

# СОВРЕМЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНОВ

Вулканизм — один из наиболее грандиозных и эффективных геологических процессов, активно преобразующих облик Земли. По современным представлениям, ему принадлежит существенная роль в формировании океанической коры, второй слой которой почти нацело сложен вулканическими породами, и ведущая роль — в преобразовании океанической коры в континентальную.

Ежегодно происходит 20—30 извержений вулканов, поставляющих в среднем примерно  $1,5 \text{ км}^3$  вулканического материала. В пересчете на геологическую историю такого количества вулканического материала достаточно для формирования континентальной коры (Мархинин, 1967). Почти любой район Земли в своей геологической истории проходил по крайней мере одну, а обычно несколько стадий развития вулканизма, зафиксированных в геологических разрезах. И, как правило, зоны вулканизма приурочены либо к обрамлению, либо к внутренним частям океанов. Это видно и по современному распределению вулканов.

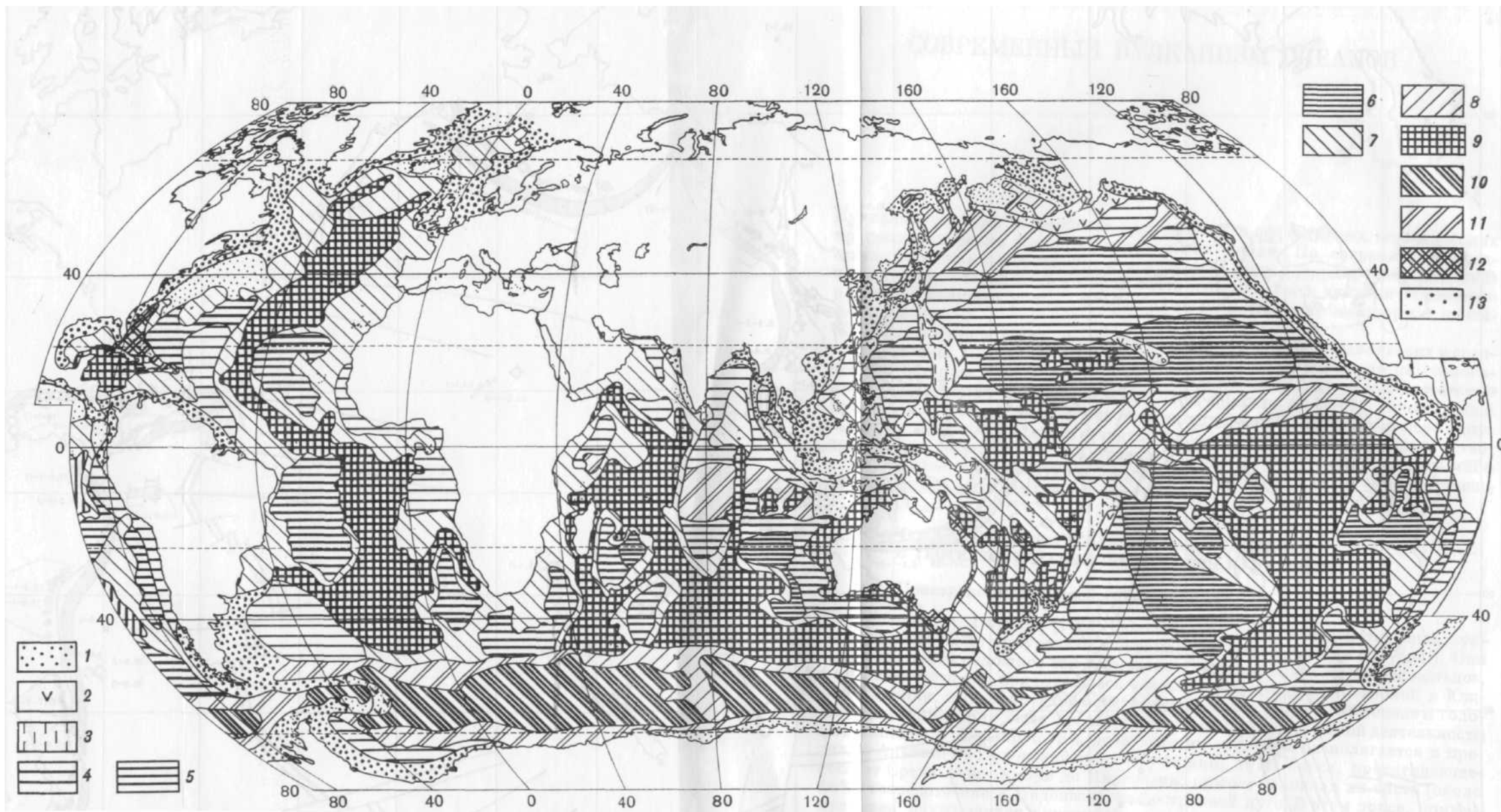
### § 1. ГЕОГРАФИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ВУЛКАНОВ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЗИЦИИ ЗОН ВУЛКАНИЗМА

#### 1.1. Пространственное распределение

По подсчетам А. Ритмана (1964), большинство известных действующих вулканов (около 62%) приурочено к обрамлению Тихого океана (см. рис.). Они образуют почти сплошное так называемое Тихоокеанское «огненное кольцо», разрывы в котором, приходящиеся в основном на побережье Северной и Южной Америки, в значительной мере кажущиеся, так как в плейстоцене и голоцене эта территория была ареной интенсивной вулканической деятельности (Macdonald, 1972). Около 18% действующих вулканов располагается в пределах Альпийско-Индонезийского (Лучицкий, 1971) пояса, протягивающегося от Средиземного моря до Индонезии, причем основная их часть (около 14%) сосредоточена в Индонезийской островной дуге. В этом поясе, помимо вулканов, находящихся в активной стадии, также много потухших вулканов, извергавшихся в четвертичное время. Последние расположены в основном в альпийской ветви пояса — от Средиземноморья до Ирана. В остальных континентальных областях находится около 3% действующих вулканов, причем большинство из них — в пределах Восточно-Африканской рифтовой системы.

На долю внутренних частей океанических бассейнов приходится около 10% действующих вулканов, но при этом надо иметь в виду, что нам известно лишь незначительное число подводных вулканов. Большинство подводных вулканов и продуктов их недавней (голоценовой и плейстоценовой) вулканической деятельности приурочено к срединно-океаническим хребтам. Только отдельные части этой единой глобальной системы хребтов возвышаются над уровнем океана (о-в Исландия, Азорские острова, о-в Пасхи и др.). До недавнего времени можно было лишь строить предположения о наличии, характере и масштабах вулканизма в глубоководных условиях, в частности-





**Рис. 1.** Распространение главных типов современных осадков в Мировом океане  
 Осадки: 1 — обломочно-глинистые терригенные; 2 — вулканокластические и глинисто-туффитовые; 3 — известково-туффитовые; 4 — гемипелагические глины; 5 — миопелагические глины; 6 — эвпелагические и цеолитовые глины; 7 — мергельные; 8 — кремнисто-известковые; 9 — известковые планктоногенные; 10 — кремнистые; 11 — кремнисто-глинистые; 12 — известковые бентогенные; 13 — обломочные терригенные (до 50% и более фракции крупнее 0,01 мм)

на океанических хребтах. В результате проведенных в последние 10—15 лет многочисленных океанологических исследований, сопровождавшихся драгированием, удалось установить широкое развитие свежих вулканических пород (преимущественно толеитовых базальтов) в осевых зонах срединно-океанических хребтов: на Восточно-Тихоокеанском поднятии и осложняющих его трансформных разломах (Менард, 1966; Engel A., Engel C, 1964b; Mooge, 1970; и др.), в срединных хребтах Индийского океана (Фишер, Энгель, 1970; Чернышева, Рудник, 1970a; Чернышева и др., 1972; Дмитриев, Шараськин, 1972; Matthews e. a., 1965; Cann, 1970; и др.) и в Срединно-Атлантическом хребте (Мелсон, Томпсон, 1973; Дмитриев и др., 1974; Engel A., Engel C, 1984a; Muir, Tilley, 1964; Miyashiro e. a., 1969b, и др.).

Результаты определений абсолютного возраста свежих толеитовых базальтов из осевых зон срединно-океанических хребтов обычно не выходят за пределы четвертичного периода (Аументо и др., 1973; Muir, Tilley, 1964; Cann, Vine, 1966; Bonatti, 1968b). В зонах трансформных разломов наряду с древними метаморфизованными породами иногда также встречаются свежие толеитовые и щелочные базальты. Так, в зоне разлома Кларион, на западном склоне Восточно-Тихоокеанского поднятия, драгированием подняты палагонитизированные базальты возрастом до 100 млн. лет и свежие базальты возрастом менее 1 млн. лет (Mooge, 1970).

Весьма ценные результаты по вулканизму рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта получены по франко-американскому проекту FAMOUS. Первые же погружения в глубоководных аппаратах «Archimede», «Alvin», «Суана», проведенные в 1973—1974 гг., показали, что в осевой части рифтовой долины хребта действительно наблюдается цепочка молодых вулканических построек типа лавовых куполов и небольших кратеров с отходящими от них свежими лавовыми потоками преимущественно подушечного сложения (Bellaiche e. a., 1974; Bellaiche, Cheminee, 1975; Ballard, 1975; Hammond, 1975; Heirtzler, 1975; Heirtzler, Bryan, 1975). Все поднятые образцы оливиновых и пироксеновых толеитов и пикритовых базальтов имеют возраст моложе 100—120 тыс. лет. Данные абсолютного возраста вулканических пород в сочетании с наблюдениями за скоростями палагонитизации и образования марганцевых корок показывают, что возраст пород вулканического купола Венус из центра рифтовой долины колеблется в пределах 3—12 тыс. лет, а у подошвы склона рифтовой долины составляет уже около 120 тыс. лет (Hekinian, Hoffert, 1975). Вулканические породы центра рифтовой долины лишь слегка припорошены карбонатными осадками.

Характерно, что вулканические породы, поднятые по проекту FAMOUS, почти целиком представлены только лавами, реже встречаются гиалокластиты. Такой экструзивно-эффузивный тип вулканической деятельности в глубоководных условиях предполагали Г. У. Менард (1966) и К. К. Зеленев (1967, 1972). Спокойным характером глубоководных излияний и объясняется именно то, что они практически не регистрируются. В последние годы появились, правда, и прямые данные об извержениях подводных, в основном мелководных вулканов, обнаруженных научно-исследовательскими судами (Гипп, 1962; Лавров, 1966, 1973) и с помощью гидрофонной системы «Sofar» (Norris, Johnson, 1969; Norris, Hart, 1970; Johnson, 1970, 1973).

Большой вклад в понимание строения ложа океанов и вулканических процессов в пределах осевых зон срединно-океанических хребтов внесли результаты глубоководного бурения с судна «Гломар Челленджер» по программе DSDP, обобщенные рядом исследователей (Лисицын, 1974a; Fisher e. a., 1970; Maxwell e. a., 1970; Sclater, Detrick, 1973; и др.). Они подтвердили концепцию расширения (спрединга) дна океана от срединно-океанических хреб-

<sup>1</sup> French American Mid-Oceanic Undersea Study.

тов (Дитц, 1966, 1974; Хесс, 1974; Вайн, Мэтьюз, 1974; Хейртцлер и др., 1974; Heirtzler, 1968) и формирования в пределах осевых зон срединно-океанических хребтов океанической коры (Пейве и др., 1971; Мурс, Вайн, 1973; Дьюи, Берд, 1974; и др.), второй слой которой образуется за счет вулканической деятельности. Общий объем вулканического материала, поступающего, через все активные центры спрединга (осевые зоны срединно-океанических хребтов), по оценкам Г. У. Менарда (1971), составляет около  $4 \text{ км}^3$  в год, что значительно больше, чем объем вулканического материала, поставляемого всеми островными дугами. К сожалению, Менард не привел расчета, но если основные положения концепции спрединга верны, то цифра  $4 \text{ км}^3$  в год может оказаться заниженной. Она получается даже без учета вулканической деятельности внутриокеанических островов при следующих условиях: второй слой океанической коры средней мощностью в 1,5 км (Ботт, 1974) лишь на  $\frac{1}{3}$  своего объема сложен вулканическими породами; средняя скорость спрединга для всей системы срединно-океанических хребтов (общей протяженностью 65 тыс. км) составляет около 3 см в год.

Перечисленные данные свидетельствуют о том, что осевые зоны срединно-океанических хребтов являются ареной интенсивного подводного вулканизма. Эти вулканические пояса как по своей протяженности, так, вероятно, и по объему поставляемого на поверхность вулканического материала превосходят вулканические пояса островных дуг и окраин континентов. Участки повышенной вулканической активности формируют вулканические острова типа Исландии, Азорских, Тристан-да-Кунья и др.

Вулканическая деятельность океанов не ограничивается зонами срединно-океанических хребтов. Известны также асейсмичные линейные цепи вулканических островов и подводных гор, наиболее характерные для западной части Тихого океана. Примерами таких цепей являются Гавайский хребет, цепь, образованная островами Туамоту и Лайн, цепи островов Тубуаи и Кука. В Атлантическом океане аналогичная цепь образована Канарскими островами. Характерной особенностью таких цепей является то, что современная вулканическая деятельность обычно проявляется на одном их конце, а с удалением от активного центра возраст пород увеличивается, хотя такая зависимость не является строго линейной. Так, на Гавайских островах активный вулканизм проявляется на крайнем юго-восточном о-ве Гавайи и на востоке о-ва Мауи, а в северо-западном направлении возраст вулканических пород увеличивается: на о-ве Мауи он достигает 1,3 млн. лет, на о-ве Молокаи колеблется в пределах 1,3—1,8 млн., на о-ве Оаху — 0,1—3,3 млн., а на о-ве Кауи — 0,6—5,6 млн. лет. (McDougal, 1964). Постепенное увеличение возраста вулканических островов и подводных гор наблюдается и далее в северо-западном направлении: в районе сочленения Гавайского и Императорского хребтов он достигает 41—43 млн. лет. (Clague e. a., 1975); тенденция увеличения возраста отмечается и далее в Императорском хребте — вплоть до ~70 млн. лет в скв. 192, в осадках, перекрывающих вулканические породы (Scholl, Creager, 1973). Закономерное увеличение возраста пород явилось отправным моментом для развития гипотезы «горячих точек» (Wilson, 1963; Morgan, 1971, 1972), на которой мы остановимся несколько ниже.

## 1.2. Геотектонические позиции

Из приведенного краткого обзора видно, что размещение действующих вулканов закономерно и, как отмечается большинством исследователей (Ритман, 1964; Macdonald, 1972; Горшков, 1974; и др.), контролируется глобальными структурами Земли. Выявление геотектонических позиций зон вулканизма имеет большое значение для расшифровки эволюции вулканизма в истории Земли и действующих сил геотектонических и вулканических процессов.



Этапы развития представлений о пространственном распределении и геологических позициях действующих вулканов проанализированы И. В. Лучицким (1971), что избавляет нас от рассмотрения этого вопроса. Однако нельзя не упомянуть работу А. Н. Заварицкого (1946), в которой впервые поставлен вопрос о генетической связи современного вулканизма с сейсмофокальными зонами в системах островных дуг, а также работы Дж. Умбгрова (1952) и Г. Г. Хесса (1952), посвященные анализу строения и вулканизма островных дуг. Эти работы не потеряли своего значения и в настоящее время. Вместе с тем необходимо указать, что только с развитием представлений плитовой или новой глобальной тектоники (Morgan, 1968; Le Pichon, 1968; Isacks *et al.*, 1968) начала вырисовываться общая картина генетической связи вулканизма с глобальными структурами Земли (Менард, 1971; Грин, 1973, 1975; Горшков, 1974; Сорохтин, 1974), хотя отдельные существенные элементы такой связи были установлены ранее, в частности в упоминавшихся работах Заварицкого, Умбгрова, Хесса и многих других.

Как было показано выше, современная вулканическая активность приурочена к осевым частям срединно-океанических хребтов и аналогичным им рифтовым долинам континентов (типа Восточно-Африканской рифтовой системы), к островным дугам и окраинам континентов тихоокеанского типа, а также к цепям вулканических гор и подводных вулканических хребтов. Зоны современной вулканической деятельности пространственно совпадают с сейсмоактивными районами Земли и областями повышенного теплового потока. В позиций новой глобальной тектоники такое расположение зон вулканизма в самом общем виде объясняется следующим образом.

Осевые зоны срединно-океанических хребтов являются областями конвективного подъема вещества мантии и соответственно более высокого положения геозотерм. Снижение давления вследствие образования трещин растяжения в сводовых частях приводит к частичному плавлению мантии и подъему образовавшегося расплава к поверхности. По представлениям Д. Грина (1975), основанным на экспериментальных данных, для образования оливиновых толеитов, характерных для осевых зон срединно-океанических хребтов, требуется высокая степень плавления исходного пиrolитового вещества на глубинах порядка 20—60 км. Вулканизм и преобразование остаточного вещества мантии приводят к формированию коры океанического типа, которая «спрединговым конвейером» перемещается в стороны от осевой зоны срединно-океанических хребтов.

Представления о механизме проявления вулканической деятельности слабо сейсмичных цепей внутриокеанических островов (типа Гавайского хребта) наименее разработаны, хотя этому вопросу посвящена обширная литература. В последнее время привлекла к себе внимание гипотеза фиксированных «горячих точек» над округлыми в плане зонами конвективного подъема разогретого мантийного вещества (*mantle plume*) (Wilson, 1963; Morgan, 1971, 1972). Над такими «мантийными плюмажами», поднимающимися, по мнению В. Моргана, непосредственно от границы ядро—мантия, образуются активные вулканы, рост которых приводит к образованию вулканических островов. Образовавшиеся острова-вулканы перемещаются вместе с движущейся плитой, а над фиксированной «горячей точкой» возникает новый вулкан. «Горячая точка» как бы прожигает движущуюся плиту, оставляя на ней щов в виде вулканического хребта и создавая эффект миграции зоны активного проявления вулканизма в направлении, противоположном движению плиты. Гипотеза «горячих точек» объясняет многие закономерности строения и развития цепей вулканических островов, в частности возрастные и петрологические соотношения вулканических пород, гравитационные и топографические аномалии. Однако в последнее время получен ряд данных, не укладывающихся в эту концепцию.

Существуют и другие гипотезы образования цепей вулканических островов вследствие возникновения зон аномального плавления под действием различных причин. Такие зоны плавления могут возникать в результате раскрытия разломов (Jackson, Wright, 1970; McDougal, 1971a; Vogt, 1974), в результате формирования локальных зон растяжения и трещиноватости (Грин, 1973), в результате образования так называемых «гравитационных якорей» («gravitational anchors») и взаимодействия их сдвигающейся плитой (Show, 1973; Show, Jackson, 1973). Почти все эти гипотезы испытывают трудности в объяснении фиксированного положения зон активного вулканизма.

Образование и раздвижение литосферных плит в осевых зонах срединно-океанических хребтов компенсируется их погружением в мантию в районах глубоководных желобов. Вулканизм типа островных дуг и окраин континентов генетически связан с этим процессом. Вулканы располагаются на краю надвигающейся плиты, а их корневые зоны или зоны частичного плавления, по-видимому, находятся как в сейсмофокальном слое, который отражает напряжения взаимодействия подвигающейся и надвигающейся плит, так и в вышележащей верхней мантии, а возможно, и в коре надвигающейся плиты. Как уже указывалось, впервые на взаимосвязь вулканизма с сейсмофокальным слоем обратил внимание А. Н. Заварицкий (1946). В дальнейшем эти вопросы более подробно были рассмотрены в ряде работ петрологического и тектонического плана (Федотов, 1966; Рингвуд, Грин, 1968; Сугимура, 1970; Токарев, 1970, 1974; Мархинин, Стратула, 1971; Эрлих, 1973; Kuno, 1959, 1966; Sugimura, Uyeda, 1973; и др.). Условия возникновения локальных зон плавления при взаимодействии подвигающейся и надвигающейся плит вследствие выделения тепла за счет деформации вязкого трения разгрузки напряжений и других причин рассмотрены Д. Грином (1973, 1975) и О. Г. Сорхтиным (1974).

### 1.3. Конвекция в мантии и вулканизм

Концепции спрединга дна океана и плитовой тектоники, из которых непосредственно вытекают геотектонические позиции зон вулканизма, подтверждены большим числом независимых данных (Сорохтин, 1974; Ботт, 1974) и являются скорее теорией, чем гипотезой, качественно и количественно описывающей многие явления геологии, геофизики, геохимии и вулканизма. Однако все это относится в основном к конечным результатам процесса, в то время как движущие силы процесса или силы, приводящие в движение «спрединговый конвейер», не совсем ясны. Практически общепринято, что такими силами являются конвективные течения в мантии, на которые в какой-то мере оказывает или не оказывает влияние вращение Земли. Но на этом общность взглядов и ограничивается. В мантии принципиально возможно два типа конвекции — тепловая и гравитационная (Ушаков, 1976). Конечные результаты процесса пока не дают возможности однозначно решить вопрос о характере и структуре конвективных течений, а именно это имеет немаловажное значение для понимания механизма вулканических процессов и особенностей состава вулканических продуктов.

Ф. А. Венинг-Мейнес (1966) привел доказательства существования конвекции в верхней мантии. По его мнению, конвекция является тепловой, а расположение конвекционных течений соответствует сферической гармонике секториального типа пятого порядка. Для объяснения строения окраинных морей он допускал существование более мелких конвективных течений в верхней мантии.

В первоначальной форме гипотезы разрастания дна океана в качестве основного механизма также предполагалась тепловая конвекция в верхней мантии, а непосредственным отражением конвективных ячеек на поверх-

ности считались крупные структуры океана (Дитц, 1966; Хесс, 1969). По этим представлениям срединно-океанические хребты являются зонами восходящих ветвей, глубоководные желоба — нисходящих ветвей, а дно океана между ними — верхней поверхностью конвективных ячеек. В связи с тем, что конвекция в нижней мантии маловероятна из-за ее высокой вязкости, конвективные ячейки такого типа должны иметь сильно вытянутую форму (Хесс, 1969, рис. 7). Вязкое трение на границе кора — мантия отрицалось, и система двигалась как бы связанная единым болтом (там же, рис. 8). Это противоречило многим данным, в связи с чем М. Боттом (1974) предложена модель конвективной ячейки, учитывающая вязкое трение.

С позиции рассмотренных моделей конвективных ячеек трудно объяснить фиксированное положение зон активного вулканизма цепей внутриокеанических островов, о котором говорилось выше. Это противоречие снимается в модели конвекции типа Орована — Эльзассера, по которой астеносфера находится почти в стационарном состоянии, а движутся только лежащие на ней плиты (Orowan, 1965; Elsasser, 1969). Обратный поток, как и в предыдущей модели, осуществляется в нижней части верхней мантии. Движение плит происходит за счет подъема магмы в осевых зонах срединно-океанических хребтов путем расталкивания и соскальзывания плит. В противоречии с таким механизмом находятся данные о наличии в рифтовых долинах многочисленных зияющих трещин, увеличивающихся в размерах по направлению от осевой зоны к бортам рифта (Hammond, 1975). Это свидетельствует не о расталкивании, а о пассивном рифтогенезе.

В основу моделей гравитационной конвекции положен механизм химико-плотностной дифференциации вещества Земли, приводящей к выделению его ядра и всплыванию более легкой силикатной составляющей (Артюшков, 1968; Сорохтин, 1974). Такого рода гравитационная конвекция одновременно является и тепловой, так как «поднимающееся вверх более легкое вещество одновременно является и более горячим по сравнению с окружающей мантией, а опускающееся — одновременно и более холодным и более тяжелым» (Ушаков, 1976). По оценкам О. Г. Сорохтина (1974), в настоящее время в мантии существует двухъячейстая гравитационная конвекция; в геологической истории Земли происходила смена двухъячейстой конвекции одноячейстой и наоборот. Смена структуры конвективных ячеек определяет геологические циклы развития Земли. Аргументом в пользу существования гравитационной конвекции является расслоение Земли и в первую очередь наличие у нее ядра. Тем не менее с позиций гравитационной конвекции трудно объяснить закономерности развития вулканизма цепей внутриокеанических островов без привлечения какого-либо дополнительного процесса.

Совершенно иной механизм конвекции предложил В. Морган в рамках гипотезы «горячих точек». Им выделено около 20 округлых в плане столбовообразных зон конвективного подъема разогретого мантийного вещества от границы ядро—мантия. Скорость подъема таких мантийных столбов оценивается в 2 м/год, что при среднем их диаметре порядка 150 км составляет около 500 км<sup>3</sup> мантийного вещества в год. Радиальное растекание этого вещества в астеносфере и является «мотором», приводящим в движение «спрединг-конвейер». Локализованных зон опускания, по мнению Моргана, нет, а вещество равномерно погружается в мантию. Большинство зон столбовообразного подъема мантийного вещества, являющихся «горячими точками», расположено на границах раздвигающихся плит, вблизи гребней срединно-океанических хребтов. Их повышенная вулканическая активность является причиной образования вулканических островов типа Исландии, Азорских, Гапагос, Пасхи и др. «Горячие точки» внутри плит, а к таким Морган отнес о-в Гавайи и подводный вулкан Макдональд на Тихоокеанской плите, Канарские острова на Африканской плите в Атлантическом океане и Коморские острова



на Сомалийской плите в Индийском океане, являются причиной образования цепей внутриокеанических вулканических островов.

С гипотезой «горячих точек» согласуются результаты геохимических исследований (Schilling, 1973a, b), но, как уже указывалось, в последнее время получен ряд данных, не укладывающихся в эту концепцию. В частности, для островов Гавайского хребта на участке о-в Гавайи — о-в Мидуэй и для островов Таити и Муреа (о-ва Общества) по данным абсолютного возраста вулканических пород (McDougal, 1971a; Dymond, 1975) получены более высокие скорости перемещения Тихоокеанской плиты, чем это следует из концепции спрединга. Определения абсолютного возраста вулканических пород отдельных островов в гряде островов Кука и Тубуаи не дают систематического увеличения их возраста от подводного вулкана Макдональда, как это предсказано гипотезой «горячих точек» (Dalrymple *et al.*, 1975). Однако следует оговориться, что соотношение между датированными комплексами и стадией щитовой постройки этих вулканов здесь не определено. Аналогичные сведения имеются и по Канарским островам. Здесь величины предполагаемого перемещения Африканской плиты, исходя из гипотезы «горячих точек», колеблются в пределах от 0,6 до 26,7 см/год (Anguita, Hernan, 1975).

Аномалии силы тяжести также не дают сходных результатов по всем «горячим точкам». По расчетам Моргана (1972), столбообразный подъем мантийного вещества должен фиксироваться положительными гравитационными аномалиями в изостатической редукции и в свободном воздухе, что обычно и наблюдается над большинством «горячих точек». Исключение составляет подводный вулкан Макдональд — он располагается почти в центре глубокой отрицательной аномалии в свободном воздухе (Gaposhkin, Lambeck, 1971; Menard, 1973). Это, возможно, обусловлено более ранней стадией его развития, в связи с чем он еще не успел подняться над уровнем океана.

Приведенные данные заставляют с осторожностью относиться к гипотезе «горячих точек», во всяком случае в том виде, в котором она высказана Моргана. Тем не менее на настоящий момент закономерности пространственного распределения вулканов лучше всего согласуются с этой гипотезой, а некоторые несоответствия, возможно, объясняются особенностями эволюции отдельных точек. Так, можно допустить длительное развитие отдельных вулканов и после отрыва их очагов от основной питающей зоны столбообразного подъема мантийного вещества. Это тем более вероятно, так как все имеющиеся возрастные несоответствия выявлены на щелочных породах, характеризующих конечные стадии развития вулканов.

## § 2. ВУЛКАНИЗМ ЦЕНТРАЛЬНЫХ ЧАСТЕЙ ОКЕАНОВ

Как указывалось выше, срединно-океанические хребты на всем их протяжении являются ареной вулканической деятельности. В основном вулканизм проявляется в глубоководных условиях, где вулканические острова, по всей вероятности, фиксируют центры повышенной вулканической активности типа «горячих точек». Такими же центрами вулканической активности являются и вулканические острова вне пределов срединно-океанических хребтов. Основные сведения об активных вулканах океанических островов и известных подводных вулканах обобщены в 3, 4, 10, 14, 16 и 21-м томах «Каталога активных вулканов мира» (Catalogue..., 1951—1967; List..., 1971). Эти данные дополнены сведениями о последних извержениях вулканов, содержащихся в информационных сообщениях Центра кратковременных явлений Смитсоновского института (США) и в I—XIII выпусках «Bulletin of the volcanic eruptions» (1961—1975). Кроме того, часть информации была почерпнута из отдельных публикаций (Macdonald, Abbot, 1970; Macdonald, 1972; Norris, Johnson, 1969; Johnson, 1970; Talandier, Kuster, 1976).

### 2.1. Глубоководный вулканизм срединно-океанических хребтов

Представления о характере проявления вулканизма в глубоководных условиях, морфологии вулканических построек и динамике подводных извержений в основном являются умозрительными. Специфика глубоководных извержений определяется внешними факторами, в первую очередь давлением столба воды, и внутренними факторами, такими, как состав исходных расплавов, их газонасыщенность и вязкость.

Большинство авторов (Ритман, 1964; Менард, 1966; Зеленев, 1972; Дзодзенидзе, Мархинин, 1974; McBirney, 1963; и др.), принимая во внимание давление столба воды, единодушны во мнении, что на больших глубинах вулканические взрывы с образованием пеплов маловероятны. Внутреннее давление растворенных в магме газов, как правило, меньше, чем гидростатическое давление на глубинах 3—4 км, т. е. на обычных глубинах осевых зон срединно-океанических хребтов. Благодаря этому образование газовых пузырьков в изливающейся лаве затруднено и она лишена возможности взрываться. Иными словами, на больших глубинах маловероятно образование пирокластических продуктов, столь характерных для извержений вулканов островных дуг и определяющих как тип извержений, так и тип вулканических построек. По приближенным оценкам (McBirney, 1963), предельная глубина, на которой возможны эксплозивные извержения лав базальтового состава, не превышает 500 м. Эти оценки, по-видимому, соответствуют действительности. Даже извержения мелководных вулканов, таких, как Капелиньш на Азорских островах (глубина до извержения 1957 г. 50—100 м) и Суртсей на хребте Рейкьянес, в 33 км к югу от Исландии (глубина до извержения 1963 г. 130 м), начинались с изменения цвета воды, образования бурунов, воронок, повышения температуры морской воды, сравнительно спокойного выделения паров воды и газов и последующих маломощных выбросов (Thorarinsson, Vonnegut, 1964; Macdonald, 1972). Мощные пирокластические выбросы при подводных извержениях наблюдаются лишь там, где вершины вулканических конусов достигают уровня моря. Они, очевидно, обусловлены образованием вторичного пара на контакте расплава с водой и поэтому называются гидромагматическими или фреатомагматическими взрывами (Macdonald, 1972).

Извержение подводного вулкана Михаила Ломоносова близ Азорских островов, наименьшая глубина вершины которого составляет 188 м, фиксировалось по появлению подводного облака в записях на эхолоте (Лавров, 1966). Более глубокие извержения могут фиксироваться на поверхности океана изменением цвета, прозрачности и температуры воды, появлением плавающих шлаков, слабым выделением газов. При всплывании шлаков возможны их вторичные взрывы на поверхности. Следует добавить, что гидрофонами системы «Sofar» зафиксированы многочисленные вулканические взрывы на мелководье (Norris, Johnson, 1969; Norris, Hart, 1970; Johnson, 1970, 1973), тогда как случаи выявления гидрофонами глубоководных вулканических взрывов в литературе не описаны.

О характере извержений в глубоководных условиях можно в какой-то мере судить по образцам вулканических пород, поднимаемым при драгировании, по подводным фотографиям, а в последнее время — еще и прямыми наблюдениями над морфологией глубоководных вулканических построек. Судя по отсутствию пирокластики, в осевых зонах срединно-океанических хребтов преобладают лавовые излияния. Излияния могут быть как трещинного, так и центрального типа. При этом формируются лавовые купола; аналогичные цепочке куполов, зафиксированных в рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта с глубоководных аппаратов (Bellaiche e. a., 1974,

Bellaiche, Gheminee, 1975; Ballard e. a., 1975; Heirtzler, 1975). К. К. Зеленов (1972) считает, что формирование лавовых экструзий-куполов является энергетически наиболее выгодным механизмом излияния расплава в глубоководных условиях.

Основным типом глубоководных лавовых потоков являются потоки подушечных лав или потоки типа пахоэхоэ (волнистые лавы). Фрагменты отдельных подушек составляют наибольшую массу среди свежих лав, поднимаемых при драгировании. Исключительно подушечными лавами сложены и упоминаемые выше лавовые купола и отходящие от них потоки в центральной рифтовой долине Срединно-Атлантического хребта (Bellaiche e. a., 1974; Ballard e. a., 1975; Heirtzler, 1975). Эти потоки подушечных лав состоят не из индивидуальных подушек, а из переплетенных пальцевидных отростков, которые в разрезе имеют форму подушек, а с поверхности напоминают потоки типа пахоэхоэ (Ballard e. a., 1975). Механизм формирования таких потоков под водой описан Дж. Муром (Moore, 1975).

Весьма характерными являются также вторичные излияния в виде тонких (в несколько сантиметров) пластин отдельных подушек и лавовых куполов, от трещин еще на застывших потоках. Фрагменты таких пластин-потоков с довольно легко различающимися нижней и верхней поверхностями и с корками закаливания с обеих сторон были подняты при драгировании Восточно-Тихоокеанского поднятия, хребта Хуан-де-Фука, Срединно-Атлантического хребта (Мелсон, Томпсон, 1973), а также в центральных частях Тихого океана, в районах с гористо-холмистым вулканическим рельефом (Мурдмаа и др., 1973). Несмотря на малую толщину (обычно до 2—3 см), пластины зональны — имеют разную степень раскристаллизации и разное строение корок закаливания нижней и верхней поверхностей. Лавы, образующие такие пластины, обладали, видимо, высокой текучестью. Одна из пластин оливинового базальта, поднятая дночерпателем на станции 5436 нис «Витязь» в Северо-Восточной котловине Тихого океана (координаты: 24°04' с. ш., 157°34' з. д.), при толщине 1—1,5 см имела размер 25 X 25 см (Мурдмаа и др., 1973).

Вопросы петрологии вулканических пород срединно-океанических хребтов рассмотрены во многих публикациях как обобщающего плана (Энгель А., Энгель С, 1968; Грин, 1973; Канн, 1973; Шиллинг, 1973; Miyashiro e. a., 1970), так и по отдельным районам Тихого (Engel A., Engel C, 1964в; Vonnatti, 1968b; Moore, 1970), Индийского (Чернышева, Рудник, 1970а; Фишер, Энгель, 1970; Чернышева и др., 1972; Cann, Vine, 1966; Cann, 1970) и Атлантического (Аументо и др., 1973; Бонатти и др., 1973; Мелсон, Томпсон, 1973; Дмитриев и др., 1974; Engel A., Engel C, 1964а; Muir, Tilley, 1964; Miyashiro e. a., 1969b) океанов. Эти вопросы рассматриваются и в настоящей главе.

Свежие вулканические породы срединно-океанических хребтов, являющиеся продуктами современной подводной вулканической деятельности, представлены исключительно базальтоидами, среди которых ведущая роль принадлежит толеитовым базальтам, значительно реже встречаются щелочные и пикритовые базальты. По степени раскристаллизации они варьируют от стекловатых разностей с незначительным содержанием вкрапленников до почти полнокристаллических. Последние, видимо, характеризуют центральные части мощных потоков лав, дайки или силлы, тем более что находки их обычно приурочены к зонам разломов. Стекловатые же базальты характеризуют зоны закаливания. Даже в пределах отдельных подушек структура базальтов меняется от стекловатой в корке закаливания до интерсертальной и микродолеритовой в центральных частях.

Толеитовые и щелочные базальты содержат в разных пропорциях вкрапленники основного плагиоклаза, оливина и моноклинного пироксена. В толеитовых разностях моноклинный пироксен представлен обычно авгитом или

пижонитом, в щелочных — титан-авгитом. Среди вкрапленников, помимо типичных хорошо ограненных фенокристаллов, некоторые авторы различают резорбированные ксенокристы плагиоклаза, реже — оливина, а иногда — моноклинного пироксена и хромита. Однако убедительные доказательства чужеродности ксенокристов отсутствуют, а в большинстве случаев отмечается родственность их состава с вмещающими базальтами. Такие ксенокристы рассматриваются как кумуляты, накапливающиеся в магматических камерах под вулканами и захваченные при извержениях; резорбция их объясняется внезапным снятием давления (Аументо и др., 1973; Muir, Tilley, 1964). У. Г. Мелсон и Г. Томпсон (1973) предлагают двоякое объяснение образования ксенокристов: 1) кристаллизация на какой-то промежуточной глубине с последующей резорбцией вследствие уменьшения давления при быстром подъеме и 2) кристаллизация в близповерхностной магматической камере с последующей резорбцией за счет повышения температуры при конвективном перемешивании. На наш взгляд, резорбция возможна и в нижних частях излившихся лавовых потоков вследствие вхождения воды в расплав из подстилающих водонасыщенных илов. Вызванная этой причиной резорбция фенокристаллов плагиоклаза наблюдается в монолитных и подушечных потоках спилитов (Авдейко и др., 1977).

Свежие базальты дна океана довольно однородны по химическому составу, что было отмечено еще по результатам первых исследований срединно-океанических хребтов (Engel A., Engel C., Havens, 1965). Особенно четко однородность состава проявляется в базальтах с незначительным числом вкрапленников. Средний состав таких базальтов (с характеристикой стандартных отклонений) рассчитан Дж. Р. Канном (1973б) по выборке из 94 анализов. При среднем содержании  $\text{SiO}_2$  49,61% они отличаются высокими значениями  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и  $\text{CaO}$ , пониженными концентрациями  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}_2$  и  $\text{P}_2\text{O}_5$ . Особенно характерно низкое содержание  $\text{K}_2\text{O}$  (0,22%) при стандартном отклонении 0,12 и соответственно высокое отношение  $\text{Na}/\text{K}$ . Однообразие базальтов срединно-океанических хребтов подтверждается данными по содержанию редкоземельных элементов (Шиллинг, 1973).

Несмотря на однородность состава, для базальтов срединно-океанических хребтов характерны систематические вариации от щелочных разновидностей с нормативным нефелином до толеитовых с нормативным кварцем. Наблюдающиеся вариации составов, видимо, во многом обусловлены вторичными преобразованиями пород, в частности окислением железа и слабыми зеленокаменными изменениями.

Однообразие базальтов срединно-океанических хребтов — следствие однотипных условий генерации магматических расплавов и однотипных условий их излияния. Данные об условиях генерации расплавов суммированы Д. Грином (1973, 1975). Состав исходного расплава зависит от состава и степени частичного плавления вещества мантии, его температуры, давления и содержания воды. При использовании пиrolитовой модели мантии с содержанием воды 0,1% для получения оливиновых толеитов — наиболее характерных пород срединно-океанических хребтов — требуется высокая степень плавления (25—30%) исходного пиrolита на глубинах 20—60 км. На тех же глубинах щелочные оливиновые базальты получаются при более низкой степени плавления — порядка 10—15% (Грин, 1975, рис. 6), а высокоглиноземистые разности — при степени плавления около 15—20%.

## 2.2. Вулканизм внутриокеанических островов

Все известные активные вулканы внутриокеанических островов показаны на рис. 1. Помимо них, потенциально активными являются вулканы четвертичного возраста с хорошо сохранившимися постройками. Особенно много

вулканических островов в южной части Тихого океана — в группах островов Тубуаи, Кука, Общества, Россиян, Туамоту, Самоа и др. В частности, в группе островов Кука и Тубуаи возраст вулканических пород о-ва Аитутаки составляет 0,66—0,77 млн. лет, о-ва Руруту — 1,02—1,09 млн., о-ва Паратонга — 1,2 млн. лет (Dalrymple *et al.*, 1975). На о-ве Таити возраст пород вулкана Таити-Нуи составляет  $0,65 \pm 0,22$  млн. лет, а Таити-Ити —  $0,48 \pm 0,10$  млн. лет (Dymond, 1975). На соседнем вулкане (о-в Мехетия) последнее извержение происходило менее чем 2000 лет назад, и в полинезийских легендах говорится о большом огне (Talandier, Kuster, 1976). Между островами Таити и Мехетия, по-видимому, имеются два активных подводных вулкана, зарегистрированных по роевым землетрясениям, близким по типу к землетрясениям, предвещавшим извержения вулканов о-ва Гавайи (Talandier, Kuster, 1976).

В Индийском океане вулканическая деятельность возможна на островах Маврикий, Родригес, Амстердам, Принс-Эдуард, Крозе. Острова Маврикий и Родригес по своему строению и составу близки к о-ву Реюньон с активным вулканом Питон де ла Фурнез, а о-в Амстердам — к активному вулкану о-ва Сен-Поль (Чернышева и др., 1972; Upton *et al.*, 1967; McDougal, 1971b; Baxter, 1975). Острова Зеленого Мыса, Мадейра, Вознесения и Гоф в Атлантическом океане, сложенные молодыми вулканическими породами, также являются потенциально активными вулканами. Без преувеличения можно сказать, что почти все внутриокеанические острова либо являются активными вулканами, либо были ими в геологическом прошлом.

Выше было показано (раздел 1.2), что внутриокеанские острова с активными вулканами располагаются как вблизи осевых зон срединно-океанических хребтов, так и на удалении от них (см. рис. 1). Тем не менее по составу вулканических пород и строению отдельных вулканов заметные различия между ними не отмечаются. Для них обычны щелочные дифференцированные породы, характеризующие заключительные стадии развития отдельных вулканов, а цоколь вулканических построек (обычно щитовых вулканов) сложен толеитовыми базальтами, составляющими, как правило, не менее 90% объема вулканических пород (McBirney, 1967; Borley, 1974). На Гавайских островах породы толеитовой серии составляют около 99 % объема вулканических пород (Macdonald, 1968).

Значительно более определенные различия между толеитовыми базальтами островов и осевых зон срединно-океанических хребтов отмечаются по содержанию как петрогенных, так и редкоземельных элементов (Шиллинг, 1973). Наиболее подробно эти различия рассмотрены для Исландии и хр. Рейкьянес (Schilling, 1973b; Sun *et al.*, 1975; Hermes, Schilling, 1976). При стабильном содержании  $\text{SiO}_2$  (49,5—50,0%) от подводного хр. Рейкьянес к Исландии систематически возрастают значения  $\text{FeO}'$ ,  $\text{FeO}'/\text{MgO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}/\text{CaO}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{TiO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , а также, по-видимому, прочих рассеянных элементов с большими ионными радиусами, что свойственно и другим вулканическим островам в противоположность соседним срединно-океаническим хребтам. Характерно поведение и редкоземельных элементов; при постоянном суммарном содержании редких земель легкие из них распространены в Исландии, а тяжелые — в хр. Рейкьянес. Вместе с другими характеристиками эти данные привели Дж. Шиллинга и его соавторов к представлениям о двух источниках магмы: близповерхностном (20—60 км) — для срединно-океанических хребтов и глубинном (типа «горячих точек») — для вулканических островов. По геофизическим данным (Hermance, Grillot, 1970; Schilling, 1973b), зона частичного плавления под Исландией располагается на глубинах до 250 км.

Необходимо оговориться, что «горячие точки» в понимании Дж. Шиллинга (Schilling, 1973a, b; Sun *et al.*, 1975) не совсем соответствуют «горячим точкам» в понимании В. Моргана (1971, 1972). Если Морган говорит о подъеме

расплава с границы ядро — мантия, то очаги генерации магмы «горячих точек» Дж. Шиллинга располагаются в верхней мантии вследствие столбовобразного конвективного подъема твердого вещества мантии. В любом случае вулканические острова располагаются над зонами аномально повышенного потока вещества и энергии к поверхности Земли, в результате чего наблюдается аномальное увеличение мощности океанической коры за счет изливающихся вулканических пород.

Эволюция отдельных вулканических островов детально рассмотрена на примере Гавайского архипелага, являющегося идеальным объектом для этих целей: возраст островов и отдельных вулканов здесь, как было показано выше (раздел 1.1), систематически увеличивается в северо-западном направлении. Развивая представления Х. Т. Стирнса, Г. Макдональд и А. Аббот в эволюции вулканических островов выделяют главный период (со стадиями: щитовой постройки — юная стадия, кальдерной — зрелая стадия и посткальдерной — стадия старости) и период омоложения после значительного перерыва (Macdonald, 1968; Macdonald, Abbot, 1970). Наиболее значительной как по объему вулканических продуктов, так, вероятно, и по длительности является стадия щитовой постройки, в течение которой вновь образованный вулкан поднимается с глубины порядка 3—5 км к поверхности океана. Характерные для этой стадии толеитовые базальты (от безоливиновых разностей до океанитов) изливаются в основном в виде подушечных лав и потоков типа пахоэхоэ. Лавы эти являются жидкими и растекаются на большой площади, образуя пологие вулканические постройки — щитовые вулканы. При достижении вулканом уровня океана спокойные излияния сменяются мощными вулканическими взрывами, обусловленными образованием пара на контакте расплава с водой. Как только вулкан поднимается над уровнем океана и изливающийся расплав уже не вступает в непосредственный контакт с водой, излияния становятся более спокойными (извержения гавайского типа).

Кальдерная, или зрелая, стадия развития характеризуется образованием и многократным обрушением кальдеры в привершинной части вулкана. Специфика этой стадии, по-видимому, обусловлена формированием в теле вулкана близповерхностной промежуточной магматической камеры: частичное опустошение камеры приводит к обрушению привершинной части кальдеры. Для этой стадии наряду с толеитами характерны излияния щелочной серии пород, в основном щелочных оливиновых базальтов. Их несколько большая газонасыщенность является причиной того, что наряду с лавовыми излияниями заметную роль начинают играть эксплозии. Излияния происходят как в привершинной кальдерной части вулкана, так и по трещинам на его склонах.

В посткальдерную стадию кальдера и верхняя часть щитовой постройки перекрываются лаво-пирокластическими породами щелочной серии. В отличие от кальдерной стадии здесь преобладают породы среднего состава — гавайиты и муджиериты, появляются кислые разности. Характерный тип извержения — стромболианский. Не все стадии главного периода вулканизма являются обязательными. У некоторых вулканов отсутствует кальдерная стадия, у других вулканизм может прекратиться на любой из стадий без последующего омоложения.

Период омоложения вулканизма обычно следует после длительного (до нескольких млн. лет) перерыва вулканической деятельности и эрозии. Для него характерны лавы нефелиновой серии: щелочные оливиновые базальты, базаниты, нефелиниты, анкарамиты и другие породы, содержащие нормативный нефелин. Лавы обычно жидкие, но извержения в основном являются эксплозивными, что обусловлено высоким содержанием летучих компонентов. По объему вулканических пород этот период составляет от долей про-



цента до 1%, но так как это последний период вулканизма, то породы нефелиновой серии на вулканических островах распространены довольно широко.

В дальнейшем своем развитии вулканические острова срезаются абразией и превращаются либо в атоллы, либо в гайоты. Опускание, по всей вероятности, обусловлено восстановлением изостатического равновесия, нарушенного накоплением вулканического материала. В связи с этим для гайотов, по-видимому, справедлива зависимость возраст — глубина, установленная для склонов срединно-океанических хребтов (Menard, 1969, 1973).

### § 3. ВУЛКАНИЗМ ОБРАМЛЕНИЯ ОКЕАНОВ

Как отмечалось выше, подавляющее большинство действующих вулканов, возвышающихся над уровнем океана, приурочено к обрамлению Тихого океана (см. рис. 1). Это либо островные вулканические дуги (западная и северная части Тихого океана), либо окраинные вулканические пояса (побережья Центральной и Южной Америки). В обрамлении Атлантического океана вулканы известны в группах Южных Сандвичевых, Южных Шетландских и Малых Антильских островов, в обрамлении Индийского океана — в Индонезийской островной дуге.

Обширные сведения о геолого-тектонических позициях зон вулканизма в периферических частях океанов, характере и типах вулканических извержений, составе продуктов вулканической деятельности содержатся в соответствующих томах «Каталога активных вулканов мира» (Catalogue..., 1951—1967), в сводных работах по глубинному строению и вулканизму островных дуг и отдельных регионов, большинство из которых упоминалось выше, и в многочисленных публикациях по различным аспектам вулканической деятельности. Вполне естественно, что в настоящей работе мы не в состоянии отразить многообразие типов вулканической деятельности и связанных с ней вопросов. Кратко отметим лишь основные особенности вулканизма островных дуг и окраин континентов.

Геотектонические позиции вулканизма окраинных зон океанов в общем виде показаны в разделе 1.2. В дополнение к этому следует отметить в целом наложенный по отношению к более древним структурам характер зон вулканизма в пределах островных дуг и окраин континентов и приуроченность их к структурам типа грабен-синклиналей, образующихся на сводах крупных линейных поднятий (Эрлих, 1973). Анализ механизма очагов землетрясений свидетельствует о том, что вулканизм проявляется в локальных зонах близгоризонтального растяжения в поле регионального сжатия (Авдейко, Симбирева, 1976). Очаги генерации магмы располагаются, видимо, в сейсмофокальном слое, где им соответствуют асейсмичные или слабосейсмичные участки (Токарев, 1970, 1974; Мархинин, Стратула, 1971; Kuno, 1966).

Вулканические породы островных дуг и окраин континентов принадлежат к известково-щелочной серии. Для них характерна значительная дифференциация при резком преобладании андезитов как в пределах крупных вулканотектонических структур, так и отдельных вулканических аппаратов. Так называемая «андезитовая линия» отделяет вулканические породы известково-щелочной серии островных дуг от толеитовой серии ложа океанов. Как показано Г. С. Горшковым (1963), эта линия разделяет два крупных петрохимических класса — океанический и континентальный. В связи с тем что для окраинных морей, таких, как Филиппинское, характерны породы толеитовой серии, правильнее было бы говорить об андезитовых поясах, а не об андезитовой линии.

Характерна также независимость состава продуктов вулканизма от мощности земной коры в пределах островных дуг и окраин континентов, что лег-

до в основу теперь уже общепринятого положения о «сквозькоровом» мантийном питании вулканов (Горшков, 1967). Хорошо известно также наличие поперечной зональности: возрастание общей щелочности, особенно увеличение содержания калия в направлении от океана к континенту. Это объясняется увеличением глубины залегания магматических очагов по падению сейсмофакального слоя (Мархинин, Стратула, 1971; Kuno, 1966).

Одной из наиболее интересных особенностей обрамления океанов является широкое проявление кислого вулканизма — специфического типа вулканического процесса, для которого характерны мощные выбросы кислого ювенильного пирокластического материала с образованием мощных пемзово-игнимбритовых полей. Этот тип вулканизма оказывает существенное влияние на осадконакопление в океанах: во время вспышек кислого вулканизма, по-видимому, синхронных по всему земному шару, в океан поступает большое количество пирокластики (Эрлих, Мелекесцев, 1973). В результате обильного поступления пирокластики в атмосферу наступает общее похолодание и даже оледенение, меняющие характер сноса терригенного материала.

Характер извержений зависит от состава исходного расплава, его газонасыщенности, вязкости, температуры. Значительная дифференциация расплавов порождает многообразие типов извержений — от спокойных излияний гавайского типа до катастрофических эксплозий пелейского типа и гигантских выбросов кислой пирокластики. Значительная роль пирокластических извержений резко отличает вулканы обрамления океанов (коэффициент эксплозивности примерно 90%) от вулканов внутриокеанических островов. Естественно, что заметное преобладание эксплозивных извержений над лавовыми приводит к обильному поступлению пирокластики в океан, особенно в его краевые зоны. Говоря о поступлении в океан продуктов извержений вулканов, нельзя не упомянуть о термальных растворах, поставляющих в океан легкорастворимые галоидные и сернокислые соли, кремнезем, а также рудные компоненты (железо, алюминий, марганец и др.).

Наряду с вулканами, возвышающимися над уровнем моря, в пределах островных дуг имеется довольно много подводных вулканов. Это либо самостоятельные вулканы, либо побочные вулканы на склонах вулканов-островов. Подавляющее большинство из них мелководные, так что регистрация их активности с помощью гидрофонной системы «Sofar» не вызывает затруднений. При извержениях подводных вулканов часто образуются поля плавающих шлаков и пемз, которые нередко осаждаются в значительном удалении от мест извержений.

#### **§ 4. РОЛЬ ВУЛКАНИЗМА В БАЛАНСЕ ВЕЩЕСТВА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ**

Вулканы океанов и океанического обрамления выносят из мантии на поверхность подавляющую часть твердых, жидких и газообразных продуктов, извергаемых всеми вулканами. Как отмечалось выше, в рифтовых зонах океанов, видимо, выносятся не менее  $4 \times 10^9 \text{ м}^3$  лав в год, что при удельном весе 2,7 составит не менее  $1,1 \times 10^{10}$  т без учета вулканов внутриокеанических островов. О масштабах выноса вещества (преимущественно пирокластики) вулканами островных дуг дает представление таблица. При удельном весе 2,0 это составит не менее  $3 \times 10^9$  т в год. Значительная часть пирокластики непосредственно попадает в близлежащие акватории окраинных морей и океанов, часть выносятся в океан реками и временными водотоками.

Вынос вулканами огромных масс ювенильного силикатного вещества сопровождается выносом значительных количеств летучих компонентов. Отношение между массами силикатных продуктов вулканических взрывов и массами газов, высвобождающихся из магмы в процессе этих взрывов, может

быть определено по формуле  $E = 4 \cdot 10^7 mX (2X^{0.3} - 1)$ , где  $E$  — энергия вулканических взрывов в эргах,  $m$  — масса образовавшегося ювенильного пирокластического материала в граммах, а  $X$  — весовой процент ювенильных газов, совершивших работу взрыва (Мархинин, 1967). Оценки, произведенные по приведенной формуле, показывают, что во время вулканических взрывов из магмы высвобождается газовых компонентов (главным образом

Объемы силикатного вещества, извергнутые при наиболее сильных извержениях вулканов островных дуг \* и родственных им структур (1800—1976 гг.)

Вулкан	Местоположение	Год извержения	Объем, км <sup>3</sup>
Тамбора	Индонезия	1815	180 ***
Косеквина	Центральная Америка	1835	10,0
Кракатау	Индонезия	1883	18,0
Таравера	Новая Зеландия	1886	1,5
Бандайсан	Япония	1888	1,2
Сен-Мари	Центральная Америка	1902	5,4
Ксудач	Камчатка	1907	3,0
Катман	Аляска	1912	28,0
Севергина	Курильские острова	1933	1,5
Безымянный	Камчатка	1956—1961	3,0
Гунунг-Агунг	Индонезия	1963	1,0
Шевелуч	Камчатка	1964	1,2
Толбачик **	Камчатка	1975—1976	1,5

\* Учтены только извержения с объемом извергнутого материала не менее 1 км<sup>3</sup>.

\*\* Трещинное извержение у подножия вулкана Толбачик.

\*\*\* Средняя величина из оценок разных исследователей.

ювенильной воды) приблизительно 3—4% от веса магмы. Следовательно, 3 X X 10 т ювенильного пирокластического материала, поставляемого в среднем за год вулканами Земли, соответствуют приблизительно 10<sup>8</sup> т ювенильной воды, высвобождающейся из магмы во время взрывов. Как показали расчеты, фумаролами и гидротермами ювенильная вода выносятся, по-видимому, даже в большем количестве (Мархинин, 1967).

Естественно, что вследствие вулканических извержений в гидросферу поступает не только вода, но и множество других компонентов, причем как анионов, так и катионов. Главные анионы морской воды, такие, как Cl<sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, F<sup>-</sup>, B<sup>-</sup>, являются в то же время главными составляющими вулканических газов. Основные катионы морской воды Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, Ca<sup>2+</sup> поставляются, видимо, как гидротермами подводных и наземных вулканов, так и в результате выщелачивания вулканических пород, особенно пирокластиков, столь обильной в обрамлении океанов.

К поразительным результатам привело изучение пеплов вулкана Тятя (о-в Кунашир, Курильские острова) извержения 1973 г. (Мархинин, 1974; Мархинин и др., 1975). Проведенные анализы показали наличие в пеплах ряда абиогенных органических соединений, в том числе углеводов, альдегидов и аминокислот (всего более 100). Удалось выделить азотистые основания. Получены положительные реакции на первичные и вторичные нитро- и аминосоединения как с алифатической, так и с ароматической структурой. Среди аминокислот, в частности, идентифицированы аспарагиновая кислота, глютаминовая кислота, треонин, аланин. Установлено, что анализирувавшиеся пробы содержали 0,04% органических соединений. Это значит, что общая

масса образовавшихся в пеплово-газовой вулканической туче органических соединений должна быть около 80 тыс. т, так как масса ювенильного пепла составила 200 млн. т. Как уже отмечалось, вулканы островных дуг и окраин континентов выбрасывают за год приблизительно  $3 \times 10^9$  т вулканического пепла, 0,04% от этой величины составят около  $1 \times 10^6$  т. Такова условная средняя годовая «производительность» вулканов по выработке органических соединений. Приблизительно треть этого количества приходится на углеводороды. Сейчас только начато их изучение, но полученные результаты уже позволяют выдвинуть новую гипотезу образования природных углеводородов: они могут образовываться в пеплово-газовых вулканических тучах во время извержения и вместе с пеплом поступать в бассейны осадконакопления.

Огромную геохимическую работу по выносу вещества в море совершают связанные с действующими вулканами океанов и океанического обрамления сольфатары и гидротермы. Тысячи тонн серной и соляной кислоты, выносимых сольфатарами и гидросольфатарами ежедневно в море, совершают колоссальную работу по «разложению» пород. Об этом свидетельствует ежесуточный вынос гидросольфатарами сотен тонн железа и алюминия, что соответствует разложению десятков тысяч тонн вулканических пород.