец кварц-гранат-мусковитовый, 2403в - габбро, 2403е - слюдит, 2362г - эклогит слабо измененный, 2362в - зеленокаменная порода по эклогиту.

числе кварц и слюду. По составу гранаты из гранатитов резко отличны от гранатов из вмещающих пород. Н.Л. Добрецов [1974] пишет, что на Южном Урале все изученные гранаты могут быть отнесены к чистым алмадинам и алмадинам с повышенным содержанием гроссуляровой и пироповой составляющих, но здесь нет высокомарганцевых гранатов (как нет и пород, обогащенных Mn). Гранаты из гранатитов содержат много Mn (30-70% сплессартиновой составляющей).

Таким образом, взаимоотношения гранатитов с вмещающими породами, структурные и текстурные особенности, состав гранатов - все это убедительно доказывает, что гранатиты являются не продуктами метаморфической дифференциации, а метасоматитами - образованиями, возникшими при воздействии гидротермальных растворов, обогащенных SiO₂, Mn и Fe. Учитывая, что гранатиты развиваются только в нижней части разреза рифейских образований (в кайралинской свите), где широко развиты вулканиты, можно предположить, что эти гидротермы связаны с поствулканической деятельностью.

Прогрессивный метаморфизм раннего этапа сменился региональным диафторезом фации зеленых сланцев. Ранние минеральные парагенезисы замещаются хлоритом, эпидотом, актинолитом, альбитом. Эклогиты, габбро и глаукофаносодержащие породы превращаются в зеленые сланцы и зеленокаменные породы. В метасадочных породах наряду со слюдой, графитом, кварцем развиваются ассоциации с хлоритом, альбитом, актинолитом и эпидотом. На фоне зеленосланцевого метаморфизма осуществляется метасоматическая проработка пород. В целом можно выделить метасоматиты с большим содержанием мелкочешуйчатой слюды, альбита, хлорита, кварца (иногда с пиритом) и зоны, обогащенные эпидотом, хлоритом, актинолитом. Вероятно, такое различие обусловлено составом гидротермальных растворов (потенциалом щелочей, парциальным давлением CO₂, содержанием S и т.д.). В ряде участков изменения аналогичны

пропилитизации. В них устанавливается зональное строение с последовательным чередованием монокварцевых, кварц-хлорит-слюдистых, кварц-хлорит-эпидотовых зон, нередко содержащих вкрапленные сульфиды с повышенным содержанием Pb, Zn, Cu.

Такие метасоматические преобразования отличаются последовательным переходом в подвижное состояние почти всех компонентов: щелочей, Ca, Fe, Mg. Мало подвижны Al_2O_3 и SiO_2 . В целом для метасоматоза, сопряженного с зеленосланцевым метаморфизмом, характерен значительный привнос воды (слабокислые гидротермы) и перераспределение вещества внутри толщ в большом масштабе (в первую очередь Ca, Fe и Mg).

Наиболее поздние метасоматические изменения пород наблюдаются вблизи тектонических разломов. Здесь породы дроблены, перемяты, рассланцованы, нередко превращены в бесструктурные филлониты. Вследствие этого они становятся легко проницаемыми для растворов и часто являются областями разгрузки гидротерм. В результате во вмещающих породах (независимо от их состава) вблизи разломов развиты ассоциации стильпномелана и гематита (рис. 4), кварца с хлоритом и кальцитом. Кроме того, вблизи нарушений формируются поля мощных (до десятков метров) кварцевых жил с гнездами горного хрусталя. К и Fe, необходимые для стильпномелана и гематита, видимо, заимствуются растворами из пород на более низких уровнях, а SiO_2 привносится потоками глубинных растворов, разгружающихся в зонах разломов.

Температурные условия метасоматоза нами определялись по замерам температур гомогенизации газово-жидких микровключений. Температуры гомогенизации глаукофансодержащих метасоматитов определены в интервале $290-357^{\circ}C$. В гранатитах наблюдаются две группы микровключений, выдерживающих нагрев до 300 и $415^{\circ}C$. В кальцит-тремолитовых прожилках в серпентинитах температура гомогенизации зафиксирована при $300^{\circ}C$. В хрусталеносных жилах кварца температура гомогенизации микровключений составляет примерно $215-250^{\circ}C$, а микровключения в кварце, находящемся в парагенезисе со стильпномеланом, гомогенизируются при $90-97^{\circ}C$.

Полученные результаты свидетельствуют о том, что метасоматические процессы шли стадийно и при снижающейся температуре.

Выполненные исследования позволяют утверждать, что метасоматические изменения рифейских пород Южного Урала проявлялись неоднократно. Генетически они тесно связаны с региональным метаморфизмом, с постмагматической деятельностью, с разгрузкой гидротерм в зонах разломов. Все рассмотренные типы метасоматитов обладают только им присущей химической характеристикой.

Abstract

The studies performed allow to assert that metasomatic changes of Riphean rocks in the South Urals frequently manifested themselves. They are closely connected with regional metamorphism, diaphoresis, postmagmatic activity and hydrotherm unloading in fault zones. All the types of metasomatites examined have their own chemical character. The established homogenization temperatures of gas-liquid microinclusions show that metasomatic processes were pulsatory at decreasing temperature. Temperature of the early stages are $300-415^{\circ}$, of the latest ones $215-97^{\circ}$.

Литература

- Добрецов Н.Л. Глаукофан-сланцевые и эклогит-глаукофансланцевые комплексы СССР. Новосибирск: Наука, 1974. 429 с.
- Кутюлин В.А. Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969. 142 с.
- Ленных В.И. Эклогит-глаукофановый пояс Урала. М.: Наука, 1977. 160 с.
- Чесноков Б.В. Эклогиты Южного Урала и их практическое значение. - В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1963, с. 257-263. (Тр. 1-го Уральск. петрогр. совещ., т. 3).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ ТРОГА ОКИНАВА (ВОСТОЧНО-КИТАЙСКОЕ МОРЕ)

Геологическими исследованиями, проведенными Тихоокеанским океанологическим институтом в 28 и 30 рейсах на нис "Первенец" в 1977-1978 гг., установлен блок метаморфических пород в западной части трога Окинава, дво которого представляет собой аккумулятивную равнину, расположенную на глубине 900-950 м (рис. 1). Эти породы слагают центральную часть подводной возвышенности (с координатами центра - $30^{\circ}00$ с.ш. и $128^{\circ}28'$ в.д.), вытянутой в северо-восточном направлении на 30 км при ширине ее основания - 5-8 км. Ее превышение над дном трога составляет 600-700 м. Склоны возвышенности крутые (свыше 35°), местами обрывистые, с относительным превышением до 550 м. Юго-восточный склон прямолинейный, северо-западный - слабоизвилистый. Бровка склонов центральной части возвышенности расположена на глубине 250-300 м, а в северо-восточном и юго-западном окончаниях она опускается до 600-700 м. На ряде участков вдоль подножия склонов наблюдаются некомпенсированные осадками впадины глубиной до 100-150 м, указывающие на погружение возвышенности, продолжающееся, вероятно, и в настоящее время. На погружение земной коры трога Окинава указывает также развитие сбросов на контакте слабо дислоцированной осадочной толщи, слагающей его дно, со скальными породами фундамента подводных возвышенностей. При этом отмечается неравномерная скорость опускания различных блоков - более замедленная у положительных форм рельефа.

Метаморфические породы слагают среднюю часть возвышенности протяженностью до 18 км. Они подняты на девяти станциях драгирования, отстоящих друг от друга на 0,5-4 км. В ее юго-западной части эти породы перекрыты вулканогенно-осалочной толщей третичного возраста, а на северо-востоке трога по разлому субширотного простирания они граничат с горизонтами песчаников и алевролитов этой же толщи (рис. 2). Метаморфические образования установлены в интервале глубин 800-300 м. По составу и степени метаморфизма они подразделяются на два комплекса, нижний из которых представлен толщей гнейсов и амфиболитов, а верхний - толщей слюдястых сланцев. В обоих комплексах развиты прослой мраморов.

Поинтервальное драгирование склона возвышенности позволило составить схематический разрез этих толщ.

Интервал 850-800 м (станция 1588) - мелкозернистый биотитовый гнейс, сложенный биотитом (до 35%), олигоклазом ($16-18\% \text{Ap} - 30\%$), калиевым полевым шпатом, зерна которого образуют крупные (до 2 мм) порфиробласты, и кварцем, слагающим линзовидные участки или равномерно распределенным в породе.

Интервал 650-550 м (станции 1591, 1587) - гранат-биотитовые гнейсы и биотит-амфиболовые плагиогнейсы. Гранат-биотитовые гнейсы - породы с отчетливой сланцеватостью, участками с очковой текстурой, обусловленной наличием крупных (до 3 мм) порфиробласт микроклина, переполненных зернами кварца и чешуйками биотита. Основная масса породы сложена кварцем (до 30%), плагиоклазом ($15-20\%$), часто серицитизированным; микроклином, биотитом (до 20%), по которому развиваются мусковит и эпидот (до 5%); в породе присутствуют также единичные зерна граната размером до 2 мм с пойкилитовыми вростками кварца.

Биотит-амфиболовые плагиогнейсы сложены плагиоклазом ($23-25\% \text{Ap} -$ до 40%), амфиболом (до 30%), кварцем (до 20%) и биотитом. В некоторых разностях присутствуют округлые мелкие (0,5-1 мм) зерна граната (2-3%).

Интервал 550-400 м (станции 1399, 1400, 1582, 1586) представлен биотитовыми гнейсами, биотит-амфиболовыми и биотитовыми плагиогнейсами, амфиболитами, роговообманковыми сланцами и прослоями мраморов.

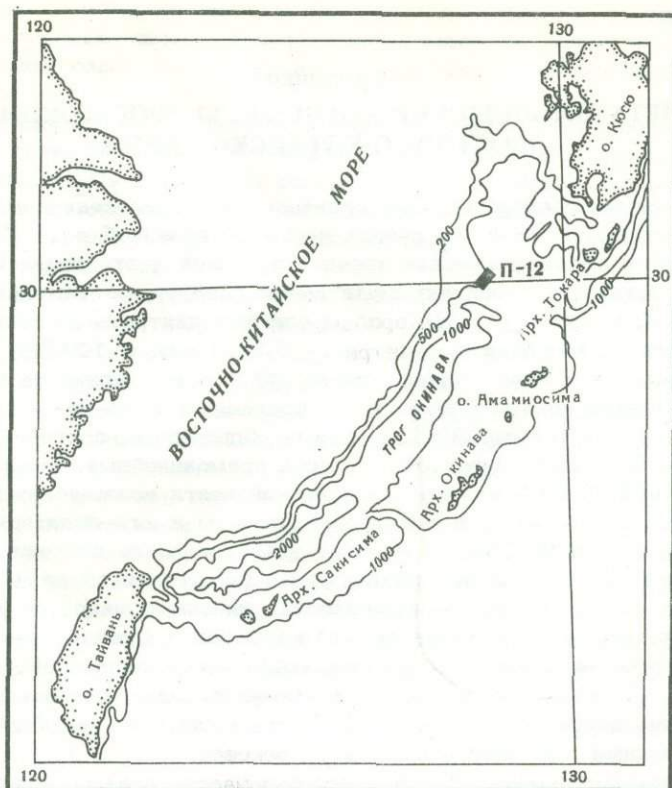


Рис. 1. Район исследований

Черным прямоугольником показано местоположение возвышенности с метаморфическими породами (полигон 12)

Биотитовые гнейсы – мелкозернистые породы с порфиробластами микроклина размером до 1,5 мм на фоне мелкозернистой (до 0,5 мм) основной массы, состоящей из олигоклаза (15–18 и 25–27% Ap – до 35%), кварца (до 30%) и биотита (15–20%), чешуйки которого обтекают порфиробласты микроклина (количество порфиробласт – 20–25%). В контакте с последними иногда развивается плагиоклаз с мирмецитовыми вростками кварца.

Биотит–амфиболовые плагиогнейсы состоят из темноцветных минералов: роговой обманки (20–25%) и биотита (5–10%), которые образуют меланократовые полосы шириной до 1 мм, вытянутые в одном направлении; в них присутствуют плагиоклаз (27–32% Ap), кварц и акцессорные минералы: гранат ($N = 1,786$), апатит и рудный. Эти прослои чередуются с более лейкократовыми полосами, сложенными в основном плагиоклазом и кварцем.

Биотитовые плагиогнейсы – мелкозернистые породы с лепидогранобластовой структурой, гнейсовой текстурой. Они состоят из олигоклаза (23–27% Ap – 35–50%), кварца (15–35%), часто образующего линзовидные полосы, биотита (до 40%), по которому развивается эпидот (до 15%). В породе постоянно отмечается розовый гранат (до 2%).

Амфиболиты – среднекристаллические породы, с параллельной текстурой, состоящие из роговой обманки (45–60%), андезита (35–40%), кварца (5–10%) и акцессорных: граната и рудного минерала.

Роговообманковые сланцы сложены плотно прилегающими друг к другу зернами роговой обманки, ориентированными строго параллельно, с незначительной (до 3%) примесью кварца, апатита, рудного минерала и вторичных: эпидота и хлорита.

Мраморы в виде глыб (60 × 25 см) подняты на станции 1582. Это белые или голубовато–серые крупнокристаллические породы с гетеробластовой, гранобластовой структурой и тонкополосчатой текстурой. Полосы сложены кристал-

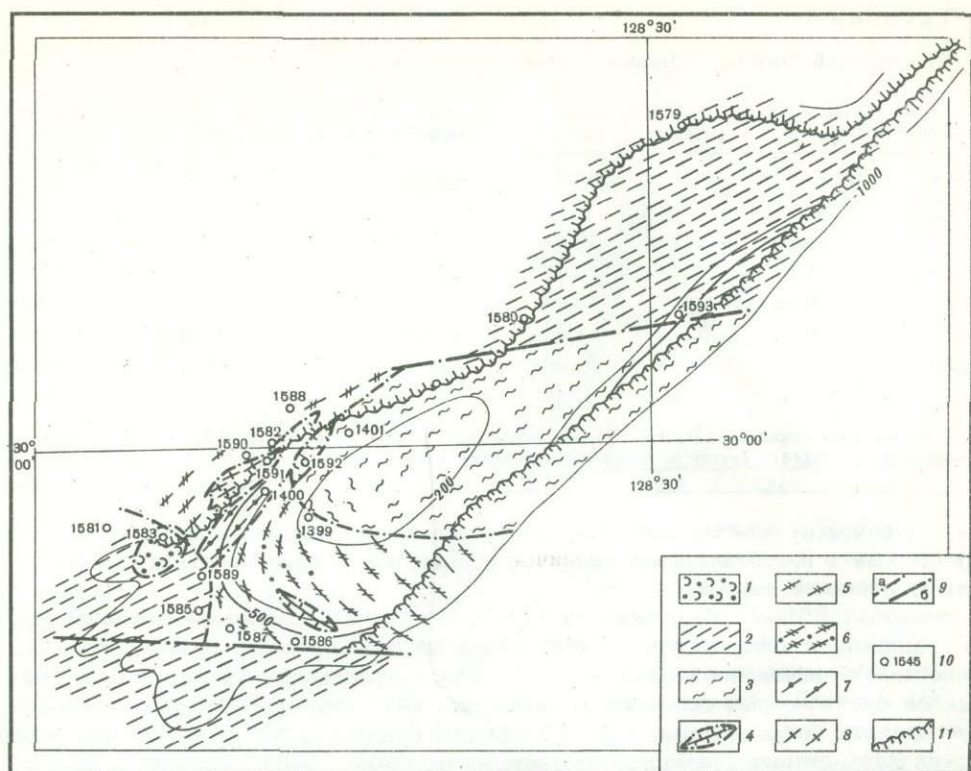


Рис. 2. Схематическая геологическая карта полигона 12

Породы третичного возраста: 1 - вулканогенно-осадочные, 2 - терригенные; 3 - сланцы; 4 - мраморы; 5 - биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы; 6 - гнейсы с порфиробластами калиевого полевого шпата; 7 - амфиболиты; 8 - гнейсо-граниты; 9 - предполагаемые геологические границы (а) и тектонические нарушения (б); 10 - станция драгирования и ее номер; 11 - склоны возвышенности

лами кальцита, разделенными прослоями (до 2 мм), в которых совместно с кальцитом присутствуют зерна кварца, мусковита и серицита.

Наряду с описанными породами в составе нижнего комплекса в интервале 650-550 м (станция 1591) были подняты обломки гнейсо-гранитов среднезернистых, розовато-серого цвета, с гранитной структурой и гнейсовой текстурой. Они состоят из олигоклаза (25% Ap - до 60%), кварца (до 30%), биотита (до 10%) и мусковита. Аналогичные биотитовые плагиограниты совместно с лейкократовыми разностями развиты в виде тонких послонных инъекций в биотит-амфиболовых гнейсах (станция 1400). Лейкократовые граниты состоят из полос шириной до 1 мм, расположенных грубопараллельно друг другу и сложенных агрегатами зерен кварца и плагиоклазовых полос, состоящих из зерен олигоклаза (26-28% Ap - 55-60%) и кварца.

Верхний комплекс сложен сланцами, представляющими собой средне- или мелкокристаллические породы светло- или коричневатого цвета, с лепидогранобластной структурой, в которых наблюдаются мелкие (0,5-1 мм) зерна розового граната (1-2%).

Интервал 400-350 м (станция 1581, 1401) - довольно однообразные биотитовые сланцы, состоящие из кварца (до 50%), олигоклаза (25-27% Ap - до 20%) и биотита (до 30%), и биотит-мусковитовые сланцы, в которых присутствует калиевый полевой шпат (15-30%), иногда в виде более крупных (до 1,5 мм) зерен, а слюда (до 30%) представлена биотитом и мусковитом примерно в равных количествах. Здесь же отмечаются кварц-альбит-мусковитовые сланцы, в которых наблюдается тонкое чередование полос (мощностью до 1 мм), сложенных кварцем (до 35%), альбит-олигоклазом (до 20%) и ка-

Таблица 1

Химический состав минералов (вес.%)

Компоненты	1400/1	1400/16	1401/4	Компоненты	1400/1	1400/16	1401/4
SiO ₂	42,60	39,45	38,70	Na ₂ O	1,55	0,81	0,46
TiO ₂	0,85	2,12	1,86	K ₂ O	0,75	7,32	9,00
Al ₂ O ₃	12,80	16,72	16,81	H ₂ O ⁻	0,18	0,20	0,16
Fe ₂ O ₃	7,15	3,27	3,29	H ₂ O ⁺	1,62	3,45	3,07
FeO	8,86	10,97	10,29	CO ₂	0,55	0,55	1,18
MnO	0,76	0,38	1,02	Сумма	100,10	99,60	99,56
MgO	11,35	12,86	13,40	f _{общ}	43,0	37,8	35,6
CaO	11,08	1,50	0,32				

Примечание. Образцы: 1400/1 - роговая обманка, 1400/16 - биотит из биотит-амфиболового плаггиогнейса, 1401/4 - биотит из биотит-мусковитового сланца.

лиевым полевым шпатом (до 10%), с полосами, в которых наряду с этими минералами в преобладающем количестве присутствует мусковит (до 35%) в виде удлинённых чешуек.

Интервал 350-300 м (станция 1592) сложен кварц-биотит-мусковитовыми сланцами; в которых отсутствует калиевый полевой шпат, а плаггиоклаз представлен андезином (30-32% An). В них наблюдаются тонкие (0,5-2 см) прослои светло-серых среднекристаллических кальцитовых мраморов. Здесь же были подняты более крупные (25×12×10 см) глыбы средне- и крупнокристаллических кальцитовых мраморов, оторванных от более мощных прослоев, вероятно, залегающих среди горизонтов сланцев. Кроме того, на этой станции установлены обломки гранат-биотитовых сланцев с биотитом (до 50%), плаггиоклазом-кислым олигоклазом (18-20% An), кварцем (до 20%) и гранатом (до 5%), округлые зерна которого (до 1 мм) переполнены пойкилитовыми вростками кварца.

Изучение состава роговой обманки из биотит-роговообманкового плаггиогнейса (табл. 1) свидетельствует о том, что она отвечает роговым обманкам из гнейсов амфиболитовой фации [Кориковский, 1968]. Положение точек состава биотита из гнейсов нижнего комплекса и сланцев верхнего на диаграмме, от-

Таблица 2

Химический состав пород (вес.%)

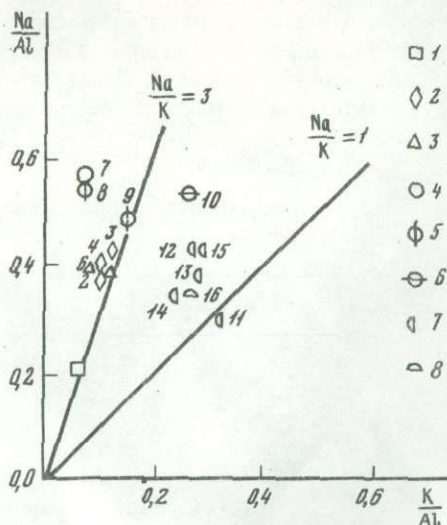
Компоненты	1400-5	1400	1400/9	1400/4	1400/1д	1400/1	1400/21
SiO ₂	48,92	55,40	56,98	55,76	56,62	53,32	66,22
TiO ₂	0,63	0,84	0,63	1,05	0,63	0,84	0,21
Al ₂ O ₃	10,18	16,18	14,62	16,18	16,18	16,18	15,14
Fe ₂ O ₃	5,38	3,69	3,13	3,90	2,89	4,16	2,69
FeO	5,54	4,50	4,72	3,60	5,08	5,08	2,41
MnO	0,25	0,04	0,14	0,18	0,31	0,18	0,20
MgO	12,94	6,47	5,96	6,35	4,21	5,39	0,78
CaO	10,82	6,17	6,30	6,58	5,75	6,99	5,21
Na ₂ O	1,26	3,54	3,58	3,75	3,58	3,63	5,00
K ₂ O	0,63	1,55	1,61	1,50	1,80	1,55	0,88
P ₂ O ₅	0,13	0,01	0,03	0,01	0,14	0,10	0,11
П.п.п.	2,43	1,84	1,77	1,78	1,82	1,78	2,03
Сумма	99,10	100,23	99,47	100,59	99,01	99,20	100,88
f	31,1	40,5	41,0	38,4	50,7	59,5	77,0

Примечание. Породы нижнего комплекса - образцы: 1400-5 - роговообманковый сланец, 1400-1400/4 - амфиболиты, 1400/1д-1400/1 - биотит-роговообманковые плаггиогнейсы, 1400/21 - биотитовый плаггиогнейс, 1400/17 - биотитовые гнейсо-граниты, 1591/2а - порфино-бластический гнейс;

Рис. 3. Диаграмма сопоставления метаморфических пород по щелочности

Породы нижнего комплекса: 1 - роговообманковые сланцы, 2 - амфиболиты, 3 - биотит-роговообманковые плагиогнейсы, 4 - биотитовые плагиогнейсы, 5 - гнейсо-граниты, 6 - гнейсы с порфирибластиками калишпата; породы (сланцы) верхнего комплекса: 7 - биотит-мусковитовые, 8 - кварц-альбит-мусковитовые.

Номера проб на диаграмме соответствуют порядку образцов в табл. 2



ражающей соотношению Al в шестерной и четверной координациях [Другова, 1972], находится в области пород, метаморфизованных в условиях амфиболитовой фации; при этом несколько повышенное содержание Al_{IV} в биотитах из сланцев верхнего комплекса отражает их формирование в условиях более низкой субфации амфиболитовой ступени метаморфизма. Содержание Ti (0,12 и 0,11) на формульную единицу в этих биотитах также характерно для железомagneзиальных минералов из пород амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фации [Другова, 1972].

Породы описанных комплексов различаются между собой по химическому составу (табл. 2). Породы нижнего комплекса относятся к формации натрового ряда [Мишкин, 1974] и характеризуются резким преобладанием Na над K (рис. 3). Величина этого отношения колеблется в пределах 3,0-3,8 единиц, снижаясь до 2 только в порфирибластических гнейсах, образовавшихся в результате проявления процессов K-метасоматоза. Формации натрового ряда характерны для эвгеосинклинальных зон с широко проявленным вулканизмом. Особенности петрографического и химического состава изученных пород свидетельствуют о том, что существенную роль в строении исходных толщ комплекса играли вулканиты основного состава и граувакковые пески. А по ряду при-

1400/17	1591/2a	1399/3	1401/6	1401/4	1401/2	1401/1	1401
61,38	68,64	62,16	70,76	68,58	63,32	68,92	71,26
0,17	0,20	0,40	0,30	0,30	0,17	0,35	0,30
21,14	15,02	15,92	13,57	14,88	10,18	14,88	13,57
0,94	2,11	2,82	1,11	1,27	1,48	0,89	1,43
1,87	4,12	2,02	2,27	2,84	1,51	2,99	2,27
0,08	0,09	0,16	0,16	0,31	0,27	0,27	0,27
0,98	0,38	1,67	1,96	2,55	1,47	2,75	2,16
3,27	2,06	3,50	1,10	0,69	8,49	0,41	0,96
6,90	4,33	5,00	2,43	3,83	2,28	3,00	3,45
1,42	2,09	3,78	4,00	3,80	2,57	3,33	3,57
0,09	0,08	0,09	0,06	0,07	0,06	0,07	0,03
1,41	0,86	3,02	1,59	1,15	8,27	1,21	1,55
99,66	99,92	100,54	99,31	100,27	100,07	99,09	100,82
60,3	89,0	60,2	48,4	46,6	52,0	44,3	47,6

породы верхнего комплекса - образцы: 1399/3 - 1401/1 - биотит-мусковитовые, 1401 - кварц-альбит-мусковитовые сланцы.

знаков эти породы сходны с протерозойскими кристаллическими сланцами Тайгоносского массива [Мишкин, 1974].

Преобладание Na над K свойственно и гнейсо-гранитам, установленным в составе этого комплекса. Накопление щелочей в процессе гранитообразования

Таблица 3

Результаты определения абсолютного возраста K-Ar методом

№ пробы	Минерал	Возраст (млн. лет)
1400	Роговая обманка	280 ± 18
1400/1	То же	290 ± 18
1401/4	Биотит	270 ± 8
1401/6	То же	270 ± 8

Примечание. Образцы: 1400 - амфибол из амфиболита, 1400/1 - амфибол из биотит-амфиболового плагиогнейса нижнего комплекса, 1401/4 и 1401/6 - биотит из биотит-мусковитового сланца верхнего комплекса.

происходило только за счет Na, при неизменном содержании K в исходных породах и продуктах гранитообразования. Это доказывает генетическое родство гнейсов нижней толщи с гранитами, которые представляют собой лейкократовые мобилизаты, образующиеся в процессе ультраметаморфизма осадочно-метаморфических толщ в среднеглубинных условиях амфиболитовой фации регионального метаморфизма.

Породы верхнего комплекса являются продуктами эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма первичных терригенно-осадочных отложений (глинистые, песчано-глинистые и карбонатные осадки), которые по химическому составу (соотношение щелочей в них колеблется в пределах 1,3-2,0) относятся к формации K-Na-типа, характерной для образований поздней стадии эвгеосинклинального этапа развития.

Абсолютный возраст, определенный K-Ar методом П.М. Котлярским (трест Киевгеология) из минералов пород нижнего и верхнего комплексов (табл. 3), указывает на формирование этих пород в позднем палеозое. Однако их большое сходство с протерозойскими породами Тайгоносского массива и Сино-Корейского шита [Геология Кореи, 1964; Метаморфические комплексы..., 1977] требует дополнительных определений возраста этих пород другими методами для окончательного решения вопроса о времени их формирования.

Наличие метаморфических пород в пределах трога Окинава свидетельствует о том, что гранитно-метаморфический слой, характеризующийся скоростями прохождения волн 5,95 км/с и мощностью 3,1-9,6 км, имеет гетерогенное строение, в котором наряду с гранитоидами и вулканитами участвуют и кристаллические породы, сходные с метаморфическими образованиями Китайской платформы. Это может указывать на продолжение ее кристаллического фундамента до окончания материкового шельфа Восточно-Китайского моря.

Abstract

A block of metamorphic rocks was established in the western part of the Okinawa trough. By composition and degree of metamorphism the metamorphic rocks are subdivided into two complexes: the lower complex represented by a series of gneisses and amphibolites, and the upper one represented by mica schists. The "granite-metamorphic" layer within the Okinawa trough has heterogenous structure. It is composed of crystalline rocks similar to metamorphic rocks of the Chinese platform.

- Геология Кореи / Под ред. В.Л. Масайтиса. М.: Недра, 1964. 264 с.
- Другова Г.М. Гранулитовая фация метаморфизма. М.: Наука, 1972. 242 с.
- Кориковский С.П. Влияние некоторых внешних условий на состав и парагенезисы кальциевых амфиболов. — В кн.: Метасоматизм и другие вопросы физико-химической петрологии. М.: Наука, 1968, с. 138–165.
- Метаморфические комплексы Азии / Под ред. В.С. Соболева, Г.Г. Лепезина, Н.Л. Добрецова. Новосибирск: Наука, 1977. 350 с.
- Мишкин М.А. Метаморфические формации зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1974, № 7, с. 50–63.

УДК 552.513 + 555.763.31

О.М. РОЗЕН, С.Д. СОКОЛОВ, А.Б. ШЕКО

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ СЕРПЕНТИНИТОВЫХ ПЕСЧАНИКОВ И СОПРОВОЖДАЮЩИХ ИХ ОТЛОЖЕНИЙ В МЕЗОЗОЕ МАЛОГО КAVKAZA

Продукты размыва серпентинитов представляют особый интерес для познания процессов становления слоистых геосинклинальных толщ главным образом в двух аспектах. Важно установить, во-первых, связь с источниками, особенностями переноса столь специфического материала и его вторичные изменения, а во-вторых, — выявить масштабы и особенности воздействия размыва гипербазитов на синхронные осадки.

Специальных исследований отложений этого типа до сих пор проводилось немного. К настоящему времени серпентинитовые песчаники стали достаточно широко известны как среди океанических осадков [Мурдмаа, 1968; Bonatti et al., 1973; и др.], так и в складчатых областях [Хворова, 1974; и др.]. Основные черты седиментации намечены в обзоре Д.П. Локвуда [Lockwood, 1971]. На Малом Кавказе эти отложения были впервые генетически интерпретированы А.Л. Книппером [1971], позднее — изучены С.Д. Соколовым [1975], В.Н. Григорьевым и другими исследователями [Градусов и др., 1975].

Серпентинитовые отложения распространены в Севано-Акеринской и Вединской зонах и образуют в разрезах крупные линзы среди верхнемелового (сеноман — ранний коньяк) олистостромового комплекса, содержащего аллохтонные блоки серпентинитов, габбро и фрагменты базальт-радиоляритовой серии юрского возраста, которые сопровождаются прослоями и линзами офиолитокластовых пород. Без резкой границы они налегают на флишоидно-чередующиеся песчаники и известняки альба — сеномана. Предполагается, что они формировались до начала олистостромового процесса [Книппер, 1971; Соколов, 1975] за счет размыва прилегающих к бассейну континентальных блоков, поставивших позднее подавляющую часть терригенного материала в течение альба, сеномана и раннего коньяка.

На хорошо обнаженных разрезах в районе рек Тертер и Атер отобрано 70 образцов, для которых количественно проанализирован минеральный состав, выполнены силикатные анализы, определены содержания 20 малых элементов (высокоточными количественными методами), в том числе в 12 образцах химически и рентгенографически исследованы глинистые фракции.

По составу обломочного материала выделены три главных типа отложений: гипербазитокластовый (в обломках преимущественно серпентин), офиолитокластовый (в обломках базальтоиды, габбро, яшмы и др.) — оба принадлежат олистостромовому комплексу, а в пределах нижележащего флишоидного комплекса — полимиктовые отложения, где обломки сложены андезитами, риолитами, гранитоидами, а также кварцем, полевыми шпатами и пр. Каждый из этих типов отложений включает песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки и все промежуточные разновидности. Два первых типа по общим особенностям подобны комплексам песчано-алевритового материала [Лисицын, 1978]:

серпентинитовому (гипербазитовому) и вулканогенному (базальтовому), наблюдаемым в океанических впадинах и рифтовых долинах океанов.

В результате исследований установлено, что серпентинитовые отложения характеризуются унимодальной кривой частоты встречаемости зерен различного размера, что свидетельствует об отсутствии значительного влияния химического выветривания пород-источников и гидродинамической сепарации при переносе. Несмотря на высокую магнезиальность отложений, карбонатная составляющая всех типов пород представлена кальцитом, что наряду с особенностями фауны свидетельствует о нормальных морских условиях осадконакопления.

В глинистой фракции устанавливаются следующие характерные минералы и их ассоциации.

Глинистая фракция, выделенная из серпентинитовых песчаников, состоит из неизмененного или слабо измененного серпентина. В серпентинитовых песчаниках, залегающих непосредственно на серпентинитовом олистолите, эта фракция наследует серпентин из нижележащего слоя, а кроме того, в ней появляются новообразованные минералы, которые представлены смешаннослойным вермикулит-хлоритом, железисто-магнезиальным хлоритом и разбухающим хлоритом. Наряду с этими широко представленными минералами в незначительном количестве присутствует гидрослюда. Глинистая фракция гипербазито-кластовых аргиллитов состоит из смешаннослойного вермикулит-хлоритового минерала или из разбухающего хлорита в ассоциации с магнезиально-железистым хлоритом.

Глинистая фракция, содержащаяся в офиолитокластовых песчаниках, состоит из магнезиально-железистого хлорита и гидрослюда; в алевролитах она представлена разбухающим хлоритом, а также хлоритом и гидрослюдой. Для аргиллитов характерно появление смешаннослойного минерала гидрослюда-сметитового состава в ассоциации с хлоритом либо с гидрослюдой. Мергели во фракции меньше 0,001 мм содержат смешаннослойный гидрослюда-сметитовый минерал, хлорит и гидрослюду.

Серпентин диагностировался по базальным отражениям со значениями d/n , равными 7,3-7,2 и 3,67-3,60 Å, по остроте и симметрии пиков, по равенству 1001 и 1002 и по тому, что при прокаливании образца в течение 1 ч при температуре 550°C эти отражения не исчезли, а сохранили интенсивность и форму. Для измененного серпентина характерно искажение в соотношении интенсивностей базальных пиков (1001 > 1002).

Смешаннослойный хлорит-вермикулит определяется по тому, что при насыщении глицерином сохраняется значение d_{001} , равное 14,8 Å, которое уменьшается до 13,5 Å при прокаливании образца при 550°C. Чередование слоев неупорядоченное, о чем свидетельствует отсутствие целочисленной серии базальных рефлексов (рисунок, I, обр. 5A1-16).

Разбухающий хлорит характеризуется тем, что в нем присутствуют дефектные бруситовые слои, способные к набуханию при сольватации. Минерал определен по его способности в глицериновом комплексе увеличивать значение d_{001} до 16,3 Å, которое при прокаливании при 550°C уменьшается до 14,5 Å. Чередование нормальных и дефектных бруситовых слоев неупорядоченное, о чем свидетельствует отсутствие целочисленной серии базальных отражений (см. рисунок, I, обр. 5A2-3).

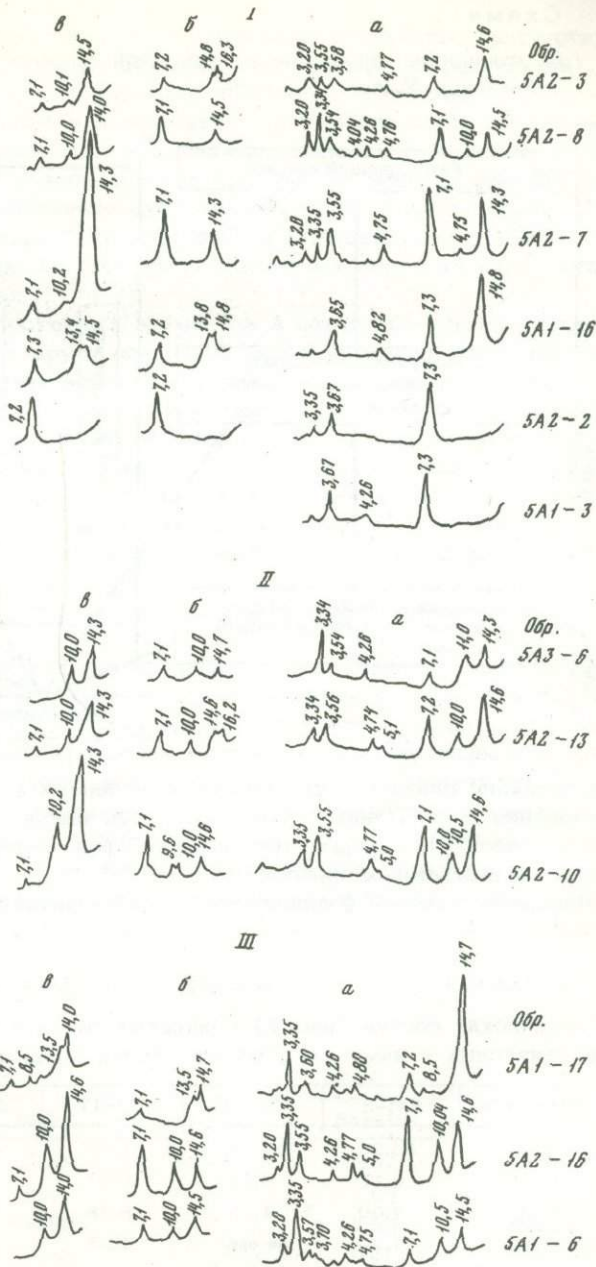
Смешаннослойный минерал гидрослюда-сметитового состава идентифицируется по первому базальному рефлексу, равному 10,5-11,0 Å, который при насыщении глицерином становится равным 10,0 Å. При прокаливании до 550°C межплоскостное расстояние уменьшается до 10 Å. Отсутствие целочисленной серии рефлексов указывает на неупорядоченное чередование слюдистых и сметитовых слоев, а величина первого базального отражения ориентированного образца, равного 10,5 Å, позволяет ориентировочно считать количество разбухающих слоев в пределах 15-20% (см. рисунок, III, обр. 5A1-6).

Магнезиально-железистый хлорит определен по присутствию целочисленной серии отражений с $d/n = 14,5; 7,1; 4,75$ и $3,57$ Å (см. рисунок, III, обр. 5A1-6) и соотношению интенсивностей базальных отражений (где $d_{001} = 10$, по десятибальной системе), что характерно для хлоритов магнезиально-желези-

Дифрактограммы ориентированных образцов глинистых фракций, выделенные из пород олистостромового комплекса Малого Кавказа

I - песчаники, II - алевролиты, III - аргиллиты

Образцы: а - природные, б - насыщенные глицерином, в - прокаленные при 550°C



стого ряда, а также по отсутствию разбухания в глицериновом комплексе и сохранению значения d_{001} при прокаливании, равному 14,0 Å.

Гидрослюда идентифицируется по присутствию базальных рефлексов, равных 10,04; 5,0 и 3,3 Å. По соотношению интенсивностей базальных пиков, где $d_{002} \ll d_{001}$, а $d_{003} = d_{001}$, минерал определяется как триоктаэдрический.

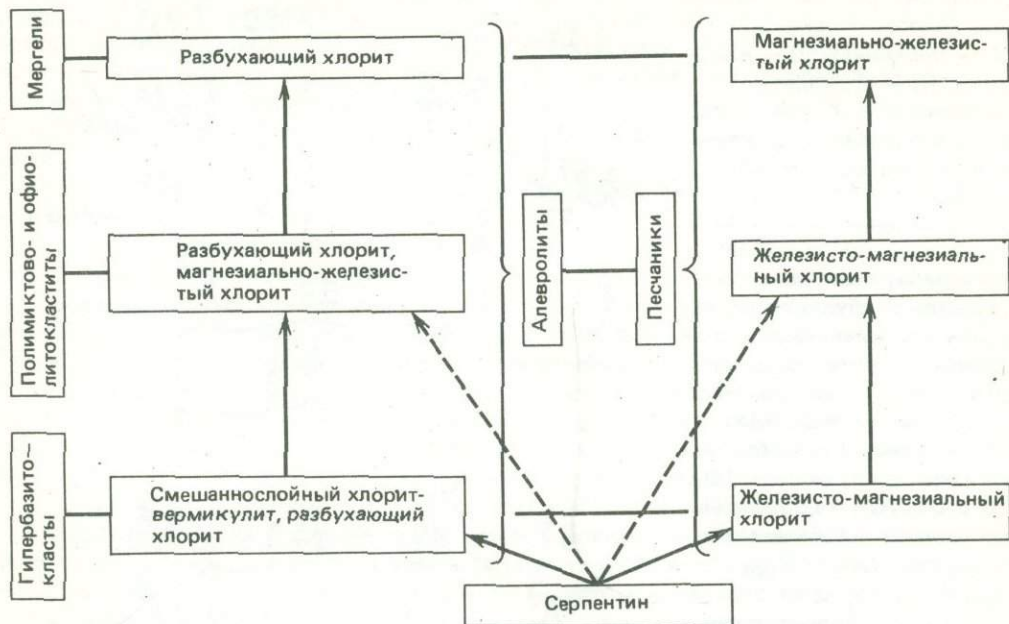
Выявленные в глинистой фракции минералы и их ассоциации удовлетворительно соответствуют данным химического анализа (табл. 1), более наглядно представленным в пересчете на минералы (табл. 2) по предложенному ранее методу [Роэн, 1975]. При этом необходимо учитывать порог чувствительности фазовой диагностики рентгеноструктурного анализа, неполное соответствие состава реальных и рассчитанных минеральных фаз, а также следует полагать, что значительная

часть свободного SiO_2 находится в рентгеноаморфном состоянии (или составляет сверхстехиометрический избыток в магнезиальных фазах, возникающий за счет выщелачивания катионов) и что нормативный серпентин при коэффициенте железистости $f \geq 0,30$, очевидно, не образует самостоятельной фазы, а входит в хлоритовую фазу.

В целом глинистая фракция изучаемых отложений может рассматриваться в значительной части как продукт деструкции серпентина по линии: железисто-магнезиальный и магнезиально-железистый хлорит (в песчаниках) и смешаннослойный хлорит-вермикулит → разбухающий хлорит (в алевролитах) (схема). Гидрослюда, возможно, связана с размывом иных пород, а в смешаннослойных фазах со смектитом, по-видимому, представляет собой продукт дальнейшего эпигенетического преобразования хлоритовых фаз. Выявленные ранее в 40 км к юго-востоку тальк и монтмориллонит [Градусов и др., 1975], вероятно, специфичны для развитого там кучного Ипакского серпентинитового олистолита.

Схема

Соотношение минералов в глинистой фракции мелового олистостромового комплекса Малого Кавказа



Формирование глинистой фракции рассмотренных выше отложений за счет преобразования серпентинитов подтверждается высокими содержаниями в них Ni и Cr (см. табл. 1), которые примерно в 5 раз превышают содержания этих элементов во вмещающих породах.

Минералы тяжелой фракции гипербазитокластовых разновидностей на 50-90%

Таблица 1

Химический состав (вес.%) глинистых фракций серпентинитовых песчаников и связанных с ними меловых отложений Малого Кавказа

Компоненты	5A1-3	5A2-2	5A1-17	5A1-16	5A2-3	5A2-10
SiO ₂	55,28	47,34	51,26	41,08	50,41	46,53
TiO ₂	0,17	0,11	0,77	0,46	0,77	0,61
Al ₂ O ₃	4,00	4,75	9,38	5,18	15,50	17,25
Fe ₂ O ₃	1,20	Не опр.	1,25	3,40	Не опр.	2,54
FeO	3,74	(7,70)*	6,30	12,35	7,50	8,29
MnO	0,062	0,10	0,16	0,12	0,21	0,081
MgO	21,00	26,88	15,00	26,13	10,75	9,69
CaO	0,44	0,16	3,53	1,25	3,80	1,67
Na ₂ O	1,23	0,76	0,92	0,28	2,14	0,47
K ₂ O	0,19	Не опр.	0,29	0,18	1,12	3,06
P ₂ O ₅	Не обн.	0,06	0,10	0,34	0,03	Не опр.
Cr ₂ O ₃	0,24	0,28	0,12	0,41	0,035	0,11
NiO	0,076	0,17	0,048	0,16	0,13	0,041

* Значения, вычисленные как средние из полусуммы соседних сходных образцов (5A1-16 и 5A1-3).

Примечание. Гранулометрическое разделение выполнено в ИЛСАНе под руководством А.И. Мухиной, химический анализ - в ВИМСе А.А. Чебурахиной и Т.В. Львовой.

представлены хромитом и магнетитом, в значительном количестве присутствуют гранат (гроссуляр, $a = 12,00 \text{ \AA}$, вероятно, поступавший из родингитов), апатит, пирит. Этот же комплекс установлен в соседних прослоях магнетит-хромитовых песчаников, мергелей и известняков, причем для последних он также характерен и в нижних горизонтах – в альб-сеноманских флишеидных отложениях. В офиолитокластовых разновидностях содержание тяжелой фракции значительно меньше; здесь дополнительно существенную роль играют циркон, флюорит, силлиманит, корунд, гранат (нередко пироп-альмандин, $a \approx 11,54 \text{ \AA}$), что свидетельствует о расширении спектра размываемых пород за счет метаморфитов и кислых магматитов.

Распределение окислов петрогенных элементов в изученных сериях ассоциирующих и переходящих друг в друга осадочных пород обладает рядом особенностей. Они показаны для серии песчаников в табл. 3, где приведены также вероятные исходные и конечные породы. Повсеместно Na преобладает над K. Это можно предположительно объяснить формированием на первых этапах в преобладающей по объему глинистой фракции разнообразных смешаннослойных, особенно смектитовых образований, содержащих Na, унаследованный от исходных пород или преимущественно экстрагировавших его из морской воды. Обогащение K, возможно, начиналось при упорядочении структур и формировании гидрослюд, которые, как было показано выше, распространены недостаточно широко и поэтому не могут изменить соотношение щелочей в породах.

Происходит восстановление Fe, первоначально представленного существенно окисной формой, возникающей при ранней серпентинизации в форме ферриамезита [Штейнберг, Чашухин, 1977]. Кажется, что это восстановление противоречит установленным интенсивным процессам окисления, происходящим при подводном разложении базальтов [Коссовская, Шутов, 1975]. Следует предполагать, что при подводном выщелачивании серпентинитов амезитовый минал захватывал закисное Fe, переходил в форму магнетита, а затем, при размыве, вместе с ранним магнетитом, естественно, сепарировался, образуя иногда самостоятельные прослой, а остаток, таким образом, обогащался закисным Fe и Mg. Возможно, существенную роль в процессе восстановления играло захороненное органическое вещество.

Ti и Al (см. табл. 3) поступают с материалом полимиктовых и офиолито-

	5A3-6	5A1-6	5A2-7	5A2-13	5A2-16	5A2-8
	62,88	59,13	54,53	Не опр.	55,07	59,09
	1,50	1,29	0,97	То же	1,09	1,01
	13,19	15,00	15,62	"	17,50	15,25
	1,60	Не опр.	0,38	"	0,44	Не обн.
	3,62	5,30	9,51	10,94	7,52	9,96
	0,062	0,12	0,16	Не опр.	0,097	0,13
	3,88	3,94	6,75	То же	4,94	3,62
	0,62	1,44	1,14	"	1,00	1,31
	0,89	1,26	1,92	0,98	1,29	3,15
	2,45	3,48	0,96	2,07	3,68	1,20
	0,76	0,22	0,14	Не опр.	0,24	Не обн.
	0,078	0,070	0,035	То же	0,078	0,16
	0,061	0,061	0,038	"	0,079	0,032

Таблица 2

Нормативные параметры минерального состава глинистых фракций серпентинитовых песчаников и связанных с ними меловых отложений Малого Кавказа

№ обр.	Минеральный состав (вес.%)					
	Серпентин	Хлорит	Гидрослюда	Плагиоклаз		
				Альбит	Анортит	Сумма Мол. доля анортита
5A1-3	57,92	2,02	1,63	11,41	2,44	$\frac{13,85}{0,28}$
5A2-2	67,38	12,21	-	7,22	0,88	$\frac{8,10}{0,19}$
5A1-17	42,90	4,03	2,22	7,75	16,45	$\frac{24,20}{0,80}$
5A1-16	78,90	9,27	1,59	2,22	5,60	$\frac{7,82}{0,83}$
5A2-3	27,01	13,55	5,04	19,93	21,50	$\frac{41,43}{0,67}$
5A2-10	17,39	31,17	28,84	5,02	-	-
5A3-6	2,58	17,36	22,71	8,53	-	-
5A1-6	13,05	5,06	33,57	12,67	-	-
5A2-7	0,63	45,25	7,57	15,02	4,76	$\frac{19,77}{0,35}$
5A2-13	=	40,47	16,53	8,39	=	=
5A2-16	10,81	14,78	35,20	13,22	-	-
5A2-8	6,85	22,47	11,52	27,81	6,54	$\frac{34,35}{0,32}$

Таблица 2 (окончание)

№ обр.	Минералы, установленные при рентгеноструктурном					
	Серпентин	Хлорит-вермикулит	Смектит-гидрослюда	Разбухающий хлорит	Хлорит	Гидрослюда
5A1-3	++					
5A2-2	++					
5A1-17		++				
5A1-16	++	++			++	
5A2-3	++			++		+
5A3-10			++		++	++
5A3-6			++		++	
5A1-6			++		++	
5A2-7					++	++
5A2-13				++	++	++
5A2-16						++
5A2-8					++	++

Примечания. 1) Содержания минералов рассчитывались следующим образом: альбит - по Na, гидрослюда - по K согласно формуле гидрослюд, наиболее распространенных в осадочных породах [Розен, 1975]: $K_{0,80} \cdot (Mg_{0,20} \cdot Fe_{0,20} \cdot Al_{1,80})_{2,20} \cdot Si_{3,20} \cdot Al_{0,80} \cdot O_{10} \cdot (OH)_2$; хлорит - по Al_2O_3 в зависимости от коэффициента железистости $f = (2Fe_2O_3 + FeO) / (2Fe_2O_3 + FeO + MgO)$ в формульных количествах [Розен, 1975]; анортит - по Ca; серпентин - по остатку окислов Mg и Fe, кварц - по остатку SiO_2 . 2) При расчете анализов обр. 5A2-10, 5A1-6, 5A2-16 вследствие дефицита SiO_2 принято, что Ca входит сверх-

		Коэффициент железистости $f = \frac{\sum Fe}{Mg + \sum Fe}$	Коэффициенты в теоретических формулах			
Апатит	Кварц		Хлорит $(Mg, Fe^{+2})_4(Fe^{+3}, Al)_2(Al, Si)_4O_{10}(OH)_8$			Серпентин $(Mg, Fe)_6Si_4O_{10}(OH)_8$
			$(Mg, Fe)_4$	$(Fe, Al)_2$	$(Al, Si)_4$	$(Mg, Fe)_6$
-	24,58	0,11	3,80; 0,20	0,29; 1,71	1,40; 2,60	5,29; 0,71
-	12,31	0,14	3,69; 0,31	0,26; 1,74	1,36; 2,64	5,17; 0,83
3,31	23,34	0,22	3,28; 0,72	0,18; 1,82	1,25; 2,75	4,72; 1,28
0,71	1,71	0,26	3,16; 0,84	0,29; 1,71	1,25; 2,75	4,46; 1,54
-	12,97	0,28	3,10; 0,90	0,34; 1,66	1,25; 2,75	4,54; 1,46
-	17,58	0,38	2,81; 1,19	0,61; 1,39	1,25; 2,75	3,94; 2,06
1,95	46,87	0,42	2,69; 1,31	0,72; 1,28	1,25; 2,75	4,25; 1,75
0,81	34,83	0,43	2,63; 1,37	0,77; 1,23	1,25; 2,75	3,61; 2,39
0,34	26,43	0,45	2,57; 1,43	0,83; 1,17	1,25; 2,75	6; -
-	=	0,45	2,63; 1,37	0,77; 1,23	1,25; 2,75	= =
0,67	25,32	0,47	2,57; 1,43	0,83; 1,17	1,25; 2,75	3,19; 2,81
-	24,81	0,61	1,87; 2,13	0,68; 1,36	1,32; 2,68	2,2; 3,8

исследования		Место отбора фракций	
Плагиоклаз	Кварц	Порода	Положение в разрезе
		Гипербазито-кластовый песчаник	Линза в верхней части олистостромового комплекса
	+	То же	Линза (мощность 30 см) непосредственно на олистоците серпентинита, в верхней части комплекса, горы Малой Колобойны
	+	Гипербазито-кластовый аргиллит	Линза в средней части олистостромового комплекса
	+	Гипербазито-кластовый песчаник	Там же
+	+	То же	Прослой (14 см), залегающий на песчанике № 5A2-2 в верхней части комплекса
	+	Мергель	Верхняя часть комплекса
	+	Офиолито-кластовый аргиллит	Нижняя часть олистостромового комплекса, переходные слои к флюидным отложениям р. Левчай
+	+	Гипербазито-кластовый аргиллит	Верхняя часть олистостромового комплекса
++		Офиолито-кластовый песчаник	То же
		Офиолито-кластовый алевролит	"
		Офиолито-кластовый аргиллит	"
++		Офиолито-кластовый песчаник	"

стехиометрически в гидрослоду с коэффициентами, соответственно равными $[Ca_{0,38}] - 0,20; 0,12$.

3) При расчете анализа обр. 5A3-6 содержание CaO было увеличено на 0,22 вес. % в соответствии с составом апатита; обр. 5A2-7 - FeO на 0,21 вес. % в соответствии с составом хлорита. 4) Прочерк (-) означает, что минерал отсутствует; двойной прочерк (=) - минерал не рассчитан из-за неполноты химического анализа, (++) - минерал содержится в значительном количестве, (+) ± минерал присутствует.

5) Пустые графы - рентгеноструктурным анализом минерал не установлен.

Таблица 3. Химический состав серпентинитовых отложений и связанных с ними пород Малого Кавказа и песчаников усредненных составов различных регионов (окислы - в вес. %, элементы - в г/т)

Компоненты	Песчаники и алевролиты Малого Кавказа			Гипербазит Саванского хребта (7)	Среднее по различным регионам	
	гипербазито-класовые (10)	офиолито-класовые (9)	полимикто-вые (2)		граувакки	песчаники
SiO ₂	37,65	55,25	48,63	38,34	66,7	77,6
TiO ₂	0,13	0,77	1,09	0,09	0,6	0,4
Al ₂ O ₃	2,28	12,45	15,20	3,78	13,5	7,1
Fe ₂ O ₃	4,86	3,48	5,48	5,01	1,6	1,7
FeO	3,32	3,99	6,46	3,16	3,5	1,5
MnO	0,11	0,16	0,04	0,11	0,1	0,1
MgO	31,58	6,55	2,71	37,18	2,1	1,2
CaO	4,13	5,75	6,04	1,12	2,5	3,1
Na ₂ O	0,20	2,94	2,21	0,07	2,9	1,2
K ₂ O	0,06	0,88	1,00	0,03	2,0	1,3
P ₂ O ₅	0,02	0,18	0,17	-	0,2	0,1
CO ₂	2,97	2,79	3,15	-	1,2	2,5
H ₂ O ⁺	11,50	3,88	5,49	10,29*	2,4	1,7
H ₂ O ⁻	1,12	1,07	1,69	0,40	0,6	0,4
Сумма	99,93	100,14	99,36	99,58	100,4	99,9
CaCO ₃	6,81	6,39	7,22	-	2,7	5,7
FeO	0,43	0,56	0,57	0,41	0,71	0,50
0,9Fe ₂ O ₃ +FeO						
K ₂ O	0,25	0,23	0,31	0,30	0,41	0,52
K ₂ O+Na ₂ O						
Ni	1385	171	60	2400	108	2
Co	103	27	14	210	-	0,3
Cr	1660	346	62	3100	213	35
V	47	140	120	50	166	20
Se	7	20	23	10	-	1
Ba	10	141	150	20	397	30
Sr	22	129	175	10	120	35
Pb	18	17	12	10	-	7
Zn	42	76	120	13	61	16
Cu	19	66	41	80	48	15
Sn	4	3	4	-	-	0, n
Zr	21	90	90	-	300	220
Ga	1,6	17	21	1	-	12
Ge	0,8	1	1,5	0,6	-	1,5
Ta	1,2	0,6	3,2	-	-	0,0 n
Nb	3,6	9,8	6,3	-	-	0,0 n
Rb	6,5	16	18	-	51	60
B	36	22	40	60	51	35
F	151	282	280	-	40	270

* Определена п.л.п., кроме того, установлено содержание S = 0,25.

Примечание. 1) В скобках указано количество анализов. 2) Для песчаников и алевролитов Малого Кавказа петрогенные элементы определены в единичных образцах в ВИМСе, малые элементы - высокоточными количественными методами в ИМГРЭ. Данные по гипербазитам Саванского хребта приведены по С.А. Паланджиану [1971]. Содержания в граувакках даны по 61 анализу, в которых указаны также сульфат-ион = 0,3 и сера = 0,1; малые элементы охарактеризованы представительно [Petrijohn, 1963], а для Ni, Cr, V, Ba, Cu, В оценка произведена по 29 анализам граувакк Канады [Macpherson, 1958]. Для песчаников приведена представительная оценка, включающая сульфат-ион = 0,1; по Ba, Sr, Cu и Ge - среднее для 17 образцов по К. Веденполю [Petrijohn, 1963], по остальным малым элементам - принятые средние [Turekian, Wedepohl, 1961].

кластовых осадков. Распределение малых элементов¹ показывает, что Ni, Co и Sr в подавляющей части поступали с гипербазитовым и офиолитовым материалом. Частично вместе с офиолитокластовым и полимиктовым материалом в осадок привносились V, Sc, Ge, Ta. Преимущественно с глинистой частью офиолитокластовых и полимиктовых отложений связаны Ba, Pb, Zn, Cu, Zr, Ga, Nb, а с карбонатным материалом — Sr и частично F; B, возможно, входящий во флюид и реализующийся в минеральных фазах на регрессивном этапе во время серпентинизации [Маракушев, 1975] при умеренных (200–500°C) температурах [Thompson, Melson, 1970], достигая 600 г/т в серпентинитах по гипербазитам [Harder, 1970], при их подводной эрозии и образовании гипербазитокластовых отложений существенно рассеивается. Он поступал в заметных количествах в осадок при формировании полимиктовых глинистых отложений, где он, по-видимому, связан с гидрослюдами [Walker, 1963].

Сопоставление химического состава олистостромовых песчаников со средними типами граувакк и песчаников (см. табл. 3) показывает хорошую согласованность по всему спектру элементов. Песчаники олистостромового комплекса более основные и содержат меньше Al_2O_3 и SiO_2 . Аномально повышены количества ряда элементов группы Fe и понижены концентрации Zr, Rb, Nb, Ta. Это обусловлено главным образом низкой степенью зрелости рассмотренных отложений, превалирующей ролью разложенного серпентинитового и базальтоидного материала в обломках и в связующей глинистой массе.

Проведенное исследование позволяет сделать следующие выводы.

1. Минеральные признаки эрозии гипербазитов возникают в осадках задолго до появления их макроскопически наблюдаемых обломков; следовательно, олистостромовый процесс начинается задолго до появления прямых признаков оползания в осадке и может быть более точно датирован по тяжелой фракции подстилающих осадков.

2. В олистостромовых комплексах, связанных с серпентинитовым меланжем, большая часть вещества (практически весь глинистый материал, более 70% объема комплекса) возникает за счет размыва гальмиролитической деградации обломков серпентина и их последующего кристаллохимического преобразования. Причиной изменения химического состава являются три типа процессов: а) формирование магнетита и его отшлиховывание при дезинтеграции серпентинита, б) селективное растворение (выщелачивание) в морской воде Mg и Fe^{+2} из обломков серпентина, в) сорбции щелочных металлов и Ca из морских и захороненных в осадке вод при перестройке слоистых решеток.

3. Гипербазитовый — эдафогенный [Петелин, 1971] материал дна играет в определенных случаях значительную, возможно, ведущую роль при формировании алюмосиликатной, существенно пелитовой части осадочных отложений на начальных, океанических стадиях формирования складчатых областей.

Авторы выражают признательность А.Л. Книпперу за помощь в работе.

Abstract

The study of olistostrome deposits of the Sevan-Ankerinskaya zone showed: 1) mineral indications of erosion of ultrabasites, such as chromite, grossular garnet of the rodingite type in a heavy fraction, appear in sediments much lower down the section than large olistoliths. Consequently the olistostrome process began long before sliding phenomena visible in outcrops, i. e. the study of a heavy fraction enables us to determine more precisely the time of this process. 2) The entire clay material of the olistostrome complex appeared at the expense of destruction and transformation of serpentinites. The latter in certain cases can serve the initial material for formation of aluminosilicate terrigenous sedimentary deposits.

¹ Содержания малых элементов в средних составах приведены по данным разных авторов (см. библиографию статьи).

Литература

- Градусов Б.П., Григорьев В.Н., Ратеев М.А., Соколов С.Д. Обломочные серпентинитовые отложения в юго-восточной части Севано-Ажеринской зоны Малого Кавказа. - Литол. и полезные ископ., 1975, № 5, с. 62-73.
- Книппер А.Л. История развития серпентинитового меланжа Малого Кавказа. - Геотектоника, 1971, № 6, с. 87-100.
- Коссовская А.Г., Шутов В.Д. Минеральные индикаторы геотектонических типов регионального эпигенеза и его сопряжение с метаморфизмом на континентах и океанах. - В кн.: Кристаллохимия минералов и геологические проблемы. М.: Недра, 1975, с. 19-34.
- Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.
- Маракушев А.А. Серпентинизация гардбургитов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1975, № 7, с. 5-20.
- Мурдмаа И.О. О некоторых особенностях минерального состава осадков рифтовых зон срединно-океанических хребтов. - Литол. и полезные ископ., 1968, № 5, с. 5-13.
- Паланджян С.А. Петрология гипербазитов и габброидов Севанского хребта. Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1971. 201 с.
- Петелин В.П. Формирование минерального состава глубоководных осадков. - В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971, с. 207-219.
- Розен О.М. Седиментологическая интерпретация химизма кристаллических пород докембрия. - В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М., 1975, вып. 4, кн. 1, с. 60-74.
- Соколов С.Д. Верхнемеловая серпентинитовая олистостромовая толща Сарыбабинского синклиниория и ее формирование в связи со становлением Инякского массива гипербазитов. - Бюл. МОИП. Отд.: геол., 1975.
- Хворова И.В. Геосинклиальные кремнеобломочные породы и условия их формирования. - Литол. и полезные ископ., 1974, № 2, с. 36-48.
- Штейнберг Д.С., Чашухин И.С. Серпентинизация ультрабазитов. М.: Наука, 1977. 312 с.
- Bonatti E., Honnorez J., Gartner S. Sedimentary serpentinites from the Mid-Atlantic ridge. - J. Sediment. Petrol., 1973, vol. 43, N 3, p. 728-735.
- Harder H. Boron. - In: Handbook of geochemistry / Ed. K. Wedepohl. B.: Springer, 1970, vol. 2, T. 2, p. 5-B-1 - 5-O-10.
- Lockwood J.P. Sedimentary and gravity-slide emplacement of serpentine. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1971, vol. 82, p. 919-936.
- Macpherson H.G. A chemical study of Precambrian sediments. - Geochim. et cosmochim. acta, 1958, vol. 14, N 1, p. 73-92.
- Pettijohn E.J. Chemical composition of sandstones - excluding carbonate and volcanic sands. - Geol. Surv. Profess. Pap., 1963, N 440-S. 21 p.
- Thompson G., Melson W.G. Boron contents of serpentinites and metabasalts in the oceanic crust: implications for the boron cycle in the oceans. - Earth and Planet. Sci. Lett., 1970, vol. 8, N 1, p. 61-65.
- Turekian K.K., Wedepohl K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. - Bull. Geol. Soc. Amer., 1961, vol. 72, N 2, p. 175-192.
- Walker C.T. Size fractionation applied to geochemical studies of boron in sedimentary rocks. - J. Sediment. Petrol., 1963, vol. 33, p. 694-702.

УДК 552.121:551.311.7(571.5)

Б.Р. ШПУНТ, Э.А. ШАМШИНА

ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ РИФЕЙСКИХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОРОД НА СЕВЕРЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В рифейских толщах, залегающих на севере Сибирской платформы, нами были обнаружены и исследованы лавовые и пирокластические образования основного, щелочно-основного и кислого составов, а также разнообразный комплекс вулканогенно-осадочных пород [Шпунт и др., 1976, 1979]. Суммарное содержание вулканического материала в толщах составило около 40% общего объема, причем главная доля приходится на пирокластический материал основного и калиевого щелочного состава (коэффициент explosивности - 98-99%). Накопление вулканических масс происходило, по нашим представлениям, в ли-

нейно-вытянутых прогибах рифтогенного типа. Фациальные условия аккумуляции вулканогенного материала, судя по карбонатному составу вмещающих пород со строматолитами и микрофитолитами соответствовали зонам морского мелководья.

Несомненно, что лавовые и пирокластические образования были подвергнуты интенсивным вторичным изменениям, происходившим как при поствулканических автометасоматических и гидротермальных процессах, так и при гипергенном корообразовании в периоды перерывов в осадконакоплении и в этапы постседиментационных преобразований, достигавших фации глубинного эпигенеза. Расчленение вторичных изменений по их генезису является в настоящее время весьма сложной задачей, которая может быть решена лишь относительно.

Вторичные изменения лавовых образований. Лавовые тела основного состава обнаружены в нижних частях разрезов среднего рифея Уджинского и Оленекского поднятий. Мощность тел около 30 м. Состав лав характеризуется устойчивым спектром породообразующих минералов (в %): плагиоклазы - около 50, авгит - 30, рудные - до 10, вулканическое стекло - до 10. Оливин отсутствует. Породы имеют миндалекаменную текстуру, особенно отчетливо проявленную в кровле покровов. Преобладающая микроструктура - офитовая, но она сменяется в центральных частях тел пойкилоофитовой, а в периферических - интерсертальной, толеитовой.

К вторичным преобразованиям базальтов относится появление интерстиционного калиевого полевого шпата, иногда с кварцем, а также с игольчатыми цеолитами группы натролита (рис. 1). Калиевый полевой шпат, судя по дифрактограммам (см. рис. 1, обр. К-2-е - отсутствует расщепление рефлексов 131' и 130), может быть диагностирован как ортоклаз. Цеолит-кварц-калишпатовый агрегат, занимающий 2-3% объема пород, имеет неравномерный микронезодовидный характер своих обособлений. Устанавливается реакционный характер взаимоотношений калиевого полевого шпата с вулканическими стеклами и пироксенами. Плагиоклазы при этом процессе деанортитизируются и их состав меняется от лабрадора (№ 70-51) до андезина (№ 40).

Последующие изменения базальтов проявлены в хлоритизации и карбонатизации как первичных минералов, так и кварц-цеолит-калишпатовых агрегатов. Хлорит имеет магнезиально-железистый состав, а карбонаты представлены кальцитом. Присутствует несколько генераций хлорита. Ранний хлорит - колломорфного облика ассоциирует с кальцитом. Более поздние генерации хлорита слагают сетки тончайших микропрожилков, секущих колломорфные разности. Общее содержание хлорита и кальцита в базальтах 5-15%. Особенно велико их количество в миндалекаменных лавах кровлевых частей покровов, где хлорит и кальцит заполняют округлые пустотки диаметром до 10 мм. В миндалинах встречены также чешуйки бесцветных гидрослюдистых образований типа селадонита ($N_g = 1,635-1,630$, $N_p = 1,606-1,600$).

Данные химического анализа базальтов (табл. 1) показывают, что они сформировались из толеитового расплава, насыщенного SiO_2 . Общая устойчивость химического состава пород по разрезу свидетельствует об отсутствии существенных проявлений процесса дифференциации. Вторичные изменения нашли свое отражение в промежуточной (между калиевой и натриевой) специализации щелочей (результат калишпатизации), в повышенном содержании Mg, в вариациях содержаний Fe и степени его окисленности (следствие постмагматической хлоритизации).

Лавовые тела трахибазальтов встречены в нижней части среднерифейской толщи Оленекского поднятия, а также в разрезах верхнего рифея Анабарского массива и юдомия Оленекского и Хараулахского поднятий. Они отделены от эффузивов толеитового состава горизонтами карбонатных пород и не связаны с ними какими-либо последовательными переходами. Мощность лавовых потоков трахибазальтов 0,5-12 м, суммарная мощность покровов достигает 30 м (Оленекское поднятие).

В нижних и средних частях потоков трахибазальты имеют призматически-зернистую, офитовую или гиалоофитовую структуру. Они состоят из плагиоклазов (55-70%) переменного лабрадор (№ 67-70)-олигоклаз-андезинового со-

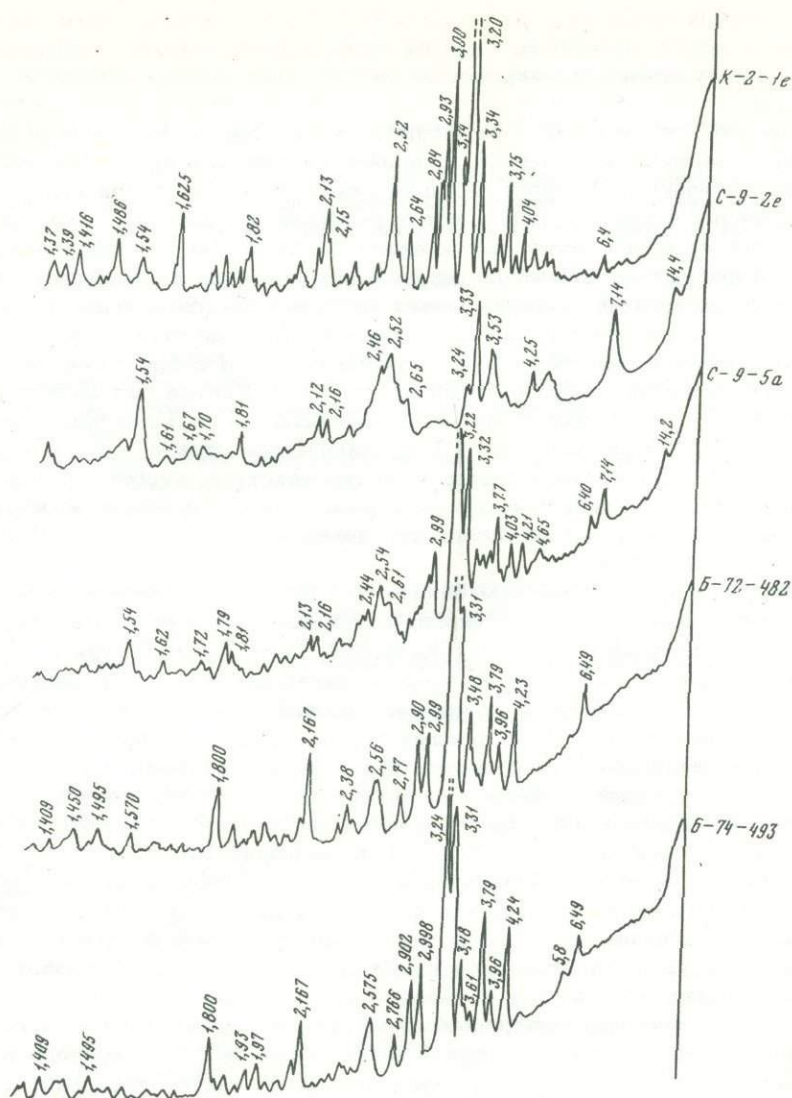


Рис. 1. Дифрактограммы лавовых пород основного, щелочно-основного и щелочного составов, Оленекское поднятие, средний рифей

Образцы: К-2-1е - гоеитовый базальт из верхней части покрова, С-9-2е, С-9-5а - трахибазальты из нижней и верхней частей покрова, Б-72-482, Б-74-493 - трахиты из верхней части покрова. Диагностические отражения (Å): плагиоклаза - 4,05; 3,75; 3,65; 3,15; 2,95; 2,53; 2,13; ортоклаза - 6,4; 4,24; 3,79; 3,33; 3,2; 2,99; 2,90; кварца - 4,25; 3,33; 2,45; 1,81; 1,54; 1,38; 1,37; цеолитов - 6,5; 5,8; 4,62; 3,48; хлорита - 14,4; 7,1; 4,7; 3,5; кальцита - 3,02; 2,49; 2,28; 2,09; 1,91; 1,86; 1,52

става (№ 20-35), авгита, титанистого авгита (10-30%) и рудных минералов (до 10%). Интерстиции заполнены измененным вулканическим стеклом.

Постмагматические преобразования проявлены в трахибазальтах чрезвычайно интенсивно. В начальную стадию происходит последовательное замещение калиевым полевым шпатом вулканического стекла, пироксенов, а затем и предварительно деанортитизированных плагиоклазов. Калиевый полевой шпат представлен зональными и футлярообразованными метакристаллами размером до 0,5 см. Замеры углов $2V$ в нем показывают, что они составляют (-66°) - (-68°) . По данным рентгеновского анализа (по набору рефлексов и отсутствию расщепле-

Таблица 1

Химический состав (вес. %) рифейских лавовых пород севера Сибирской платформы

Компоненты	Толентовые базальты, средний рифей. Уджинское поднятие (8)	Толентовые базальты, средний рифей. Оленекское поднятие (13)	Трахибазальты, средний рифей. Оленекское поднятие (20)	Трахибазальты, верхний рифей. Анабарский массив (6)	Трахиты, средний рифей. Оленекское поднятие (11)
SiO ₂	<u>44,7-52,07</u> 49,68	<u>47,89-50,76</u> 49,69	<u>35,25-54,79</u> 46,68	<u>46,05-50,63</u> 48,76	<u>51,00-67,08</u> 60,88
TiO ₂	<u>1,70-3,43</u> 2,76	<u>2,24-2,57</u> 2,33	<u>2,17-3,54</u> 2,96	<u>2,79-4,03</u> 3,34	<u>3,19-3,99</u> 3,52
Al ₂ O ₃	<u>12,48-15,69</u> 13,63	<u>13,79-14,87</u> 14,10	<u>8,51-19,25</u> 13,63	<u>12,65-15,74</u> 13,59	<u>13,52-17,07</u> 14,70
Fe ₂ O ₃	<u>1,93-5,32</u> 3,66	<u>1,0-5,75</u> 4,18	<u>0,91-9,99</u> 5,33	<u>1,41-3,66</u> 2,93	<u>1,73-8,99</u> 3,19
FeO	<u>7,45-11,02</u> 9,44	<u>6,79-11,67</u> 8,78	<u>2,09-13,66</u> 7,81	<u>5,58-7,70</u> 6,73	<u>0,73-8,75</u> 1,60
MnO	<u>0,09-0,49</u> 0,23	<u>0,16-0,27</u> 0,18	<u>0,02-0,62</u> 0,18	не обн.	<u>0,01-0,10</u> 0,05
MgO	<u>4,14-11,0</u> 6,46	<u>3,22-6,76</u> 5,92	<u>1,83-9,88</u> 4,91	<u>7,76-15,74</u> 10,76	<u>0,74-4,60</u> 2,21
CaO	<u>1,79-8,65</u> 5,32	<u>7,81-11,28</u> 9,80	<u>0,64-19,10</u> 6,64	<u>0,88-3,72</u> 1,97	<u>0,01-1,67</u> 0,95
Na ₂ O	<u>1,20-3,97</u> 2,42	<u>2,10-2,59</u> 2,28	<u>0,12-3,38</u> 2,28	<u>0,59-1,84</u> 1,31	<u>0,08-0,82</u> 0,19
K ₂ O	<u>0,10-0,75</u> 0,42	<u>0,49-0,67</u> 0,58	<u>0,64-4,59</u> 1,96	<u>2,68-5,56</u> 4,19	<u>8,65-14,48</u> 10,25
P ₂ O ₅	<u>0,10-0,55</u> 0,29	<u>0,20-0,28</u> 0,24	<u>0,27-0,54</u> 0,44	<u>0,12-1,41</u> 0,70	<u>0,02-0,68</u> 0,52
П.л.л.	<u>3,10-8,55</u> 5,73	<u>0,46-3,15</u> 1,36	<u>0,89-18,70</u> 6,43	<u>4,06-6,39</u> 4,88	<u>0,62-5,83</u> 2,53
Сумма	100,04	99,44	99,74	99,16	100,59

Примечания. 1) В числителе указаны пределы колебаний содержаний, в знаменателе - средние значения. Анализы выполнены в химической лаборатории и на квантометре КРФ-16 в Институте геологии ЯФ СО АН СССР. 2) В скобках приведено количество анализов.

ния рефлекса 131 - см. рис. 1, обр. С-9-2е, С-9-5а) калиевый полевой шпат может быть отнесен к промежуточному ортоклазу [Марфунин, 1962]. Характерна ассоциация с ортоклазами удлиненно-игльчатых Na-Ca-цеолитов, возникающих как результат процесса деанортитизации и калишпатизации плагиоклазов. К завершающим этапам этой же стадии преобразования трахибазальтов относится и появление кварца, иногда замещающего калиевый полевой шпат. Содержание кварц-цеолит-калишпатовых агрегатов в трахибазальтах крайне неравномерно и колеблется от 5 до 20%.

Вторая стадия изменений выделяется по появлению колломорфного Mg-Fe-хлорита, крупнокристаллического кальцита, скелетных зерен черного рудного минерала с эмульсионными вкрапленниками хлорита. Изучение черного рудного минерала показало, что его скелетные кристаллы состоят из смеси минералов: внешние части кристаллов сложены гематитом, внутренние - маггемитом (основные рефлексы его на дебаеграмме (d/n в Å и J) 2,95-2; 2,52-10; 2,09-2; 1,70-2; 1,602-3; 1,485-7) и титановыми минералами: анатазом и псевдобрукитом (основные рефлексы их на дебаеграмме: 3,47; 2,79; 2,42; 2,19; 1,89; 1,660; 1,628 Å). Минералы второй стадии изменения замешают первичные плагиоклазы, пироксены, вулканические стекла, а также кварц-цеолит-калишпатовые агрегаты. Распределены они в трахибазальтах относительно равномерно, в виде вкрапленных обособлений, составляя 10-15% объема пород. Ко второй стадии, по-видимому, относится также формирование миндалин в кровлевых частях покровов. Миндалины выполнены мелкочешуйчатым хлоритом,

чередующимся с пленками гематита, и радиально-лучистым крупнозернистым кварцем; размер кварцевых миндалин достигает 25 см, а железисто-хлоритовых — 1,5 см.

Заключительные этапы рассматриваемой стадии характеризуются развитием тончайших (тысячные доли миллиметра) ветвящихся микропрожилков с ярко-зеленым хлоритом переменного железисто-магнезиального состава. Хлоритовые прожилки секут кварц-цеолит-калийшатовые агрегаты и вкрапленные выделения колломорфного хлорита с кальцитом и рудными минералами. Суммарное содержание вторичных минералов в трахибазальтах 20–50%.

Химический состав трахибазальтов (см. табл. 1) показывает, что они формировались из расплавов, обогащенных SiO_2 , K и Ti. Количество K_2O находится в обратной пропорциональной зависимости от суммарного содержания окислов Fe, что обусловлено процессами наложенной хлоритизации и карбонатизации. Так, в наиболее хлоритизированных миндалекаменных базальтах коэффициент относительного содержания K в группе щелочных металлов уменьшается до 22,6%, тогда как в массивных разностях средних частей покровов по ряду проб он составляет 81–96%. Содержание SiO_2 также варьирует в зависимости от степени наложенной карбонатизации, снижаясь с 51 до 35%.

В лавах трахитового состава, занимающих верхние части разреза среднерифейских трахибазальт-трахитовых покровов на Оленекском поднятии, содержание раннестадийных кварц-цеолит-калийшатовых агрегатов резко возрастает (до 85%). Преобладающий в этих агрегатах калиевый полевой шпат имеет такой же, как в трахибазальтах, облик метакристов с микрозональным и футлярообразным строением. По данным рентгеновского анализа (см. рис. 1; обр. Б-72-482, Б-74-493) он представлен промежуточным ортоклазом. Угол $2V$ в нем составляет $-62 \div -68^\circ$. Кальцит-хлоритовые выделения и микропрожилковые хлоритовые новообразования второй стадии имеют в этих породах подчиненное значение.

По данным химических анализов (см. табл. 1) в трахитах фиксируются еще более высокие, чем в трахибазальтах, концентрации SiO_2 (до 67%), Ti (до 3,99%) и K (до 14,48%). Коэффициент относительного содержания K колеблется от 66,4 до 98,5%, причем и здесь изменение его содержания связано обратной пропорциональной зависимостью с колебаниями суммарных содержаний окислов железа.

Несколько иной набор вторичных минералов имеют базальты одного из покровов, залегающего среди известняков юдомия на Оленекском поднятии. Мощность этого тела около 5 м. Слагающие его породы с тонкополосчатой текстурой сменяются в прикровлевой части сначала миндалекаменными разностями, а затем тонколистоватыми пепловыми туффитами и туфоалевролитами.

В базальтах подошвенной части покрова с офитовой микроструктурой фиксируется (рис. 2, обр. X-8-2в, X-8-2д) появление триоктаэдрического монтмориллонита, альбита и колломорфного Fe-хлорита. В средней части покрова (см. рис. 2, обр. Б-43-24в) наблюдается замещение пироксена и плагиоклазов калиевым полевым шпатом с Na-Ca-цеолитами, а затем Mg-Fe-хлоритом. В кровле покрова (обр. Б-43-247) вторичные минералы представлены хлоритом и анальцимом, почти полностью заместившим пироксены, плагиоклазы и калиевый полевой шпат. Тонкослоистые пепловые туффиты кровли покрова (обр. Б-43-248) состоят в основном из микроагрегатной анальцимовой массы.

В химическом составе данных пород отмечается последовательное изменение всех компонентов снизу вверх по разрезу (табл. 2). Возрастает недонасыщенность SiO_2 , увеличивается содержание натриевых щелочей, вплоть до появления в кровле нормативного нефелина. Железистость и титанистость не подвержены значительным изменениям, хотя количество этих компонентов весьма большое. В целом можно констатировать довольно высокую степень преобразования базальтов, связывая ее с деятельностью поствулканических гидротермальных растворов, имевших, по-видимому, хлоридно-натровый и углекислотнатровый составы.

Вторичные изменения пирокластических образований. Изменения в толевой группе можно проследить по среднерифейской толще Уджинского под-

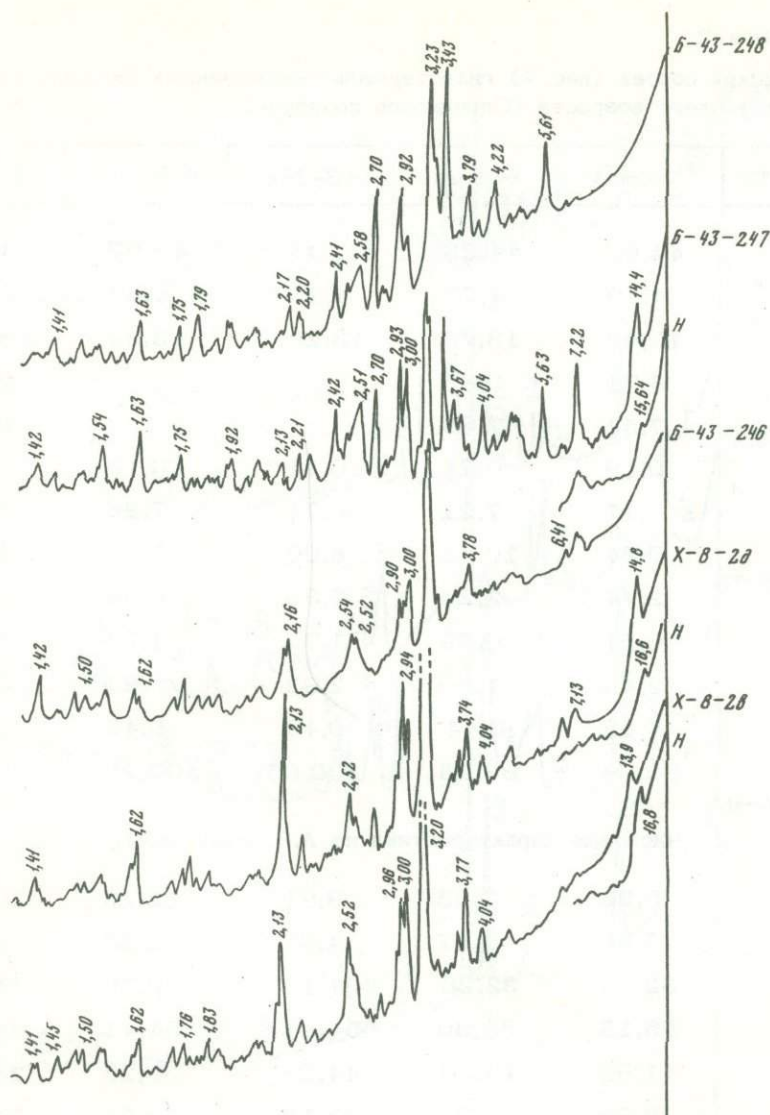


Рис. 2. Дифрактограммы гидротермально-измененных базальтов. Оленекское поднятие, юдомий

Образцы: X-8-2в, X-8-2д - базальты из подошвы покрова; B-43-246 - базальт из средней части покрова; B-43-247 - миндалекаменный витробазальт из кровли покрова; B-43-248 - туффит из кровли покрова. Диагностические отражения минералов (Å): плагиоклаза - 4,04; 3,74; 3,63; 2,94; 2,13; ортоклаза - 6,41; 3,78; 3,24; 2,98; 2,90; 2,57; 2,16; анальцима - 5,61; 4,86; 3,43; 2,92; 2,70; монтмориллонита - 14,0-14,8 (в насыщенном состоянии 15,6-16,8); 7,1-7,2

нятия, сложенной в основании миндалекаменными лавами, а выше - туфобрекчиями, туфоконгломератами, туффитами, туфоалевролитами, шамозитовыми сланцами и строматолитовыми доломитами.

В туфобрекчиях, перекрывающих миндалекаменные толеитовые лавы, фиксируется интенсивная хлоритизация и карбонатизация цементирующего вулканического стекла, частично ксенолитов базальтов, а также сильноожеелезненных обрывков пепла более ранних генераций. Хлорит представлен магнетизально-железистыми разновидями, а карбонатом - кальцитом (рис. 3, обр. У-23-288); они распределены в породе неравномерно, в виде гнездовидных уособлений. В це-

Таблица 2

Химический состав (вес.%) гидротермально-измененных базальтов лавового тела юдомского возраста (Оленекское поднятие)

Компоненты	X-8-2в	X-8-2д	43-246	43-247	43-248
SiO ₂	44,03	44,26	44,44	42,97	54,76
TiO ₂	4,19	4,27	4,10	4,37	1,07
Al ₂ O ₃	13,49	13,75	13,29	13,94	18,34
Fe ₂ O ₃	6,71	5,85	14,84	12,40	2,16
FeO	7,54	7,86			2,24
MnO	0,19	0,21	0,21	0,13	0,01
MgO	7,17	7,21	6,74	7,23	4,46
CaO	9,54	10,63	8,00	7,11	1,24
Na ₂ O	2,74	2,24	3,30	4,56	3,22
K ₂ O	0,51	0,59	1,73	1,24	8,38
П.п.п.	2,45	1,60	2,92	5,80	3,76
P ₂ O ₅	0,42	0,44	0,49	0,49	0,11
Сумма	99,98	98,95	100,06	100,25	99,74

Числовые характеристики по А.Н. Заварицкому

<i>a</i>	6,96	5,93	9,91	12,26	19,74
<i>c</i>	5,80	6,47	4,07	3,53	1,54
<i>b</i>	32,06	32,28	31,18	29,79	14,09
<i>S</i>	55,15	55,30	54,81	54,41	64,61
<i>f'</i>	41,93	40,20	44,23	39,25	28,90
<i>m'</i>	38,93	38,75	37,13	42,51	54,81
<i>c'</i>	19,13	21,03	18,63	18,22	-
<i>n</i>	89,08	85,22	74,35	84,76	37,07
<i>t</i>	6,67	6,76	6,47	7,10	1,44
<i>φ</i>	18,40	15,88	20,65	18,40	13,40
<i>a'</i>	-	-	-	-	16,26
<i>a/c</i>	1,19	0,91	2,43	3,43	12,78
<i>Q</i>	9,43	7,72	14,27	19,23	11,81

Примечание. Обр. X-8-2в, X-8-2д - базальт из подошвы покрова; обр. 43-246 - субофитовый базальт из средней части покрова; обр. 43-247 - миндалекаменный базальт из кровли покрова; обр. 43-248 - туффит из кровли покрова.

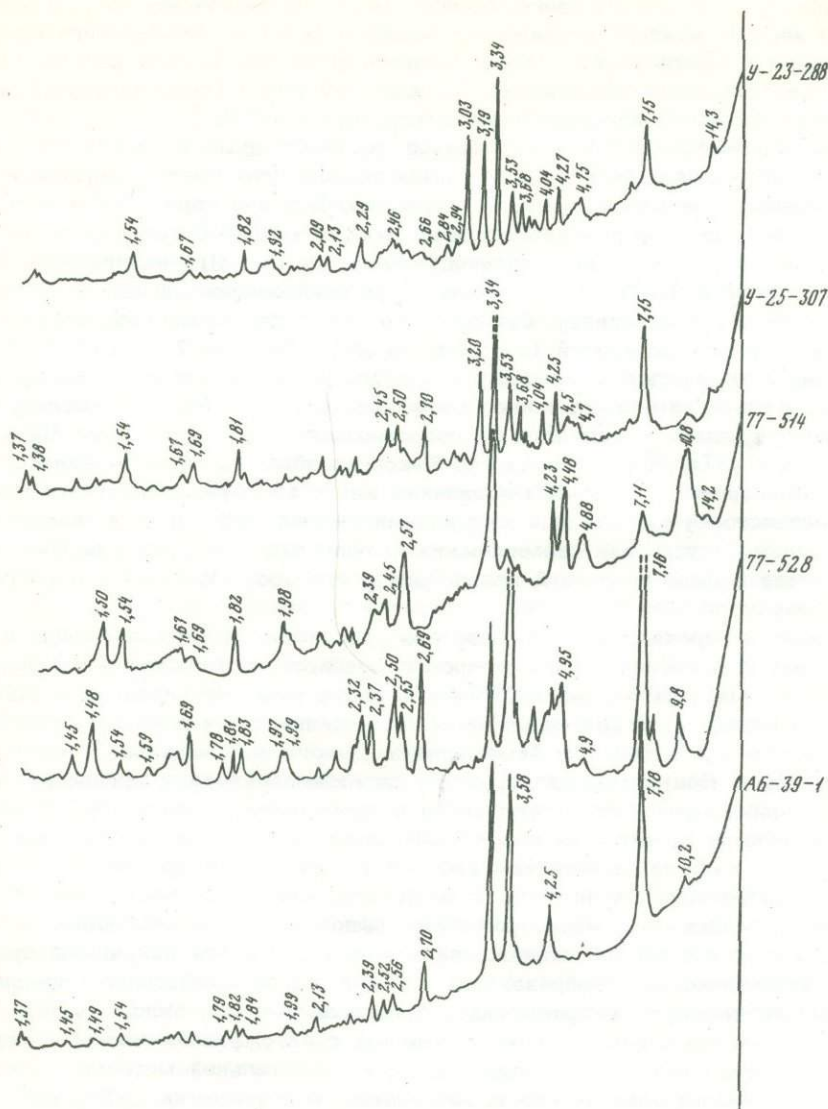


Рис. 3. Дифрактограммы пирокластических образований. Образцы АБ-39-1 - пепловый туф кислого состава, Анабарский массив, нижний рифей; 77-528, 77-514 - пепловые туффиты щелочного состава, Хараулахское поднятие, средний рифей; У-25-307 - пепловый туфит основного состава, Уджинское поднятие, средний рифей; У-23-288 - туфобрекчия основного состава, Уджинское поднятие, средний рифей. Диагностические отражения (Å): кварца - 4,25, 3,33; 2,45; 1,81; 1,54; 1,38; 1,37; каолинита - 7,15; 3,57; 2,38; гидрослюда - 10,0; 5,0; 3,33; хлорита - 14,2; 7,1; 4,7; 3,52; кальцита - 3,03; 2,49; 2,28; 2,09; 1,91; 1,86; 1,52

ментирующей массе встречаются также комочки вермикулитоподобных сростков каолинита.

В залегающих выше по разрезу слоистых туфо конгломератах, туффитах, туфоалевролитах содержание каолинита резко увеличивается (до 60%), и его количество заметно преобладает над другими глинистыми минералами, представленными деградированным биотит-флогопитом и хлоритом (см. рис. 3, обр. У-25-307). Характерен скачкообразный переход от железистого хлорита к каолиниту, минуя промежуточные фазы образования смешаннослойных минералов, смектитов. Этот процесс в наибольшей мере объясним с позиций гидротермального преобразования пород субстрата.

Изменения в породах щелочного состава можно проследить по разрезам средне- и верхнерифейских вулканогенно-осадочных пород Анабарского массива, Уджинского, Оленекского и Хараулахского поднятий. В этих разрезах слоистые вулканомиктовые образования отражают обратную (перевернутую) вертикальную зональность изменений пирокластических масс.

Нижние горизонты пепловых накоплений, расположенные в относительной близости от вулканических аппаратов, были подвергнуты преобразованию в кварц-калишпат-хлоритовые микрозернистые агрегаты. Верхние горизонты тех же пирокластических пород представляют собой сростки кварца с гематитом, каолинитом, а иногда с подчиненным количеством гидрослюда. Дифрактограммы многочисленных (более 100) образцов фиксируют скачкообразный переход от железистого хлорита к каолиниту, без промежуточных фаз смешаннослойных глинистых минералов и смектитов (см. рис. 3, обр. 77-528; 77-514).

По данным химических анализов при хлоритизации происходило обогащение вулканитов Fe и Mg и одновременное разубоживание K и Na. При последующей каолинизации процесс выноса K и Na сопровождался выщелачиванием Mg и накоплением Al_2O_3 , Ti, SiO_2 , иногда Fe. Такое преобразование вулканического субстрата конвергентно по своим признакам как с гидротермальной его проработкой железисто-сульфидными и хлоридными растворами, так и с гипергенными изменениями в условиях формирования древних кор выветривания, хотя в данном случае больше оснований предполагать его поствулканический гидротермальный генезис.

Изменения в породах кислого состава прослежены в вулканогенных и вулканомиктовых породах среднего протерозоя Анабарского массива и базальных горизонтов юдомия всего севера Сибирской платформы. Их начальная стадия проявлена в интенсивной калишпатизации (замещении ортоклазом) пепловой массы, а затем — в пятнистом замещении калиевого полевого шпата микрозернистым кварцем. При последующих, более низкотемпературных процессах происходили каолинизация и гидрослюдизация вулканического субстрата, сопровождаемые некоторым выносом из пород K. В дальнейшем имело место повторное окварцевание с полным замещением каолинита; при этом гидрослюдистые агрегаты почти полностью сохранялись. В заключительные фазы вторичных изменений формировалась сеть микропрожилков, выполненных гидрослюдами второй генерации и колломорфными гидроокислами железа. В итоге конечными продуктами поствулканических преобразований кислого пирокластического материала явились кварц, каолинит, гидрослюды, гидроокислы железа, окислы титана. Этот комплекс минеральных компонентов, связанный с аутометасоматозом и гидротермальным метаморфизмом пепловых масс, в значительной мере имитирует состав высокозрелых древних кор выветривания, описанных на Сибирской платформе [Шамшина, Шлунт, 1975].

Выводы. 1. В лавовых образованиях толеитового и трахибазальт-трахитового составов устанавливается сходная стадийность проявлений вторичных изменений. Начальная стадия выражена в метасоматическом развитии кварц-цеолит-ортоклазовых агрегатов, замещающих последовательно интерстиционные вулканические стекла, затем пироксены и дианортитизированные плагиоклазы. Интенсивность проявлений этого процесса возрастает от толеитовых лав к трахибазальтовым и трахитовым лавам. Можно считать, что вариации щелочности и кремнекислотности в химическом составе лав определяются главным образом данными метасоматическими преобразованиями. По представлениям С. И. Набоко [1963], благоприятным условием, стимулирующим процесс метасоматической калишпатизации в эффузивах, является перегретость натрово-хлоридных вод, фильтрующихся при резком вскипании и парообразовании сквозь подводные лавовые тела.

Вторая стадия изменений в основных и щелочно-основных породах лавового генотипа проявлена так же одинаково. Она выражена в развитии колломорфного высокожелезистого хлорита в ассоциации с кальцитом, гематитом, маггемитом, титановыми минералами и в последующем формировании секущих микропрожилков хлорита переменного магнезиально-железистого состава. Максимальная интенсивность изменений этой стадии фиксируется в трахибазальтах, где про-

исходил активный привнос Fe, Mg, Ti, выщелачивание K, Na, вынос SiO₂. Вторая стадия имеет некоторые общие черты с гидротермальными процессами пропилитизации вулканических пород. Следует отметить, что изменения составов лав от основных до щелочно-основных и щелочных разностей имеют в разрезах рифейских толщ неупорядоченный скачкообразный характер, хотя фациальные условия формирования эффузивов (морское мелководье) были примерно одинаковыми. Из этого следует, что главной причиной различной интенсивности рассмотренных поствулканических преобразований была, по-видимому, меняющаяся глубина питающих подкорковых очагов с различной степенью воздействия на первичную базальтовую магму мантийных флюидов.

2. Вторичные изменения пирокластических образований во многом подобны поствулканическим изменениям лав. Начальная калишпатизация фиксируется в пирокластических породах щелочного и кислого составов. Калиевый полевошпат, представленный, как и в лавах, ортоклазом, в заключительной фазе начальной стадии замещается кварцем, причем такое замещение наиболее отчетливо проявлено в кислых образованиях. Вторая стадия — развитие магнезиально-железистого хлорита, сопровождающаяся привнесом Fe, Mg, Ti и выносом во вмещающую водную среду K и Na, — отмечена в пирокластических накоплениях основного и щелочного составов. Вторичные изменения пирокластических пород отличаются от преобразований лав проявлением еще и третьей стадии — каолинизации и гидрослюдизации, имевших место в основных щелочных и кислых разностях. В кислых пирокластических образованиях дополнительно происходили повторное окварцевание, гидрослюдизация и ожелезнение, сопоставимые с гидротермальными процессами окварцевания и аргиллизации, обуславливающими возникновение вторичных кварцитов [Набоко, 1963].

3. Вторичные изменения вулканогенных пород оказали огромное влияние на общий процесс литогенеза рифейских толщ. Они способствовали более быстрому разрушению вулканических построек; при этом разрушении и последующей седиментации формировались связанные с вулканитами терригенные и карбонатные осадки. За счет размыва измененных трахибазальтов и трахитов накапливались алевро-песчаные шамозит- и гематитсодержащие отложения, которые по латерали в более глубоководной зоне сменялись глауконитсодержащими разностями. Разрушение вторично измененных эффузивов щелочного и кислого составов благоприятствовало образованию красноцветных гематитсодержащих кварцевых и калишпат-кварцевых терригенных пород с каолинитовым и каолинит-гидрослюдистым цементом. Размыв измененных пирокластических образований толеитовой и трахибазальтовой групп обеспечивал накопление мощных толщ алевроглинистых осадков шамозитового и каолинитового составов. Поступление при поствулканических процессах в водную среду ионов K, Na и Mg при избытке фумарольной углекислоты генерировало процесс доломитообразования в рифейских бассейнах, а в ряде случаев и соленакопление.

4. Вторичные изменения вулканогенных пород определили основные черты металлогении рифейских толщ. В преобразованных поствулканическими процессами эффузивах основного и щелочно-основного состава и особенно в продуктах их переотложения фиксируются повышенные содержания Fe и Mn. Для калийсодержащих щелочных и кислых эффузивов эти процессы сопровождались формированием рудных концентраций Pb, Zn, В, редких элементов.

Abstract

Three successive stages of secondary alterations in lava and pyroclastic rocks of basic, potassic alkaline and acid compositions are considered. The early stage is characterized by autometasomatic development of quartz-zeolite-orthoclase aggregates. During the second stage magnesian-ferruginous chlorites, calcite, maghemite with hemalite and titanium minerals appear. During the third stage kaolinization, hydromicatization and, in acid rocks, repeated silification, ferruginization occur. Secondary alterations of volcanogenic rocks defined the main features of lithogenesis and mineralogenesis of rhiphean terranes.

Литература

- Марфунин А.С. Полевые шпаты – фазовые взаимоотношения, оптические свойства, геологическое распределение. М.: Изд-во АН СССР, 1972. 275 с.
- Набоко С.И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Шамшина Э.А., Шпунт Б.Р. Эпохи корообразования на территории Якутии. – В кн.: Древние коры выветривания Якутии. Якутск: Изд-во Якут. филиала СО АН СССР, 1975, с. 3–29.
- Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А., Шаповалова И.Г. и др. Докембрий Анабаро–Оленекского междуречья. Новосибирск: Наука, 1976. 142 с.
- Шпунт Б.Р., Шаповалова И.Г., Шамшина Э.А. и др. Протерозой северо-восточной окраины Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1979. 232 с.

УДК 551.214(479.25)

Р.А. МАНДАЛЯН

СМЕШАННЫЕ КАРБОНАТНО-ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ И ИХ ГЕНЕЗИС (НА ПРИМЕРЕ ВЕРХНЕЮРСКИХ - НИЖНЕМЕЛОВЫХ ВУЛКАНОГЕННО-ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЙ АРМЯНСКОЙ ССР)

Одной из характерных особенностей вулканогенно-осадочного породообразования является формирование смешанных пород. Значительное разнообразие пород этой обширной группы обусловлено рядом факторов: пестротой исходного осадочного материала, составом вулканической примеси, характером смешения. Систематика и номенклатура смешанных пород – осадочно-пирокластических и пирокласто-осадочных – детально разработаны Г.С. Дзоценидзе и И.В. Хворовой [1970]. В группе смешанных карбонатных пород выделены туфоизвестняки, туфодолмиты, туфомергели и соответствующие им туффиты.

В верхнеюрских – нижнемеловых вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР широко развита качественно иная разновидность смешанных пород, которая формируется при непосредственном взаимодействии вулканического расплава с донными карбонатными осадками. Породы этой группы слагаются смесью карбонатного и эффузивного, в большей мере лавокластического материала. Их смешение имело место в результате механического и термально-гидрохимического воздействия вулканической магмы на карбонатные осадки. Это выражается в сваривании или спекании разнородного материала, интенсивном и неравномерном изменении карбонатного компонента, включая перекристаллизацию, обогащение вулканической примесью и минеральными новообразованиями. Смешанные карбонатно-эффузивные породы в обнажении имеют неоднородную окраску со множеством оттенков: серо-зеленую, зеленовато-бурую, коричневую, лиловую. Местами в них наблюдается пятнистость, обусловленная наличием серых или желтовато-серых участков слабо преобразованных известняков или доломитов. Специфическая природа смешанных пород в обнажении распознается с трудом. По этой причине их принимают за известковистые туфы или вулканотерригенные породы, а иногда – за продукты гидротермальной карбонатизации.

Морфология смешанных пород сложна; она определяется взаимодействием двух главных факторов: масштабами обогащения карбонатных осадков вулканическим материалом и степенью нарушения их первичного залегания. Это линзы и тела прихотливых контуров, перемежающиеся с вулканическим материалом (рис. 1), а также отдельные блоки и мелкие включения, залегающие в вулканиках (рис. 2, 3)¹. Наряду с горизонтально залегающими телами развиты также наклоненные и крутопадающие растасканные линзы и пропластки, рассеянные в вулканическом материале. Образование их связано со смешением донных

¹ Рис. 2 – 6 см. на вкл.

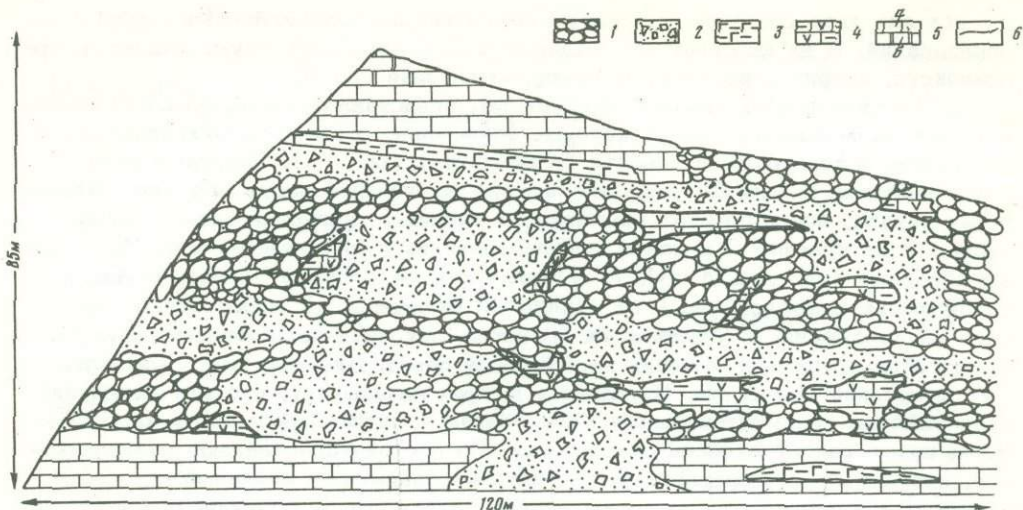


Рис. 1. Взаимоотношение карбонатных пород с вулканитами. Обнажение в окрестности с. Ицакар

1 - подушечные лавы; 2 - подушечные брекчи; 3 - гиалокластиты; 4 - линзы, содержащие смешанные карбонатно-эффузивные образования; 5 - известняки (а), доломиты (б); 6 - границы пород

осадков по фронту надвигания потока, с их выжиманием или сползанием в растекающуюся лаву, как и с внедрением в осадки силлов [Мандалян, 1974 а, б, 1978].

Укажем, что в пределах крупных линз смешанные образования не всегда преобладают. В них наблюдаются частые переходы в слабо и в интенсивно перекристаллизованные карбонатные породы с небольшим содержанием вулканической примеси, а также в сильно ожеженненные разновидности типа красных известняков.

По составу компонентов и характеру смешения выделяются следующие главные разновидности смешанных карбонатно-эффузивных образований:

1. Породы, состоящие из смеси плотных, брекчиевидных или шлаковидных базальтов и андезитов-базальтов с карбонатными включениями - известняками или доломитами. Во многих участках смешанных пород наблюдается интенсивное спекание или сваривание этого разнородного материала, сопровождаемое преобразованием карбонатных осадков (перекристаллизация, ожежение, хлоритизация) и обогащением их вулканическими фрагментами (рис. 4, 5). Одновременно с этим происходит кальцитизация вулканического компонента - замещение вкрапленников и основной массы, с образованием псевдоморфоз по темновесным минералам. В гораздо меньшей степени этому процессу подвержены плагиоклазы. Там, где карбонатные осадки обогащены мелкообломочным лаво-кластическим материалом, смешанные породы обнаруживают сходство с известковистыми литокластическими туфами. Главное отличие состоит в меньшем разнообразии состава фрагментов и в более отчетливо выраженном характере изменения карбонатного компонента.

2. Породы, состоящие из смеси карбонатных илов с гидролавокластическим компонентом - гиалокластическим материалом, образованным в процессе растрескивания и дробления стекловатых корок подушечных лав. Они представлены апогиалиновыми обломками и осколками монтмориллонитизированного и интенсивно хлоритизированного вулканического стекла, очень редко - цельными глобулами. В соизмеримом количестве в составе вулканической примеси имеется иной материал - мелкие фрагменты с диабазовой, интерсертальной и пилотакситовой структурами, а также более крупные обломки шаров и подушек. Карбонатный компонент нередко преобразуется и приобретает зеленовато-бурую и лиловую окраску.

Эти два типа составляют главную массу смешанных карбонатно-эффузивных образований. В их карбонатном компоненте обычно присутствуют халцедон, сфен, лейкоксен, хлориты, цеолиты, монтмориллонитовая примесь.

3. Псевдоминдалекаменные образования, представленные небольшими карбонатными включениями в лаве, которые флюидално обтекаются микролитами плагиоклазов, в том числе и альбита (в спилитах) (рис. 6). Подобные псевдоминдалевидные включения расположены или во внешней части подушек, включая корку закала, или в потоках компактного строения, приурочиваясь большей частью к их подошве – к зонам соприкосновения с нижележащими карбонатными породами (см. рис. 4, 5). В пределах каждой подушки псевдоминдалины расположены неравномерно – от единичных включений до исключительно плотного расположения. В участках их развития, как правило, постоянно присутствуют более крупные включения карбонатных пород. Диаметр псевдоминдалевидных включений 0,2–6 мм. Изучение в шлифах показывает, что эти включения представлены седиментационным компонентом – литифицированными карбонатными илами разной степени сохранности. По составу преобладают разнородности, сложенные мелкозернистым кальцитом, содержащим обильный шламный материал и многочисленные фораминиферы. Кроме того, в породе присутствуют известковые спикюлы губок, реже – обломки остракод и карбонатные сгустки. Материал карбонатных псевдоминдалин часто интенсивно перекристаллизован. Однако в тех же участках иногда сохраняются черты первоначального строения осадка. Это отчетливо наблюдается на рис. 6, где видны два миндалевидных включения в спилите. Верхнее включение (темное), представленное микрозернистым известняком с редкими фораминиферами, полностью сохраняет седиментационные признаки, тогда как аналогичное включение в нижней части (светлое) – в большей мере перекристаллизовано.

Приведенные типы смешанных пород в обнажении залегают как обособленно, так и в сочетании. Процесс сложного взаимодействия вулканического расплава с карбонатными накоплениями, приводящий к термической обработке последних, в той или иной мере нарушает первичную природу осадков.

Помимо главных факторов – скорости охлаждения вулканической магмы и масштабов теплоотдачи в карбонатные илы, определенную роль играл состав скелетных обломков. При прочих равных условиях в первую очередь перекристаллизовывались кораллы, гидroids, гастроподы. Несколько лучше сохраняются водоросли, остракоды, иглокожие. Наиболее устойчивыми оказались фораминиферовые илы и их смесь с тонкодетритовым материалом, содержащим глинистую примесь.

Химические анализы смешанных пород (таблица) хорошо отражают разнородность состава исходного карбонатного материала (известняки, доломиты), как и его количественное соотношение с вулканической примесью. Описанные типы смешанных пород широко развиты в верхнеюрских – нижнемеловых вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР, пространственно связанных с вулканическими проявлениями трещинного типа (Мандалян, 1974а,б). В северо-восточной части Армянской ССР, в междуречье Агстев–Ахум–Тавуш, вулканогенно-карбонатная формация распространена широко. Она представлена также в вулканогенно-обломочной формации Юго-Восточного Зангезура (междуречье Халадж – Кашуни, бассейн р.Воротан, окрестности сел Чакатен, Гехануш).

Изучение смешанных карбонатно-эффузивных образований имеет важное значение для исследования завуалированных или недостаточно распознанных деталей вулканогенно-осадочного парагенеза. Отметим главные из них.

1. Становится очевидным, что характер латеральных изменений, как и колебания мощностей карбонатных пород, в значительной мере обусловлены непосредственным взаимодействием вулканического расплава с карбонатными накоплениями. Наличие значительных объемов карбонатного материала на участках максимального проявления подводного вулканизма свидетельствует о том, что ограничение органогенно-хемогенной садки карбонатов в связи с вулканизмом не является постоянно действующим фактором. В большей мере отрицательное воздействие вулканизма проявляется в разубоживании осадков

Химический состав (вес.%) смешанных пород

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	19,83	24,18	32,20	33,50
TiO ₂	0,57	0,34	0,83	1,09
Al ₂ O ₃	9,31	9,88	11,60	13,00
Fe ₂ O ₃	1,80	1,80	3,06	1,99
FeO	1,72	3,16	1,75	1,82
CaO	32,01	17,75	24,83	25,13
MgO	5,35	14,51	3,82	3,87
MnO	0,43	0,10	0,16	0,14
Na ₂ O	1,00	2,35	2,00	2,25
K ₂ O	0,70	0,49	0,44	0,23
P ₂ O ₅	0,23	-	-	-
П.п.п.	1,54	2,36	3,06	1,44
H ₂ O	1,74	1,27	0,75	0,26
CO ₂	26,00	21,64	15,76	16,10
Сумма	100,54	100,83	100,31	100,82

Примечания. 1) Образцы: 1 - смесь гиалобазальта с известковым илом, 2 - смесь андезито-базальта с доломитовым илом, 3, 4 - псевдоминдалекаменный спилито-кальцит. 2) Аналитики Л.А. Оганесян, Н.А. Иванян (химическая лаборатория ИГН АН АрмССР).

вплоть до выклинивания и одновременно в трансформации их значительной части в другие формы, трудно поддающиеся диагностике.

2. Воздействие седиментационной среды (материала осадков) на вулканический процесс представляется в виде последовательного ряда таких сложных явлений, как: а) автобрекчирование остывающего вулканического расплава в результате его локализации во влажных карбонатных накоплениях с обогащением их лавокластическим компонентом, включая крупнообломочные гиалокластиты и брекчии. При этом весьма существенно отличать подобные образования от аналогичного по петрографическому составу вулканотерригенного материала; б) интенсивная контаминация вулканическим расплавом карбонатных илов, в результате чего значительная часть формирующихся вулканитов приобретает аномально высокие содержания CaO, MgO, CO₂. Кроме того, вулканический расплав обогащается водными парами и другими летучими, играющими существенную роль при кристаллизации и автотермоморфизме.

3. Изучение смешанных пород ставит перед исследователем сложный вопрос о месте и способе локализации вулканического расплава в интервале осадок - наддонная вода (лава, растекающаяся по карбонатным осадкам, экструзия или силл в осадки, их промежуточные формы). Выявление этих деталей должно быть основано прежде всего на изучении характера включений и степени преобразования карбонатных накоплений в зонах контактов.

Abstract

Mixed rocks - carbonate-effusive deposits that are formed in direct interaction of volcanogenic melt with bottom carbonate sediments are widely distributed in Upper Jurassic-Lower Cretaceous volcanogenic-sedimentary formations of the Armenian

SSR. These rocks are composed of an admixture of carbonate and effusive, largely lava-clastic material. The baking of this heterogenous material, intensely and unevenly manifested recrystallization of a carbonate component, its enrichment with a volcanic admixture and newly formed structures take place in the process of formation. The study of mixed carbonate-effusive rocks is of importance for analysis of complicated features of volcanogenic-sedimentary rock formation: character of lateral transitions and variations of thicknesses of carbonate rocks, metamorphism of bottom sediments, etc.

Литература

- Дзоценидзе Г.С., Хворова И.В. Основные принципы разработки рациональной систематики и номенклатуры вулканогенных обломочных пород. - В кн.: Классификация и номенклатура вулканогенно-осадочных пород. Тбилиси: Изд-во ЦК КП Грузии, 1970, 262 с.
- Мандалян Р.А. Основные черты литологии верхнеюрских - нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армении. - В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М.: Наука, 1974а, с. 47-51.
- Мандалян Р.А. Продукты подводного вулканизма и некоторые черты вулканогенно-осадочного литогенеза верхнеюрских - нижнемеловых отложений Армении. - В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Крат. тез. IV Всесоюз. семинара. Южно-Сахалинск, 1974б. 282 с.
- Мандалян Р.А. О природе миндалевидных карбонатных включений в подушечных спилитах верхней юры междуречья Ахум и Тавуш. - Изв. АН АрмССР. Науки о Земле, т. 31, № 1, 1978, с. 79-84.

УДК 551.243.18+552.16

С.В. РУЖЕНЦЕВ, С.Д. СОКОЛОВ, Р.М. ЮРКОВА

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ БРЕКЧИРОВАНИЕ И СВЯЗАННЫЕ С НИМ ВТОРИЧНЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПОРОД МЕЛАНОКРАТОВОГО ФУНДАМЕНТА (КОРЯКСКОЕ НАГОРЬЕ)

В процессе изучения офиолитовых зон континентов было выявлено широкое распространение среди офиолитов разнообразных тектонитов, начиная от простых тектонических брекчий и кончая такими сложными образованиями, как меланж. Общеизвестно, что офиолитовые комплексы в своем развитии - от начала формирования в условиях структуры океанического типа до и во время их перемещения в виде крупных аллохтонных масс - прошли весьма сложную и длительную историю [Пейве, 1975]. Определяющая роль в этой истории принадлежала тектоническим движениям. Одной из особенностей их проявления было возникновение тектонических брекчий, образующихся вдоль горизонтальных поверхностей срывов, которые охватывали разные структурные уровни офиолитового разреза [Книппер, 1978; Богданов, 1979]. Тектоническое брекчирование сопровождалось минеральными преобразованиями пород, различно проявленными в зависимости от условий брекчирования, состава и т.д. Изучение взаимосвязи условий тектонического брекчирования и характера вторичных изменений пород способствует более углубленному познанию тектонических движений. Именно этому вопросу посвящена данная статья.

В качестве объекта исследований был выбран Корякский хребет, расположенный в области перехода от континента к океану. Выбор этого объекта обусловлен следующими основными причинами. Во-первых, тектонические брекчии в данном регионе развиты чрезвычайно широко и охватывают разнообразные образования: породы меланократового основания, вулканогенно-кремнистые толщи палеозоя и туфо-терригенные отложения верхней юры - нижнего мела. Это позволяет наметить определенную стадийность их образования в рамках широкого временного интервала. Во-вторых, несмотря на то, что породы меланократово-

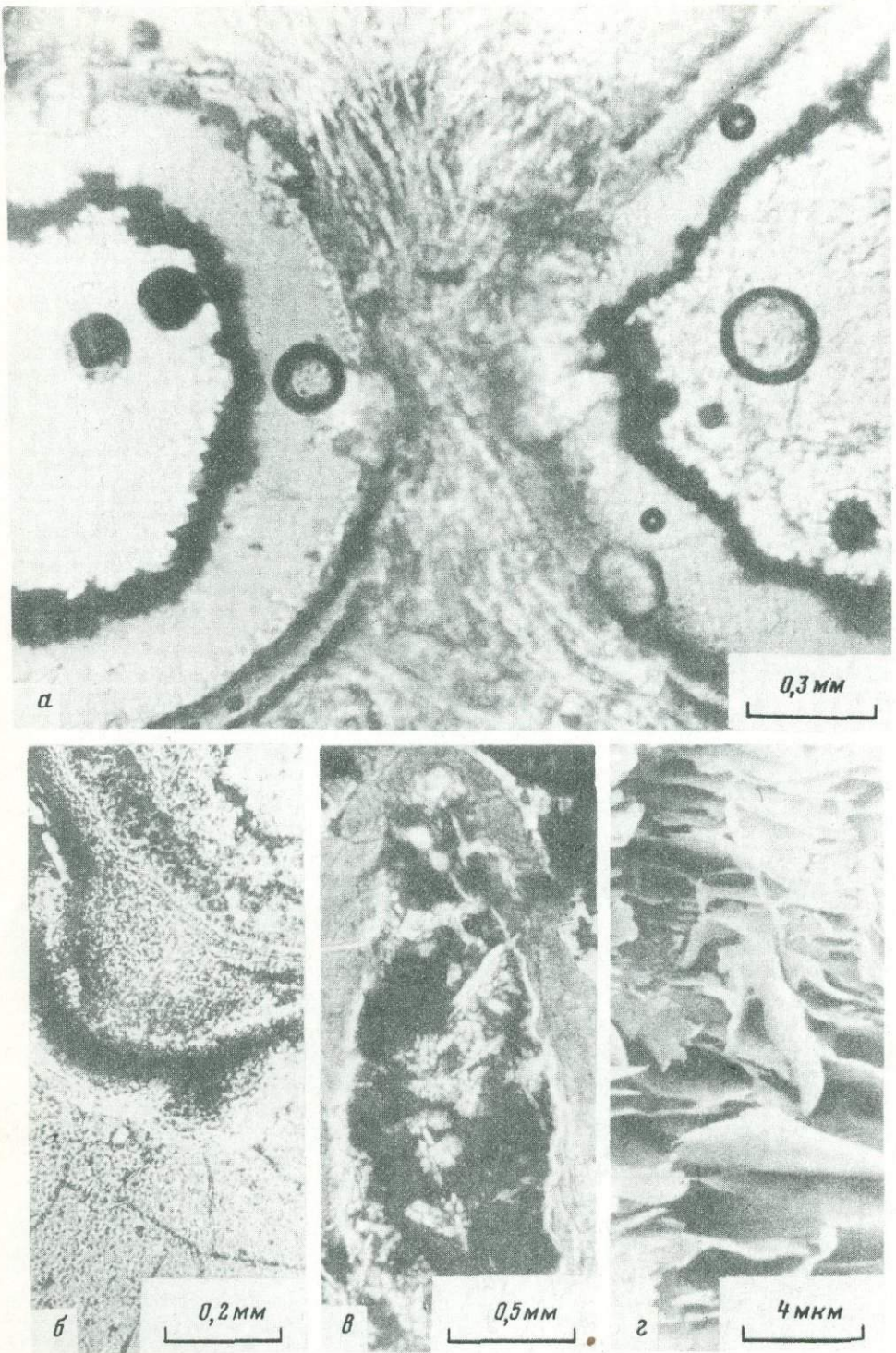


Рис. 4

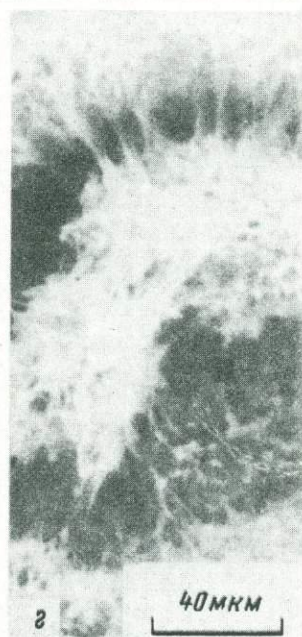
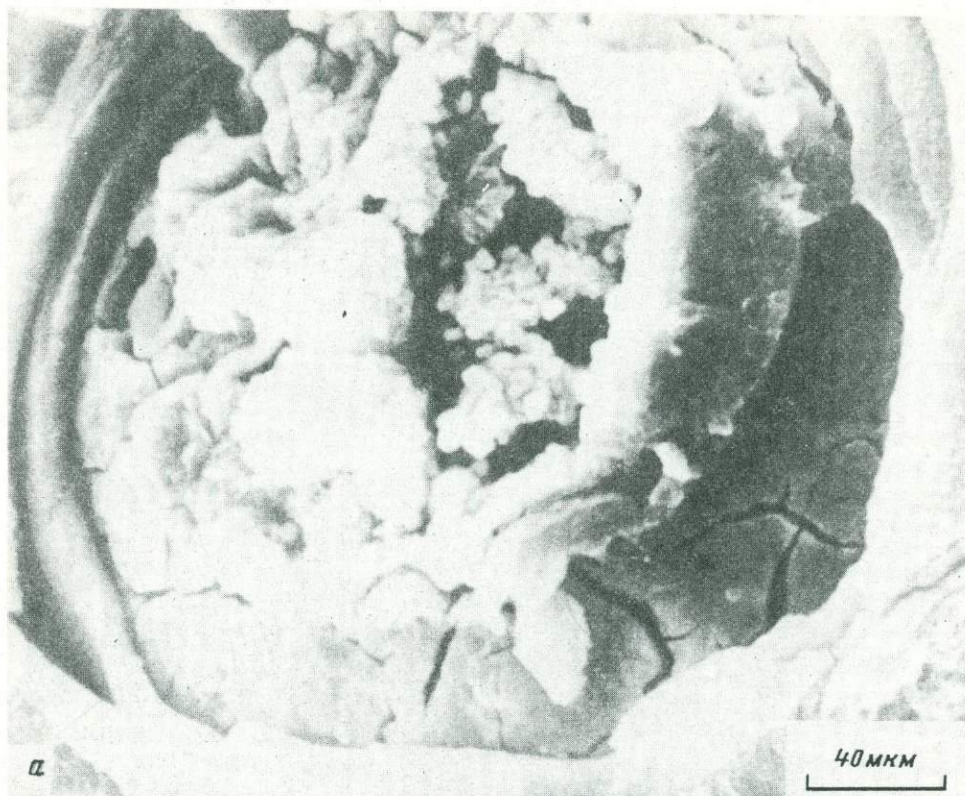


Рис. 2

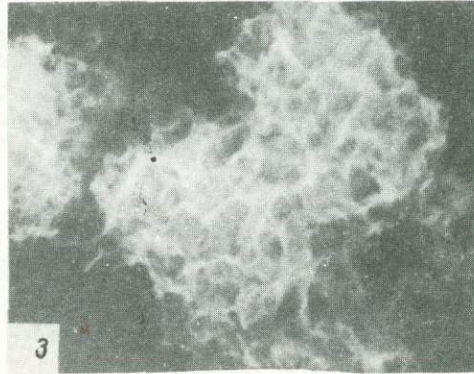
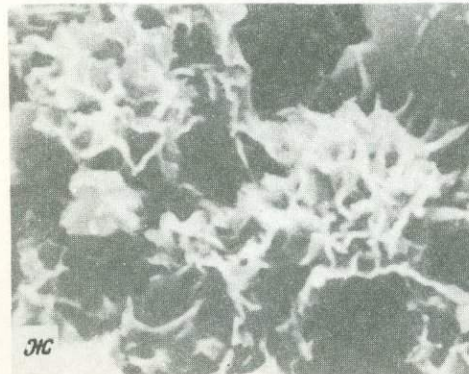
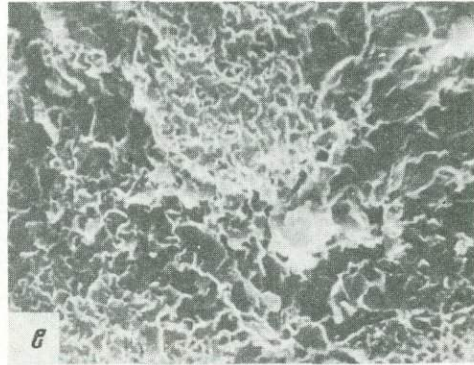
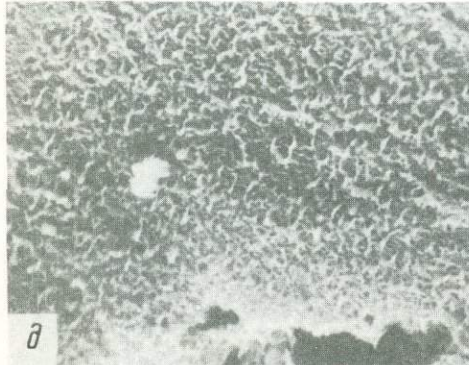
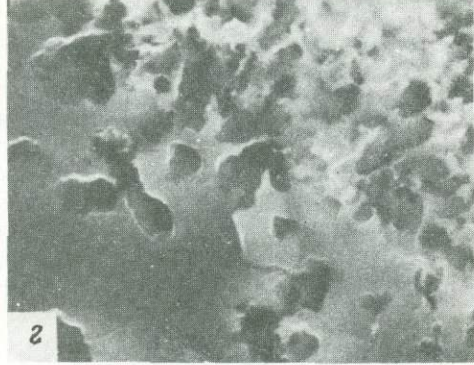
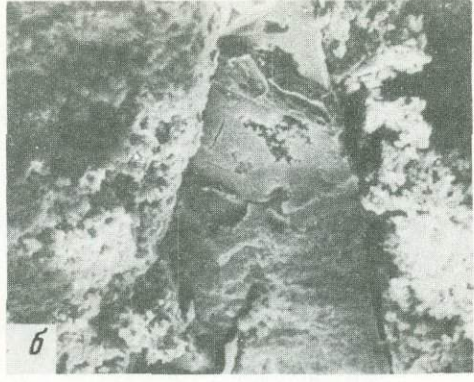


Рис. 1

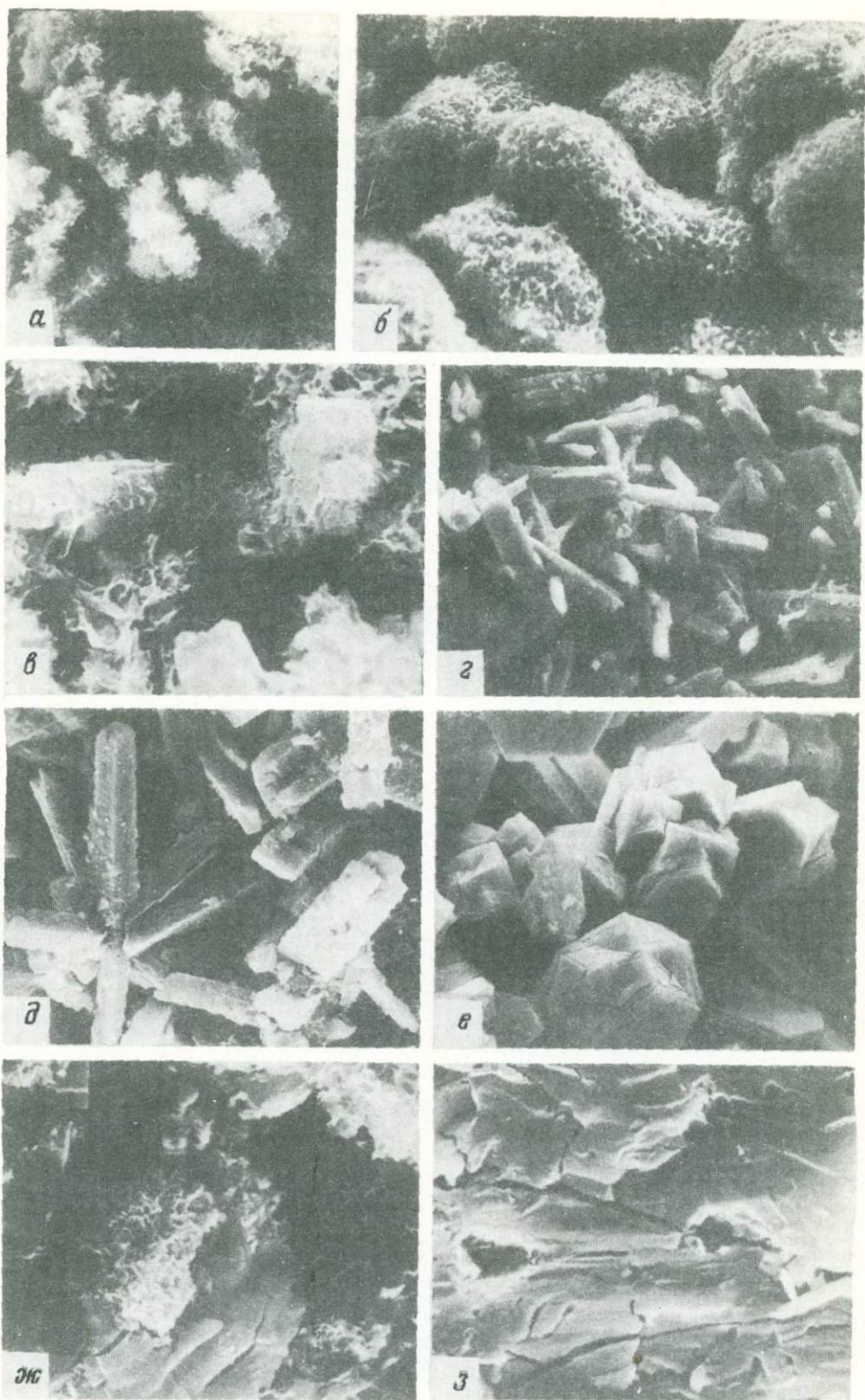


Рис. 2

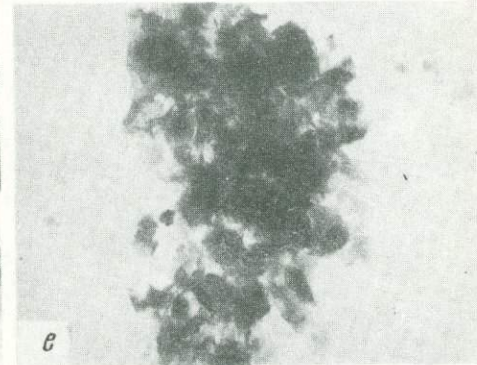
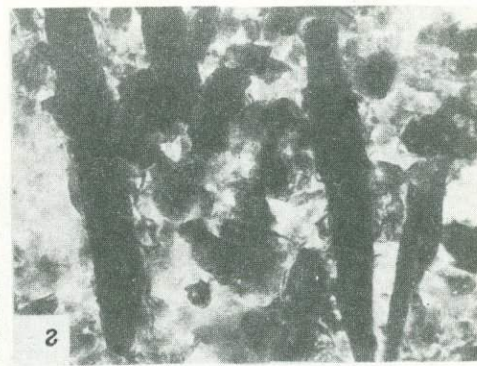
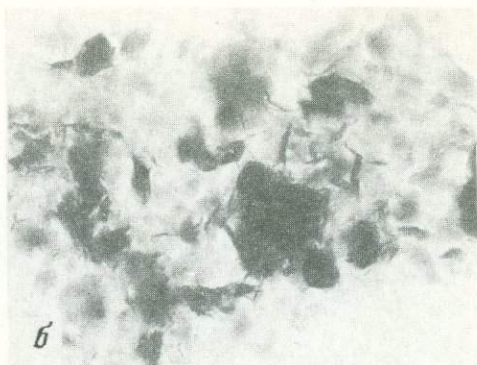


Рис. 4

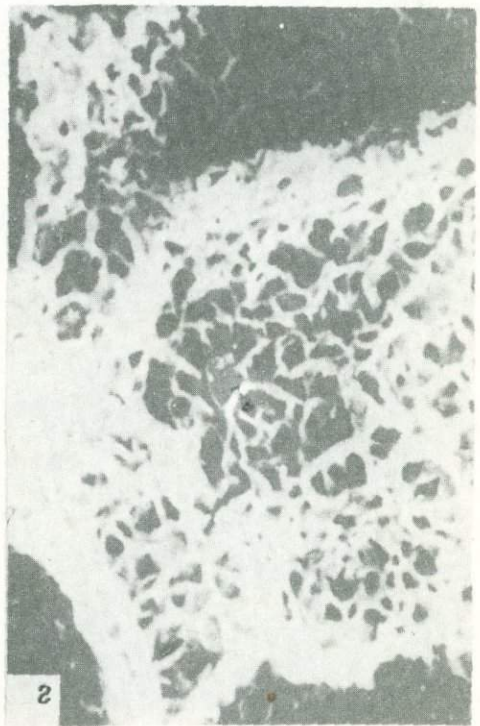


Рис. 1

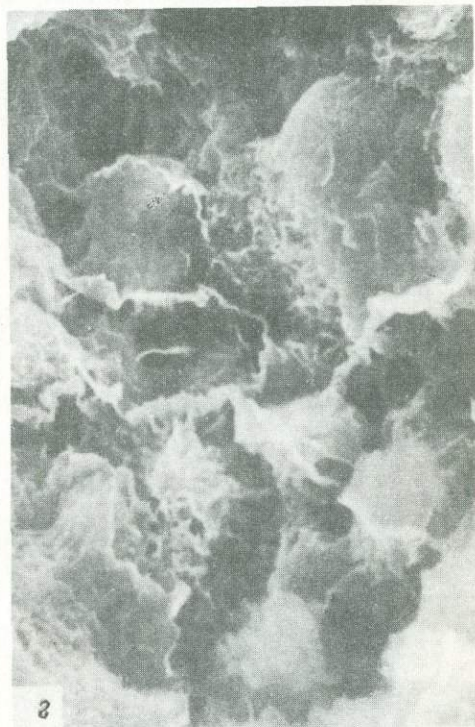
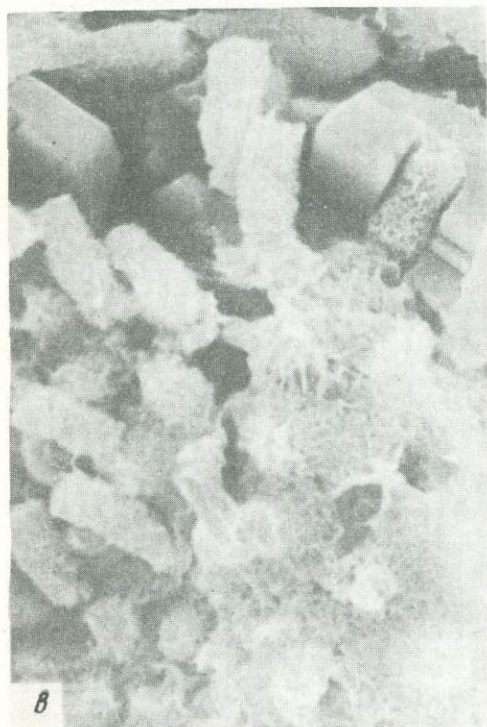
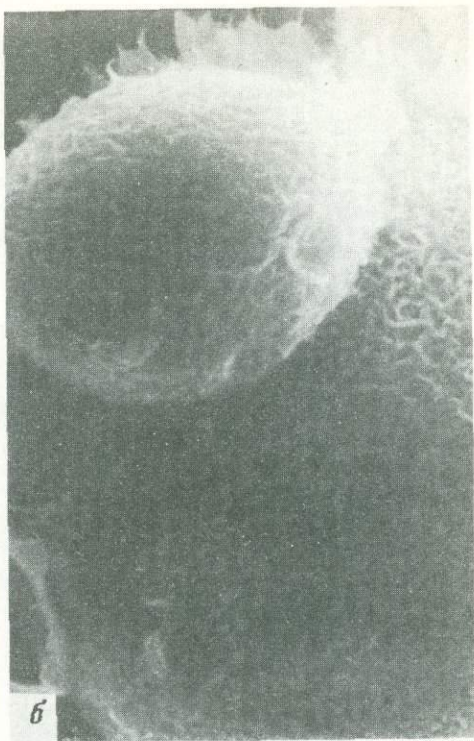


Рис. 2



Рис. 1

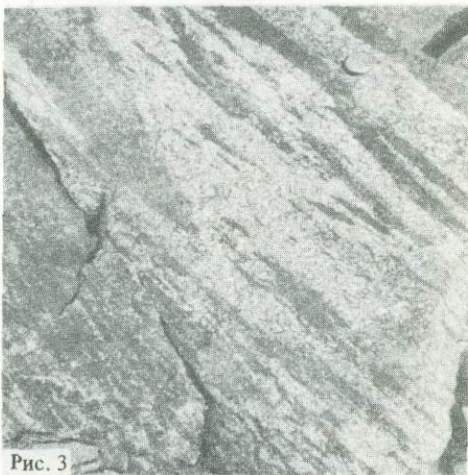
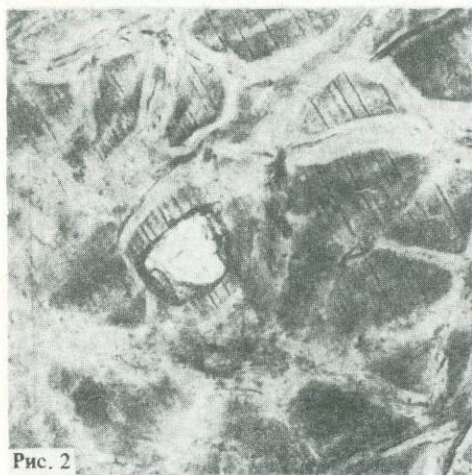
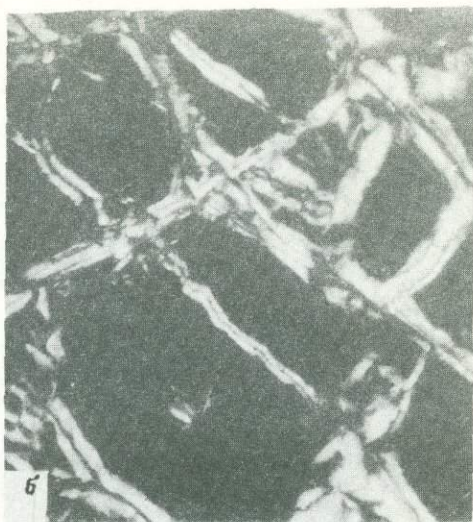




Рис. 1

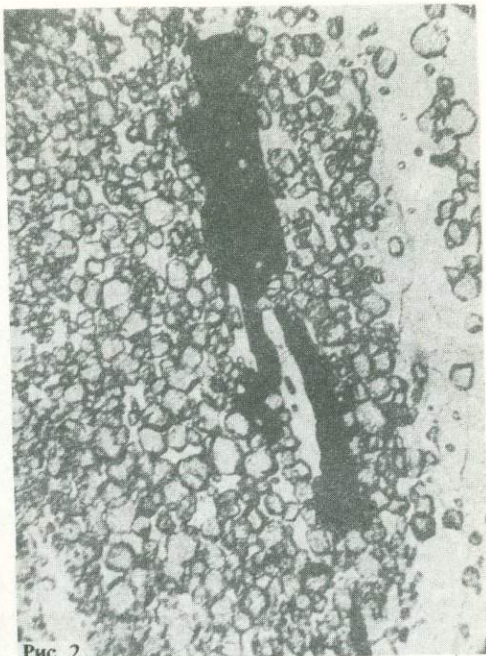


Рис. 2



Рис. 3



Рис. 4



Рис. 2



Рис. 5



Рис. 3



Рис. 4



Рис. 6

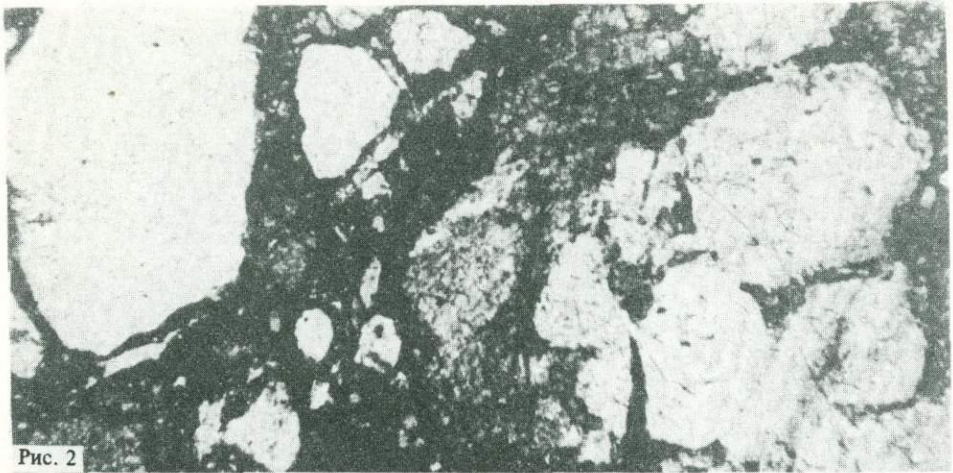


Рис. 2

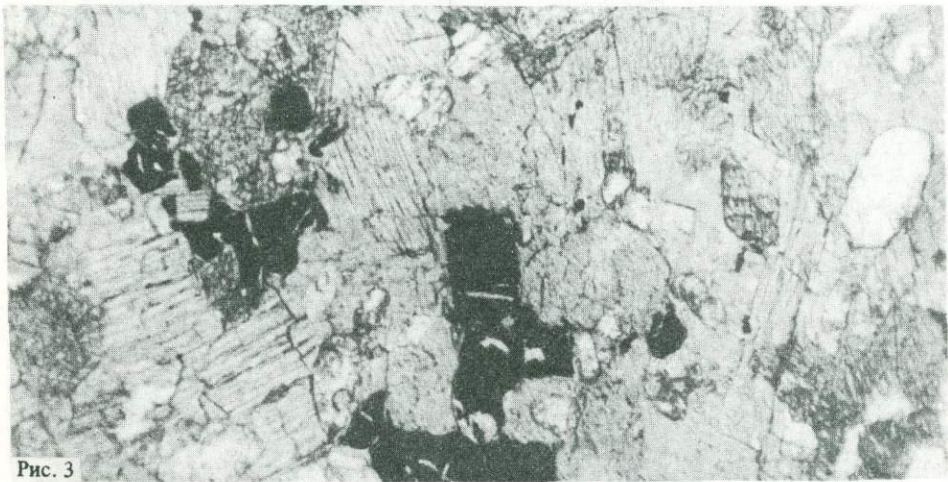


Рис. 3



Рис. 4

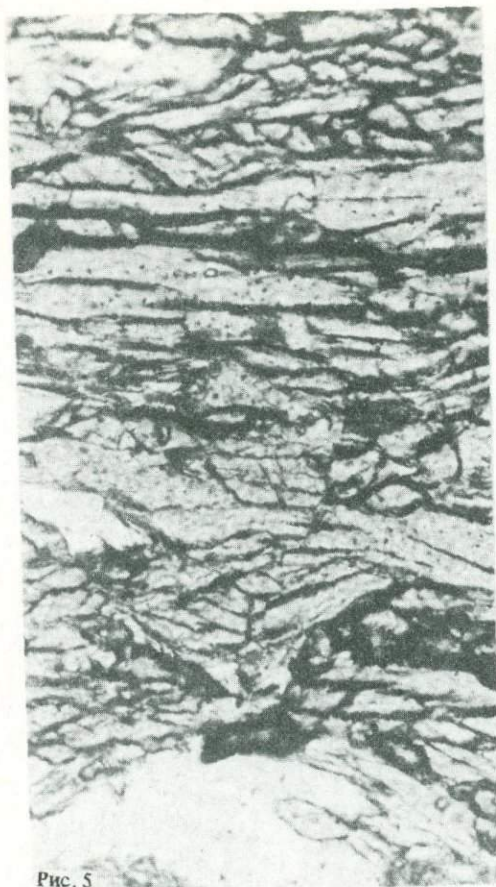


Рис. 5



Рис. 6



Рис. 7

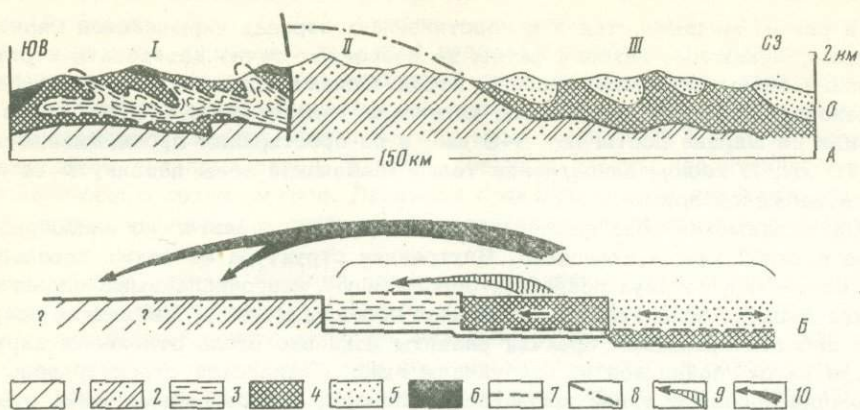


Рис. 1. Геологический профиль (А) и схема палинспастики (В) Корьякского нагорья

1 - песчаники, базальты, яшмы (K_2); 2 - туфогенно-терригенные отложения Алькатваамской зоны; 3 - туфогенно-терригенные с олистостромами отложения Эконайской зоны; 4 - офиолиты; 5 - чирынайская серия; 6 - неоавтохтон; 7 - предмаастрихтская система надвиг-срыв; 8 - послемаастрихтский надвиг; 9 - направление перемещения аллохтона в предмаастрихтское время; 10 - то же, в послемаастрихтское время; зоны: I - Эконайская, II - Алькатваамская, III - Майницкая

го основания претерпели сложную эволюцию от момента своего становления до вторичного перемещения, многие аспекты тектонической истории региона уже расшифрованы, что значительно упрощает задачу восстановления последовательности тектонических деформаций. В-третьих, судя по геофизическим данным, в Корьякском нагорье отсутствует развитый гранитно-метаморфический слой. Следовательно, представляется весьма перспективным проследить характер вторичных изменений, которые претерпели породы меланократового основания еще до того времени, когда сформировалась настоящая континентальная кора. Более того, в этом случае нет необходимости снимать эффект преобразования вещества, вызванного массовой гранитизацией.

Краткая характеристика геологического строения. В пределах Корьякского хребта, в направлении от континента к океану, или с севера на юг выделяются три структурно-формационные зоны (рис. 1): Майницкая; Алькатваамская, Эконайская [Александров и др., 1975]. В структурном отношении они представляют собой систему покровных элементов, сформировавшихся в результате, по крайней мере, двух крупных этапов шарьирования: предмаастрихтского и преэоценового [Руженцев и др., 1979].

Майницкая зона характеризуется широким распространением граувакковых толщ, объединяемых под названием чирынайской серии [Александров, 1978], которая наряду с граувакками содержит потоки базальтов, горизонты туфов основного, среднего и кислого составов, а также прослой кремнистых пород. Основание разреза, как правило, сложено вулканогенно-кремнистыми отложениями, содержащими остатки радиолярий охотского комплекса. Весь этот мощный (до 3-5 км) и разнообразный в фациальном отношении комплекс пород относится к верхней юре - нижнему мелу, до альбского яруса включительно. Породы чирынайской серии трансгрессивно залегают на меланжированных офиолитах. Серпентинитовые меланжи включают глыбы, блоки и крупные пластины гипербазитов, габброидов, габбро-амфиболитов, лавсонит-глаукофановых сланцев, кремнистых пород, граувакк, эффузивов, а также мраморов.

Внутренняя структура Майницкой зоны сложная: картированием установлены надвиги, чешуи, опрокинутые и лежащие складки. А.А. Александров [1978] отмечает пространственную связь катакластических деформаций с надвигами и чешуйчатыми структурами. Зоны катаклаза и цеолитовых брекчий наиболее отчетливо выражены в лежащем боку тектонических пластин и прослеживаются

как в самом меланже, так и в подстилающих породах чирынайской серии. К сожалению, единичные находки фауны не позволяют точно датировать стратиграфический объем катаклазированных пород. Однако известно, что дайки дат-палеоценового возраста секут зоны катаклаза [Александров, 1978]. Зоны цеолитизации по ширине достигают 3–5 км и по простиранию прослеживаются на 30–40 км. В южном направлении толщи Майнишской зоны надвинуты на породы Алякватваамской зоны.

Алякватваамская зона сложена мощной толщей сравнительно однообразных пород верхней юры – палеоцена. Внутренняя структура ее также довольно сложная, состоящая из двух покровов, осложненных многочисленными надвигами. Редкие выходы офиолитов представляют собой фрагменты Майнишских покровов. Зоны цеолитизированных брекчий развиты локально вдоль отдельных нарушений. В отличие от Майнишской и, как увидим ниже, Эконайской структур зоны цеолитизации образуют узкие прерывистые полосы, трубообразные тела, отвечающие зонам дробления, служившим путями повышенной проницаемости для минерализованных растворов.

Эконайская зона имеет наиболее сложное покровно-складчатое строение. В структурном отношении здесь выделяются автохтонный, аллохтонный и неоавтохтонный комплексы. Автохтон сложен вулканогенно-кремнисто-терригенной толщей мелового возраста. Протяженные и мощные зоны цеолитизированных брекчий в породах автохтона не типичны. Аллохтон состоит из целой системы покровов. Самый нижний покров сложен туфогенно-терригенными отложениями возрастного диапазона от поздней юры до позднего мела включительно. Выше расположены породы офиолитового комплекса, слагающие отдельные покровные пластины вполне определенного состава. В основании офиолитового аллохтона залегают породы гипербазит-габбрового комплекса. Причем гипербазиты присутствуют в резко подчиненном количестве, слагая небольшие выходы и чешуи в основании офиолитового аллохтона.

Выше расположен покров, представленный породами дайкового комплекса. К нему же приурочена основная масса тел кварцевых диоритов и плагиогранитов. Верхний офиолитовый покров состоит из серии мелких пластин и чешуй, сложенных вулканогенно-кремнистыми и терригенно-кремнистыми породами палеозоя, разделенными горизонтами катаклазитов. Таким образом, в пределах Эконайской зоны офиолитовая серия расслоена на обособленные структурные элементы. Подобная расслоенность могла образоваться в результате дифференцированного смещения отдельных частей земной коры, что нашло отражение в образовании системы послонных срывов и широком развитии явлений катаклаза.

Катаклазиты отчетливо выражены в аллохтонных пластинах, сложенных вулканогенно-кремнистыми толщами палеозоя. Разноцветные плитчатые и слоистые пачки кремнистых и кремнисто-глинистых пород интенсивно будированы и раздавлены до образования бесструктурных хаотических конгломерато-брекчий. Обломки катаклазитов сложены кремнистыми породами, а более глинистые разности, раздавливаясь, давали цементирующую массу. Мощностью подобных катаклазитов достигала нескольких сотен метров. Приурочены они к границам раздела отдельных пластин, сложенных разновозрастными палеозойскими толщами. Мощные и довольно протяженные зоны катаклазитов встречаются среди туфогенно-терригенных отложений пекульнейской свиты Эконайской зоны. Здесь верхнемеловые отложения не затронуты явлениями катаклаза и образование цеолитовых брекчий не проявлено в широких масштабах.

Наиболее интенсивно катакластические деформации проявились в породах меланократового основания. Выходы габброидов, плагиогранитов и пород дайкового комплекса представляют собой массивы цеолит-пренит-цоизитовых брекчий, образующих в рельефе пологие мягкие склоны, фрагменты более или менее свежих пород, не затронутых цеолитизацией, слагают редкие скальные выстулы. Обломки цеолитизированных брекчий разного облика и состава обнаружены в олистостромовых горизонтах среди туфогенно-терригенных серий верхней юры – верхнего мела Эконайской зоны.

Тектонические брекчи, милониты и филлониты. Сравнение офиолитовых комплексов Майнишской и Эконайской зон позволяет сделать вывод о том, что офи-

олитовые покровы перемещались с севера на юг — из Майнишской зоны в Эконайскую [Руженцев и др., 1978]. Основная поверхность, по которой произошло смещение офиолитов, совпала с границей раздела гипербазиты — габбро. Смещение офиолитов, начавшееся как глубинный срыв, в дальнейшем трансформировалось в систему сложных покровных элементов. При этом дробление разных частей офиолитового разреза достигало огромных масштабов и сопровождалось преобразованием исходных пород. В итоге возникли пласты цеолитизированных брекчий мощностью сотни метров. Процессы брекчирования и цеолитизации наиболее отчетливо выражены в габброидах, плагиогранитах и породах дайкового комплекса.

В большинстве случаев брекчии являются монокристаллическими и представляют собой пласты серовато-зеленых и бурых, довольно рыхлых катаклазитов, в которых нередко бывает трудно отличить обломки от цемента. Являясь, как правило, образованиями послойными, они состоят из угловатых и осколчатых обломков гравийной и песчаной размерности какого-нибудь одного типа пород (габбро, плагиогранит и т.д. — рис. 2)¹. Степень раздробленности и относительного смещения обломков различна. Наряду с блоками исходных материнских пород, раздробленность которых не столь велика, встречаются полностью дезинтегрированные разновидности, превращенные в цеолит-пренит-цоизитовый агрегат. В результате интенсивно проявленных катакластических деформаций образовались плотные милониты, состоящие из продуктов тонко измельченных пород. Для них характерны параллельные текстуры — сланцеватая и свилеватая. Состав обломков свидетельствует о том, что милониты обычно образованы по амфиболитизированным зеленокаменно-измененным и цеолитизированным габброидам. В милонитах в виде обломков размером от 0,1 до 3–5 мм встречаются агрегаты и зерна диопсид-авгита, розоватого эпистильбита, бесцветного помонита или пренита, замещающих роговые обманки, а также эпидота и плагиоклаза, актинолита с хлоритом, магнетита и титаномагнетита, замещаемых смектитам в сочетании с тонкоагрегатным сфеном. Цементом служит тонкоагрегатная олаковая масса, образованная при крайнем измельчении и истирании исходных пород, частично раскристаллизованная в процессе милонитизации. С процессом милонитизации связано образование микрогранобластических сегрегаций пренита, цеолитов и тонкоагрегатных скоплений эпидот-цоизита. Вдоль свилеватости развиваются радиально-лучистые агрегаты хлорита, окруженные цеолитами. Характерны свилеватые зерна кальцита. Тонкие короткие трещины отрыва выполнены хлоритом.

В виде блоков сохранившихся монокристаллов исходных пород в горизонтах милонитов и катаклазитов, развитых по породам меланократового основания, были встречены пироксеновые и амфиболовые габбро, габбро-нориты, нориты, пироксениты, диориты, плагиограниты, а также габбро-амфиболиты и амфиболиты. Петрографическое изучение перечисленных пород показало, что все они в разной мере подверглись амфиболитизации, более позднему зеленокаменному изменению и цеолитизации. Причем цеолитизация проявлена только в породах, подвергшихся дроблению. Наиболее изменены габброиды и в очень малой степени — нориты и пироксениты. Намечается такая последовательность преобразования пород меланократового основания (табл. 1).

Позднемагматическая или ранняя постмагматическая стадия вызвала замещение в габброидах пироксена роговой обманкой под влиянием летучих минерализаторов, накопившихся в остаточной магме или пропитывавших уже раскристаллизованную породу. В диорит-плагиогранитах с этой стадией также связано образование роговой обманки, а в полосчатом комплексе (нориты, пироксениты и др.) — железистой контактово-реакционной роговой обманки и граната.

Минеральные образования амфиболитовой стадии наиболее отчетливо выражены в породах габброидного комплекса. С ними связано образование различных типов амфиболитов — выделено четыре типа. Амфиболиты первого типа представляют собой среднезернистые породы массивной текстуры с гранобластовой структурой. Они состоят из сине-зеленой метаморфогенной роговой об-

¹ Рис. 2–7, см. на вкл.

Таблица 1

Ассоциации новообразованных минералов различных стадий изменения пород габбрового и диорит-плагиогранитового комплексов Корякского нагорья

Стадия изменения	Габброиды	Диорит-плагиограниты	Нориты и пироксениты
1. Позднемагматическая или раннепостмагматическая	Роговая обманка, биотит контактово-реакционный	Роговая обманка	Железистая контактово-реакционная роговая обманка и гранат
2. Амфиболитовая	Роговая обманка, сфен, лабрадор, олигоклаз-андезин, олигоклаз, альбит-олигоклаз, гранаты, магнетит, железистый эпидот	Роговая обманка, сфен, магнетит, сегрегации кварца и биотита	Не наблюдались
3. Зеленосланцевая	Актинолит, альбит, пренит, хлорит, кальцит	минералы группы эпидота-цоизита, пренит, кальцит	
4. Цеолитовая	Цеолиты, хлорит смектиты, кальцит	Хлорит, цеолиты, альбит, пренит, кальцит	Не наблюдались
5. Милонитовая	Хлорит, серицит, цеолиты, эпидот-цоизит, пренит, альбит, смектит, кальцит с двойниками скольжения	Хлорит, цеолиты, эпидот-цоизит, альбит, порфиробласты кварца, смектит, кальцит с двойниками скольжения	То же
6. Филлонитовая			

манки (50% объема породы $N_g = 1,650$, $N_m = 1,640$, $N_p = 1,629$, $N_g - N_p = 0,21$, $\angle cN_g = 13^\circ$) и двойникового основного плагиоклаза (лабрадор). Роговая обманка из амфиболитов этого типа полеохроирует от сине-зеленого по N_g , желтовато-зеленого по N_m до бледно-желтого по N_p . В небольшом количестве (1-3%) в породе присутствует магнетит как в виде идиоморфных зерен размером до 0,3 мм, так и в виде скоплений мелких (0,01-0,05 мм) червеобразных частиц. Постоянно наблюдаются тонкие призмы апатита и зерна сфена неправильной, клиновидной или ромбовидной формы. Для породы характерны различные пятна, гнезда, линзы, сегрегации роговой обманки, в которых выявляется предпочтительная ориентировка роговой обманки, ее силовидное строение (рис. 3). Сегрегации окружаются скоплениями магнетита.

Особенности строения и состава свидетельствуют о метаморфическом происхождении породы, а сохранение полисинтетических двойников у лабрадора — о том, что метаморфические преобразования протекали без значительных деформаций породы.

По химическому составу роговая обманка из амфиболитов первого типа представляет собой гидрочермакитовую роговую обманку исходя из классификации Б.Е. Лика [Leake, 1978]. Для нее характерно повышенное содержание ионов OH^- (3,72 на формульную единицу) и высокое (1,56) содержание тетраэдрически скоординированного алюминия (см. табл. 2 и 3). Эти особенности химизма роговой обманки позволяют предполагать ее образование при метаморфизме, связанном с влиянием высокой температуры и участием флюидов [Leake, 1965b; Leake, 1968; Kemp, Leake, 1975; Raase, 1974; Bard, 1970; и др.]. Применительно к условиям тектонической истории Корякского нагорья образование

первого типа амфиболитов можно связывать с проявлением в породах габброидного комплекса высокотемпературного метасоматоза в результате внедрения серии микроплагиогранит-порфировых даек.

Ко второму типу отнесены амфиболиты с ориентированной полосчатой текстурой. Они состоят из удлиненных призматических зерен сине-зеленой роговой обманки и гранобластовых агрегатов олигоклаз-андезина. Присутствуют рассеянные тонкие призмы апатита и зерна сфена овальной формы.

Массивные и полосчатые амфиболиты связаны между собой разнообразными переходными типами. Начало перехода знаменуется предпочтительной ориентировкой удлиненных, линзовидных сегрегаций роговой обманки (рис. 4). В дальнейшем прослеживаются грануляция и перегруппировка зерен роговой обманки с образованием удлиненных призм с неровными, занозистыми окончаниями, иногда с пloyчатый деформационным изгибом, а также слияние сегрегаций в протяженные слои, ориентированные вдоль трещиноватых зон. Происходит дробление и разрушение лабрадора.

Для полосчатых амфиболитов характерны порфиробласты лабрадора. В новообразованном агрегате олигоклаз-андезина видны "островки" замещаемого лабрадора в замутненном, полуразрушенном состоянии.

Роговая обманка из амфиболитов второго типа имеет такой же характер плеохроизма, как в амфиболитах первого типа, однако она более интенсивно окрашена в сине-зеленый цвет по N_g . Химизм ее пока детально не изучен. Исходя из состава исходной породы и оптических данных можно предполагать для нее несколько повышенное, чем в первом типе, содержание Al_2O_3 и FeO , извлеченных при разрушении лабрадора и магнетита.

Амфиболиты третьего типа представляют собой породы тонкополосчатой или пloyчатой текстуры с гранобластовой структурой. Для них характерно высокое содержание роговой обманки (80-90%), которая плеохроирует от интенсивного сине-зеленого цвета по N_g до бледно-желтого (почти бесцветная) по N_p . Плагиоклаз - это или альбит-олигоклаз, или олигоклаз. Наряду с почти мономинеральными амфиболитами в этой группе встречаются амфиболиты с железистым эпидотом, в котором, судя по преломлению ($N_g = 1,78$) и двупреломлению ($N_g - N_p = 0,45-0,50$), содержится не менее 30-36% Fe_2O_3 [Лодочников, 1955]. Густой сине-зеленый цвет роговой обманки также, по-видимому, связан с повышенным содержанием Fe . Образование амфиболитов в этом случае, вероятнее всего, произошло за счет пород эффузивного базальтового или спилит-диабазового комплекса.

Наибольший интерес представляют амфиболиты четвертого типа. Для них характерны ориентированные, тонкополосчатые и сланцеватые текстуры и гранонематобластовые структуры (рис. 5). Порода состоит из бледно окрашенной роговой обманки ($N_g = 1,667$, $N_m = 1,653$, $N_p = 1,644$, $N_g - N_p = 0,023$, $\angle cN_g = 15^\circ$) с плеохроизмом в очень бледных тонах от коричневатого-зеленого по N_g , коричневого по N_m , бесцветного (или очень бледно-желтого) по N_p и несдвойникового олигоклаза (25% Al). В гранобластовом агрегате олигоклазовых зерен различаются "островки" замутненного, альбитизированного плагиоклаза исходной породы. Вдоль полюс, на границе разнородных слоев и по трещинам прослеживаются агрегаты мелких червеобразных зерен магнетита. Характерны цепочечные сегрегации сфена (3-5% от породы). Присутствуют зерна бесцветных и розовых гранатов (1-3%) и рассеянные тонкие призмы апатита.

Роговая обманка по химическому составу принадлежит к алюминиево-актинолитовым роговым обманкам [Leake, 1978]. Особенности ее химизма является отсутствие Na и Ti , низкое содержание K (0,10) и Ca (1,39 на формульную единицу) и высокое содержание Al в октаэдрах, независимо от варианта расчета кристаллохимической формулы по данным электронно-зондового микроанализа при различных соотношениях Fe^{+2} и Fe^{+3} (см. табл. 2 и 3).

Высокое содержание октаэдрически скоординированного алюминия в петрологическом смысле служит индикатором высоких давлений [Raase, 1974; Kemp, Leake, 1975]. По содержанию Al^{IV} (около 1,0 в формульной единице) исследу-

Таблица 2

Химический состав (вес. %) минералов из пород меланжкратового фундамента

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	44,58	51,85	54,41	63,82
TiO ₂	0,46	0,0	0,0	0,0
Al ₂ O ₃	9,19	9,39	0,32	18,21
Fe ₂ O ₃	6,09	-	-	0,0
FeO	8,82	15,69*	20,71*	0,0
CaO	9,01	10,04	3,29	0,0
MgO	15,27	10,66	10,04	0,0
MnO	0,27	0,0	0,0	0,0
Na ₂ O	0,79	0,07	5,93	0,19
K ₂ O	0,20	0,59	3,81	17,56
H ₂ O ⁺	3,87	1,69 ^{*2}	1,52 ^{*2}	-
H ₂ O ⁻	0,37	-	-	-
CO ₂	0,42	-	-	-
C	0,0	-	-	-
P ₂ O ₅	0,01	-	-	-
Cl	0,0	0,0	0,0	0,0
F	0,0	0,0	0,0	0,0
Сумма	99,35	99,98	100,03	99,78
Катионы				
Si	6,43	7,50	7,95	3,00
Al ^{IV}	1,56	0,50	0,05	1,00
Al ^{VI}	-	1,10	-	-
Ti	0,04	-	-	-
Fe ⁺³	0,68	-	1,72 ^{*3}	-
Fe ⁺²	1,06	1,89	0,79	-
Mn	0,03	-	-	-
Mg	3,30	2,31	2,20	-
Сумма	5,11	5,30	-	-
Ca	1,39	1,55	0,50	-
Na	0,22	-	1,67	0,01
K	0,03	0,10	0,70	0,99
Сумма	1,64	1,65	2,87	1,00
Анионы				
ОН	2,72	1,63	1,46	-
O	20,28	22,37	22,54	-
Mg/(Fe ⁺³ +Fe ⁺² +Mg+Mn)	0,65	0,55	0,46	-

* Суммарное железо рассчитано в закисной форме.

*2 Содержание воды определялось с помощью микротермовесов фирмы Сетарам.

*3 Разделение железа на Fe⁺² и Fe⁺³ проведено исходя из условия Si + Al^{IV} = 8.

Примечание. 1 - роговая обманка из массивного амфиболита, 2 - то же, из полосчатого амфиболита, 3 - щелочной амфибол, 4 - калиевый полевой шпат из голубосланцевого филлонита; 2, 3, 4 - данные электронно-микросондового анализа.

дуемая роговая обманка попадает в группу роговых обманок, сформированных при максимально возможных давлениях [Leake, 1965; Raase, 1974].

Сине-зеленая роговая обманка в этом типе амфиболитов является образованием более поздним. Она замешает бледно окрашенную породообразующую роговую обманку в торцовых частях призматических зерен, имеющих неровные занозистые окончания. Исходя из особенностей состава роговой обманки (низкие содержания К и Са, отсутствие Na, высокие значения Al^{VI}), можно предположить, что образование амфиболитов четвертого типа происходило в раннюю стадию глубинного срыва при раздвиге на границе ультрабазитового и габброидного комплексов.

Минеральные преобразования амфиболитовой стадии в диоритах и плагиогранитах по характеру сходны с преобразованиями в амфиболитах, переходных от первого типа ко второму. Они заключались в грануляции крупных зерен роговой обманки и в образовании агрегатов из призм сине-зеленой роговой обманки с неровными окончаниями; в ориентировке зерен и агрегатов роговой обманки вдоль полос скалывания; в разрушении крупных зерен ильменита с образованием агрегатов и "сыпи" мелких рудных частиц; в появлении сегрегации кварца и биотита.

Изменения зеленосланцевой стадии проявлены во всех типах пород меланократового основания и являются более поздними, наложенными на минеральные парагенезисы амфиболитовой стадии. Они проявляются в деанортитизации основных плагиоклазов, замещении их эпидот-пренит-хлоритовыми агрегатами, а сине-зеленой роговой обманки — агрегатами актинолита и хлорита, в образовании различного вида скоплений и прожилков пренита, эпидот-цоизита, хлорита.

Цеолитовая стадия проявлена только в породах, подвергшихся катакластическим деформациям. Выделяются две генерации цеолитов. Цеолиты I генерации ассоциируют с хлоритом, смектитом, альбитом, пренитом, кальцитом, отвечают собственно цеолитовой стадии преобразования пород меланократового основания и представлены ломонтитом, томсонитом, эпистильбитом. Цеолиты II генерации развиты в основном в милонитах. Милонитовая стадия является более поздней, чем цеолитовая, и породы, образовавшиеся в это время, как будет показано ниже, строго локализованы в пространстве. Если цеолиты I генерации слагают обломки и зерна, то цеолиты II генерации выполняют тонкие трещинки отрыва, а также гнезда и затеки в цементе. Для более поздней генерации характерно формирование цеолитов с более плотной каркасной решеткой (анальцит).

Поздние цеолиты вместе с пренитом часто развиваются по трещинам, ориентированным вдоль направлений "гнейсовидности" в милонитах. Следовательно, ранняя цеолитизация протекала в начальные стадии образования проницаемых зон (зон дробления) в результате появления разветвленной системы микротрещин в породах меланократового фундамента и заполнения их минералообразующими растворами. Ассоциация низкотемпературных минералов постепенно замещала почти весь объем породы. Поздняя цеолитизация осуществлялась при формировании филлонитов в условиях затрудненной циркуляции растворов, ограниченной тектоническими плоскостями. В диоритах и плагиогранитах цеолиты сосредоточены в зонах дробления и грануляции кварца, где они выполняют линзы и протяженные слои.

Филлонитовая стадия характеризуется образованием пелитовых сланцев по милонитам и брекчиям (рис. 6). Минеральная ассоциация включает хлорит, альбит, цеолиты, пелитоморфный эпидот-цоизит, сфен, пренит, кварц, серицит, кальцит. Для пород характерны структура ложного кливажа и двойники скольжения в кальците. Динамосланцы филлонитового ряда, помимо пород меланократового комплекса, установлены также среди терригенных и вулканогенных пород верхнего мела — палеоцена, туфогенно-терригенных пород верхней юры — нижнего мела Альтавтамской зоны, а также в породах вулканогенно-кремнисто-терригенной толщи яранайского комплекса Эконайской зоны. Филлониты в этих зонах образовались как по туфогенно-терригенным и кремнистым породам, так и по спилитам и их туфам. Ассоциация новообразованных минералов включает кварц, серицит, хлорит, смектиты, кальцит.

Таблица 3

Варианты расчета кристаллохимической формулы роговой обманки (см. табл. 2, обр. 2).

Fe ₂ O ₃ , %	Si	Al ^{IV}	Σ	Al ^{VI}	Fe ⁺³	Fe ⁺²
0,0	7,50	0,50	8,0	1,10	0,0	1,89
3,33	7,43	0,57	8,0	1,01	0,36	1,51
5,55	7,41	0,59	8,0	0,99	0,58	1,27
7,77	7,40	0,60	8,0	0,98	0,82	0,92

Структурные позиции катионов

T	M ₂	M ₁ M ₃
---	----------------	-------------------------------

Сланцы необычного состава (филлониты?) выявлены в виде блоков размером 9 × 12 м² в серпентинитовом меланже Алькатваамской зоны (хр. Туманный). Они состоят из тонких (до 1 мм) слоев сложно перекрученных и переплетающихся волокон щелочного амфибола (магнезиоарфведсонит) и более толстых слоев калиевого полевого шпата (ортотлаз?) ($N_g = 1,524$, $N_p = 1,516$) с порфиробластами кварца (см. табл. 2, и рис. 7). Характер полочатости глыб, соотношение мощностей полос и тонких слоев позволяет предполагать образование этих сланцев прогрессивного ряда за счет пород вулканогенно-флишоидного комплекса.

Формирование тектонических брекчий. Изложенный материал позволяет перейти к рассмотрению проблемы взаимосвязи тектонических событий и метаморфизма. Еще раз подчеркнем, что породы меланократового фундамента в современной структуре Корякского хребта находятся в аллохтонном залегании и со времени своего образования прошли сложную эволюцию, важную роль в которой играли тектонические процессы. Перемещение покровов происходило с севера на юг, и породы меланократового основания были шарированы в виде системы пластин из Майницкой краевой зоны в Эконайскую зону.

На рис. 1 показано первоначальное расположение структурно-формационных зон Корякии (палинспастические реконструкции). Разработанная на палинспастической основе модель развития региона характеризуется следующими основными этапами.

В палеозое на рассматриваемой территории существовал бассейн океанического типа, в котором накапливались вулканогенно-кремнистые и терригенно-кремнистые толщи палеозоя.

В раннем мезозое значительная часть района была охвачена складчатыми деформациями. Основная особенность геологических событий этого времени заключается в том, что была создана кора переходного типа с большим количеством плагиогранитов. К сожалению, составить подробное представление о развитии региона в раннем мезозое весьма трудно, так как в Корякском хребте фаунистически доказанные нижнемезозойские отложения развиты крайне фрагментарно, в виде тектонических клиньев (хр. Кэнкэрен) или в переотложенном виде среди грубообломочных образований верхнего мезозоя.

В позднем мезозое закладывалась система расколов, вдоль которых внедрялись серии даек. Процесс разламывания позднепалеозойской – раннемезозойской коры носил длительный характер, вследствие чего возникло несколько генераций даек. В это время в условиях высокотемпературного прогресса могли образоваться амфиболиты первого типа. Начиная с поздней юры обособившиеся блоки начинают раздвигаться, вскрывая породы меланократового фундамента. Реализация раздвига протекала на нескольких структурных уровнях, при этом вся кора расслаивалась на серию независимо смешавшихся пластин. Главный

Mg	Σ	Ca	K	Σ	ОН	O
2,31	5,30	1,55	0,10	1,65	1,63	22,37
2,29	5,17	1,54	0,10	1,64	1,62	22,38
2,28	5,12	1,54	0,10	1,64	1,61	22,39
2,28	5,15	1,53	0,10	1,63	1,61	22,39

M ₄	A
----------------	---

срыв совпал с поверхностью раздела гипербазиты - габбро и в этом случае верхняя часть меланократового фундамента (габбро-плаггиогранитный и дайковый комплексы) была сорвана. Смещение начиналось как глубинный срыв, и мы полагаем, что именно с этими движениями была связана наложенная амфиболитизация (четвертый тип).

Проблема времени процесса амфиболитизации до получения радиологических данных остается до конца невыясненной, возможны два варианта решения. Первый предполагает, что амфиболитизация была связана со становлением пород офиолитового комплекса в условиях палеоокеана, второй, - что амфиболитизация связана с расслоением литосферы и глубинным срывом, приведшим к деформации палеозойско-раннемезозойской коры. Таким условиям может отвечать образование амфиболитов четвертого типа.

В последние годы находки амфиболитов все чаще и чаще обнаруживаются в разрезах океанической коры срединно-океанических хребтов, глубоководных желобов и т.д. [Shido, Miyashiro, 1959; Мияси́ро, 1973; Бонатти и др., 1973; Bonatti et al., 1975; Силантьев, 1978; Кашинцев, Фрих-Хар, 1978; и др.]. Часть амфиболитов, отвечающая эпидот-амфиболитовой фации, образовалась по вулканогенно-осадочным породам океанического дна [Кашинцев, Фрих-Хар, 1978; Силантьев, 1978; и др.]. К этому типу амфиболитов с ассоциациями минералов: роговая обманка - хлорит - сфен и роговая обманка - кварц - эпидот - сфен, вероятно, относятся амфиболиты, встречающиеся в основании офиолитовых покровов альпийских областей [Sakir, Juteau, 1978].

К другой группе амфиболитов относятся метаморфизованные габбро, среди которых А. Мияси́ро различает два типа. Первый тип представлен амфиболитами, образовавшимися в результате перекристаллизации габброидов в условиях циркуляции гидротермальных растворов в океанической коре. Для них характерны сохранившиеся габброидные текстуры. Амфиболиты второго типа были подняты драгами из зон разломов. Они образовались в условиях синкинематического метаморфизма, и для них характерна гранулитизация минералов, сопровождаемая метаморфической перекристаллизацией. Крупные кристаллы пироксенов и плаггиоклазов сохраняются как порфирокласты, а бурая роговая обманка встречается в виде мелких зерен, образовавшихся в процессе перекристаллизации между гранулированными пироксенами. Степень метаморфизма довольно высокая на промежуточной стадии между амфиболитовой и гранулитовой фациями.

Первый тип из изученных нами амфиболитов несомненно соответствует первому же типу амфиболитов, описанных А. Мияси́ро. Второй тип амфиболитов Корякского нагорья можно расценивать как частный случай амфиболитов второй группы А. Мияси́ро, однако можно предположить и другой путь их образования, а именно в результате скальвания и метаморфизма габброидов вблизи оси спрединга, как было описано альпийскими геологами на примере габброидного массива Шенайе в Западных Альпах [Mevel et al., 1978]. Скальвание

было связано с утонением литосферы. По мере удаления от оси срединно-океанического хребта происходило уменьшение температур, и габброиды, попадая в условия более низких температур и меньших глубин, испытывали хрупкие деформации. Метаморфизм зеленосланцевой и цеолитовой фаций и катаклаз в породах океанического дна проявлялись после амфиболитовой стадии метаморфизма [Миясиро и др., 1973]. Радиологический возраст амфиболов из габбро в Альпах и Апеннингах (160–185 млн. лет по K-Ar методу) подтверждает точку зрения авторов, что амфиболитизация произошла в предподнеюрское время, на ранних этапах раскрытия океана Тетис до начала накопления первых океанических осадков.

Подобный путь образования амфиболитов, связанный с возникновением поверхностей срыва и зон скольжения, может быть предложен и для амфиболитов третьего типа. Однако в этом случае следует предполагать метаморфизм пород в более высоких горизонтах океанической коры, а именно при смещении пластин на границе габбрового комплекса и базальтов или внутри базальтового слоя.

Возвращаясь к тектонической истории Корякского региона, отметим, что породы меланократового основания в условиях нарастающего растяжения и тектонического смещения пластин коры оказывались выведенными в более поверхностные условия и амфиболитовая фация сменялась зеленосланцевой и цеолитовой. В зонах растяжения на начальных стадиях образования проницаемых зон по разветвленной системе микротрещин осуществлялась циркуляция растворов, которые могли формироваться как за счет гидротерм, связанных с вулканической деятельностью, так и благодаря растворению пород меланократового фундамента морскими хлорсодержащими водами, проникающими в глубокие горизонты.

Цеолитизация проявлена только в породах, подвергшихся катакластическим деформациям, которые реализовались в породах меланократового основания в процессе их перемещения по горизонтальным поверхностям срыва при выводе их в поверхностные условия. К этому времени габбро-плагногранитный и дайковый комплексы претерпели амфиболитовый и зеленосланцевый метаморфизм и тем самым были существенно подготовлены к последующей цеолитизации. Породы слагались такими реакционноспособными минералами, как роговые обманки, эпидот, альбит, хлорит, содержащими все необходимые для образования цеолитов компоненты (Na, Ca, Al, Si). В зависимости от состава замещаемых пород, физико-химических условий (температура, концентрации, щелочность растворов и др.) формировался определенный набор Ca-Na цеолитов (ломонтит, томсонит, анальцит, эпистильбит и др.). Существование экранирующих поверхностей в виде системы пластин и чешуй способствовало образованию цеолитизированных брекчий. Такими экранами могли быть гипербазиты, прошедшие две стадии серпентинизации (статическую и динамическую).

Растяжение, охватившее Майнишкую зону, было скомпенсировано надвиганием по южному фронту аллохтонных масс. Развитие происходило по схеме тыловой раздвиг (новообразованный краевой бассейн) – фронтальный надвиг (островодужное поднятие и предостроводужный прогиб) [Руженцев и др., 1979]. Для фронтальной части характерно широкое распространение милонитов наряду с брекчиями и по брекчиям. Процесс милонитизации сопровождался образованием цеолитов II генерации. Степень разуплотнения пород в это время была не столь велика, и образование цеолитов происходило в условиях затрудненной циркуляции минералообразующих растворов. Становление покровных пластин сопровождалось дроблением пород в поверхностных условиях. Образование мощных зон брекчий и милонитов способствовало разрушению горных масс, поставивших обломочный материал для олистострёмов.

На завершающих этапах формирования покровной структуры Корякского хребта, в условиях общего поддвига океанической плиты под континентальную формировались породы прогрессивного филлонитового ряда метаморфизма с бластическими деформациями цеолитов. Зоны дислокаций строго локализованы в пространстве. Основные полюсы их развития приурочены к зонам сочленения различных покровно-складчатых систем. Наиболее отчетливо выражена полоса динамосланцев на границе Эконайской и Алькатваамской зон. В этой полосе

динамометаморфизму подвержены породы самого разного возраста (меланократовое основание, палеозойские толщи, терригенные и вулканогенные образования верхнего мела – палеоцена и др.). Появление голубосланцевых пород указывает на существование локальных во времени и пространстве аномальных повышенных давлений.

Таким образом, намечается следующая взаимосвязь тектонических событий и метаморфических явлений.

Разрушение палеозойско-раннемезозойской коры переходного типа сопровождалось процессами амфиболитизации. Причем с внедрением дайковых комплексов в зонах аномального прогрева пород меланократового фундамента образовались амфиболиты первого типа. Синтектонические амфиболиты второго и четвертого типов были приурочены к поверхностям глубинного срыва.

Начиная с поздней юры возникла система структур, развивающаяся по схеме фронтальный надвиг (предостроводужный прогиб, островная дуга) – тыловой раздвиг (краевое море). По мере выведения пород меланократового основания в поверхностные условия амфиболитовый метаморфизм сменялся зеленосланцевым и цеолитовым. Перемещение аллохтонных масс сопровождалось интенсивными катакластическими деформациями. В зоне раздвига широкое распространение получили цеолит-пренит-цоизитовые брекчии, а во фронтальной части системы – милониты.

Современная покровно-складчатая структура Корякского хребта формировалась в условиях поддвига океанической плиты под континентальную. С этими движениями связывается образование продуктов прогрессивного метаморфизма филлонитового ряда.

Abstract

The Koryak ridge situated in the transitional area from the continent to the ocean is of complicated nappe-folded structure. Rocks of the ophiolitic association are widely distributed here. It is characterized by general delimitation into separate isolated elements and high degree of rock desintegration. Various cataclasites composing the mapped bodies of considerable thickness are widely developed. The study of cataclasites formed after rocks of the melanocratic basement enabled us to recognize the following succession of metamorphic facies: amphibolitic, green-schistose, zeolitic. Amphibolitization was related to decomposition and gapping fault of the older Paleozoic-Early Mesozoic crust of the transitional type. On outcropping the rocks of the melanocratic basement, the amphibolitic metamorphism was substituted by green-schistose and zeolitic ones. The zeolitic stage manifested itself only in the rocks subjected to cataclasis. The milonitic stage has been singled out as well. Its products are localized in the frontal part of moving allochthonous masses. Phillonites were formed in the process of general underthrust of the oceanic plate beneath the continental one. These marked the zones of conjugation of large nappe elements.

Литература

- Александров А.А. Покровные и чешуйчатые структуры в Корякском нагорье. М.: Наука, 1978.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Бялобжеский С.Г. и др. Новые данные по тектонике Корякского нагорья. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 60–72.
- Богданов Н.А. О тектоническом скучивании коры в океанах. – В кн.: Тектоническое развитие земной коры и разломы. М.: Наука, 1979, с. 133–146.
- Бонатти Э., Гоннорез Х., Феррара Г. Перидотит-габбро-базальтовый комплекс экваториальной части Срединно-Атлантического хребта. – В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана. М.: Мир, 1973, с. 9–29.
- Кашинцев Г.Л., Фрих-Хар Д.И. Строение океанской коры в зоне разломов Элтанин (Тихий океан) по петрографическим данным. – Океанология, 1978, т. 18, № 1, с. 64–69.
- Книппер А.Л. Офикальциты и некоторые другие типы брекчий, сопровождающие дооронное становление офиолитового комплекса. – Геотектоника, 1978, № 2, с. 50–66.

- Лодочников В.Н. Главнейшие пороодообразующие минералы. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 159 с.
- Миясиро А., Сидо Ф., Юинг 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.
- Пейве А.В. Тектоника Срединно-Атлантического хребта. – Геотектоника, 1975, № 5, с. 3–17.
- Руженцев С.В., Бялобжеский С.Г., Соколов С.Д. Офиолитовые покровы Корякского хребта. – Докл. АН СССР, 1978, т. 239, № 5, с. 1186–1190.
- 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.
- Силантьев С.А. Метабазиты эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма дна Атлантического океана. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 6, с. 52–60.
- Bard J.-P. Composition of hornblendes formed during the hercynian progressive metamorphism of the Aracena metamorphic belt (SW Spain). – *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1970, vol. 28, N 2, p. 117–134.
- Bonatti J., Honnorez J., Kirst P., Radicati F. Metagabbros from the Mid-Atlantic ridge at 6°N; contact-hydrothermal-dynamic metamorphism beneath the Axial valley. – *J. Geol.*, 1975, vol. 83, N 1, p. 61–78.
- Borg L.J. On conventional calculations of amphibole formula from chemical analyses with incarcerated H₂O (+) or F determination. – *Miner. Mag.*, 1967, vol. 36, N 280, p. 583–590.
- Çakir U., Juteau Th., Whitechurch H. Nouvelles preuves de l'écailage intra-océaniques précoce des ophiolites téthysiennes: les roches métamorphiques infra-péridotitiques du massif de Pozanti-Karasanti (Turquie). – *Bull. Soc. géol. France, ser. 7*, 1978, vol. 20, N 1, p. 61–70.
- Kemp A.J., Leake B.E. Two hydrous-rich aluminous hornblendes. – *Miner. Mag.*, 1975, vol. 40, N 311, p. 308–311.
- Leake B.E. The relationship between tetrahedral aluminium and the maximum possible octahedral aluminium in natural calciferous and subcalciferous amphiboles. – *Amer. Miner.*, 1965a, vol. 50, N 7/8, p. 843–851.
- Leake B.E. The relationship between composition of calciferous amphibole and grade of metamorphism. – *Geol. J.*, 1965b, Spec. Iss., N 1, p. 299.
- Leake B.E. A catalog of analyzed calciferous and subcalciferous amphiboles together with their nomenclature and associated minerals. – *Geol. Soc. Amer. Spec. Pap.*, 1968, N 98, p. 1–195.
- Leake B.E. Nomenclature of amphiboles. – *Amer. Miner.*, 1978, vol. 63, N 11/12, p. 1023–1058.
- Mevel R., Caby R., Kienast J.R. Amphibolite facies conditions in the oceanic crust: example of amphibolitized fiaser-gabbro and amphibolites from the Chenaillet ophiolite massif (Hautes Alpes, France). – *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1978, vol. 39, N 1, p. 98–109.
- Raase P. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. – *Contribs Mineral. and Petrol.*, 1974, vol. 45, N 3, p. 231–236.
- Shido T., Miyashiro A. Hornblendes of basic metamorphic rocks. – *J. Fac. Sci. Univ. Tokyo, Sec. II*, 1959, vol. 12, pt 1, p. 85–102.
- Whitechurch H. Les écailles métamorphisme infrapéridotitiques de la région ophiolitique du Baer bassin (Syrice septentrionale). – In: 5^e Renn amer. sci. teere. Rennes, 1977, p. 467.

ОСНОВНЫЕ РАЗДЕЛЫ ПРОГРАММЫ «МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ОКЕАНИЧЕСКОГО СУБСТРАТА»

I. Низкотемпературные изменения и метаморфизм океанических и континентальных базальтов.

1) Установление основных парагенезисов и кристаллохимических особенностей главных аутигенных минералов в базальтах дна океанов и континентов во взаимосвязи с фациальными обстановками, тектоническими структурами и геофизическими полями. Выяснение особенностей преобразований разных петрохимических типов базальтов в океанах: толеитовых, щелочных с натриевой и калиевой тенденциями дифференциации, в пределах разных тектонических структур (срединных хребтов, подводных гор, асейсмичных хребтов, областей с повышенной мощностью коры и др.).

2) Типизация минеральных парагенезисов по стадиям изменения базальтов океанического субстрата: а) гальмиролиз, б) воздействие глубинных флюидов, в) региональный гидротермальный метаморфизм. Критерии разделения эндогенных и экзогенных изменений.

3) Преобразование базальтов как источник металлоносной минерализации в осадочном слое океанов.

II. Преобразования ультраосновных пород (серпентинизация и родингитизация).

1) Выяснение специфики серпентинизации ультрабазитов различных генетических типов: в структурах океанического дна, альпинотипных, в кальцевых и расслоенных массивах, в кимберлитах.

2) Разделение серпентинизации: регрессивной (ранней) и прогрессивной, связанной с процессами наложенного метаморфизма.

3) Выявление источника серпентинизации на основе изотопного анализа водорода и кислорода в минералах серпентиновой группы.

4) Изучение продуктов гальмиролиза серпентинитов.

5) Исследования кальциево-силикатных метасоматических пород (родингитов), связанных с гипербазитами различных структурно-тектонических зон континентов и океанов.

6) Выяснение специфики смены условий родингитизации при переходе от среднетемпературных стадий к низкотемпературным и участия в этих процессах океанической воды.

Моделирование различных типов и стадий преобразования базальтов в разных геологических обстановках континентов и океанов.

**ПОДРИСУНОЧНЫЕ ПОДПИСИ
К МИКРОФОТОГРАФИЯМ И ФОТОГРАФИЯМ
(ВКЛЕЙКИ)**

К статье Г.С. Харина
Минеральные преобразования пород океанического субстрата

Рис. 4. Микрофотография вторичных минералов в базальтах

a - зональное выполнение газовых пустот смектитами разной окраски, скв. 337 DSDP, глубина 115 м; *b* - преобразование базальтового стекла в зональный палагонит, Хребет Колбейнсей, драга 1350, обр. 4; *c* - замещение глауконитом мелкозернистого цемента в базальтовом милоните. В центре обломок базальта. Зона трансформного разлома Ян-Майен, драга 769-15, обр. 6; *d* - вторичные минералы (тальк, тремолит) в базальтах скв. 344 (глубина 388 м). Снимок в сканирующем микроскопе

К статье Г.С. Харина, А.Я. Шевченко

Рис. 2. Микрофотографии палагонита и смектитов

a - зональность строения палагонитовой корки, образованной по стеклу шарового базальта, станция 1350; снимок в сканирующем микроскопе; *b* - полосчатость смектита, заместившего обломки стекла; скв. 345, шлиф 34-1, 87; без анализатора; *c* - газовая полость в базальте, заполненная волокнистым и зернистым смектитом; скв. 345, обр. 32-3, 145; снимок в сканирующем микроскопе; *d* - листовые агрегаты смектита; скв. 345, обр. 32-3, 145; снимок в сканирующем микроскопе

К статье Ю.Г. Цеховского и др.

Рис. 1. Снимки в сканирующем электронном микроскопе базальтовых стекол и продуктов их изменений

a - драга 1402-2, свежее стекло, $\times 200$; *b* - *з* - драга 1440; *b* - обломок смектизированного стекла в измененной осадочной глине, $\times 500$; *c*, *d* - "корешковый" палагонит начальной стадии формирования (*c* - $\times 500$, *d* - $\times 2000$); *e*, *ж*, *з* - аутигенные смектиты, $\times 10\ 000$

Рис. 2. Снимки в сканирующем электронном микроскопе конечных продуктов изменения вулканогенно-осадочных пород из драги 1440

a, *b* - аутигенные смектиты (*a* - $\times 2000$, *b* - $\times 1000$); *c* - кристаллы филлипсита и аутигенной глине, $\times 10000$; *d*, *e* - скопление кристаллов филлипсита (*d* - $\times 500$, *e* - $\times 1000$); *ж*, *з* - предполагаемая форма выделения гелеобразного аморфного силикатного вещества, $\times 5000$

Рис. 4. Снимки преобразованных вулканогенно-осадочных пород в просвечивающем электронном микроскопе

a - обр. 1440 Н-3; обломок стекла с волоконными выделениями смектита, $\times 10000$; *b*, *c* - облаковидно-хлопьевидные и веретенообразные выделения смектитов: *b* - обр. 1402-5, $\times 9000$, *c* - обр. 1440 Н-3, $\times 8000$; *d*, *e* - пластинчатые выделения смектитов на фоне облаковидно-хлопьевидной массы: *d* - обр. 1440 Р-2, $\times 25\ 000$, *e* - обр. 1440 О-2, $\times 25000$; *f* - чешуйчатые выделения смектитов, обр. 1440-О-2, $\times 10\ 000$

К статье В.Б. Курносова и др.

Рис. 1. Образцы с поверхности дна (станции нис "Витязь") [Курносов и др., 1978]

a - радиально-лучистые выделения глинистого минерала (смектита?) на гладкой поверхности зеленого бесструктурного палагонита из глыбы толеитового пиллоу-базальта, разбитой трещинами; Индийский океан, станция 4577, глубина 4800 м, $\times 3000$; *b* - тот же образец, $\times 10\ 000$. Видна волокнистая структура веретенообразных радиально-лучистых выделений; *c* - глобулярная структура палагонита в каверне плитки палагонитового гиалокластита алевритовой крупности с поверхности эвпелагических глин. На части глобулей и в межглобулярном пространстве видна раскристаллизация смектита; Тихий океан, станция 4279, глубина 4165 м, $\times 2000$; *d* - тот же образец, $\times 10\ 000$. Гофрированная ("кружевная") текстура смектитового агрегата в межглобулярном пространстве палагонитового гиалокластита

Рис. 2. Образцы из скв. 462 61-го рейса "Гломара Челленджера" (впадина Науру, Тихий океан)

a - округлые стяжения смектита в паутинообразной массе вторичных продуктов, раз-

витых по базальтовому стеклу, обр. 48-2, 75-77 см., $\times 1000$; б - тот же образец, $\times 2600$. Яйцевидные глобулы с гофрированной структурой смектита; в - кристаллы цеолита в сростании с паутинообразным смектитом в измененном стекле, обр. 57-сс, $\times 1000$; г - тот же образец, $\times 2000$; гофрированный смектит

К статье В.Ф. Морковкиной и др.

Рис. 1. Микроструктура дисперсного серпентинитоподобного субстрата. Шлиф 811/76, $\times 10$.

а - в проходящем свете, б - с анализатором

Рис. 2. Раскristализация плотного серпентинита и частичная дегидратация с образованием оливина, пересекающего ориентировку выделений магнетита в изотропной массе. Шлиф 78/70, $\times 130$, без анализатора

Рис. 3. Габброизация серпентинита с образованием мигматитоподобной текстуры породы. Караарчинский блок, р. Каинды

Рис. 4. Начальная стадия Са-метасоматоза петельчатых серпентинитов. Шлиф 243/67, $\times 90$, без анализатора

К статье В.Н. Красновой

Рис. 1. Слюдяно-кварцевый сланец с порфиробластами гранатов. Обр. 2704 б, $\times 24$, николи +

Рис. 2. Гранатит (светлое - кварц, черное - рутил). Обр. 2485и, $\times 64$, без анализатора

Рис. 3. Метакрист граната с зональным строением. Обр. 1590 з, $\times 64$, николи +

Рис. 4. Разрастание сноповидных агрегатов стильпномелана и гематита в перемятом зеленом сланце. Обр. 2159 а, $\times 64$, без анализатора

К статье Р.А. Мандалаяна

Рис. 2. Небольшие включения известняков (светлое) в потоке подушечных спилитов, содержащих смешанные породы. Правобережье р. Ахум

Рис. 3. Останец кораллового известняка (белое) в лаве. Окрестности г. Кафан

Рис. 4. Смешанная порода. Представлена смесью опациitizedированных базальтов (темное) с перекристаллизованными доломитами (серое). Шлиф, $\times 30$, без анализатора. Левобережье р. Ахум

Рис. 5. Смешанная порода, состоящая из смеси микрокомковатых известняков (темное) с андезитобазальтами, $\times 35$, без анализатора. Окрестности г. Кафан

Рис. 6. Миндалевидные карбонатные включения (темное) в спилите. $\times 24$, без анализатора

К статье С.В. Руженцева и др.

Рис. 2. Микрофотография брекчии амфиболитизированного, зеленокаменно-измененного и цеолитизированного габброида. Белое - ломонтит. $\times 32$, без анализатора

Рис. 3. Микрофотография сегрегации роговой обманки в амфиболитах первого типа, $\times 16$, без анализатора

Рис. 4. Микрофотография сегрегации роговой обманки с предпочтительной ориентировкой в амфиболитах переходного типа, $\times 64$, без анализатора

Рис. 5. Микрофотография амфиболита четвертого типа. $\times 64$, без анализатора

Рис. 6. Микрофотография филлонита, $\times 64$, без анализатора

Рис. 7. Микрофотография голубосланцевой породы. Белое - сегрегации калиевого полевого шпата, темное - магнезиоарфедсонита. $\times 64$, без анализатора

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие (А.Г. Коссовская)	3
А.Г. Коссовская, И.М. Симанович, В.Д. Шутов. Минеральные преобразования пород океанической коры и проблема ее начальной континентализации	5
Н.Н. Перцев, В.Л. Русинов. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера"	17
Г.С. Харин. Вторичные минералы в подводных базальтах Северной Атлантики	22
Г.С. Харин, А.А. Шевченко. Минеральные преобразования и миграция вещества в базальтах при гальмиролизе и диагенезе (на примере базальтов ложа Норвежско-Гренландского бассейна)	30
Г.С. Харин. О проявлениях спилитизации в океанических базальтах	37
Ю.Г. Цеховский, Б.П. Градусов, И.О. Мурдмаа, А.Л. Дмитрик, В.Г. Сафонов, Н.Д. Серебrenникова. О гидротермальном преобразовании гиалобазальтов из глубоководных желобов - Марианского и Яп	42
В.Б. Курносов, И.О. Мурдмаа, Н.С. Скорнякова. Вторичные изменения вулканических стекол в океане	50
Л.П. Кокорина, Н.В. Котов, В.Б. Курносов. Гидротермальные преобразования океанического базальта высокоминерализованными модельными хлоридными, карбонатными, сульфатными и кислыми водами при повышенных P_{H_2O} - T -параметрах	57
И.В. Холодкевич, Н.В. Котов, В.Б. Курносов. Экспериментальное изучение вторичных изменений вулканических стекловатых пород в чистой и модельной морской воде при повышенных P - T -параметрах	67
Д.С. Штейнберг, И.С. Чашухин, М.В. Лагутина, Д.С. Шляпников, Э.К. Штерн. Проблемы серпентинизации ультрабазитов	72
В.Ф. Морковкина, Г.И. Макарычев, С.И. Гаврилова. Преобразования серпентинитов в процессе развития складчатых зон	88
Ю.Н. Колесник. Проблемы генезиса и температурных фаций родингитов	97
Л.В. Агафонов, Г.В. Пинус. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	105
Р.М. Юркова. Родингиты различных структурных зон мезозойских офиолитовых комплексов Сахалина и Малого Кавказа	113
С.А. Силантьев. Метаморфизм пород океанической коры	120
В.Н. Краснова. Метасоматические изменения рифейских пород Южного Урала	127
Е.П. Леликов. Метаморфические комплексы трога Окинава (Восточно-Китайское море)	131
О.М. Розен, С.Д. Соколов, А.Б. Шеко. Вещественный состав серпентинитовых песчаников и сопровождающих их отложений в мезозое Малого Кавказа	137
Б.Р. Шпунт, Э.А. Шамшина. Вторичные изменения рифейских вулканогенных пород на севере Сибирской платформы	146
Р.А. Мандалян. Смешанные карбонатно-эффузивные образования и их генезис (на примере верхнеюрских-нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР)	156
С.В. Руженцев, С.Д. Соколов, Р.М. Юркова. Тектоническое брекчирование и связанные с ним вторичные изменения пород меланократового фундамента (Корякское нагорье)	160
Основные разделы программы "Минеральные преобразования пород океанического субстрата"	173

CONTENTS

<i>Preface (by A.G. Kossovskaya)</i>	3
A.G.Kossovskaya, I.M.Simanovich, V.D.Shutov. Mineral transformations of the oceanic crust rocks and problems of its initial continentalization	5
N.N.Pertsev, V.L.Rusinov. Hydrothermal changes of basalts of the Bermuda Rise according to the materials of DSDP Sites 417, 418 of "Glomar Challenger"	17
G.S.Kharin. <i>Secondary minerals in basalts of the North Atlantic</i>	22
G.S.Kharin, A.Ya.Shevchenko. Mineral transformations and migration of matter in basalts during halmyrolysis and diagenesis	30
G.S.Kharin. On manifestations of spilitization in oceanic basalts	37
Yu.G.Tsekhovskiy, B.P.Gradusov, I.O.Murdmaa, A.L.Dmitriik, V.G.Safonov, N.D.Serebrennikova. On hydrothermal transformations of basalts from the deep-water trenches — Mariana and Yap	42
V.B.Kurnosov, I.O.Murdmaa, N.S.Skornyakova. Secondary changes of volcanic glasses in the ocean	50
D.P.Kokorina, N.V.Kotov, V.B.Kurnosov. Hydrothermal transformations of oceanic basalts by highly mineralized model chloride, carbonate, sulphate and acid waters at higher P_{H_2O} - T parameters	57
I.V.Kholodkevich, N.V.Kotov, V.B.Kurnosov. Experimental study of secondary changes of volcanic glassy rocks in pure and model sea water at higher P - T parameters	67
D.S.Shteinberg, I.S.Chashchukhin, M.V.Lagutina, D.S.Shlyapnikov, E.K.Shtern. Problems of serpentization of ultrabasites	72
V.F.Morkovkina, G.I.Makarychev, S.I.Gavrilova. Transformations of serpentinites during the process of development of folded zones	88
Yu.N.Kolesnik. Problems of genesis and temperature facies of rodingites	97
L.V.Agafonov, G.V.Pinus. Rodingites of ophiolitic zones in the eastern part of the central-Asiatic folded belt	105
R.M.Yurkova. Rodingites of various structural zones of Mesozoic ophiolitic complexes of the Sakhalin and Lesser Caucasus	113
S.A.Silantiev. Metamorphism of the oceanic crust rocks	120
V.N.Krasnova. Metasomatic changes of Riphean rocks in the South Urals	127
E.P.Lelikov. Metamorphic complexes of the Okinava trough. (East-Chinese Sea)	131
O.M.Rozen, S.D.Sokolov, A.B.Sheko. Material composition of serpentinitic sandstones and accompanying deposits in Mesozoic of the Lesser Caucasus	137
B.R.Shpunt, E.A.Shamshina. Secondary changes of Riphean volcanogenic rocks in the north of the Siberian platform	146
R.A.Mandalyan. Mixed carbonate-effusive rocks and their genesis (On the example of upper Jurassic—Lower Cretaceous volcanogenic-sedimentary formation of the Armenian SSR)	156
S.V.Ruzhentsev, S.D.Sokolov, R.M.Yurkova. Tectonic brecciation and related secondary changes of rocks of the melanocratic basement (Koryak Highland)	160
Main sections of the program "Mineral transformations of rocks of the oceanic substratum"	173

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 (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 5–16.

Проблема происхождения континентальной коры обычно связывается с эндогенным режимом. Новая концепция предполагает накопление первичных признаков континентализации материала океанической коры, связанной с низкотемпературными экзогенными условиями океанического метатенеза. Изучение минералогии алюмосиликатных пород осадочного слоя, а также базальтов ложа океана показало, что, во-первых, процессы эпигенеза имеют регионально-стадийный характер, а во-вторых, что новообразованные аутигенные минералы являются энергичными накопителями калия. Рассмотрены стадийные ассоциации аутигенных минералов осадочного чехла (Тихоокеанский профиль) по данным DSDP, а также стадии преобразования базальтов Мирового океана.
Ил. 2, библиогр.: с. 14–16 (52 назв.).

УДК 552.33.5+551.3.053:551.46

Перцев Н.Н., Русянов В.Л. Гидротермальные изменения базальтов Бермудского поднятия по материалам бурения скважин 417, 418 "Гломара Челленджера". — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 17–22.

Охарактеризованы главные черты вторичного изменения базальтов из керна трех скважин океанского бурения на южном склоне Бермудского поднятия. Химические изменения определяются выносом Са, в меньшей степени Mg, Na и Mn. Среди вторичных минералов развиты смектиты, гидрослюда, селадонит, хлорит, карбонаты, калиевый полевой шпат, анальцит, цеолиты, апофиллит, пирит. Показано, что, несмотря на пространственную близость скважин, характер и интенсивность изменения базальтов в них значительно различаются. Предполагается, что один тип изменений происходил почти одновременно со становлением вулканической толщи, а другой — эпигенетичен и, возможно, связан с участием нагретых вод в основном океанического происхождения.

Ил. 4, библиогр.: с. 21–22 (7 назв.).

УДК 549.01 (261)

Харин Г.С. Вторичные минералы в подводных базальтах Северной Атлантики. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 22–29.

Вторичные минералы в подводных базальтах разнообразны. Выясняется, что их парагенезисы отражают следующие главные обстоятельства: 1) фациальный тип базальтов (подводный поток, силл, дайка) и их состав; 2) характер вторичного процесса (холодный или горячий гальмиролиз, гидротермальное воздействие, диагенез, субаэральное выветривание и т.д.); 3) тип региональной морфотектонической структуры (рифтовая зона, зона глубинного разлома, подводная гора); 4) тип осадков, контактирующих с базальтами; 5) время, в течение которого происходили вторичные процессы.

Табл. 1, ил. 5, библиогр.: с. 29 (23 назв.).

УДК 549.01 (268)

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 (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 30–37.

Изучены фрагменты подводных шаровых лав, в различной степени измененных процессами гальмиролиза. Показано, что в свежих лавах химический состав в различных частях потока одинаков, тогда как в измененных лавах наблюдаются значительные различия. Минеральные преобразования при гальмиролизе не приводят к возникновению значительных количеств глинистых минералов, цеолитов и карбонатов. Они образуются в основном при диагенезе, который изучен в захороненных лавовых потоках по керну скв.337 и 345 DSDP.

Табл. 2, ил. 5, библиогр.: с. 37 (5 назв.).

УДК 552.1 (26)

Харин Г.С. О проявлениях спилитизации в океанических базальтах. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 37–42.

Охарактеризовано новое проявление спилитизированных базальтов и спилитов на дне океана (скв. 343 DSDP). Показана их приуроченность к зонам глубинных разломов, которые служат каналами для проникновения морской воды и движения глубинных флюидов, вызывающих спилитизацию базальтов.

Табл. 1, ил. 4, библиогр.: с. 42 (11 назв.).

УДК 551.352+551.062.5

Цеховский Ю.Г., Градусов Б.П., Мурдмаа И.О., Дмитрик А.Л., Сафонов В.Г., Серебренникова Н.Д. О гидротермальном преобразовании гиалобазальтов из глубоководных желобов — Марианского и Яп. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 42–50.

Изучены сильно измененные гиалобазальты, поднятые драгами с океанического склона желобов Марианского и Яп на станциях 1402 и 1440 с глубины 5400–6100 м. Конечные продукты гидротермального преобразования гиалобазальтов представлены глинистыми породами, сложенными диоктаэдрическими и триоктаэдрическими смектитами, филлипситом, аморфным веществом. Различия минеральных форм глинистого вещества в измененных гиалобазальтах, вероятно, связаны либо с разным химическим составом исходных пород, либо с особенностями режима их термальной переработки.

Табл. 1, ил. 4, библиогр.: с. 50 (5 назв.).

УДК 551.35.054.3+552.313

Курносъев В.Б., Мурдмаа И.О., Скорнякова Н.С. Вторичные изменения вулканических стекол в океане. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 50–57.

Вторичное минералообразование (смектитизация, цеолитизация) происходит в океане главным образом за счет гидратированных базальтовых стекол подводных извержений. Смектиты образуются при взаимодействии стекол с морской водой в низкотемпературных и гидротермальных системах в широком диапазоне температур (от +2 до +500°C) в слабощелочной или нейтральной среде как в окислительных, так и в восстановительных условиях. В открытых по отношению к циркуляции воды системах (на поверхности дна, в рыхлых осадках и гиалокласситах, в открытых трещинах эффузивов) образуются диоктаэдрические смектиты, а в закрытых (интерстициальное стекло, миндалины, внедрившиеся в осадки силы) — триоктаэдрические. Вторичное минералообразование по стеклу сопровождается выносом SiO_2 , Ca, Fe^{+2} , Mg, а также Al, щелочей и ряда микроэлементов.

Ил. 2, библиогр.: с. 56–57 (23 назв.).

УДК 549.07+551.217

Кокорина Л.П., Котов Н.В., Курносъев В.Б. Гидротермальные преобразования океанического базальта высокоминерализованными модельными хлоридными, карбонатными, сульфатными и кислыми водами при повышенных $P_{\text{H}_2\text{O}}$ - T -параметрах. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 57–67.

Проведено экспериментальное исследование продуктов синтеза ($P_{\text{H}_2\text{O}} = 1$ кбар, $T = 200\text{--}600^\circ\text{C}$ и экспозиции 3 сут) по толеитовому базальту с разными типами вод. Установлена направленность фазообразования. С высокоминерализованными хлоридными, карбонатными и сульфатными водами (тип вод Красного и Мертвого морей, термальной системы оз. Солтон-Си и др.) при $200\text{--}250^\circ\text{C}$ образуются триоктаэдрические смектиты за счет разложения стекла. При $450\text{--}550^\circ\text{C}$ с хлоридными и карбонатными водами формируются смешаннослойные фазы: с хлоридными — хлорит-смектитовая, с карбонатными — слюда-смектитовая совместно с анальцитом и канкринитом. Далее при 600°C с хлоридными растворами синтезируется хлорит и, вероятно, амфибол; с карбонатными — слюда, нефелин и амфибол. С кислыми растворами (типы вод на Курильских островах и искусственные среды упрощенного состава) — основными продуктами преобразова-

ния толеита являются рентгеноаморфное вещество, гипс, ангидрит, алунит и кварц. Полученные результаты могут быть использованы для интерпретации гидротермального минералообразования в океане.

Табл. 1, ил. 8, библиогр.: с. 66-67 (10 назв.).

УДК 549.07+551.217

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

Экспериментально изучены процессы изменения толеита, плагиоандезита, трахиандезита и липарита при $P_{H_2O} = 1$ кбар и $T = 100-700^\circ C$. Установлено, что при низких температурах по стеклу изученных пород образуются ди- и триоктаэдрические монтмориллониты, которые с повышением температуры экспериментов через смешаннослойные минералы переходят преимущественно в слюды. При высоких температурах синтезируются кварц, амфибол, актинолит и тальк. Модельная морская вода существенных изменений в направленность фазообразования не вносит. Выделены две ветви слоистых силикатов: по более основным породам предпочтительнее образование триоктаэдрической, а по более кислым ди- и триоктаэдрической серии слоистых силикатов.

Табл. 1, ил. 3, библиогр.: с. 72 (11 назв.).

УДК 552.47+552.321.6

Штейнберг Д.С., Чашухин И.С., Лагутина М.В., Шляпников Д.С., Штерн Э.К. Проблемы серпентинизации ультрабазитов. - В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 72-88.

Разнообразные проблемы серпентинизации включают физико-химический анализ равновесных минеральных ассоциаций, экспериментальные исследования структуры продуктов серпентинизации и морфологии слагающих их минералов, процессы серпентинизации ультрабазитов на регрессивной и прогрессивной стадиях, а также взаимоотношения с известковым метасоматозом - родингитизацией, диопсидизацией, тремолитизацией и т.д. Кроме того, в статье рассмотрены источник и состав серпентинизирующих флюидов, разграничение эндо- и экзогенной серпентинизации, специфика серпентинизации различных геолого-генетических типов ультрабазитов - мантийных рестигов, стратиформных, эмагматитов - вулканитов и их интрузивных аналогов.

Табл. 4, ил. 3, библиогр.: с. 87-88 (33 назв.).

УДК 551.241: 14(235.216)

Морковкина В.Ф., Макарычев Г.И., Гаврилова С.И. Преобразования серпентинитов в процессе развития складчатых зон. - В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 88-97.

В статье изложена концепция структурно-вещественной эволюции океанической коры в кору континентального типа. Ведущая роль в становлении континентальной коры принадлежит процессам метасоматического преобразования ультрабазитов. При этом в ходе метасоматоза выявляется смена ведущей роли элементов в последовательности: Ca-Al, Na, K.

Ил. 4, библиогр.: с. 96-97 (20 назв.).

УДК 552.121+549.02

Колесник Ю.Н. Проблемы генезиса и температурных фаций родингитов. - В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 97-104.

В комплексе метасоматических пород фации умеренных давлений, развивающихся по породам основного состава, в связи с ультраосновными интрузиями верлитового и гарцбургитового типа выделяются минеральные ассоциации, относящиеся к родингитам. Рассматриваются различные петрологические и геохимические аспекты их генезиса. Делается вывод о том, что при обсуждении проблемы привноса Са при родингитизации следует искать его более глубокие источники, чем процесс серпентинизации вмещающих пород.

Табл. 1, ил. 6, библиогр.: с. 103-104 (32 назв.).

Агафонов Л.В., Пинус Г.В. Родингиты офиолитовых зон восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 105–112.

В статье показано геолого-структурное положение родингитов в офиолитах Монголии. Изучены породообразующие минералы родингитов (пираксен, везувин, гранат, амфибол, хлорит, волластонит, цоизит). Установлено, что минералы родингитов имеют переменный состав, не зависящий от парагенезиса минералов пород. Родингиты образуются в результате метасоматической переработки пород основного состава. Источником кальция служили ультраосновные породы, при серпентинизации которых этот компонент выносятся.

Табл. 3, ил. 1, библиогр.: с. 112 (10 назв.).

Юркова Р.М. Родингиты различных структурных зон мезозойских офиолитовых комплексов Сахалина и Малого Кавказа. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 113–120.

В статье излагаются результаты сравнительного изучения состава, строения и условий формирования родингитов из офиолитовых комплексов Северного и Восточного Сахалина и Малого Кавказа (Вединская зона). Установлено, что в составе родингитов находит отражение специфика условий формирования и становления офиолитовых комплексов. В составе родингитов, приуроченных к зоне глубинного разлома (п-ов Шмидта), основная роль принадлежит минералам с Na (пектолит, натролит). В родингитах офиолитовых комплексов, удаленных от зоны глубинного разлома, имеющих длительный путь развития путем метасоматических превращений в базальтовом слое и выведенных на поверхность в виде тектонических покровов и пластин, существенно возрастает роль кальциевых алюмосиликатов (пренит, датолит, гибшит, гроссуляр).

Табл. 1, ил. 5, библиогр.: с. 120 (16 назв.).

Силантьев С.А., Метаморфизм пород океанической коры. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 120–126.

На основании петрологических и минералогических критериев систематизируются метаморфические породы океанической земной коры. Показано коренное отличие процессов подводного выветривания от процесса регионального метаморфизма. Сделан вывод, что независимо от геоструктурного положения метабазиты океанической коры являются производными регионального метаморфизма натрового профиля, характерного для ранних этапов становления эвгеосинклиналей и свойственных офиолитовым комплексам.

Ил. 5, библиогр.: с. 126 (23 назв.).

Краснова В.Н. Метасоматические изменения рифейских пород Южного Урала. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 127–130.

Выполненные исследования позволяют утверждать, что метасоматические изменения рифейских пород Южного Урала проявлялись неоднократно. Они тесно связаны с прогрессивным региональным метаморфизмом, диафорезом, постагматической деятельностью и с разгрузкой гидротерм в зонах разломов. Все рассмотренные типы метасоматитов обладают только им присущей химической характеристикой. Определение температур гомогенизации газовой-жидких микровключений показывают, что процессы метасоматоза протекали пульсационно при снижающейся температуре. Параметры температур ранних этапов 300–415°C, а самых поздних 215–97°C.

Табл. 1, ил. 4, библиогр.: с. 130 (4 назв.).

Леликов Е.П. Метаморфические комплексы трога Окинава (Восточно-Китайское море). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 131-137.

В западной части трога Окинава установлен блок метаморфических пород. Метаморфические образования по составу и степени метаморфизма подразделяются на два комплекса: нижний, представленный толщей гнейсов и амфиболитов, и верхний, — сложенный толщей слюдистых сланцев. "Гранитно-метаморфический" слой в пределах трога Окинава имеет гетерогенное строение: наряду с гранитоидами и вулканитами он сложен кристаллическими породами, сходными с метаморфическими образованиями Китайской платформы.

Табл. 3, ил. 3, библиогр.: с. 137 (5 назв.).

УДК 552.513+555.763.31

Розен О.М., Соколов С.Д., Шеко А.Б. Вещественный состав серпентинитовых песчаников и сопровождающих их отложений в мезозое Малого Кавказа. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 137-146.

Изучены олистостромовые отложения Севано-Акеринской зоны и показано, что: 1) минеральные признаки эрозии гипербазитов — хромит, гроссуляровый гранат родингитового типа в тяжелой фракции — появляются в осадках значительно ниже по разрезу, чем крупные олистолиты; следовательно, олистостромовый процесс начался задолго до явлений оползания, т.е. изучение тяжелой фракции позволяет уточнить время этого процесса; 2) практически весь глинистый материал олистостромового комплекса возник за счет размыва и преобразования серпентинитов, следовательно, последние в определенных случаях могут служить исходным субстратом для формирования алюмосиликатных терригенных осадочных отложений.

Табл. 3 + 1 схема, ил. 1, библиогр.: с. 146 (20 назв.).

УДК 552.121:551.311.7 (571.5)

Шпунт Б.Р., Шамшина Э.А. Вторичные изменения рифейских вулканогенных пород на севере Сибирской платформы. — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 146-156.

Рассматриваются три последовательные стадии вторичных изменений рифейских лавовых и пирокластических пород основного, калиевого, щелочного и кислого составов. Ранняя стадия характеризуется аутометасоматическим развитием кварццеолит-ортоклазовых агрегатов. Во вторую стадию появляются магнезиально-железистые хлориты, кальцит, магнетит с гематитом и титанистые минералы. В третью стадию происходит каолинизация, гидрослюдизация, а в кислых эффузивах — повторное окварцевание и ожелезнение. Вторичные изменения вулканогенных пород определили основные черты литогенеза и минерагении рифейских толщ.

Табл. 2, ил. 3, библиогр.: с. 156 (5 назв.).

УДК 551.214 (479.25)

Мандалян Р.А. Смешанные карбонатно-эффузивные образования и их генезис (на примере верхнеюрских — нижнемеловых вулканогенно-осадочных формаций Армянской ССР). — В кн.: Минеральные преобразования пород океанического субстрата (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 156-160.

В верхнеюрских — нижнемеловых вулканогенно-осадочных формациях Армянской ССР широко развиты смешанные породы — карбонатно-эффузивные образования, которые формируются при непосредственном взаимодействии вулканического расплава с донными карбонатными осадками. Они слагаются смесью карбонатного и эффузивного, в большей мере лавокластического материала. В процессе формирования имеет место сваривание или спекание этого разнородного материала, интенсивно и неравномерно проявленная перекристаллизация карбонатного компонента, его обогащение вулканической примесью и новообразованиями. Изучение смешанных карбонатно-эффузивных образований важно для анализа сложных черт вулканогенно-осадочного породообразования: характера латеральных переходов и колебаний мощностей карбонатных пород, метаморфизма донных осадков и др.

Табл. 1, ил. 6, библиогр.: с. 160 (4 назв.).

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 (эпигенез и начальный метаморфизм). М.: Наука, 1981, с. 160–172.

Корякский хребет расположен в переходной области от континента к океану и имеет сложное покровно-складчатое строение. Здесь широко развиты породы офиолитовой ассоциации, для которой характерны общая расслоенность на отдельные обособленные элементы и высокая степень дезинтеграции пород, а также различные катаклазиты, слагающие тела значительной мощности. Изучение катаклазитов, образовавшихся по породам меланократового основания, позволило установить следующую последовательность метаморфических фаций: амфиболитовая, зеленосланцевая, цеолитовая. Амфиболитизация была связана с разрушением и раздвигом более древней палеозойско-раннемезозойской коры переходного типа. С выведением пород меланократового основания в поверхностные условия амфиболитовый метаморфизм сменялся зеленосланцевым и цеолитовым. Цеолитовая стадия проявилась только в породах, подвергшихся катаклазу. Выделяется также милонитовая стадия, продукты которой локализованы во фронтальной части перемешавшихся аллохтонных масс. В процессе общего поддвига океанической плиты под континентальную образовались филлониты, маркирующие зоны сочленения крупных покровных элементов.

Табл. 3, ил. 7, библиогр.: с.171–172 (25 назв.).

**МИНЕРАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД
ОКЕАНИЧЕСКОГО СУБСТРАТА**

(эпигенез и начальный метаморфизм)

*Утверждено к печати
Межведомственным литологическим комитетом*

Редактор *А.В. Орлова*
Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*
Художник *А.Г. Кобрин*
Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*
Технический редактор *Н.М. Бурова*
Корректор *В.П. Крылова*

ИБ-21357

Подписано к печати 20.03.81. Т-03166
Формат 70x108 1/16. Бумага офсетная № 1
Печать офсетная. Усл. печ. л. 16,1 + 1,6 вкл. Уч.-изд. л. 19,7
Тираж 650 экз. Тип. зак. 16
Цена 3 руб.

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

Руб

20091

3486

