

А. Е. Святловский

РЕГИОНАЛЬНАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

А. Е. СВЯТЛОВСКИЙ

551.211.

РЕГИОНАЛЬНАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

1384



МОСКВА, «НЕДРА» 1975



Святловский А. Е. Региональная вулканология. М., «Недра», 1975, 224 с., с ил.

Региональная вулканология изучает вулканические процессы в связи с геологической историей отдельных тектонических регионов. Динамические соотношения между развитием региональных тектонических структур и вулканизмом рассматриваются на основе анализа новейшей тектоники. Геофизические и петрохимические данные, а также обзор региональных вулканических формаций позволяют выявить особенности строения вулканических регионов. Бурение дна океанов дало возможность изучить его разрез, сложенный базальтами и последовательно залегающими над ними известняками и глинами. Возраст каждого из слоев этой «триады» становится древнее по направлению к берегам континентов. Для объяснения закономерностей залегания океанических отложений автор вместо гипотезы раздвижения дна океана предлагает вулcano-тектоническую концепцию, основанную на гипотезе телескопированного рифтогенеза. Положение крупных вулcano-тектонических линейментов в региональных структурах иллюстрируется схемами, дешифрованными по космическим снимкам.

Книга рассчитана на широкий круг читателей — специалистов в различных областях наук о Земле, а также может быть полезна для студентов старших курсов геологических учебных заведений.

Ил. 63, табл. 2, список лит. — 178 назв.

С $\frac{20805-537}{043 (01-75)}$ 77—75

© Издательство «Недра», 1975

Александр Евгеньевич Святловский

РЕГИОНАЛЬНАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

Редакторы издательства Э. А. Смирнова, Л. В. Власова
Перешлет художника Е. Н. Волкова
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технический редактор В. В. Соколова
Корректор Э. Г. Агеева

Сдано в набор 14/V 1975 г. Подписано в печать 1/IX 1975 г. Т-15049.
Формат 60 × 90^{1/16}. Бумага № 2. Печ. л. 14,0. Уч.-изд. л. 16,76.
Тираж 2200 экз. Заказ № 276/5124—1. Цена 1 р. 92 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.
Ленинградская типография № 6 Союзполиграфпрома при Государственном комитете
Совета Министров СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли
196006, г. Ленинград, Московский пр., 91

ВВЕДЕНИЕ

Региональная вулканология является разделом вулканологии, рассматривающим современные вулканические регионы — вулканические пояса и их структурное обрамление — на основе изучения новейшей тектоники и современных процессов тепло-массопереноса из глубин Земли, обуславливающих вулканизм.

В задачу региональной вулканологии входит изучение региональных вулканических сооружений в рамках региональных тектонических структур.

При рассмотрении роли вулканических процессов в структурном развитии Земли за основу взята следующая классификация структур земной коры.

Планетарные структуры — определяются общими глубинными условиями формирования оболочек планет земной группы под влиянием космических сил тяготения и энергетических глубинных процессов.

Глобальные структуры — развиваются на фоне планетарных. Представлены литосферными плитами Земли, образующими континенты, дно океанов и мобильные пояса.

Региональные структуры — возникают вследствие неравномерного развития напряжений в глобальных структурах — литосферных плитах. Представлены сопряженными вулкано-тектоническими и сейсмо-тектоническими поясами.

Локальные структуры — это отдельные вулканические аппараты, формирующиеся в условиях локальных динамических зон растяжения.

Вулканизм является планетарным процессом, характерным для планет земной группы и играющим в истории Земли структурообразующую роль, еще мало изученную. Известно, что около 78% поверхности Земли покрыто продуктами вулканической деятельности. Среди них преобладают лавовые покровы площадных излияний, особенно обширные на океаническом дне. На планетах, лишенных водной оболочки, известны обширные поля лавовых излияний, обрамленные кольцевыми и линейными обрушениями.

При изучении планет земной группы (Луны, Марса, Венеры) не удастся обнаружить в их планетарных оболочках признаков крупных горизонтальных перемещений. Роль гравитационных сил, создавших сферические оболочки планеты, столь велика в локализации ее поверхностных структур, что даже водная оболочка планеты Земля испытывает под воздействием космических приливных сил лишь вертикальные колебательные движения. Планетарные структуры Земли диссимметричны, что обусловлено действием сил

вращения, создавшим форму планеты. Изучение контуров континентов Земли дало возможность построить гипотетическую схему разрывов и перемещений континентальных глыб. На основе этой схемы была создана гипотеза новой глобальной тектоники, рассматривающая литосферу Земли как систему подвижных блоков — литосферных плит — и связывающая процессы дифференциации мантии Земли и формирование океанической и континентальной земной коры с движением этих литосферных плит под влиянием конвекционных процессов в мантии Земли.

Полагая, что гипотеза новой глобальной тектоники опирается в основном на геофизические данные, не будем останавливаться на ее недостатках. Это менее полезно, чем изложение позитивной геологической концепции, опубликованной в 1971 г. как гипотеза телескопированного рифтогенеза. Названная концепция не противоречит геофизическим данным и объясняет, не прибегая к мобилистическим построениям, геологическое строение дна океана по данным буровых скважин, пробуренных с исследовательского судна «Гломар Челенджер».

Если новая глобальная тектоника является обобщением, построенным на изучении глобальных структур, то гипотеза телескопированного рифтогенеза основана на региональных исследованиях, позволяющих обосновать теоретические представления о механизме дифференцированных вертикальных движений земной коры и сопряженного с ними вулканизма. Телескопированный рифтогенез — это вулканотектонический процесс, образующий структуры дна океана. Так как дно океана сложено базальтами, его можно считать наиболее мобильной областью, вулканизм которой должен быть изучен при рассмотрении процесса динамики земной коры. При этом следует учитывать литологические и стратиграфические данные, полученные в результате бурения дна океанов, что позволит отвлечься от дискуссионных палеомагнитных и петрологических построений.

Региональные вулканологические и сейсмологические исследования дают возможность уточнить представления о преимственности рифтогенеза и кольцевых вулканотектонических структур, включающих депрессии вплоть до кальдер обрушения. Динамические процессы, обуславливающие образование этих преимственных структур, являются следствием обрушения вулканотектонических сводов в результате исчерпания энергии тепло-массопереноса, сопровождающегося вулканизмом.

Современные вулканические регионы отличаются по масштабу и типу вулканизма. Следует иметь в виду, что площадные излияния в современных условиях отсутствуют, а описание вулканических регионов отражает расположение вулканов земного шара далеко не полно. Региональные исследования позволяют установить соответствие между типами вулканизма и вулканических формаций и региональными геотектоническими условиями.

Наряду с региональной вулканологией следует говорить о раз-

деле вулканологии, включающем исторический аспект изучения региональных вулканических процессов, — региональной палеовулканологии. Палеовулканология рассматривает обширный круг вопросов вулканического прошлого Земли на основе исследования древних вулканических образований и их фундамента. Отнесение вулканической области к определенному типу тектонических структур (платформенных, геосинклинальных, орогенных) является предпосылкой для регионального исследования палеовулканических областей с разным характером залегания вулканических формаций, различным химическим составом и типом вулканических продуктов. Различия между региональными палеовулканическими поясами касаются и строения фундамента вулканических регионов.

Региональная вулканология является своего рода введением в региональную палеовулканологию, так как актуалистическое описание процессов образования вулканических структур и формаций служит предпосылкой для региональных палеовулканологических исследований. Изучение новейших вулканических формаций помогает выявлению их палеовулканических аналогов.

Сходство вулканических образований разного возраста позволяет утверждать, что они формировались в сходных условиях развития тектонических регионов.

Эволюция вулканизма в истории земной коры является одной из проблем региональной палеовулканологии. Однако эта проблема может быть рассмотрена фундаментально только после достаточно полного изучения корреляционных связей между вулканическими, осадочными и метаморфическими формациями в различные эпохи геологической истории. Существуют два противоположных представления о направлении эволюции вулканизма в геологической истории. Согласно одному из них, вулканизм усиливается с течением геологической истории, вторая точка зрения предполагает ослабление вулканизма в ходе геологической истории Земли.

Лишь при учете всего объема вулканических формаций земной коры, в том числе уже превращенных в осадочные и метаморфические породы, можно получить данные для сравнения объема вулканических пород, сформировавшихся в различные геологические эпохи. Основой для такого их изучения являются региональные палеовулканологические исследования.

Региональные вулканологические исследования в СССР были начаты основоположником советской вулканологии А. Н. Заварицким в 1931 г. на Камчатке и в 1946 г. в Закавказье. Под его руководством была проведена региональная аэрофотосъемка вулканов Камчатки и Кавказа, послужившая автору данной книги основой для составления Атласа вулканов СССР, вышедшего в свет в 1959 г.

Автор будет благодарен за всевозможные замечания и указания, которые могут содействовать развитию данного направления исследований.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

ПОЛОЖЕНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ В РЕГИОНАЛЬНЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУРАХ ЗЕМЛИ

При изучении региональных вулканических поясов за основу берется тектоническое районирование. Динамика движений земной коры, сопряженных с вулканизмом, рассматривается с учетом данных новейшей тектоники и геофизики.

Основным критерием геотектонической классификации вулканических областей является их подвижность. Динамический режим различных регионов определяется вулканом-тектоникой, тепловым потоком, сейсмичностью, подчиненными региональным типам тектонических структур и обуславливающими образование различных вулканических формаций. В мобильных поясах земного шара рассматриваются только те региональные вулканические области, с которыми связан современный вулканизм.

Вулканические регионы рассматриваются на основе следующей схемы тектонического районирования.

А. Стабильные регионы.

1. Древние континентальные и океанические платформы (щиты, плиты, талассократоны).

2. Молодые континентальные платформы.

3. Молодые океанические платформы.

Б. Мобильные регионы.

4. Крайне-континентальные геосинклинально-орогенные пояса.

5. Межконтинентальные геосинклинально-орогенные пояса.

6. Эпиплатформенные орогенные пояса континентальных платформ:

а) рифтовые пояса;

б) авлакогенные пояса;

в) глыбово-сводовые хребты;

г) куполообразные массивы.

7. Эпиплатформенные орогенные пояса океанических платформ:

а) срединно-океанические хребты;

- б) срединно-океанические горсты;
- в) валлообразные и сводово-глыбовые хребты;
- г) куполообразные массивы.

К стабильным регионам относятся древние платформы, обширные площади фундамента которых после складчатости были выровнены эрозией и покрыты осадочным чехлом, в котором развиты платформенные вулканические формации. Известны три эпохи формирования платформенного чехла: 1) позднепротерозойская (перед началом рифея, после карельской складчатости), когда образовался чехол древних платформ; 2) палеозойская (после байкальской складчатости), в течение которой был сформирован платформенный чехол эпибайкальских платформ и 3) мезозойская (начало мезозоя, после герцинской складчатости, когда сформировался чехол молодых платформ, покрывающий их складчатый фундамент).

Эпиплатформенный орогенез как горообразование на платформах различного возраста включает следующие структурные процессы: крупные сводово-глыбовые поднятия, формирующие контрастный рельеф с амплитудами перемещений по глубинным разломам, близким к амплитудам перемещений в геосинклинальных областях; вулканизм, сопровождающийся формированием глубоких рифтовых долин и межгорных впадин-прогибов; формирование вулканических поясов вдоль систем крупных разломов с длительно проявляющимся вулканизмом. Примерами эпиплатформенного орогенеза являются Африканский и Байкальский своды, увенчанные рифтами палеогенового и неогенового возраста.

Параллельные ряды разломов сопровождают рифтогенез и вулканизм грабенового типа, являющиеся первой стадией эпиплатформенного орогенеза.

Во вторую стадию эпиплатформенного орогенеза, проявляющуюся не повсеместно, происходит распадение сводов на горные системы (Аппалачи и Скалистые горы на Американской платформе; Тянь-Шань, Алтай, Саяны у Сибирской платформы; система межгорных впадин с эффузивным и интрузивным магматизмом на Китайской платформе).

Молодые платформы в соответствии со степенью их тектонической активизации рассматриваются как переходные зоны между древними платформами и складчатыми областями мезозойского и кайнозойского возраста. Вулканическая деятельность на молодых платформах подчинена линейным структурам фундамента, унаследованным тектоникой их осадочного чехла. Среди континентальных отложений чехла встречаются прослои эффузивов (основных или кислых). Они вместе с угленосными толщами выполняют грабены или обширные депрессии. Мощность этих отложений достигает нескольких километров.

Мобильные регионы возникают на различных стадиях развития земной коры океанического и континентального типа, причем их субстратом могут служить платформенные области, испытывающие

активизацию. На континентальных платформах возможно возникновение различных подвижных структур, с которыми сопряжен вулканизм — регенерированных геосинклиналей, тафрогеосинклиналей, рифтов и эпиплатформенных орогенов. На разных этапах развития этих структур образуются разные вулканические формации.

В связи с новейшей тектоникой на континентальных платформах и щитах, а также в областях завершённой складчатости молодых платформ после рифтогенеза, унаследованного от времени площадных платформенных излияний более ранних эпох мезокайнозоя, развивались орогенные пояса.

При активизации океанических платформ на них также возможно развитие регенерированных геосинклиналей и эпиплатформенных орогенов — срединно-океанических хребтов. К мобильным зонам кайнозойского орогенеза океанических платформ кроме срединно-океанических хребтов молодых океанов относятся океанические валы и поднятия Тихого океана. Однако орогеническая природа тихоокеанских мобильных структур не ясна, так как они, выходя к побережью, смыкаются с орогеническими геосинклинальными системами Тихоокеанского кольца. Это ставит под сомнение вопрос о их новейшем заложении на платформенных структурах. Возможно, они являются возрожденными складчатыми поясами на геосинклинальном субстрате.

Следует различать также сквозные мобильные пояса, проходящие как по континентальным, так и по океаническим платформам (например, Камерунский и Антарктический вулканические пояса), а также мобильные зоны, развитые на недавно погруженных окраинах платформ. К ним относятся многочисленные группы вулканических островов Атлантики и Индийского океана вблизи Африканского континента. Кайнозойские орогенные пояса континентов и океанов образуют мировую систему рифтовых долин.

К платформенным мобильным структурам относятся также авлакогены, являющиеся грабенами с опущенными до 5—10 км по разломам глыбами платформы. Авлакогены представляют собой сравнительно узкие длинные прогибы, формирующиеся на разных стадиях развития платформ. В пределах авлакогенов нижние серии платформенного чехла складчатые и слабо метаморфизованы.

Авлакогенный режим иногда рассматривается как стадия платформенного режима, за которой следует общее погружение (калюмогенный режим) и общее поднятие (эмерсионный режим). Образование авлакогенов связывается обычно с более устойчивыми частями платформы, чем образование геосинклиналей, когда часть платформы «раскачивается» по разломам, превращаясь в геосинклиналь. При интенсивном прогибании авлакогенов под ними происходит подъем поверхности Мохо.

Вулканический режим авлакогенов проявляется в виде излияний основных и средних лав, а также изредка кислых лав в слу-

чаях соседства авлакогенов с геосинклинальными зонами, регенерированными в условиях обрушения окраин платформ.

На молодых платформах в качестве аналогов авлакогенов выделяются тафрогены. Это крупные грабенообразные впадины, образующиеся в начальные этапы возникновения молодых платформ, до формирования платформенного чехла. Вулканизм тафрогенов представлен основными и средними типами излияний и интрузий.

В мобильных регионах выделяются следующие типы вулканических поясов: окраинно-континентальные тихоокеанского типа, межконтинентальные (внутриконтинентальные) средиземноморского типа, эпиплатформенные вулканические области континентов и эпиплатформенные вулканические области океанов.

В окраинно-континентальных поясах тихоокеанского типа неравномерное структурообразование на стыке континента и талассократона привело к сосуществованию эвгеосинклинальных и орогенных структур, находящихся на разных стадиях эволюции. Здесь наблюдаются структуры начально-геосинклинальной стадии развития — без вулканизма, инверсионной стадии с подводным вулканизмом основного типа, орогенной стадии, состоящей из нескольких этапов: подводного орогенеза, характеризующегося возникновением островных дуг, раннего орогенеза, консолидировавшего островные дуги, и позднего орогенеза, сформировавшего высокогорные складчатые области, образующие конструктивные окраины континентов. Наиболее мощный новейший вулканизм связан с эвгеосинклинальными областями и с подводными орогенными поясами островных дуг. К этим структурам приурочены срединные массивы, образующие также ядра орогенных поясов. Орогены являются заключительной стадией эволюции мобильных поясов.

Межконтинентальные (внутриконтинентальные) пояса средиземноморского типа характеризуются геосинклинальным развитием, связанным с формированием внутренних морей.

К эпиплатформенным вулканическим областям континентов относятся рифтовые и авлакогенные пояса, куполообразные массивы, а к эпиплатформенным вулканическим областям океанов — подводные срединно-океанические хребты, срединно-океанические горстовые поднятия, вулканические валы и сводово-глыбовые хребты, куполообразные вулканические массивы.

Изучение региональных структур земной коры является основой при рассмотрении особенностей проявления региональных вулканических процессов. Региональные структуры, как части глобальных, располагаются на континентальной и океанической коре. Соответственно этому различаются континентальные и океанические структуры, а также структуры, переходные между ними и пересекающие их границы.

Структуры, переходные между континентальными и океаническими, разделяются на конструктивные и деструктивные. В процессе конструктивного геосинклинально-орогенного развития

создается каркас континента. Деструктивный процесс заключается в распаде континентов и в формировании молодых океанов. Структуры, пересекающие границы континентов и океанов вкрест простирания, имеют главным образом деструктивное происхождение — это рифтовые долины и авлакогены. Когда при образовании этих структур преобладает конструктивный процесс, то формируются геосинклинальные пояса, выклинивающиеся при выходе на континенты.

Генетический анализ классификации структурных элементов показывает, что та или иная группа структур не только принадлежит к определенному ряду эволюции (геосинклиналь — платформа; платформа — ороген; платформа — океан), но и генетически связана с определенными типами земной коры.

При классификации тектонических элементов в первую очередь важно учитывать четкие структурные признаки, так как генетические представления всегда гипотетичны; например, развитие континентальной конструктивной коры из океанической путем геосинклинального процесса спорно. Эти два типа земной коры могут быть независимыми по первичному происхождению. В процессе геосинклинального структурообразования изменяются лишь структура и состав тектоносферы континента и океанического дна, создавая видимость перехода между континентальной и океанической корой.

Переход между континентальной и океанической корой у конструктивных побережий океана часто не соответствует границам континентальных структурных зон; в одних случаях островные дуги лежат на континентальной коре, а в других — на океанической.

РИФТОГЕНЕЗ КАК СТРУКТУРООБРАЗОВАНИЕ В МОБИЛЬНЫХ ПОЯСАХ ЗЕМЛИ

Образование рифтов, являющихся вулкано-тектоническими структурами, характерно для мобильных поясов, возникающих в различных тектонических регионах Земли. На континентах наиболее широко рифтогенез проявился в Восточной Африке. Ее рифтовые долины являются самыми представительными рифтовыми структурами. Не меньшее значение рифтогенез имеет в формировании срединно-океанических хребтов — динамических структур областей активизации океанических платформ.

Поскольку все мобильные пояса Земли приурочены к областям эндогенной активизации континентальных и океанических платформ, можно говорить о постоянной роли рифтогенеза в формировании почти всех вулканических поясов Земли на этапах, связанных с оттоком магматического вещества в вулкано-тектонических структурах, вызывающим обрушение.

Рифт представляет собой грабенообразную долину, образующуюся в континентальных и океанических условиях; ширина ее,

как правило, несколько десятков километров. Более широкие рифты возникают в межконтинентальных условиях. Например, рифт Красного моря имеет ширину 200—300 км, а гипотетическая рифтовая структура Атлантического океана — несколько тысяч километров.

Рифты относятся к структурам растяжения, сопровождаемого вулканизмом с преобладанием основных пород — толеитовых и щелочных базальтов и значительной ролью кислых лав (андезито-дациты, фонолиты, трахиты) и игнимбритов. Однако не менее существенную роль в образовании рифтов играют вертикальные вулканотектонические движения, происходящие в связи с притоком и оттоком энергии и вещества из глубин Земли, т. е. обусловленные тепло-массопереносом. Соответственно при притоке магматической энергии происходит сводообразование, а при ее отступании в глубь Земли — обрушение, создающее рифт. Тепло-массоперенос является характерным признаком рифтов, отличающим эти структуры от тектонических грабенов.

Рифтогенезу предшествует разуплотнение подкоровых оболочек Земли, связанное с повышением теплового потока до $2-3 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²), воздыманием свода земной коры и площадным вулканизмом. Растягивающие напряжения приводят к образованию трещин на сводах. Дальнейший процесс, сопряженный с прекращением энергетического напора на кровлю свода, приводит к обрушению по нормальным сбросам рифтовых долин.

Рифт, как компенсационное обрушение, относится к вулканотектоническим структурам, аналогичным по происхождению другим типам вулканотектонических депрессий — кольцевым структурам и кальдерам. Рифтогенез иногда рассматривается как результат растяжения свода над растекающейся прогретой магматической «подушкой», поддерживающей сводовое поднятие. При этом происходят массовые излияния, за которыми следует обрушение с соскальзыванием крыльев свода и растягиванием флангов рифтовых долин.

На каждом этапе вулканизма, характеризующемся структурным поднятием свода, излиянием и исчерпанием «порции» энергии данного тектоно-магматического этапа, происходит понижение геоморфологического уровня вулканизма. На новом, более низком геоморфологическом уровне мобилизуется новая «порция» энергии; увеличение мощности тепло-массопереноса к земной поверхности ускоряет излияние магмы на этом уровне в рамках структуры обрушения. Повторный процесс исчерпания энергии ведет к новому обрушению и образуется система телескопированных рифтов. Так выражается в структурообразовании периодичность вулканической деятельности. После каждого этапа извержения происходит истощение вулканического очага и понижение геоморфологического уровня излияний. Тектоно-магматический цикл завершается общим поднятием горной страны и прекращением вулканизма.

Классификация рифтов проводится по нескольким признакам, в том числе по роли вулканизма и тектоники в их образовании, а также по их положению в глобальных и региональных структурах земной коры. В соответствии с этим они разделяются на три основные категории: континентальные, межконтинентальные и океанические [55]. Однако этим не исчерпываются региональные типы рифтов, образующихся также в процессе эпигеосинклинального орогенеза.

Континентальные рифты, представленные Восточно-Африканскими рифтовыми долинами, характеризуются длительным разви-

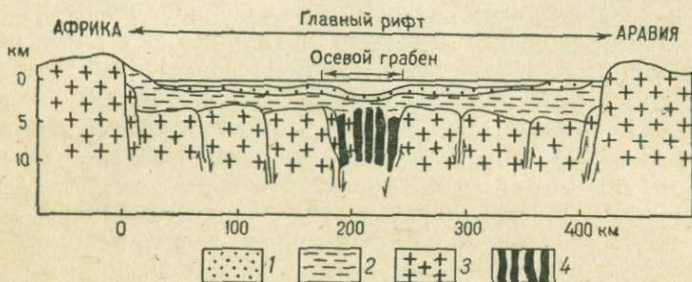


Рис. 1. Схематический геологический разрез тектонической депрессии Красного моря. По К. Дрейку и Р. Гирдлеру [133]

1 — коралловые постройки, рыхлые отложения; 2 — осадочные толщи (карбонатные породы, эвапориты и вулканиты); 3 — древние кристаллические породы; 4 — основные интрузии

тием, преемственно связанным с более ранним рифтогенезом, неоднократно проявлявшимся в истории Африканского континента. Примером межконтинентальных рифтов являются рифты Красного моря и Аденского залива, а также рифты молодых океанов с деструктивным побережьем (Атлантического и части Индийского). Океанические рифты — это рифтовые долины, расположенные вдоль осей срединно-океанических хребтов.

В процессе формирования молодых эпигеосинклинальных орогенов рифтогенез развивается последовательно, образуя подводные тектонические трогги, в пределах которых поднимаются внутренние островные вулканические дуги, грабены и грабен-синклинали ранних орогенов и рифтовые долины горных стран.

Для крупных рифтовых структур характерно телескопированное строение. Внутренние ступени рифтов становятся моложе от окраины к центру, окраинные их ступени часто образованы древними породами фундамента, иногда перекрытыми эвапоритами и лавами. Дно межконтинентального рифта Красного моря, вплоть до осевого грабена, сложено кристаллическими породами докембрийского возраста (рис. 1).

Строение осевого грабена изучено недостаточно. Согласно существующей гипотезе, опирающейся главным образом на геофизиче-

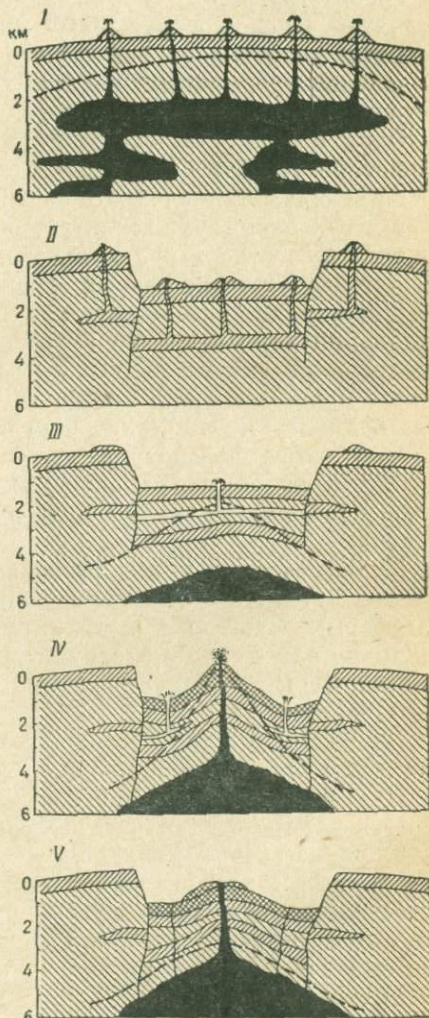
ские данные, дно осевого грабена сложено ультраосновными породами — интрузиями, прорвавшими фундамент. Принято считать, что в межконтинентальных осевых рифтах и в рифтах срединно-океанических хребтов дно является корой океанического типа, отличающейся положительной гравитационной аномалией. Прямая связь океанических рифтов с срединно-океаническими хребтами, так же как и связь эпигеосинклинальных рифтов складчатых зон с горными хребтами, свидетельствует о принадлежности этих структур к орогенным системам.

Континентальные рифтовые зоны Европы, Азии, Африки и Южной Америки сходны по парагенезису новейшего вулканизма и новейшей тектоники. Для всех этих зон характерно сводообразование, сопутствующий ему вулканизм и последующий рифтогенез. В эволюции вулканизма рифтовых систем от массовых площадных излияний в период сводообразования к трещинным и центральным извержениям в период рифтового вулканизма проявляются общие черты рифтогенеза в различных региональных условиях (рис. 2).

К рифтам традиционно относится лишь глобальная система рифтовых континентальных долин и срединно-океанических хребтов. Однако по существу рифтогенез как структурообразование

Рис. 2. Схема развития вулканизма, сопряженного с образованием рифта

I — поднятие к поверхности Земли фронта глубинного тепла (пунктирная линия), образование периферического вулканического очага, поднятие свода и проплавление земной коры; *II* — отступление теплового фронта в глубь Земли, обрушение свода с образованием вулкано-тектонического рифта; *III* — новое поднятие фронта глубинного тепла, образование внутреннего свода в рифте; *IV* — возникновение вулканов на внутреннем своде, формирование артезианских бассейнов горячих вод у подножия вулканов; *V* — отступление теплового фронта, образование кольцевых разломов и эрозия потухших вулканов



характерен для всех молодых мобильных вулканических зон. Он является генетической основой образования всех типов линейных вулканотектонических депрессий.

Энергетическое объяснение рифтогенеза разного масштаба позволяет привести доводы в пользу образования рифтов, как энергетически регрессивных структур, возникающих при оттоке глубинной энергии в вулканическом поясе наряду с кольцевыми структурами разного масштаба.

Отсутствие рифтовых долин (или их незначительные проявления вдоль сводовых поднятий) свидетельствует о существовании очень интенсивного тепло-массопереноса, направленного вверх и препятствующего обрушению сводов вулканотектонических поднятий. После прекращения теплонапора вулканотектоническое поднятие испытывает рифтогенез вдоль широкой полосы свода. Появление прерывистых рифтовых долин по краям и вдоль свода служит предвестником будущего обширного обрушения.

Один из срединно-океанических хребтов Индийского океана, характеризующийся отсутствием рифта, но с признаками быстрого расширения, установленного на основе изучения полосовых палеомагнитных аномалий, вероятно, образовался в результате такого же типа длительной вулканической деятельности. Следовательно, рифтогенез — это не разрыв океанических глыб земной коры при расширении дна океана, а результат периодического изменения направления вертикального энергопереноса. Возникшая при этом рифтовая структура является крайним звеном в цепи структур такого происхождения, включающих как линейные, так и кольцевые вулканотектонические обрушения.

Рифтогенез рассматривается в качестве структурного этапа эволюции линейных и кольцевых вулканотектонических структур, играющих главную роль в формировании вулканических поясов.

Вулканические пояса разделяются на геосинклинально-орогенные и эпиплатформенные (континентальных и океанических платформ). Существенными отличиями этих поясов, проявляющимися в их динамике, структуре, составе лав и роли в развитии земной коры, являются разные геотектонические условия их образования.

На разных стадиях эволюции вулканических поясов рифтогенез проявляется по-разному.

В геосинклинально-орогенных вулканических поясах выделяются четыре стадии рифтогенеза:

- а) раннегеосинклинальная — рифтообразование на послепереверсионном этапе эволюции геосинклинали (подводный рифт);
- б) стадия островных дуг — субкоровые рифты (выявленные на основе изучения землетрясений), коровые рифты, вулканотектонические депрессии, кальдеры;
- в) стадия раннего орогена — грабен-синклинали и вулканотектонические депрессии (линейные и кольцевые), кальдеры;

г) стадия позднего орогена — прерывистая система рифтов, увенчивающая горные хребты, вулканотектонические депрессии и кальдеры.

Для эпиплатформенных вулканических поясов характерны три типа рифтогенеза:

а) континентальных платформ — рифты на сводовых поднятиях и горных системах поздней стадии активизации платформ, вулканотектонические депрессии;

б) океанических платформ — субкоровые рифты в основании вулканотектонических валов и рифтовые зоны вулканов гавайского типа;

в) срединно-океанических хребтов и океанических поднятий типа восточно-тихоокеанского.

Намечаются и другие пути эволюции структур, сопровождаемые рифтогенезом. Например, платформенный рифтогенез → авлакогенный рифтогенез → геосинклинальный рифтогенез (континентальные платформы), а также платформенный телескопированный рифтогенез → формирование молодых океанов (океанические платформы).

В заключительную стадию рифтогенеза на океанических платформах формируются срединно-океанические хребты с рифтовыми долинами, занимающими на дне океана центральное положение между континентами с пассивными (деструктивными) окраинами, микроконтинентами или погруженными глыбами континентального типа. Последние две структурные позиции характерны для срединно-океанических хребтов Индийского океана.

ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

ОКРАИННО-КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПОЯСА ТИХООКЕАНСКОГО ТИПА

Тихоокеанский геосинклинально-орогенный глобальный пояс является современной динамической структурой, охватывающей островные дуги и побережье континентов Тихого океана. Вулканические пояса тихоокеанского типа имеются также в Атлантическом (островная дуга Карибского моря и дуга Скоша) и в Индийском океанах (Индонезийская островная дуга).

Тихоокеанский глобальный пояс распадается на региональные участки, характеризующиеся разными стадиями тектонического и вулканического развития. Роль вулканизма в горообразовании в разные этапы геосинклинально-орогенной эволюции, в том числе в геосинклинальные, ранне- и позднеорогенные, различна.

Участие вулканизма в горообразовании проявляется в геосинклинальных областях и в областях раннего и позднего орогенеза.

Геосинклинальные области разделяются на эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные. Роль вулканизма в них различна. Вулканогенные формации преобладают в эвгеосинклиналях. В миогеосинклиналях они фациально замещаются вулканогенно-осадочными и осадочными. Кроме того, в вертикальном разрезе каждый

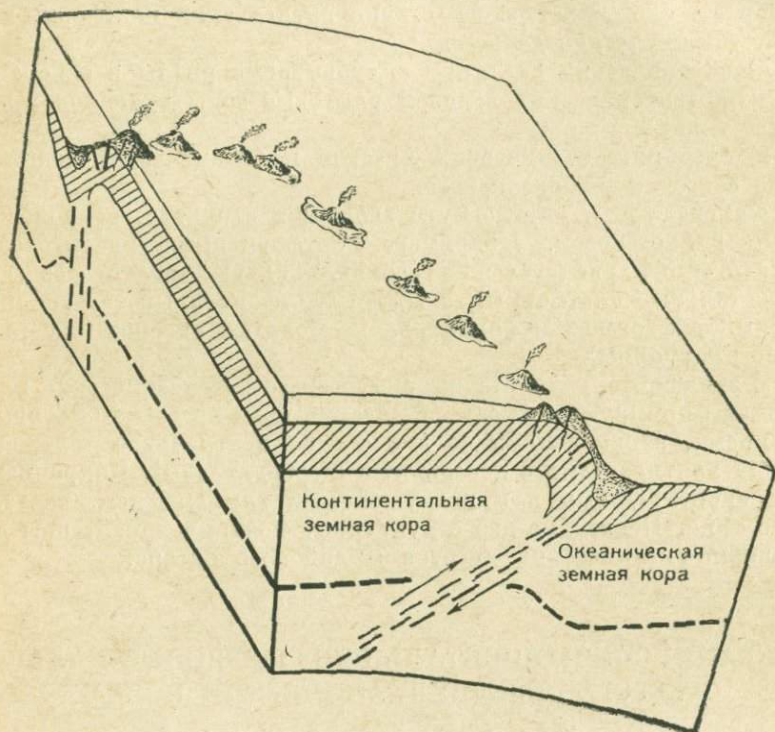


Рис. 3. Сдвиговая зона на границе континента и Тихого океана. Вулканическая островная дуга сопряжена с поясом расширения. По Д. Умгрову [89]

структурный этаж геосинклинальной области отличается формационной и тектонической обособленностью. Нижние структурные этажи эвгеосинклиналей обычно формировались в условиях преобладающих прогибаний и накопления мощных осадочных толщ, затрудняющих, вследствие малой теплопроводности, поднятие теплового потока, что приводило к «консервации» в глубине таких прогибов больших запасов тепла.

Для верхних структурных этажей эвгеосинклиналей характерно широкое развитие вулканических формаций, сопровождающее выход на поверхность внутриземного тепла. Вулканы образуют цепь островов, сложенных андезитовой лавовой и туфовой формациями (рис. 3). Субвулканические интрузивные массивы принадле-

жат к гранодиоритам. Позднее в связи с поднятием вулканической кордильеры и кальдерообразованием происходит извержение кислых продуктов в лавовой и пемзо-игнимбритовой фациях (андезито-дациты, туфы разных типов).

Эвгеосинклиальная область — сложная система структур, состоящая из линейных зон опускания и поднятия, складчатости и вулканизма, развивающихся параллельно. Глубоководные желоба являются глубокопогруженной частью эвгеосинклиальной области, располагающейся параллельно кордильерам островных дуг и разделяющих их прогибов. Представления А. Ритмана [166] о последовательном развитии эпигеосинклиального орогенеза по стадиям глубоководный желоб → тектоген → ороген не могут объяснить многих закономерностей вулканизма этих зон. Это можно обосновать тепло-массопереносом, ускоряющим контрастные тектонические движения в геосинклиальной области.

Под влиянием тепло-массопереноса развитие эвгеосинклинали будет сопровождаться наложенным вулканизмом, резкими дифференцированными движениями и формированием гранитоидных интрузий в глубине Земли. Одновременно с вулканизмом, проявляющимся в вулканических поясах эвгеосинклинали, происходит накопление мощных линз вулканосадочных формаций в ее прогибах.

1384
В зависимости от строения фундамента эвгеосинклинали занимают различные структурные позиции. Крупнейшие эвгеосинклиальные области расположены в переходных зонах, на границе континентов и океанов. Это классический тип геосинклиналей. Они рассматриваются как зоны переработки океанической земной коры в континентальную. Для них обычно характерно асимметричное строение в виде пояса, состоящего из двух сопряженных зон — вулканотектонической и сейсмо-тектонической, резко отличающихся друг от друга по происходящим в них процессам: зоны вулканизма с аномально высоким тепловым потоком и зоны землетрясений, где современный вулканизм не проявляется и тепловой поток низок.

Островные дуги формируются в процессе развития раннего орогенеза. Различаются три типа островных дуг, занимающие различное структурное положение:

а) островные дуги, служащие границей между континентом и океаном; внутренняя вулканическая гряда ее островов расположена с континентальной стороны, а внешняя — с океанической. Она отличается сейсмическим поясом, в котором глубина очагов землетрясений увеличивается по направлению к континенту;

б) островные дуги, расположенные в океане вдали от континента. Вулканическая гряда находится с океанической стороны и соответственно перевернуты другие структуры; в сейсмическом поясе глубина очагов землетрясений увеличивается по направлению к океану. Прогибы с тихоокеанской стороны неглубокие и скорее сходны с внутренними морями. По поперечным разломам

происходит смещение цепей островов и прилегающих к ним структур в горизонтальном направлении;

в) островные дуги, расположенные перпендикулярно к континенту и разделяющие две глыбы океанической коры. Неглубокие землетрясения происходят со стороны открытого океана; глубина их очагов постепенно увеличивается под вулканической островной грядой и континентом.

Внешняя островная гряда сложена вулканическими формациями раннего этапа — спилито-кератофировой, кремнистой и аркозовой терригенной, а также туфовым флишем. Позднее в эти толщи внедрились интрузии габбро, диабазов, а также протрузии перидотитов, пироксенитов, дунитов, подвергшиеся серпентинизации и меланижированию на этапе тектонического сжатия. Во внешней гряде нет молодых вулканов, характерных для внутренней гряды с ее вулканическим поясом неоген-четвертичного возраста. Аналоги формаций внешней гряды, вероятно, можно выявить на континентальном уступе внутреннего моря, обрамляющего с запада внутреннюю гряду. Внутренняя вулканическая островная гряда была заложена на раннем этапе в виде вулканических поднятий в рифте.

Для вулканического рельефа островных дуг характерна приуроченность вулканов к внутренней гряде, где они образуют продольные, поперечные и кулисообразные смыкающиеся ряды. Внешняя гряда свободна от вулканов, за исключением тех участков, где через тектонический разрыв в нее врзается поперечная вулканическая гряда.

Вулкано-тектоника островных дуг и ранних орогенов характеризуется следующими чертами. Уже в островных дугах наблюдается смыкание под углом вулканических поясов и формирование вулканических структур типа Фосса-Магна в Японии, Курильско-Хоккайдской, Авачинско-Начикинской на Камчатке, в Новой Зеландии и других районах. Такая сопряженность является одним из элементов эшелонного строения островных дуг; она характерна также и для древних вулканических поясов.

При изучении Южно-Быстринского хребта и Авачинской группы вулканов выявилось структурное сходство между зоной разломов, поперечных к общей структуре Камчатки, с аналогичными разломами других районов, например с разломом Большого Рва Японии [69]. Поперечный пояс дислокаций на Камчатке сопровождается торцовым стыком под углом складчатых структур (меловых и третичных) внешней зоны, изменяющих простирание с северо-северо-восточного на северо-западное, проявляющееся в северо-западной части Авачинской бухты и в Южно-Быстринском хребте.

Подобный изгиб пояса дислокаций проявляется в районе Большого грабена, а также в структуре хребта Акаиси (мел — палеоген) в Японии. В районе Большого грабена Японии наблюдаются наибольшие амплитуды дифференциальных движений, образовав-

шие высокие морские террасы (20, 50 и 200 м). С поясом поперечных дислокаций совпадает цепь Авачинско-Корякской группы вулканов Камчатки с прилегающими депрессиями.

Тектоническая природа поперечных грабенов подчеркивается, как в Японии, так и на Камчатке, данными магнитных съемок, формой изогон, а также гравитационными аномалиями. Однако, несмотря на большое сходство этих структур, между ними имеются важные отличительные черты. Если в Японии к вулканическому поясу Фудзи с юго-востока причленяется вулканическая цепь островов Идзуисито, то Авачинско-Корякский ряд вулканов обрывается у побережья Тихого океана.

Большой грабен Японии, пересекающий остров Хонсю, у Японского моря сопрягается с поясом разломов, проходящих вдоль побережья Японии. Океаническая природа земной коры в бассейне Японского моря также подчеркивает положение Японских островов в поясе глубоких разломов. Поперечная структура Камчатки не столь четко пересекает полуостров. Предполагается, что вдоль восточного побережья Камчатки в участках пересечения тектоносферы разломами происходит дробление блоков континентального склона, связанное с прогибанием глубоководного желоба, и образование континентальных структур, смещение которых в виде надвигов и оползней направлено в сторону глубоководного желоба. В структурном поясе восточного побережья Камчатки выделяется четыре района крупных обрушений, образовавших современные заливы: Усть-Камчатский, Кроноцкий, Авачинский и у юго-восточного побережья Камчатки.

Процесс обрушения, характерный для новейшей тектонической стадии развития Камчатки, вызвал расчленение горст-антиклинального хребта, протягивавшегося в конце неогена вдоль восточного побережья Камчатки и представлявшего собой внешнюю островную гряду.

У Курильских островов внешняя островная гряда на большой протяженности опустилась на дно Тихого океана, образовав подводный хребет Витязь. Континентальный склон юго-восточной оконечности Камчатки также характеризуется небольшими глубинами океана. Километровая изобата находится здесь на расстоянии 100 км от побережья. Возможно, что в этом районе обрушена на дно океана часть внешней островной гряды. Подводные рвы, обладающие крутыми и сейсмоактивными уступами, достигающие километровой глубины, отходят от глубоководного желоба в сторону Камчатки и Курильских островов как раз между участками мысов и подводных поднятий. Эти глубокие впадины в континентальном склоне между восточными мысами Камчатки и в средней части Курильских островов свидетельствуют о крупных опусканиях, разорвавших внешнюю островную гряду и погруживших ее глыбы на дно океана.

Островные дуги по простиранию переходят в складчатые эпигеосинклинальные пояса, находящиеся на континентах

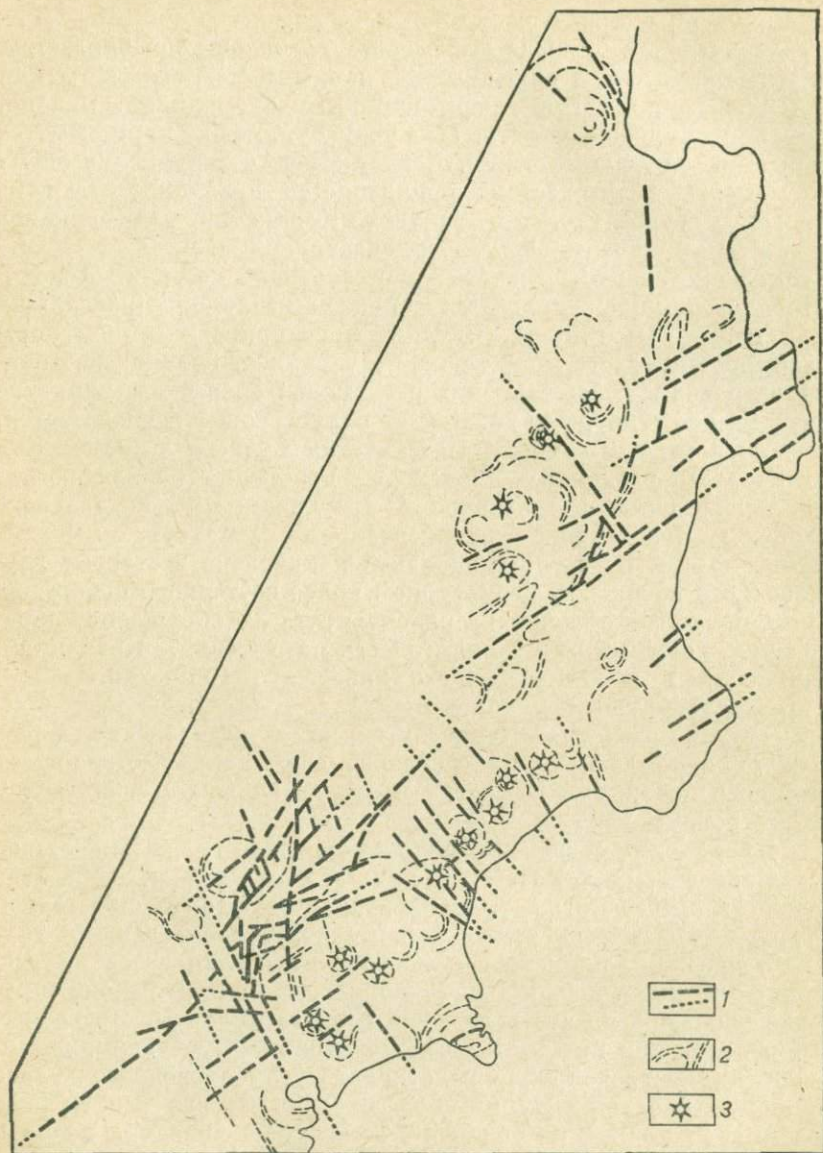


Рис. 4. Вулкано-тектоническая схема Восточной Камчатки. Составил Н. А. Гусев по телевизионным космическим изображениям системы «Метеор»
 1 — разломы; 2 — кольцевые структуры; 3 — крупные стратовулканы

в орогенной стадии эволюции. Наряду с этим вкрест их простираются наблюдается смена разностадийных складчатых поясов, мигрирующих в процессе эволюции от континента к океану. Эта миграция обусловлена конструктивным развитием океанических окраин тихоокеанского типа, для которого характерен следующий ряд структур: геосинклиналь — островная дуга — ороген.

Геосинклинальные пояса расположены на земной коре переходного типа. Однако в пределах деструктивных окраин океанов проявления процесса, аналогичного геосинклинальному преобразованию океанической коры в континентальную, неизвестны. Поэтому возникает сомнение о том, что геосинклинальный процесс играет какую-либо роль при образовании континентальной земной коры у конструктивных континентальных окраин.

Раннеорогенный вулканизм характерен для переходных этапов от геосинклинального развития к позднеорогенному. Все три его стадии сосуществуют по периферии Тихого океана. К раннеорогенной стадии относятся вулканические пояса Камчатки, Японии, Новой Зеландии, Центральной Америки. Для раннеорогенного вулканизма характерны значительные извержения кислых туфов, сопряженные с образованием вулканотектонических наложенных депрессий и кольцевых структур, широко представленных на Камчатке (рис. 4). Здесь же распространены мощные вулканогенно-обломочные толщи, заполняющие предгорные и межгорные прогибы.

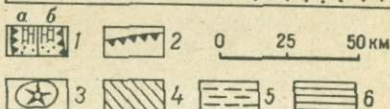
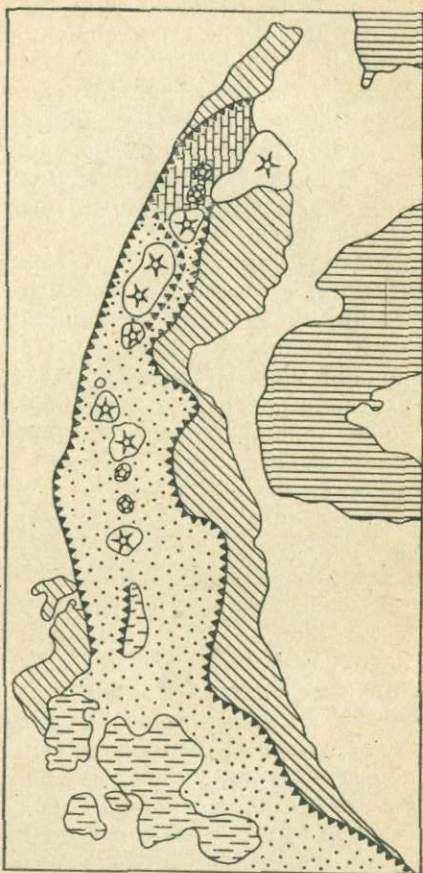


Рис. 5. Вулканотектоническая структура о. Гальмагейр

1 — грабен-синклинальная впадина (рифтовая зона): а — на суше, б — в подводных условиях; 2 — рифтовые уступы; 3 — вулканы; 4 — острова флангов вулканотектонических поднятий; 5 — горстовые острова в рифтовой зоне; 6 — глыбовые поднятия вне рифтовой зоны

Тектоническая структура раннего орогена отличается общей инверсией и выходом складчатого сооружения дна океана на поверхность. В процессе формирования складчатых структур при контрастных блоковых движениях еще сохраняется четкая асимметрия в расположении зон динамических напряжений, относительно зоны Беньюфа. Однако глубина очагов землетрясений в зоне Беньюфа начинает уменьшаться, по сравнению с существовавшей на этапе развития островных дуг. Появляются sdвоенные пояса сжатия и растяжения, между которыми приподнятое положение занимают срединные массивы. Накапливаются континентальные молассы.

Поздний орогенез характеризуется заключительным этапом вулканизма, имеющего унаследованный характер по отношению к геосинклинальному вулканизму как в структурном, так и в петрохимическом отношении. Происходят излияния известково-щелочной магмы (преимущественно андезиты, риолиты, дациты), характерно развитие экструзивных куполов. При этом отмечаются высокий эксплозивный индекс, а также четкая цикличность вулканической деятельности, обусловленная тектоническими циклами.

Для позднего орогенеза характерна приуроченность вулканизма разного типа к определенным структурам. С зонами бывших альпийских эвгеосинклиналей на поднятых блоках древнего фундамента связаны центральные вулканы, извергающие кислые лавы. На срединных массивах, близких по типу к платформам и погружающихся под мощные толщи континентальных моласс, изливаются оливиновые базальты. Тыловые прогибы в результате крупных дифференцированных движений преобразуются в блоковые структуры, сопровождаемые излияниями кислых магм. В целом типично, что к концу позднеорогенного цикла вулканизма увеличивается щелочность продуктов вулканических излияний.

Общее сводово-глыбовое поднятие гор (вместе с их периферическими зонами), преобладающее над дифференцированными глыбовыми перемещениями, приводит к образованию единого водораздела высотой 4—6 км и более. Вулканические постройки поднимаются на эрозионно-тектоническом рельефе, для которого характерно развитие вулкано-тектонических депрессий и рифтов, унаследованных от ранних стадий орогенеза (игнимбритовый вулканизм на периферии структуры).

Позднеорогенный вулканизм широко развит в Андах Южной Америки и Кордильерах Северной Америки.

Вулканизм северо-западных окраин Тихого океана

В различных районах Тихоокеанского мобильного пояса вулканы в зависимости от стадии орогенеза занимают разные структурные позиции в вулканических поясах.

Наиболее просты и наиболее четко выражены тектонические закономерности в островных дугах северо-западных окраин Тихого океана.

Вулканы Тонга — Кермадек находятся в осевой части внутреннего рифта вулканического пояса двойной островной дуги. На Филиппинах они расположены в восточной части архипелага с внешней стороны крупнейшего Филиппинского продольного разлома и в меньшем количестве в западной части. В восточной части архипелага вулканы образуют субмеридиональные ряды, а в западной — субширотные. Ряды вулканов занимают долины, лежащие как в подводной, так и в надводной частях рифта (рис. 5).

В Меланезии вулканы приурочены к новейшим геоантиклинальным поднятиям: южной части архипелага Бисмарка, островам Новые Гебриды и Соломоновым островам (рис. 6).

На о. Ява вулканы образуют цепочку, в которой отчетливо прослеживаются поперечные вулканические ряды, связанные с трещинами, кососекущими центральный антиклинальный гребень.

Более сложные вулкано-тектонические структуры характерны для ранних орогенов. К ним относятся вулканы Новой Зеландии, расположенные в грабене Таупо, разбитом сложной системой разломов на ряды депрессий и поднятий. На о. Суматра вулканы образуют цепь вдоль гребня центральной антиклинальной гряды и расположены в пределах системы грабенов, проходящих в осевой части этой гряды. Места пересечений продольных и поперечных разломов гребня характеризуются развитием долгоживущих вулканов.

На Аляске, переходящей к западу в Алеутскую дугу, действующие вулканы приурочены к полосе шириной около 40 км. Крупная система продольных плиоцен-четвертичных разломов, состоящая из трех отдельных отрезков, сочлененных под углом, образует одинарную вулканическую дугу с дополнительной грядой. Расположение вулканов Алеутской дуги не совпадает с осью поднятия. В западной части они смещены к северу от нее, а в восточной — к югу. Предполагается, что некоторые вулканы «сидят» на оперяющих разломах, ориентированных под углом к их главной системе.

Если для островных дуг обычно характерен один вулканический пояс, то на стадии раннего орогенеза их несколько (рис. 7). Например, на Камчатке, где вулканические пояса занимают

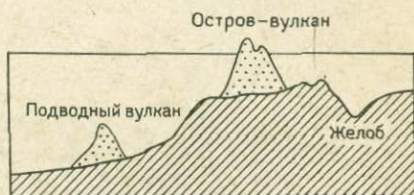


Рис. 6. Профиль через типичную одинарную островную дугу, увенчанную вулканами, расположенными на геоантиклинальных поднятиях и их склонах. Меланезия

грабен-синклиналильные вулcano-тектонические депрессии [68], разделенные горст-антиклинальными хребтами, сложенными морской молассой и породами древнего кристаллического фундамента. Вулканы этого пояса наиболее длительно сохраняют свою активность в его части, лежащей ближе к океану и отделенной от него очень узким сейсмо-тектоническим поясом.

Сейсмо-тектонический пояс Камчатки отделен от вулканического молассовой толщей, отложенной в бассейне между внешней и внутренней зонами, лежащими на дислоцированном фундаменте.

У подножия континентального склона Камчатки расположен глубоководный желоб, заполненный мощной толщей турбидитов морской молассы, горизонтальное залегание которых свидетельствует против «засасывания» этой зоны под континент, предполагаемого согласно гипотезе тектоники плит. Отмечающаяся в некоторых случаях деформация осадочных пород объясняется надвигом блоков земной коры сейсмо-тектонического пояса на глубоководный желоб.

Иногда у континентального склона обнажаются более древние отложения, перекрывающие второй слой океанической коры, представленные кристаллическими зеленокаменными породами, смятыми в изоклинальные складки, опрокинутые в сторону океана. Будинированные серпентиниты являются непременными членами этой формации, принадлежащей к сейсмо-тектоническому поясу.

В ранних орогенах типа Камчатки и Аляски, где островные дуги уже превращены в складчатую область, граница между нею и океаном пролегает по глубоководному желобу и зоне Беньофа.

С позиций новой глобальной тектоники структуры сейсмо-тектонического пояса (зоны надвигов) рассматриваются как подвиг океанической

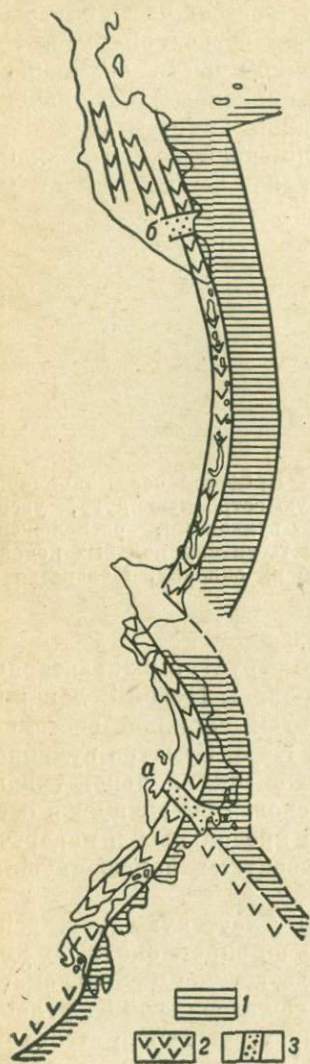


Рис. 7. Схема структурных поясов островных дуг и ранних орогенов западной части Тихого океана

1 — сейсмо-тектонический пояс; 2 — вулcano-тектонический пояс; 3 — поперечные структуры (а — большой грабен Фосса Магна, б — Авачинский грабен)

земной коры, «засасываемой» под континент по зоне Беньофа. Фактически в этих районах происходит надвиг континентальной окраины на океан с сжатием в надвинутой призме земной коры, являющейся сейсмо-тектоническим поясом. Призмой расширения в этом случае является вулканический пояс, лежащий с континентальной стороны орогена и при расширении оказывающий давление на сейсмо-тектонический пояс, направленное в сторону океана.

В зоне растяжения, расположенной с континентальной стороны раннего орогена, проявляются излияния базальтов, образующие лавовые плоскогорья на границе с молодой платформой.

Вулканизм Индийского океана

В Индийском океане вулканическим грядам, поднимающимся со дна океана, соответствуют значительные аномалии магнитного поля. К числу таких гряд относятся вулканические острова Баррен и Наркондам, принадлежащие к внутренней гряде двойной островной дуги. Внешней складчатой невулканической грядой этой дуги является подводный хребет Андаманских и Никобарских островов. Вулканическая гряда дуги отделена от невулканической желобами, глубина которых больше глубины котловины Андаманского моря. Последняя рассматривается как относительно древняя геосинклинальная котловина, обрамляющая полуостров Малакка. Невулканическая гряда островной дуги отделена от океана гравитационной ступенью, типичной для островных дуг Тихого океана, а также аномалией магнитного поля.

Вулканические пояса южной части Индийского и Тихого океанов, вероятно, структурно связаны. В восточной части Индийского океана вулканические черты рельефа менее отчетливы, но вновь обнаруживаются на продолжении Новозеландского хребта в районе островов Баллени, где их двойная дуга почти параллельна берегам Антарктиды.

Обширные области современных вулканических форм рельефа наблюдаются к югу от Африки на подводном поднятии между островами Принс-Эдуард и о. Кергелен, у Земли Эндерби, у о. Тралс. Вулканический пояс севернее Земли Эндерби имеет длину 1500 км и ширину 1000 км.

Островные дуги, как и срединно-океанические мобильные пояса, тектонически связаны со структурами континентов. В районах выхода на континент основные структуры островных дуг имеют непосредственную связь с соответствующими структурами континентов. Эта связь устанавливается уже на шельфах континентов, например на бирманском шельфе Индийского океана по данным сейсмопрофилирования обнаружено погребенное под осадками продолжение внешней и внутренней гряд дуги и межгорной впадины между ними.

Зондская островная дуга, состоящая из двух параллельных поясов (внешнего — сейсмо-тектонического и внутреннего —

вулканотектонического), глубоководного тектонического желоба и котловины Андаманского моря, получает соответствующее структурное выражение в строении горных хребтов бассейна р. Иравади.

Четко выражено сопряжение структур Курильских островов и Южной Камчатки, а также Курильских островов и Японии.

Новая Зеландия, являющаяся ранним орогеном, сочленяется на севере с островной дугой островов Кермадек. При этом вулканическая зона о. Северного, границы грабена и внутренние вулканические цепи продолжают в подводной структуре и надводных сооружениях островной дуги.

Ранне- и позднеорогенный вулканизм восточных окраин Тихого океана

Северная часть Тихоокеанского подвижного пояса является областью сочленения вулканических поясов крайнего северо-востока Азии и северо-запада Америки. Здесь выделяются два генетических ряда структур — континентальный и океанический. Промежуточные структуры — парагеосинклинальные впадины — образуются на самых первых этапах океанизации. К структурам континентального ряда принадлежат: а) внешняя зона подвижного пояса — зона мезозойской складчатости, в которую входят Северо-Аляскинская складчатая система и восточная часть Охотско-Чукотской складчатой системы, б) внутренняя зона подвижного пояса — зона кайнозойской складчатости, состоящая из Южно-Аляскинской и Корякско-Камчатской складчатых систем, и в) Анадыро-Сьюардский срединный массив докембрийско-раннепалеозойского возраста. Со структурами континентального ряда связаны вулканические пояса.

Охотско-Чукотский вулканический пояс, расположенный к западу от Корякско-Камчатской складчатой системы, лежит вдоль сочленения структур Верхояно-Чукотских мезозойских и Корякско-Камчатских кайнозойских в зоне длительно развивавшихся глубинных разломов. Заложение океанической впадины окраинного моря предполагается на гипотетическом погруженном срединном массиве — Берингии, являющемся частью Анадыро-Сьюардского или другого более крупного массива. Эти массивы и глыбы, возможно, представляют собой части Восточно-Азиатской платформы, которая была в различное время раздроблена, а частично испытала активизацию. Современные геосинклинали возникли в начале палеогеновой эпохи — времени перестройки структурного плана внутренней зоны Тихоокеанского подвижного пояса.

Веерообразное расширение складчатого пояса Северных Кордильер повернуто к западу и его южная ветвь образует Алеутскую островную дугу. Этот молодой складчатый пояс сопровождался вулканизмом, создавшим лавовые покровы и вулканы централь-

ного типа. Последние возвышаются как на складчатом фундаменте, так и на гранитоидных интрузиях, а также над лавовыми плоскогорьями.

Фундамент Аляски сложен складчатыми мезозойскими и древними породами, перекрытыми третичными вулканитами, на которых возвышаются четвертичные конусовидные вулканы, некоторые из них действующие. В западной части Южной Аляски развиты мел-палеоценовые эвгеосинклинальные отложения, пере-

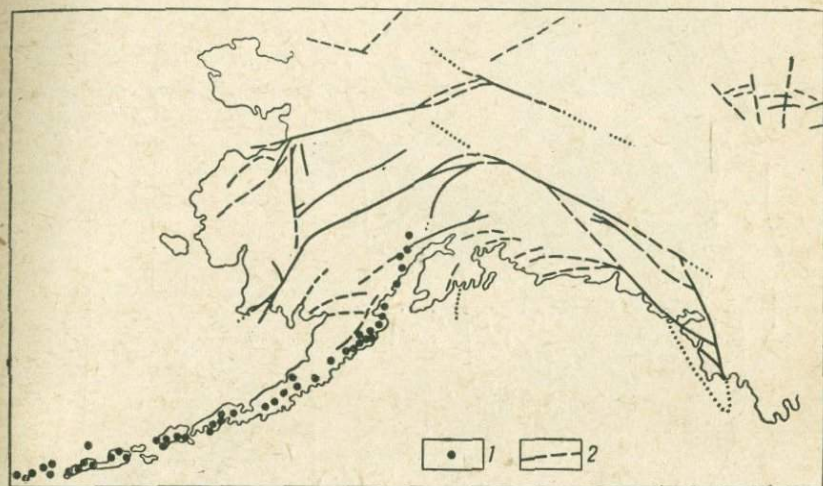


Рис. 8. Вулканический пояс Аляска — Алеутские острова. Основные линейменты и расположение вулканов. Дешифровано по космическим снимкам
1 — вулканы; 2 — линейменты (точки — предполагаемые линейменты)

крывающие их морские третичные отложения мощностью до 8 тыс. м. Здесь начинается вулканическая островная дуга Алеутских островов. Этот вулканический пояс продолжается на северо-восток до гор Спёрр Аляскинского хребта. Протяженность вулканического пояса Алеутских островов 1600 км. Вулканы этого пояса располагаются на фундаменте из третичных геосинклинальных отложений и вулканитов, занимая северную сторону островной дуги, в отдалении от глубоководного Алеутского желоба (рис. 8).

Мезо-кайнозойский этап вулканической активности западной части Кордильер Канады приходится на конец мела — начало палеогена. Излияния кислого состава (риолиты, риодациты, дациты) достигли максимума в эоцене. Постепенное сокращение вулканизма наблюдалось до миоцена, после чего образовались покровы плато-базальтов. Наивысшая активность вулканизма основного состава отмечается в позднем миоцене, но отдельные излияния базальтов, начавшиеся в плейстоцене, продолжаются

по настоящее время. Береговые хребты в штатах Орегон и Вашингтон представляют собой молодые складчатые и глыбовые поднятия, перекрытые кайнозойскими вулканическими породами и связанными с ними осадками. Здесь распространены лавовые плато, вулканические хребты и конусы.

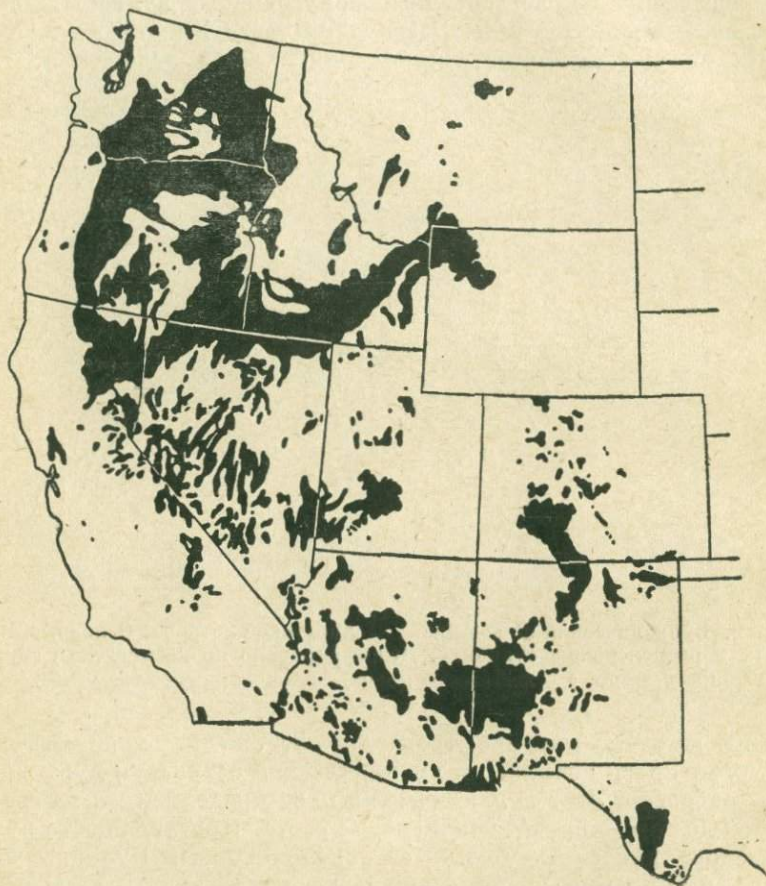


Рис. 9. Кайнозойские вулканические образования на западе США

Кайнозойский вулканизм США. Вулканизм в четвертичный период проявился главным образом в западной части США, включая Аляску и Гавайи (рис. 9). В целом по интенсивности он, вероятно, уступал поздне третичному.

Извержения андезитовых и базальтовых лав, происходившие в районах Каскадных гор в середине третичного периода, позднее прекратились, и горная цепь была приподнята и эродирована. На эту эродированную поверхность в четвертичное время изли-

лись андезитовые и базальтовые лавы нового вулканического цикла. Здесь встречаются крупные лавовые потоки, но более яркими проявлениями вулканизма являются высокие вулканические конусы, возвышающиеся над Каскадными горами между 40-й и 49-й параллелями, в пределах штатов Калифорния, Орегон и Вашингтон. При этом четвертичные вулканы расположены несколько восточнее третичных, в значительной степени разрушенных.

Многие вулканы Каскадных гор — Бейкер, Рейнир (4392 м), Сент-Хеленс, Адамс, Худ, Джефферсон, Три Систерс, Мазама, Мак-Доклин, Шаста (4317 м), Лассен-Пик — поднялись до современной высоты в течение четвертичного периода. Например, вулканические конусы Сент-Хеленс и Лассен-Пик сформировались в основном после последнего отступления ледников.

Имеются многочисленные данные о вулканических извержениях и в ледниковую и в послеледниковую эпохи. Лавы одного из северных вулканов — горы Гарибальди (провинция Британская Колумбия) — частично перекрыли отложения висконсинского оледенения. На севере штата Вашингтон вулкан Глейшер-Пик выбросил огромную массу дацитовый пемзы и туфа во время последнего отступления ледников в этом районе; по данным радиоуглеродного анализа возраст этих слоев около 12 тыс. лет. В результате катастрофического извержения вулкана Мазама (юг штата Орегон), происшедшего около 6600 лет назад, образовалась кальдера Крейтер-Лейк. Помимо раскаленных пемзовых лав дацитового состава, сползавших по склонам вулкана, при извержении было выброшено большое количество тонкого пепла, разнесенного ветром по северо-западному побережью Тихого океана Соединенных Штатов и Юго-Западной Канады. Этот пепел ранее относили к извержению вулкана Глейшер-Пик, расположенного севернее, но последнее крупное извержение этого вулкана произошло около 12 тыс. лет назад. В первой половине XIX века в штате Вашингтон происходили мелкие извержения. В XX веке отмечено только одно извержение горы Лассен-Пик (штат Калифорния), продолжавшееся с 1914 по 1917 год.

Базальты Колумбийского плато (поздний миоцен — ранний плиоцен) слагают восточные склоны Каскадных гор (рис. 10). Выделяется 15 базальтовых потоков различной мощности, каждый из которых прослеживается на многие километры. Между некоторыми потоками располагаются осадочные прослои, нередко имеющие косую слоистость. Потоки отличаются друг от друга в основном содержанием плагиоклазов и пироксенов. Возраст самого молодого потока устанавливается в 13,5 млн. лет. Направление потоков указывает на источник излияний, находившийся на юго-востоке района. Предполагается, что базальты образовались в результате спорадических эксплозивных извержений.

Молодые базальты западной части штата Айдахо ранее относились к лавовой серии Колумбийского плато, имеющей миоцено-

вый возраст. По новым данным предполагается самостоятельный источник этих базальтов, условно отнесенных к позднему плиоцену — раннему плейстоцену. Основными доводами в пользу их геологической обособленности являются: 1) падение потоков и покровов к западу, т. е. навстречу падению лав Колумбийского плато; 2) очень слабая выработанность речных долин, заложенных в плиоцен-плейстоценовых базальтах, в отличие от террасированных долин в более древних базальтах Колумбийского плато; 3) широкая распространенность самостоятельных эффузивных образований на территориях, обрамляющих область распространения базальтов Колумбийского плато. Такие образования известны, в частности, в Каскадных горах и в центральной части штата Орегон.



Рис. 10. Вулканы и лавовые покровы Колумбийского плато
1 — базальтовое плато; 2 — вулканы

Одной из наиболее ярких вспышек вулканизма на плато Колорадо являются позднекайнозойские базальтовые потоки и пепловые конусы западной части Большого каньона р. Колорадо. Сохранившиеся остатки вулканического материала покрывают изолированные плато, холмы и террасы или слагают отдельные участки вдоль сбросо-флексурных нарушений. Более молодые потоки заполняют отрицательные формы рельефа, образуя застывшие лавовые каскады. В районе Большого каньона р. Колорадо различаются три основных периода позднекайнозойской вулканической активности, каждый из которых представлен по крайней мере четырьмя фазами излияний, проявившимися более 3 млн. лет назад.

Излияния четвертичных базальтов в районе пустыни Бек-Рок (штат Юта) начались около 1 млн. лет назад и закончились несколько тысячелетий назад. Магма этих излияний последовательно дифференцировалась на различных глубинах, ассимилируя вмещающие породы.

Вулканические породы четвертичного возраста, образующие вулканическое плато в Йеллоустонском национальном парке, занимают площадь более 6500 км² и располагаются на высоте

около 2500 м над уровнем моря в пределах штатов Вайоминг, Айдахо и Монтана. Породы залегают на самых различных по возрасту образованиях — от докембрийских до раннечетвертичных. Мощность лавовых потоков, слагающих это плато, более 1500 м. Оно сложено риолитами, базальтами и ширококластическими породами, образовавшимися в течение трех вулканотектонических циклов. Породы первого цикла (2,6—1,4 млн. лет) представлены базальтами, риолитами и их туфами; образования второго цикла (1,2 млн. лет), развитые преимущественно за пределами Йеллоустонского национального парка, — туфами кислого состава. Третий цикл включает наиболее молодые риолиты и их туфы и базальты (0,8—0,6 млн. лет).

На севере штата Нью-Мексико крупные выбросы риолитов в раннем плейстоцене образовали кальдеру Веллес и другую кальдеру меньшего размера, расположенную северо-восточнее. В обоих случаях отложились мощные толщи пепла. Кроме того, было выброшено много пемзы и лапилли. Пепловые отложения Пёрлетт (центральная часть Великих равнин) также связаны с кальдерой Веллес. Из кратеров, расположенных внутри кальдеры, позднее происходили выбросы риолитовых туфов.

Известны многочисленные излияния базальтовых и андезитовых лав, происшедшие в течение четвертичного периода. Центры этих извержений представляют собой шлаковые конусы, окруженные обширными лавовыми полями. Многочисленные вулканы такого типа обнаружены в Каскадных горах и их окрестностях, на юго-востоке штата Орегон и на равнине р. Снейк (штат Айдахо). В штате Нью-Мексико они образуют полосу северо-восточного простираания, а в большей части остальных западных штатов встречаются спорадически.

В Северо-Западном районе четвертичная вулканическая деятельность была менее активной, чем третичная, но она создала вулканический рельеф на равнине р. Снейк и в Каскадных горах.

Вулканическая область равнины р. Снейк расположена юго-восточнее мезозойской тектонической области и пересекает Кордильеры в южной части штата Айдахо; длина ее 650 км, ширина 65—160 км. Зона эта слегка изогнута, так что в восточной части она имеет восточное и восток-северо-восточное простираание, а в западной — северо-западное. В течение поздне третичного и большей части четвертичного периодов здесь происходила вулканическая деятельность. В начале накапливались кремнистые отложения, а в конце преобладали базальтовые покровы. Общая мощность поздне третичных и четвертичных вулканических и осадочных пород в центральной части этой зоны более 3000 м.

Вулканизм равнины р. Снейк, вероятно, связан с глубинной зоной растяжения, которая пересекает более древние структуры Кордильер. Связь вулканической области с глубинными разло-

мами подчеркивается положительными гравитационными аномалиями. По мере аккумуляции изверженных пород подошва их погружается. В западной части равнины опускание сопровождалось крупными разломами. Положительные аномалии силы тяжести выражены здесь более резко, чем на востоке, и, возможно, связаны с большей мощностью вулканических пород. Западная часть вулканической области находится в пределах зоны повышенной сейсмичности (как показывает распределение центров землетрясений), протягивающейся далее к северо-западу, где она не обнаруживает видимой связи со структурами.

Восточная окраина штата Калифорния захватывает часть аридной провинции Бассейнов и Хребтов. Узкие, сильно расчлененные меридиональные хребты шириной 15—18 км и длиной от 40 до 150 км возвышаются на 900—3300 м над широкими (8—25 км) долинами, заполненными мощными аллювиальными отложениями. Гора Уайт-Маунт имеет высоту более 4000 м над уровнем моря, а Долина Смерти лежит на 90 м ниже уровня моря. Основные формы рельефа обусловлены разрывными нарушениями. Долины представляют собой грабены или опущенные крылья наклонных блоков. Свежие (неэродированные) уступы рельефа, окаймляющие края хребтов, свидетельствуют о продолжающемся формировании разломов. Провинция почти полностью бессточна. Немногие постоянные водотоки, начинающиеся в высокогорных районах (главным образом в горах Сьерра-Невада, западнее этой провинции), теряются в «плайях» и соленых озерах.

Горы северной части провинции сложены в основном вулканическими породами плиоценового и плейстоценового возраста, залегающими на кристаллическом, преимущественно гранитном фундаменте.

Четвертичные вулканические породы широко распространены по всему штату Калифорния. Четвертичный вулканизм, как и тектонические движения, — это продолжение процессов, проявлявшихся в течение всего позднего кайнозоя. Вулканизм продолжался и в голоцене. За последние 150 лет в пределах штата было два извержения. Датировки радиоуглеродным методом показывают, что в последнем тысячелетии извержения происходили еще несколько раз. В вулканических районах широко развиты горячие источники и сольфатары. Главными центрами вулканической деятельности являются Каскадные горы, плато Модок, восточные склоны гор Сьерра-Невада (близ озера Моно, а также в верховьях рек), вулкан Саттер-Бьютт в долине р. Сакраменто и в районе озера Клир-Лейк в северных береговых хребтах.

В пределах пустыни Мохаве четвертичный вулканизм представлен лавами щелочных оливиновых базальтов, изливавшихся в виде маломощных и коротких потоков из многочисленных мелких кратеров. Три подобных кратера в течение весьма незначительного времени изливали щелочные лавы тефритового типа, имеющие лишь ту особенность, что основная масса пород

включает цеолиты и фелипсцит, вместо обычных фельдшпатовидов.

Результаты определения возраста вулканических пород калий-аргоновым методом показывают, что вулканическая деятельность продолжалась в течение всего четвертичного периода. Однако извержения были особенно широко распространены примерно 3—3,5 млн. лет назад — незадолго до начала четвертичного периода. Датированные вулканические породы помогают установить абсолютный возраст связанных с ними осадков, охарактеризованных фауной, ледниковых отложений, эрозионных поверхностей и тектонических разломов.

В северной части штата Калифорния очаги вулканической активности четвертичного периода находились в районах горы Шаста, возвышенности Медисин-Лейк и горы Лассен-Пик. На склонах конуса вулкана Шаста более молодой изверженный материал имел преимущественно андезитовый состав. Дацитовые лавы были выброшены при извержениях в районе возвышенности Медисин-Лейк в недалеком прошлом; мощные слои пемзы, имеющей еще более молодой возраст, прослеживаются к северу от горы Глассе-Маунтин. В районе горы Лассен-Пик в течение всего четвертичного периода извержения были частыми и обильными — было выброшено большое количество дацитового и андезитового материала, а также пепла.

Туфы Бишоп покрывают чехлом склоны северной и юго-восточной окраин долины р. Лонг-Валли в восточной части штата Калифорния; они представляют собой типичные пепловые потоки. Как и потоки крупного извержения вулкана Мазама (Крейтер-Лейк), эти туфы перекрывают мощные толщи субаэральных отложений, пемзы и лапилли и далеко простирающиеся покровы пепла. Долина р. Лонг-Валли на основании геофизических данных рассматривается как прогиб тектоно-магматического происхождения; вероятно, частично она сформировалась во время извержения, когда были отложены туфы Бишоп, значительно более молодые, чем отложения начала четвертичных оледенений, так как они залегают на эродированной поверхности ледниковых образований. Современные исследования позволяют оценить возраст туфов в 700 тыс. лет (по данным калий-аргонового метода).

В бассейне озера Моно, в нескольких километрах к северу от долины р. Лонг-Валли, прослеживается дугообразная линия пемзовых конусов и куполов, возникших в поздне- и послеледниковое время в результате ряда извержений. Две впадины — озеро Моно и долина р. Лонг-Валли, по-видимому, являются кальдерами и заполнены (по данным геофизических исследований) слабо сцементированным вулканическим и осадочным материалом мощностью более 5500 м.

Наиболее широко распространенными отложениями низменностей являются туфы Бишоп (игнимбриты), перекрывающие моренные суглинки и совместно с ними дислоцированные. Ранне-

плейстоценовый возраст суглинков можно считать установленным — 750 тыс. лет. В районе горячих источников, к югу от оз. Оуэнс, в четвертичное время произошло еще несколько извержений риолитового состава, следствием которых явилась вытянутая на 15 км в меридиональном направлении полоса пемзовых конусов и куполов и соответствующих им покровов пепла.

В районе Йеллоустонского национального парка возраст вулканических образований считается плиоценовым; однако последние работы показали, что обсидиановые потоки плато Пичстоун покрывают ледниковые отложения. Вероятно, кратеры раннечетвертичного возраста были погребены под этими лавами. Непосредственно к западу от Йеллоустонского национального парка в штате Айдахо находится крупная кальдера Айсленд-Парк, показанная как грабен округлой формы. Она также сформировалась в четвертичном периоде.

Пояс щитовых вулканов, сложенных высокоглиноземистыми плато-базальтами, протягивается у южного окончания Каскадных гор от северной части штата Калифорния до центра штата Вашингтон. В ряде случаев здесь отмечаются дациты, андезиты и риолиты. Наиболее крупным является вулкан Ньюберри с большой кальдерой у вершины.

В свете новой глобальной тектоники предполагается, что полуостров Калифорния начал отделяться от континентальной части Северо-Западной Мексики лишь 4 млн. лет назад в результате «растекания морского дна» вдоль северного окончания Восточно-Тихоокеанского хребта в Калифорнийском заливе. Это пока единственное предположение о «растекании морского дна» на окраине континента. Третичный Трансамериканский вулканический пояс пересекается под острым углом Калифорнийским заливом и его не связывают с молодой фазой «растекания морского дна». Четвертичный вулканизм этого района подчинен в своем распространении ориентировке Калифорнийского залива, и поэтому предполагается его парагенетическая связь с современным «растеканием морского дна».

Провинция Бассейнов и Хребтов западной части Северной Америки имеет много общего в структуре с Восточно-Африканской рифтовой зоной. Ранний обширный геоантиклинальный свод, образовавшийся в Калифорнии перед формированием тектонического рельефа, напоминает сводообразование в юрское и послетретичное время, за которыми следовало рифтообразование в Восточной Африке. Этот орогенический цикл на стадии поднятия сводов сопровождается крупными вулканическими излияниями, которые после рифтообразования сменяются локальными излияниями центрального типа.

С вулcano-тектоническими движениями связаны не только сбросы и горсты, но и складчатость, и надвиги, возникающие в процессе орогенеза в зонах, сопряженных с вулcano-тектоническими поднятиями. Поверхности выравнивания, широко разви-

тые в провинции Бассейнов и Хребтов, свидетельствуют о вертикальных поднятиях, сопровождающих этапы вулканической деятельности, контролирующие рифтогенез. При этом, так же как и в Восточной Африке, здесь наблюдается неоднократное повторное поднятие горстовых хребтов, которому сопутствовало рифтообразование.

Среди американских ученых популярно представление о происхождении Калифорнийского залива в результате сдвигов и разрывов по системе разломов, продолжающих рифтовую зону Восточно-Тихоокеанского хребта.

Район Тихого океана к северу от Калифорнийского залива по геофизическим данным сходен по глубинному строению коры и мантии со срединно-океаническими хребтами. Предполагается, что осевая рифтовая зона, продолжающая Восточно-Тихоокеанскую, проходит в зоне разлома Бланко между подводными хребтами Горда и Хуан-де-Фука, имеющими типичный для срединно-океанических хребтов грядовый рельеф. Осевое ущелье хребта Горда напоминает по структурной и геофизической характеристике рифтовые ущелья срединно-океанических хребтов. Наряду с утонением базальтового слоя здесь наблюдается подъем кровли верхней мантии с разуплотнением ее вещества и уменьшением сейсмических скоростей на разделе Мохо до 7,2—7,5 км/с [125].

Однако соединительное звено срединно-океанической системы, проходящее на континенте в провинции Бассейнов и Хребтов (Калифорния), не дает оснований для рассмотрения Калифорнийского залива как зоны расширения, аналогичной рифтовым структурам на континенте, типа Аденского залива и Красного моря. Представлению о «раздвиге» Калифорнийского залива противоречит структурная связь между полуостровом Калифорния и горами Южная Сьерра-Мадре на тихоокеанском побережье Центральной Америки. Звеньями этой складчатой системы являются подводный Капский хребет и острова Лас-Грес-Мариас у тихоокеанского побережья.

Рифты срединно-океанических хребтов и орогенов существенно различаются по типу вулканических формаций. Вулканические формации Калифорнии относятся к орогенному типу, свидетельствуя в пользу сходства грабена Калифорнийского залива с рифтовой системой Анд Южной Америки. Другие черты материковой геологии также противоречат построениям новой глобальной тектоники о происхождении Калифорнийского залива.

В свете этих данных структура Восточно-Тихоокеанского поднятия приближается по своему типу к раннеорогенным системам побережий Тихого океана.

Раннеорогенный вулканизм Центральной Америки. Центральная Америка является тектоническим звеном между Северной и Южной Америкой. Здесь пролегает геосинклинально-раннеорогенный пояс интенсивной складчатости и вулканизма, для которого характерно положение на границе океанической плат-

формы Тихого океана и внутреннего моря Атлантического океана. Платформенные структуры в этом районе представлены срединными массивами разных рангов, включая погруженный гипотетический срединный массив Мексиканского залива и Карибского моря. Мезо-кайнозойская складчатость развивается как вдоль тихоокеанского побережья, так и в пределах Антильской дуги, где она сопрягается с широтными складками мезо-кайнозойского возраста севера и запада Гватемалы. К структурам мезо-кайнозойской складчатости относятся и вулканическая Поперечная Сьерра на юге Мексики, несущая цепь действующих вулканов.

В Центральной Америке на сравнительно небольшой территории расположено более 40 действующих вулканов с хорошо дифференцированными лавами. Плотность их распределения здесь в несколько раз больше, чем в примыкающих орогенах. Вдоль Тихого океана вулканы образуют ряд, параллельный Центрально-Американскому желобу. Наиболее интенсивно вулканизм проявился в неоген-четвертичное время, когда были воздвигнуты цепи молодых вулканов Центральной Америки и островных дуг.

Цепь Больших Антильских островов, являющаяся переходной структурой к островным дугам, лишена современных вулканов, в то время как Малые Антильские острова, образующие внутреннюю вулканическую гряду, увенчаны конусами активных вулканов и обрамлены внешней невулканической грядой.

Мексиканский вулканический пояс является сложной структурой, в которой развиты четыре основные системы нарушений: западно-северо-западная, восток-юго-восточная (наиболее древняя), меридиональная и широтная (линии четвертичных вулканов).

Долина р. Мехико представляет собой меридиональную грабен-синклиналь, в которой установлены три периода вулканической деятельности: олигоцен-миоценовый, плиоценовый и четвертичный.

С широтной зоной нарушения связаны вулканические хребты Мексики, принадлежащие к Поперечной Сьерре на юге страны, сложенной лавами неоген-четвертичного возраста. Вдоль южного края Мексиканского нагорья пролегает цепь действующих вулканов широтного направления, протягивающаяся до Мексиканского залива; в их число входят Попокатепетль (5452 м), Орисаба (5700 м) и вулканы островов Ревилья — Хихедо, поднимающиеся со дна Тихого океана. Далее на простирании этих вулканических линеаментов проходит тихоокеанский разлом Клариион.

Расположенный параллельно разлому Клариион широтный разлом Клиппертон продолжается на восток по подводному вулканическому хребту Теуантепек и далее через Гватемалу в желоб Кайман (Карибское море). В Гватемале к этой зоне нарушений относится вулкан Тахумулько (4217 м), а в Панаме — вулкан Чирики (3478 м).

Вулканы Центральной Америки расположены вдоль Тихоокеанских линейментов, связывающих орогенные структуры Северной и Южной Америки, и значительная их часть действующая. Эта область, лишь в позднем неогене вступившая в орогенное развитие, прилегает к впадине внутреннего Карибского моря и отличается характерным вулканическим ландшафтом.

Далее вулканы появляются в южной части Гондураса. В Никарагуа и Сальвадоре известна область кайнозойского вулканизма, для которой характерно развитие блоковой тектоники. Грабены здесь имеют северо-западное и близширотное направление. Восточнее они переходят в зону геосинклинальных впадин Ника-



Рис. 11. Положение вулканов Маррабиос в рифте Никарагуа

рагуа и Панамы, а дислокации и сдвиги Центральной Америки продолжаются структурами островных дуг.

В Гватемале начинается Центрально-Американский вулканический пояс. Он протягивается вдоль Тихоокеанского побережья, пересекает вулкано-тектоническую впадину оз. Никарагуа и выходит к Атлантическому океану. Этот пояс представлен многочисленными действующими и потухшими вулканами, возвышающимися над лавовыми плато и образующими пересекающиеся ряды на тектонической раздробленной окраине материка. Из них крупнейшими действующими вулканами являются Косегуина (1185 м), Санта-Мария (3770 м), Тахумулько (4217 м), Атитлан (3535 м). В рифте Никарагуа поднимаются вулканы Маррабиос (1800 м), Момотомбо (1670 м) и Ометепе (1560 м). Положение вулканов Маррабиос в рифте показано на рис. 11.

Южнее впадины Никарагуа начинается вулканическая цепь Коста-Рика с вулканом Ирасу (3432 м) и вулканическим конусом Чирики на юге, для которой характерна фумарольная деятельность.

Центральную Америку пересекает система субширотных разломов, рассматриваемых как левосторонние сдвиги, которые привели к эшелонированному расположению островов в островных дугах. К системе «оперяющих» структур и разломов относится подводный Кокосовый хребет, перпендикулярный к структуре Центральной Америки.

Вулканы островных дуг Карибского моря размещены во внутренней гряде Малых Антильских островов. На о. Гваделупа (Наветренные острова) известен сольфатарный вулкан Суфриер (1467 м), а на о. Мартиника вулкан Мон-Пеле (1397 м), разрушенный катастрофическим извержением 1902—1903 гг. В той же вулканической гряде находятся вулканы островов Сент-Люсия и Сент-Винсент.

Позднеорогенный вулканизм тихоокеанского побережья Южной Америки. Пояс четвертичных вулканов Анд прослеживается от Центральной Колумбии до Южного Чили (рис. 12). Здесь отмечаются два этапа вулканической деятельности: в первый происходили преимущественно трещинные излияния с выбросами крупных объемов пирокластического материала, во второй — излияния центрального типа, образовавшие андезитовые стратовулканы, частично действующие в настоящее время.

Одновременно с вулканической деятельностью формировались вулкано-тектонические депрессии и крупные кальдеры. Трещинные излияния, происшедшие после первого оледенения, заполнили лавовыми потоками троговые долины.

В Чили пояс четвертичных вулканов пространственно совпадает с третичным вулканическим поясом, причем совмещение обоих разновозрастных поясов наблюдается на всем протяжении окраины Америки.

Центральные Анды состоят из трех горных цепей — Запад-

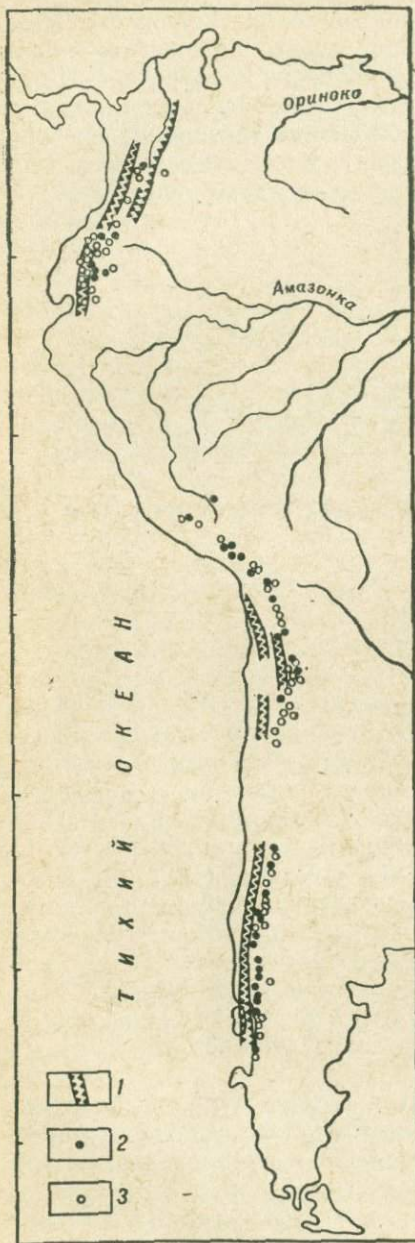


Рис. 12. Рифты и вулканы Анд
1 — рифты; 2 — действующие и 3 — по-
тухшие вулканы

ной, Центральной и Восточной Кордильер, разделенных продольными долинами. Западная Кордильера, являющаяся водораздельным хребтом, южнее широты г. Лимы увенчана многочисленными вулканами: Коропуна (6425 м), Сахама (6780 м) и другими; среди них действующими являются Мисти (5821 м), Сан-Педро (5970 м) и др. Центральная и Восточная Кордильеры сильно эродированы и вулканов на них нет.

Южнее 14° ю. ш. Центральную Кордильеру продолжает внутреннее высокогорное плато Пуна (3800—4000 м). Оно в западной части является вулканическим, а в восточной — представляет собой депрессии, занятые солончаками и озерами. Южнее 28° ю. ш. это межгорное плато выклинивается.

В Чили и Аргентине Главная Кордильера (Андийская) наиболее высока (гора Аконкагуа 6960 м); на севере она образует высокое плато и увенчивается вулканами Льюльяльяко (6723 м), Паринакото (6330 м), Пулар (6225 м) и др. Западная Кордильера и Кордильера Реаль (в Колумбии — Центральная) увенчаны действующими и потухшими вулканами. Среди 30 действующих вулканов высочайшие и наиболее активные на земном шаре — Сангай (5230 м), Котопахи (5897 м), Антисана (5705 м), Чимборасо (6262 м). Патагонская Кордильера на севере увенчана вулканами Уэки (1050 м), Яте (2110 м), Мауинда (2470 м). Береговая Кордильера продолжается на восток в виде структуры островных дуг.

Вулканы центрального типа по мере затухания разрушались и их относительный возраст определяется по формам рельефа. Соотношение продуктов вулканизма с ледниковым рельефом дает возможность определить возраст вулканов как межледниковый или послеледниковый. Активные в историческое время тридцать стратовулканов имеют послеледниковый возраст. Вулканы расположены главным образом на цоколях, сложенных древними породами с относительным превышением от 1 до 3 км. Абсолютная высота конусов вулканов, достигающая 6800 м в северной части Анд, понижается до 3400 м на юге.

Четвертичные вулканические отложения занимают обширные площади, расположенные параллельно простиранию вулканотектонических рифтовых зон восточной части Анд.

Наиболее крупный район вулканизма находится между $17^{\circ} 30'$ и 28° ю. ш., где на площади около 40 тыс. км² поднимается более 500 вулканических конусов. Южнее в интервале 35° — 42° ю. ш. не менее 60 вулканов занимают площадь 20 тыс. км². Между этими площадями на территории Перуанских Анд четвертичный вулканизм не проявился.

Вулканические отложения в эквадорских Андах приурочены к грабену между Западной Кордильерой и Кордильерой Реаль, прогибавшемуся с миоцена до современного периода. Вулканы располагаются вблизи разломов, ограничивающих эту рифтовую долину, образуя параллельные ряды, но большинство их угасшие.

Андезитовые вулканы действовали главным образом в четвертичное время. В незначительном количестве встречаются базальтовые лавы.

Большинство четвертичных вулканов относится к восточной части Кордильеры Реаль, а активные вулканы Сангай и Ревентадор расположены в нескольких десятках километров восточнее рифтовой долины вблизи надвиговой структуры, ограничивающей с востока метаморфические толщи Кордильеры Реаль. Вулкан Эль-Сумако к востоку от вулканического пояса возвышается на поднятии Нако-Галерас. Тефритовый состав лав этого вулкана заставляет относить его к другой структурной зоне, как вулкан платформенной области.

Четвертичная вулканическая деятельность более активно проявлялась в Южных Андах и ослабевала по направлению к северу в Эквадоре и Колумбии, где большинство вулканов находится в южной части страны.

Продукты извержений накапливались в депрессиях (в предгорных и межгорных впадинах), образуя толщи вулканогенно-осадочных отложений неоген-четвертичного возраста. Например, туфовая толща в бассейне р. Патия, достигающая мощности 2 км, сложена главным образом туфами и брекчиями. Континентальные толщи часто вмещают пачки риолитовых туфов и лавовых потоков.

Поднятие тектонического блока Пуна, происходившее в течение позднего миоцена — плиоцена, сопровождалось мощным игнимбритовым вулканизмом, продукты которого известны на обширных территориях Северного Чили, Южного Перу, Боливии и Северной Аргентины. В северной части пустыни Атакама выделяется ряд игнимбритовых потоков мощностью до 125 м и объемом до 100 км³. Потоки имеют зональное строение. В них различаются основание, состоящее из неспекшихся пород, вышележащая зона черных стекловатых игнимбритов, далее еще выше зона кристаллических интенсивно спекшихся туфов и, наконец, в кровле зона фельзитовых слабо спекшихся туфов. Химические различия зон незначительны. Между потоками залегают отложения палящих туч, которые являются продуктами извержений ряда экструзивных куполов, сконцентрированных на востоке района.

К особенностям чилийско-аргентинских Анд относится наложение орогенеза (горообразования) на тектогенез (складчатость). В истории орогенеза Анд можно различить три этапа: 1) этап геосинклинальных бассейнов с умеренным складкообразованием и большой ролью интрузивных процессов (гранитизация внутренних зон); 2) этап возникновения преандийских молассовых впадин, на котором уже намечается структурная асимметрия сооружения Анд (ларамийская фаза, поздний мел); 3) этап третичного орогенеза, выразившегося в последних проявлениях складкообразования, общем поднятии цепи, постепенно захватившем

передовой прогиб, и крупных опусканиях в тихоокеанском секторе, определивших современную конфигурацию береговой линии.

Орогенное развитие Анд в позднемиоценовое и в раннетретичное время завершают интенсивные предсеноманские дислокации, сопровождавшиеся интрузиями в Чили (позднегеосинклинальные интрузии островных дуг). В центральной части складчатой зоны в это время образовался рифт (грабен-синклиналь), заполнявшийся вулканогенно-обломочными формациями. Эти толщи были незначительно нарушены в палеогене.

Главная орогеническая фаза намечается в позднем миоцене — раннем плиоцене. Последующий орогенез приходится на самый конец плиоцена или даже на начало четвертичного времени. Основное поднятие Анд произошло в конце миоцена или самое позднее в начале плиоцена. Неотектонические движения проявились в образовании нормальных сбросов, современные же движения — в реактивизации древних разломов и деформациях с большим радиусом кривизны.

Новейший вулканизм на севере Чили представлен трещинными излияниями миоцен-плиоцена и центральными извержениями четвертичного времени; в центральных и южных частях страны обнаружены своеобразные вулканические образования — лахары. Восходящие движения четвертичного времени были незначительными. Собственно четвертичная неотектоника сыграла в Андах более скромную роль, чем предполагалось раньше (она выразилась в короблениях, опусканиях, формировании грабенов).

Древность орогенеза Анд объясняет оригинальность их рельефа, эволюция которого не укладывается в традиционную схему (древний выровненный рельеф, расчлененный в ходе новейшего поднятия). Никаких четких следов домиоценовых поверхностей в Андах не сохранилось, последующее же поднятие развивалось в таком ритме, который исключал возможность выравнивания и, напротив, способствовал расчленению рельефа. Таким образом, современный расчлененный рельеф Анд имеет древний возраст (унаследован от понта — плиоцена). Прослеживающиеся на тихоокеанской окраине поверхности выравнивания являются более молодыми, образовавшимися вследствие древнего расчленения рельефа в течение тектонической паузы позднего плиоцена. Для рассматриваемого района характерно уменьшение амплитуды восходящих движений с севера на юг. С западными грабенами связан синорогенический вулканизм. В условиях континентального орогенеза у восточного подножия Анд отложились молассы.

Позднекайнозойское плиоцен-антропогеновое воздымание орогенного пояса Анд имело сводовый характер и сопровождалось мощными вулканическими излияниями, сопряженными с рифтогенезом. При этом начавшееся в палеоген-миоцене ступенчатое поднятие Анд завершилось в антропогене резким поднятием

и формированием мощной земной коры (до 75 км) с внутрикоровыми вулканическими очагами.

Этим объясняются особенности петрохимической характеристики наземных вулканических формаций, являющихся производными магм анатектического происхождения, поступавших на земную поверхность в осевой зоне андийского свода с антидромной последовательностью — липарито-дациты, затем андезитодациты и андезиты, сформировавшие грандиозный пояс вулканов.

МЕЖКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ (ВНУТРИКОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ) ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННЫЕ ПОЯСА СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ТИПА

Представление о главных тектонических позициях позднеорогенного вулканизма альпийского пояса разработаны Е. Е. Милановским [55, 56]. Он выделяет три главных типа структур, благоприятствующих вулканизму: срединные массивы и глубоководные впадины, промежуточные массивы и поперечные тектоно-магматические зоны.

Срединные массивы и глубоководные впадины, обрамленные альпийскими складчатыми сооружениями с надвижками и покровами, характеризуются проявлением вулканизма в тылу покровов, где размещены вулканические провинции — Карпато-Динарская, Центрально-Анатолийская, Внутренне-Иранская и другие. В ходе развития орогенеза срединные массивы играют двойную роль, то испытывая поднятие, то опускаясь, вплоть до образования глубоководных котловин. В области сложной системы Средиземного моря срединные массивы, занимающие разные геоморфологические уровни, сочетаются с разделяющими их складчатыми цепями, обычно опрокинутыми в стороны краевых прогибов, и перемещенными в виде шарьяжей на несколько десятков километров.

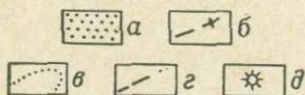
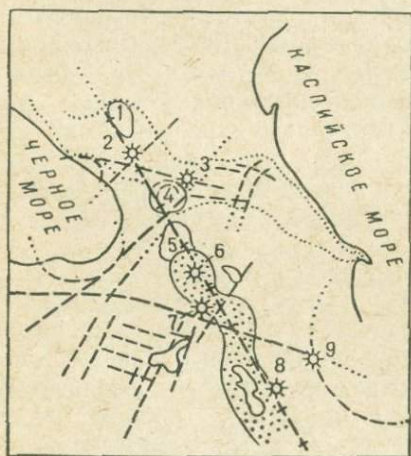


Рис. 13. Транскавказская зона вулканической активизации. Составил Н. А. Гусев по результатам дешифрирования космических снимков

а — вулканотектоническая депрессия; б — ось зоны вулканической активизации; в — контур Большого Кавказского антиклинория; г — разломы и их предполагаемое продолжение; д — вулканы. Тектонические структуры: 1 — Ставропольское поднятие, 4 — Дзирульский массив, 5 — Джавахетское вулканическое нагорье; вулканы: 2 — Эльбрус, 3 — Казбек, 6 — Арагац, 7 — Большой Арагат, 8 — Сахенд, 9 — Савалан

Периферические массивы, занимающие промежуточное положение между платформами и срединными массивами, на поздних этапах орогенеза характеризуются незначительным щелочно-базальтовым вулканизмом в зонах глубоких нарушений (Марокканская Месета, Оранская Месета, Иберийский, Каталонский и Грузинский массивы).

Поперечные тектоно-магматические Транскавказская и Сардино-Пантеллерийская зоны рассматриваются как звенья транс-континентальной Африкано-Европейской гетерогенной по структуре фундамента рифтовой системы и характеризуются новейшим вулканизмом, приуроченным к зонам растяжения. Вулканизм эпигеосинклинального этапа рифтогенеза в дальнейшем наследуется вулканизмом орогенных рифтовых поясов. Для обеих зон характерны кислые типы вулканизма, что отличает их от зон платформенного рифтогенеза южной части рифтогенного пояса Западно-Аравийской и Восточно-Африканской платформ, в пределах которых развит базальтовый щелочной вулканизм.

Ввиду сложного тектонического строения Транскавказской зоны активизации вулканизм в позднеальпийское время был связан здесь с разнообразными структурами, подверженными растяжению в процессе сводово-глыбовых поднятий, тектонических обрушений и рифтогенеза (рис. 13). В платформенных областях вулканические очаги образуются в зонах разуплотнения вещества земной коры в связи с повышенным тепловым потоком.

В течение неогена и антропогена вулканизм захватил различные по этапам орогенеза регионы.

ВУЛКАНИЗМ АЛЬПИЙСКОГО ПОЯСА ЕВРАЗИИ

Неоген-антропогеновый вулканизм Средиземноморья соответствует, согласно Е. Е. Милановскому, позднему орогенезу и разделяется на три фазы: миоплиоценовую, позднеплиоценовую, антропогеновую. Вулканизм постепенно угасал и сопровождался как воздыманием складчатых сооружений, так и образованием глубоководных впадин Альборанского, Тирренского и Эгейского морей и структур типа островных дуг.

В Средиземноморском регионе Е. Е. Милановский различает вулканические провинции, соответствующие выделяемым в структуре Альпийского пояса тектоническим сегментам: Средиземноморскую, Альпийскую, Карпато-Динарскую, Эгейскую, Центрально-Анатолийскую, Кавказскую, Иранскую, Афгано-Белуджистанскую.

В соответствии с задачами нашего исследования ограничимся упоминаниями о вулканизме новейшего времени в региональном плане, отсылая для более исчерпывающего знакомства с орогенным вулканизмом альпийского пояса к недавно вышедшей книге Е. Е. Милановского и Н. В. Короновского [55].

Средиземноморье. К Средиземноморской провинции относятся позднекайнозойские вулканы Тирренского моря, погруженные на дно глубоководной субокеанической впадины. Это базальтовый вулкан Вавилова и другие вулканы в зоне рифтовых субмеридиональных разломов, проходящих по центру Тирренского моря. Опускание впадины Тирренского моря по системе разломов с надвигами, обращенными к его периферии, сопровождалось извержениями вулканов, образующих внешнее кольцо этой впадины. Плиоцен-четвертичный вулканизм локализуется по окраинам поперечного грабена Мессинского пролива, в области раздробленных на глыбы участков срединных массивов и складчатых зон.

В зависимости от структурной позиции вулканические излияния образуют переходные типы от известково-щелочных к щелочным лавам. К действующим вулканам относится Этна (3340 м), воздвигнутая на горстовом поднятии. В процессе образования этого вулкана, начавшегося в раннем плейстоцене, его центр извержений перемещался в северо-западном направлении. Фундамент вулкана Этна сложен базальтовыми излияниями древнего конуса, после обрушения которого на краю образовавшейся кальдеры возник новый конус. Позднее в кальдере обрушения образовался современный конус. Вулкано-тектоническая эволюция кальдеры сопровождалась изменением типов лав от базальтов к андезито-базальтам и нефелиновым тефритам.

К северо-востоку от Тирренского моря вдоль Апеннинского полуострова в результате четвертичной вулканической деятельности возник ряд огромных вулканов, увенчанных кальдерными и кратерными озерами. Эти вулканы также сложены щелочными лавами с излияниями в позднем плейстоцене потоков трахиандезитов.

Областью чрезвычайно активного плейстоценового и современного вулканизма являются Везувий и Флегрейские Поля с множеством шлаковых и лавовых конусов. Здесь неоднократно происходило кальдерообразование, а эволюция вулканического очага, выраженная в увеличении щелочности магмы, обусловлена ассимиляцией пород фундамента (рис. 14). Предполагается, что основание вулканического массива по мере извержений погрузилось в результате вулкано-тектонических обрушений на 1000 м ниже уровня моря [169].

В восточной части Средиземного моря находится Критско-Родосская островная дуга — это цепь островов, проходящая от полуострова Пелопоннес через острова Крит, Карпатос и Родос в Турцию. Она окаймлена с юга обычно V-образной глубоководной впадиной — Гелленским желобом глубиной более 1500 м. Этот желоб, лежащий на продолжении альпийского краевого прогиба, отличается сейсмичностью и низкими аномалиями силы тяжести. Эвгеосинклиналиное развитие островной дуги сопровождается новейшими тектоническими движениями и вулканиз-

мом. Кайнозойские излияния происходили в верхнем олигоцене, а затем в плиоцен-четвертичное время.

Центральная часть Эгейского моря так же, как моря Мраморное и Тирренское, образовалась на месте срединного массива герцинского возраста. Здесь известны островные стратовулканы центрального типа, фундаментами которых служат древние метаморфические породы.

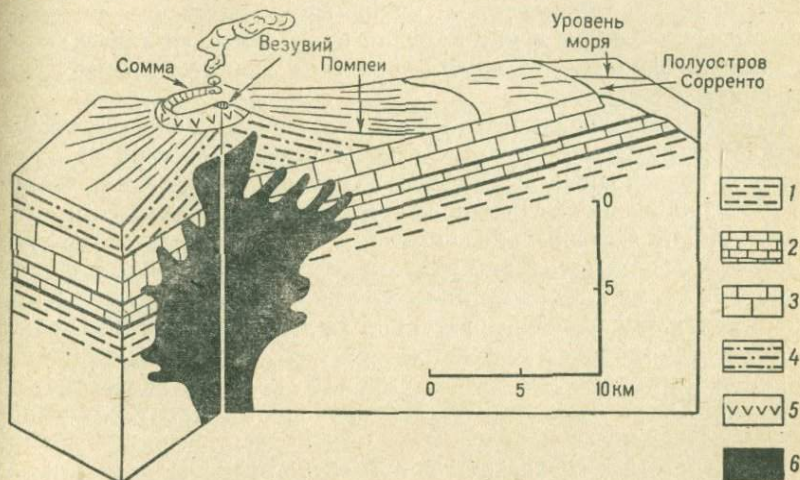


Рис. 14. Положение вулканического очага вулкана Везувий. По А. Ритману и [67] Д. Умгрову

1 — глины и сланцы триаса; 2 — известняки мела; 3 — доломиты мела; 4 — песчаники и глины третичного возраста; 5 — базальт лейцитовый четвертичного возраста; 6 — периферический очаг

Вулканические острова образуют выпуклую к югу дугу и характеризуются извержениями известково-щелочной серии лав андезитов-дацитов, близких по типу к тихоокеанским вулканитам островных дуг. С южной стороны эта область отделена от альпийских структур тектоническими швами, проходящими близ вулканов Нисирос, Санторин, Милос. Вулканизм проявлялся также на Македоно-Родоином, Пелагоно-Вардарском и Южно-Эгейском массивах (Болгария, Югославия, Греция).

Карпаты, Большой и Малый Кавказ. Новейший вулканизм альпийской вулканической провинции широко представлен в СССР. Такое широкое его развитие было подготовлено образованием наложенных структурных прогибов и межгорных впадин. Есть основание полагать, что продукты вулканической деятельности, связанные с определенными этапами орогенеза, занимают однотипное структурное положение и порождены сходными магматическими процессами. Наложённые впадины образовали зоны прогибов, обрамлявших Карпато-Крымо-Кавказское горное сооружение и выполненных толщами молассовых, озерно-лагунных

соленосно-гипсовых и морских отложений. В верхнем неогене эти прогибы испытали резкие дифференцированные воздымания, сопровождавшиеся вулканизмом.

В миоцен-плиоцене вулканизмом было охвачено Армянское вулканическое нагорье, а в позднем плиоцене и антропогене вулканические излияния происходили в центральной части Большого Кавказского хребта. Характерно, что к оси Транскавказского поднятия приурочены наибольшие мощности континентальной земной коры и интенсивная вулканическая деятельность, связанная, вероятно, с внутрикоровыми гранитоидными вулканическими очагами.

В межгорных впадинах Закарпатья в начале неогена отмечается развитие крупных прогибов, впоследствии (к концу неогена) вовлеченных в дифференцированные поднятия. Формированию наложенных впадин Закарпатского внутреннего прогиба и межгорной Венгерской депрессии соответствуют тортон-паннонский и плиоценовый этапы вулканизма. Разноэтапные области вулканизма характеризовались различными типами магматических проявлений и последовательно были вовлечены в поднятие.

Тортон-паннонский вулканический пояс северо-западного простирания протягивался вдоль окраины Закарпатского прогиба от Токай-Прешовских гор до Мармарошского кристаллического массива. Вулканизм первого этапа имел здесь средний и кислый состав, сходный с годерзским типом вулканизма Малого Кавказа и проявлялся с небольшим, вероятно, различием во времени. Извержения катмайского типа и выбросы туфов больших объемов образовали толщи липаритовых туфов и туффитов мощностью в сотни метров. Липаритовые экструзии и лавы имели подчиненное значение. В восточной части рассматриваемого района установлены гипабиссальные экструзии кварцевых габбро-диабазов, диорит-порфиритов и гранодиорит-порфиритов. Здесь широко развиты процессы окварцевания и калишпатизации, а в глубинных условиях — альбитизации [76].

Плиоценовый вулканизм, проявившийся вдоль северной окраины Чоп-Мукачевской межгорной впадины, привел к формированию Выгорлат-Гутинского вулканотектонического поднятия. Юго-восточным продолжением этой зоны является хребет Калиман-Харгита, где проявился вулканизм андезитового и андезитобазальтового состава с подчиненной ролью кислых продуктов.

Неогеновый вулканизм Закарпатья, как и всей внутренней Карпатской дуги, относится к орогенной стадии развития Карпатской геосинклинали. Для него характерна большая активность и разнообразие вулканических пород. С неогеновым вулканизмом связаны эффузивные, пирокластические и интрузивные образования Выгорлат-Гутинской гряды, Береговского холмогорья, цепи погребенных вулканов, а также плагиолипаритовые туфы Закарпатского прогиба.

В Закарпатье различаются три фазы неогенового магматизма.

К наиболее ранним проявлениям неогенового вулканизма (первая фаза) относятся морские липаритовые туфы гельвета, тортона и раннего сармата, протягивающиеся из Солотвинской впадины в Чопскую и далее в Восточно-Словацкую и в пределы Румынии и Венгрии. На этой территории отсутствуют покровные образования и нет потоков липаритовой лавы в толще кластического материала. Следовательно, центры извержений находились где-то за ее пределами. К этой же фазе принадлежит область интенсивного игнимбритового вулканизма в Островных горах Северной Венгрии (тортон — сармат). Здесь же развиты образования липаритового ряда пород, генетически обособленных от андезитового вулканизма, вероятно, являющихся продуктами извержений из особых магматических очагов, поставивших только кислую магму.

К второй фазе неогенового магматизма относятся раннесарматский андезитовый комплекс цепи погребенных вулканов и паннонский комплекс гипабиссальных интрузий: габбро-диабазы, диорит-порфириды, лейкократовые дациты. Эти два комплекса комагматичны, т. е. связаны общностью глубинного магматического источника, но андезитовый комплекс, вероятно, образовался путем прорыва магмы непосредственно из глубинного источника, а гипабиссальный — из промежуточных очагов (камер), в которых происходила длительная, глубокая дифференциация основной магмы, обусловившая стадийные инъекции от основных производных к кислым.

В верхний тортон — нижний сармат произошли слабые складчатые движения, охватившие миоценовые прогибы и всю территорию восточных Карпат. Затем возникли поперечные разломы северо-восточного направления. После этого образовались эффузивный и гипабиссальный комплексы, в которых дифференциация начинается стадией основных пород и заканчивается стадией кислых пород дацитового состава.

Раннесарматские вулканические аппараты представляют собой крупные стратовулканы, состоящие из чередующихся потоков лав, туфолав, лавобрекчий. В этом эффузивном комплексе основные породы представлены лавами, пирокластами безоливиновых андезито-базальтов и андезитов, образующих цепь погребенных вулканов, а кислые породы состоят из лав и туфов андезито-дацита и дацита паннонского возраста. Позднесарматский вулканизм не охарактеризован.

В третью фазу неогенового вулканизма образовался позднепаннонско-плиоценовый эффузивный комплекс, слагающий крупные вулканические сооружения Выгорлат-Гутинской гряды. К позднепаннонскому вулканизму относятся андезиты, их туфы, дациты гутинской свиты, к левантинскому — андезито-базальты и базальты буржорской свиты.

Левантинский вулканизм связан с тектоническими движениями завершающей стадии карпатской складчатости (создание новых разломов, омоложение древних разломов северо-западного и северо-восточного простирания). Поэтому в расположении вулканических центров намечается линейность северо-западного и северо-восточного направлений (излияния основных лав, накопление мощной толщи андезитовых агломератов и туфов, излияния из многих вулканических центров до позднего палеогена и в левантинское время. Все это привело к образованию мощного эффузивного комплекса верхнего неогена, в составе которого преобладают потоки и покровы основных пород (андезито-базальты, двупироксеновые, пироксен-роговообманковые, оливиновые и гиперстеновые андезиты).

Вулканогенная толща хребта Аваш несогласно перекрывает молассы миоцена — нижнего плиоцена и четко разделяется на две подсвиты: нижнюю — туфогенную мощностью до 350—380 м (агломератовые туфы, кластолавы и агглютинаты андезито-базальтового и андезитового состава, маломощные покровы андезито-базальтов и андезитов) и верхнюю — лавовую (двупироксеновые андезиты и андезито-базальты) мощностью до 150—180 м. В основании нижней (туфогенной) подсвиты установлены линзовидные прослойки своеобразных конгломератов, сцементированных глиной. Они залегают под туфами и лавами гутинской свиты.

Позднеплиоценовая стадия тектонических движений характеризуется появлением крутопадающих сбросов, рассекающих осадочную толщу и покровы лав гутинской свиты, перекрытые более молодыми лавами. Среди последних преобладают базальты и андезито-базальты и изредка встречаются пирокласты. Базальты широко распространены в средней части Закарпатской вулканогенной гряды, в районе горы Бужоры, где залегают на крупнопорфировых андезитах. Возраст базальтов левантинский.

Неогеновые вулканиды Закарпатья относятся к известково-щелочной серии с преобладанием натрия над калием и повышенным содержанием кальция.

Вулканическая деятельность в тыловой части Карпат и Динарид связана с дугообразными цепями островных или наземных вулканов. Вдоль выпуклой стороны этих цепей, подобно тому, как это наблюдается в аналогичных системах тихоокеанского типа, протягиваются прогибы, отмечаемые гравитационным максимумом.

Вулканическая зона лежит в области гравитационного максимума и связывается с вертикальными разломами, погружающимися к глубинному разлому, наклоненному к тыловой части орогена, т. е. к Паннонскому массиву. Проявление вулканизма в орогене над погружающейся под него зоной разлома, согласно представлениям Г. Штилле, объясняется надвиговым палингенезом, формирующим субсеквентный магматизм альпийского орогенеза. По представлениям советских геологов, тыловой вулкани-

ческий пояс Карпато-Балканской дуги связан с механизмом растяжения в тылу орогена, надвинутого на Восточно-Европейскую платформу. При этом пояс растяжения приурочен к Утесовой зоне, представляющей собой вертикально погружающуюся зону дробления и подвижек, частично перекрытую лавами.

Утесовая зона, имеющая ширину от 500 м до нескольких километров, сложена грубообломочной брекчией с блоками, достигающими размера многих сотен метров. В составе блоков присутствуют почти все породы, слагающие Карпаты, от нижнепалеозойского до верхнемелового и палеогенового (?) возраста. Вулканические породы миоцен-плиоценового возраста частично перекрывают как западную окраину описываемой зоны, лежащую ближе к Карпатам (скибовая зона и флиш) и участвующую в надвиговом перемещении к востоку, так и молассы закарпатских впадин.

Однако следует учесть, что Утесовая зона включает Мармарошскую зону дробления и меланжа, а также Пеннинскую, соотношения между которыми не ясны. В результате остаются недоказанными гипотезы о приуроченности магмоподводящих каналов как к зоне над пологопадающим надвиговым сколом, обращенным к Паннонскому массиву, так и к дополнительным разломам Утесовой зоны.

Первая гипотеза не соответствует четко проявляющейся тенденции надвигания орогенеза на Восточно-Европейскую платформу и отсутствию надвиговых пластин, которые перемещались бы по направлению к Паннонскому массиву. Вторая гипотеза — о магмагенерирующих разломах в Утесовой зоне — сталкивается с фактом наличия здесь мощной зоны дробления и меланжа, свидетельствующих о сжатии в пределах этого тылового тектонического пояса. Вероятно, следует остановиться на общем представлении о формировании вулканического пояса растяжения в тылу надвигов Карпат.

Довольно широко распространен взгляд, что проявление вулканизма в тылу орогена обусловлено ослаблением тангенциальных напряжений и образованием вертикальных разломов с перемещением по ним соседних глыб. По Г. Штилле, этот механизм связан с «спалингенезом проседания»; при этом риолитовые магмы, изливающиеся по контактам между глыбами, вертикально перемещающимися в противоположном направлении, имеют внутрикоровый генезис, а андезиты происходят из верхов верхней мантии.

Закарпатский прогиб, для которого характерно периодическое чередование вулканических и осадочных пород, к югу переходит в Среднетисский, являющийся, по представлениям румынских геологов, вулкано-тектоническим грабеном северо-восточного простирания, заполненным пирокластическими толщами дацит-риолитового состава.

В Береговском холмогорье в нижнем тортоне происходило излияние андезитов, на которых лежат туфы риолитов, в верхнем

тортоне отлагались осадочные породы. Раннесарматский вулканизм завершился риолитовыми извержениями с чередованием лав и туфов.

Среди эруптивных пород Закарпатского прогиба выделены лавовые покровы, туфовые и игнимбритовые толщи, субвулканические тела, включающие некки, дайки, экструзии, переходящие в лавовые покровы в поверхностных фациях.

В центральных частях прогиба Оаш (Румыния) и в Венгрии (озеро Балатон) помимо вулканогенно-осадочных пород тортоне, паннона и левантина известны четвертичные лавовые покровы и шлаковые конусы. Наиболее молодые проявления плиоцен-четвертичного вулканизма связаны с глыбовыми вертикальными движениями. Среди них отмечены щелочные базальты.

Состав продуктов ороген-платформенного вулканизма Карпато-Балкан и Динарид колеблется от андезито-дацитов и риолитов (через базальты, щелочные оливиновые базальты и базальты) до нефелиновых базальтов.

Важнейшими чертами химизма плиоценовой исходной магмы Закарпатья являются крайняя пересыщенность ее кремнеземом, высокое содержание глинозема и кальция, обедненность железом, титаном и магнием. По содержанию глинозема, отношению натрия к калию и некоторым особенностям минерального состава плиоценовые исходные магмы Закарпатья могут быть отнесены к магмам высокоалюминиевого типа, характерным для Курило-Камчатской провинции и Японии.

Орогенные вулканы Большого Кавказа распространены в районах Крестового перевала, Кельского плато, Казбекского массива, главного водораздела хребта, бассейна р. Чегема и, наконец, они образуют огромный вулканический массив Эльбруса. Лавовые излияния происходили на древнем эрозионном рельефе, выработанном в отложениях нижней, средней и верхней юры, нижнего мела, а в Центральном Кавказе — и в более древних метаморфических и изверженных породах. Лишь в районах Северного Кавказа (Эльбрус и бассейн р. Чегема) вулканизм сопряжен с крупными вулканотектоническими структурами [68].

Область новейшего вулканизма Малого Кавказа объединяет цепь нагорий, сохранивших характерные вулканические ландшафты, местами почти не подвергавшиеся разрушению. Здесь можно встретить конические стратовулканы с кратерами, экструзивные купола, лавовые плоскогорья с десятками шлаковых конусов и лавовые потоки, заполняющие древние и современные речные долины (рис. 15). Вулканическая область Малого Кавказа морфологически и структурно резко отличается от вулканической области Главного Кавказского хребта, в которой вулканы венчают эрозионный рельеф высоких складчатых гор.

На Малом Кавказе (в Южной Грузии, Армении и Азербайджане) в отличие от Большого Кавказа вулканы поднимаются

главным образом над сводообразными нагорьями, сложенными породами неогенового и четвертичного возраста. Новейший вулканизм здесь проявился довольно широко прежде всего в позднем миоцене, образовав обширные лавовые покровы и толщи пирокластических и обломочных пород, а в ряде районов полностью сnivelировал древний рельеф, сложенный донеогеновыми

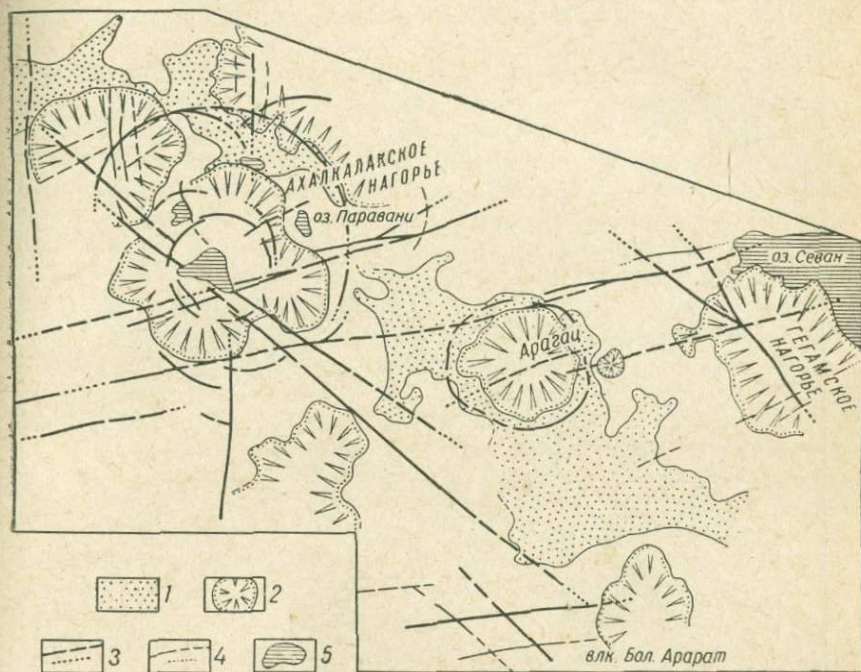


Рис. 15. Схема тектонического положения вулканических массивов Армянского вулканического нагорья. Составил Н. А. Гусев по результатам дешифрирования космических снимков

1 — рыхлые вулканогенно-осадочные толщи в депрессиях; 2 — вулканические массивы; 3 — разломы и их предполагаемое продолжение (точки); 4 — разрывные нарушения и их предполагаемое продолжение; 5 — озера

складчатыми формациями. При этом вулканическая деятельность сопровождалась крупными дифференцированными тектоническими движениями, определившими новую структуру области — сводово-глыбовое поднятие древних складчатых массивов и опускание наложенных грабен-синклинальных депрессий.

Районы крупных структурных депрессий, ставшие областями вулканогенно-осадочных толщ, в дальнейшем преобразовались в крупные вулканические нагорья с вулканогенным рельефом, поглотившим довулканический рельеф [68]. В древних складчатых хребтах, образующих для этих вулканических областей структурную «раму», вулканизм, начиная с позднего неогена,

проявлялся уже на эрозионном рельефе верхнемезозойских, палеогеновых или нижне-среднемиоценовых складчатых формаций (Аджаро-Триалетская, Сомхето-Карабахская и другие складчатые системы).

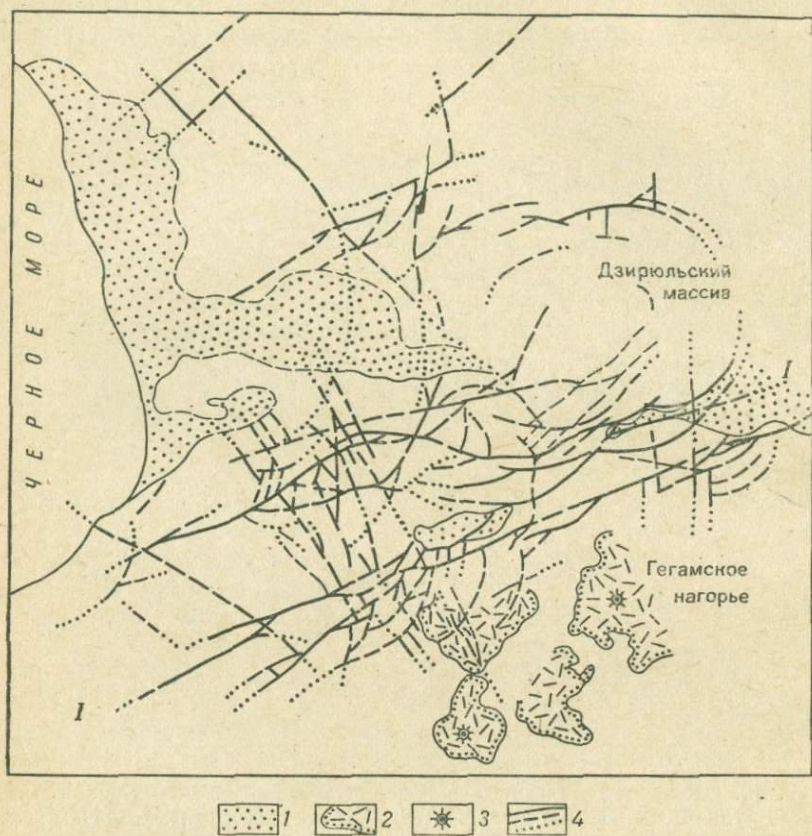


Рис. 16. Схема тектонического строения Юго-Западного Кавказа. Составил Н. А. Гусев по результатам дешифрирования космического снимка
 1 — предгорные впадины; 2 — вулканические нагорья; 3 — вулканы; 4 — разломы;
 I—I — Чорох-Куриско-Казбекская зона разрывов

В северо-западной части Малого Кавказа к области новейших вулканических излияний относится Ахалкалакское (Джавахетское) нагорье, состоящее из Эршутского, Абул-Самсарского, Кечутского и Гектапинского хребтов, а также разделяющих их лавовых плоскогорий (рис. 16). Ахалкалакское нагорье является частью широкого пояса регионального вулканизма, именуемого Армянским нагорьем и расположенного в Турции (Карское и другие плато), и в пределах Армянской ССР. Этот пояс местами сужается и расчленяется глыбовыми поднятиями и древними хребтами.

Ахалкалакское нагорье отделяется отрогом Базумского хребта от вулканического массива Арагац, поднимающегося в крупной вулкано-тектонической депрессии. Лавовые плато Приереванского района лежат между Арагацем и Гегамским вулканическим нагорьем. С последним сопряжены компенсационные опускания вулкано-тектонического типа в унаследованной депрессии оз. Севан. К югу находятся аналогичные Гегамскому Вардеписское и Карабахское нагорья, примыкающие к горным хребтам Даралагеца и Зангезура. На этих хребтах вулканические излияния в четвертичное время проявлялись локально.

Аджаро-Триалетский хребет, орогенное развитие которого из геосинклинальной области позднемелового — эоценового возраста происходило начиная с олигоцена, является обширным сводовым поднятием, перерезанным поперек долиной р. Куры. Этот свод состоит из системы крупных антиклинальных складок, разделенных разломами и окаймленных впадинами.

Позднеальпийский орогенез вызвал поднятие Аджаро-Триалетского хребта (олигоцен — ранний миоцен). У южного подножия хребта образовалась серия ступенчатых опусканий и наложенных прогибов. Эти тектонические движения заложили основу впадин широтного простирания, в которых формировалась в миоцен-плиоцене годерзская вулканическая свита. Море покинуло эту область еще в олигоцене, и годерзский вулканизм происходил в континентальных условиях. У южного подножия Аджаро-Триалетского хребта образовались бессточные озерные котловины, в которых отлагались слоистые туфы и туфонесчаники. К числу таких котловин относятся Цалкинская впадина, имеющая унаследованное происхождение с позднеэоценового времени и развивающаяся в течение олигоцена, а также наложенная система Джавахетских впадин, пересекающих по разломам (иногда вкрест простирания) более древние структуры Аджаро-Триалетского хребта. К этим впадинам принадлежат: Ахалкалакская, Лорийская, Борчалинская, Тапараванская, Табацкурская и др.

Тортоно-сарматская морская трансгрессия в юго-восточной части Малого Кавказа отличалась чередованием фаций лагуно-соленосных и опресненных терригенных отложений, достигающих большой мощности в Араксинской депрессии. Вулканическая деятельность этого времени проявилась с большой силой и была связана с дифференцированными поднятиями. Наряду с преобладающим количеством вулканогенно-кластических пород кислого типа, лав липаритов и андезитов, в нижних частях вулканических нагорий встречаются более основные породы — базальты и долериты. На юго-востоке Малого Кавказа среди вулканогенных толщ встречаются прослой осадочных гипсоносно-соленосных, песчано-глинистых и угленосных пород, содержащих морскую и озерную фауну. Эти отложения сарматского и меотис-понтического морей являются в возрастном отношении коррелятивными для вулканогенных пород. В северо-западной части рассматривае-

мой территории известны только озерные отложения, а морские фации в породах годерзского типа отсутствуют.

На всей территории Малого Кавказа вулканогенные породы сарматского — понтического возраста с прослоями континентальных и озерно-континентальных отложений относятся к породам годерзского типа, наиболее четко представленного в ее северо-западных районах (по Е. Е. Милановскому, гегамский тип). Эта толща включает средние и кислые лавы и большое количество пирокластического материала и туфов. До сих пор спорным является возраст этих пород. Анийская, белесоватая, вохчабердская, спитаксарская и другие вулканогенные толщи, палеогеографически соответствующие вулканогенно-обломочным и пролювиальным фациям, одни авторы относят к сармату, меотису [4; 6; 19], а другие — к верхнему эоцену [61].

Рост вулканической горной страны в меотисе — понте сопровождался вулканизмом, сужением прогибов и накоплением в них мощных молассовых отложений. Малый Кавказ становился горной страной, во впадинах которой было разбросано много озер. Региональное значение имеют верхнеплиоценовые излияния, образовавшие покровы долеритовых базальтов Малого Кавказа. К концу этого времени возникают озерные бассейны, связанные с дифференцированными движениями и структурным обособлением крупных вулкано-тектонических нагорий.

В озерных бассейнах развиты диатомиты, образовавшиеся за счет пирокластов кислых вулканических извержений. По представлениям К. Н. Паффенгольца диатомовые толщи фациально переходят в вулканогенно-обломочные и могут вместе с ними рассматриваться как коррелятивные отложения позднеплиоценового — четвертичного вулканизма.

Плиоцен — плейстоцен характеризуется ростом сводовых поднятий и локализацией вулканической деятельности в их пределах, где вулканизм, в зависимости от структурных условий, проявляется в широком диапазоне от основных продуктов к кислым.

В юго-восточной части Малого Кавказа полностью континентальные условия развития установились лишь к плиоценовому времени. Вулканизм в эту эпоху был сопряжен с новыми поднятиями, и здесь образовалась нижнеплиоценовая эффузивная биченагская толща. Она сформирована извержениями вулканов центрального типа и в нижней половине разреза представлена андезитовыми и андезито-базальтовыми туфами и вулканическими брекчиями. За ними следовали излияния лав, завершившиеся эксплозивной деятельностью, эффузиями и экструзиями андезитов и оливиновых базальтов [2].

Широкое развитие новейших вулканических формаций затрудняет расшифровку структур фундамента. Исходя из фациальных условий и мощности годерзской свиты, в северо-западной части Малого Кавказа можно выделить поперечные структурные прогибы с наложенными субмеридиональными вулкано-тектоничес-

кими поднятиями. Они захватывали южные окраины Аджаро-Триалетского и Сомхето-Карабахского складчатых поясов, геосинклинальное развитие которых завершилось в конце палеогена, и они превратились в горные области [71].

В ряде районов вулкано-тектонические постройки можно четко отделить от их рамы — более древних горных сооружений. С момента структурного разделения этих участков земной коры развитие их шло различными путями. В районах вулкано-тектонических структур в зависимости от масштаба вулканических процессов происходила более или менее значительная структурная переработка блоков земной коры. Вулканизм, развивающийся в межгорных депрессиях, был более интенсивным, чем в обрамляющих горных сооружениях.

Большой Кавказ по представлению некоторых исследователей в настоящее время находится в стадии формирования эпиплатформенного орогенного пояса, у подножия которого образуются молассовые формации. Однако по набору вулканических формаций Большой Кавказ нельзя относить к эпиплатформенному орогенезу, активизация которого обычно сопровождается базальтовым платформенным вулканизмом. В данном случае можно говорить лишь о горной системе, полный цикл развития которой (с регенерацией геосинклинального режима) проходил в течение байкальского и герцинского циклов тектогенеза, с сокращенными циклами киммерийского и альпийского геосинклинальных процессов. Следовательно, в этом смысле орогенез Большого Кавказа можно рассматривать как вторичную активизацию герцинского орогена с частичной регенерацией на нем геосинклинального процесса в киммерийском и альпийском циклах. Однако в целом Большой Кавказ следует рассматривать как эпигеосинклинальный ороген.

На Малом Кавказе полностью представлены геосинклинальные формации киммерийского и альпийского циклов с формированием эпигеосинклинальных трансгрессивных терригенных формаций в современных бассейнах. Образование в верхнем неогене — антропогене крутых вулкано-тектонических структур и вулканогенных формаций, охватывающих около 1/3 территории Малого Кавказа, является признаком раннеорогенного этапа развития этой территории на основе представления о разноэтапном развитии вулканизма складчатых поясов.

Важная роль в определении структурной локализации позднекайнозойского вулканизма Кавказа и Армянского нагорья в Транскавказском субмеридиональном поднятии принадлежит исследованиям Е. Е. Милановского [54; 55]. В них показано, что зона Транскавказского субмеридионального поднятия является северным продолжением Африкано-Аравийского рифтового пояса вулканизма. Эти области отличаются подъемом глубинных границ в коре и верхней мантии и высоким тепловым потоком, сопровождавшим сводообразование и рифтогенез.

Этап позднекайнозойского вулканизма характеризуется внутририфтовыми излияниями в южной части вулканического пояса, извержениями на срединных массивах и в глубоководных впадинах его средней части, а также проявлениями позднеорогенного вулканизма на сводовых поднятиях Большого Кавказа, сопряженных с субмеридиональными разломами. Кроме того, неоген-четвертичный вулканизм связан также с формированием Альпийского орогенического пояса, наложенного на Африкано-Аравийскую платформу. Здесь преобладают разнообразные вулканические излияния субаэрального типа. Вулканиды представлены лавами и пирокластитами кислого и среднего состава, сочетавшимися в позднем плиоцене — антропогене с основными эффузивами. Вулканические формации принадлежат к известково-щелочному ряду пород. Вспышки неоген-четвертичного вулканизма известны также на всем протяжении Средиземноморского складчатого пояса. К западной его части относятся более мощные излияния неоген-четвертичного возраста, а к восточной — палеогеновые (Иран, Афганистан). В неоген-четвертичное время здесь отмечается ослабление вулканизма.

Для большей части Альпийского вулканического пояса характерна приуроченность вулканических образований к срединным массивам, обрамленным с севера и юга поясами складчатости, где вулканиды почти полностью отсутствуют. Динамические условия вулканизма срединных массивов, заключенных в складчатом поясе, определяются раздроблением и растяжением их фундамента. Обычно срединные массивы обрамлены складчатыми антиклинориями с асимметричными надвигами покровов, веерообразно опрокинутых и испытывающих перемещения в стороны от срединных массивов. В приподнятых срединных массивах происходит раздробление их фундамента и образование системы горстов и грабенов, заполняемых вулканогенными формациями. Опущенные срединные массивы испытывают в орогенный период дальнейшие погружения и становятся областью осадконакопления.

Проявление вулканизма на срединных массивах широко распространено в Альпийском поясе, особенно в его центральной части — на опущенных срединных массивах Тирренского и Эгейского морей. Некоторые глыбы расколотого Кикладского срединного массива образуют фундамент вулканических островов в Эгейском море, где проявляется современный вулканизм.

Расположенный восточнее Мизийско-Галатский срединный массив является областью ареальных излияний миоцен-плиоценового и плиоцен-четвертичного возраста. Продукты миоцен-плиоценовых вулканических извержений представлены главным образом кислыми туфами и игнимбритами, переслаивающимися с континентальными (озерными) отложениями, а плиоцен-четвертичная фаза — преимущественно излияниями базальтов и только местами извержением кислых туфов и игнимбритов.

Далее к востоку неоген-четвертичный вулканизм проявился на Киршехирском и Мендересском массивах и обрамляющих их складчатых поясах Тавра. Помимо плато, сложенных продуктами ареальных извержений, вдоль границы срединных массивов и Таврских складчатых зон возвышаются крупные полигенные вулканы — Хасандаг, Меленгиздаг, Эрджияс, Карадаг и др. Их деятельность началась в миоцен-плиоцене и продолжалась в четвертичное время.

Вулканические пояса Турции, Ирана, Афганистана. В малоазиатский неоген-четвертичный вулканический пояс входят Анатолийское, Армянское и Иранское вулканические нагорья, сходные по тектоническим условиям неогенового вулканизма: все они расположены в тыловых частях Альпийских складчатых цепей.

Следует отметить некоторое сходство структурных условий раннеорогенного вулканизма в грабен-синклинальных депрессиях Тихоокеанского пояса с вулканизмом в тыловых зонах раннеорогенных областей Средиземноморья.

Система Понтийских складчатых цепей, расположенная к северу от срединных массивов Анатолии, испытала сжатие и смещение в сторону Черноморской «глыбы». Восточнее Аджаро-Триалетская складчатая система надвинута на Куринскую «плиту» движениями аналогичного типа.

Горные цепи складчатого пояса Тавра, обрамляющего срединные массивы с юга, почти замыкаются вокруг Лидийско-Карийского массива, отделяя его от массивов Лаоконийского и Халис. Восточнее наблюдаются аналогичные соотношения структур. Обширное Армянское нагорье, в которое входят Ахалкалакское и другие вулканические плато Малого Кавказа, с севера ограничено Аджаро-Триалетской и Сомхето-Кафанской складчатыми цепями, а на юге продолжают в Турции. Подобное структурное положение занимает и Иранское нагорье.

Необходимо рассмотреть структурные условия в каждой из этих областей, отражающиеся на их палеогеографическом и геоморфологическом развитии.

В Т у р ц и и выделяется вулканическая провинция Западная Анатолия, составляющая западный фланг проявления орогенного вулканизма неоген-четвертичного времени в Малой Азии.

Побережья и острова Мраморного и Эгейского морей относятся к области срединных массивов, охватывающих также Западную Анатолию, обрамленную с севера и юга складчатыми сооружениями соответственно Понтийского хребта и Тавра. В Западной Анатолии орогенный вулканизм проявлялся в миоцене — позднем антропогене в области Мизийско-Галатского массива, северо-западной части Мендересского массива и в Измиро-Анкарской складчатой зоне на площади около 40 тыс. км². Здесь не было крупных стратовулканов с продолжительной деятельностью, но существовало множество небольших моногенных

эруптивных центров, расположенных на пересекающихся трещинах и образующих цепи преимущественно северо-восточного направления [60]. В рассматриваемом районе выделяются две фазы вулканизма — миоцен-плиоценовая и позднеплиоцен-четвертичная.

В первую фазу вулканизма извергались туфы и потоки гиалодацитов, перекрытые с небольшим перерывом покровами липаритовых и липарито-дацитовых пемзовых туфов и агломератов, образованных при мощных эксплозиях кислой магмы. Миоцен-плиоценовые вулканы лежат на неогеновых континентальных осадках, на древнем складчатом основании и на отложениях морского сармата (у пролива Дарданеллы). На побережье Эгейского моря туфы перекрываются андезитовыми потоками ареальных извержений и обширным покровом игнимбритов. Восточнее развиты крупные купола и мощные потоки гиалодацитов. Миоценовые вулканы перекрыты континентальными осадками, разбиты сбросами и местами опущены вместе с блоками древнего фундамента на дно Эгейского моря.

В позднеплиоцен-четвертичную фазу вулканизма преобладают излияния ареального типа, широко представленные в северо-западной части Мендересского массива (бассейн р. Гедиза) и в Измиро-Анкарской складчатой зоне, где расположено несколько десятков базальтовых вулканов. В этой фазе вулканизма по сохранности вулканогенного рельефа различаются две возрастные генерации вулкаников: позднеплиоценовая — раннечетвертичная, к которой относится большинство вулканов, и позднечетвертичная, представленная потоками базальтов, связанными с хорошо сохранившимися шлаковыми конусами. В районе Синдирги к позднечетвертичной генерации относятся извержения гиалодацитов.

Миоцен-плиоценовый вулканизм представлен лавами известково-щелочного ряда и кислыми типами пород, связанными с периферическими очагами анатектической магмы. Четвертичные излияния порождаются глубинной первичной оливин-базальтовой магмой. Центральная Анатолия, принадлежащая к области срединных массивов, расположенной между Понтийским и Таврским складчатыми поясами, характеризуется развитием раннеорогенного вулканизма. Вулканические породы северной части Центральной Анатолии относятся к олигоцену — среднему миоцену. В позднем плиоцене — антропогене изливалась главная масса позднекайнозойских вулкаников, Северной и Южной Анатолии и зоны срединных массивов.

К югу от Северо-Анатолийского глубинного разлома вулканики образуют вулканические покровы на площади 100 км² на Токатском срединном массиве и в восточной части Мизийско-Галатского массива. Покровы лежат на метаморфическом фундаменте или на палеозойских и доверхнемеловых породах в Измиро-Анкарской складчатой зоне и в приразломном прогибе,

разделяющем Понтийский складчатый пояс и Мизийско-Галатский массив.

К северу от Анкары обширные покровы андезитов, трахитов, липаритов, туфобрекчий, туфов и пеплов занимают площадь около 7500 км². В нижней части покровов, сложенной главным образом пирокластитами, последние переслаиваются с олигоценовыми отложениями. Базальтная туфогенно-осадочная толща, переслаивающаяся с базальтами в их кровле, и толща пирокластолитов и пеплов, с прослоями диатомитов, относятся к олигоцену — нижнему миоцену. Средняя часть покровов, представленная мощной толщей вулканических брекчий и туфов, перекрытой туфогенно-осадочными отложениями, переслаивающимися с липаритами и трахитами, относится к среднему миоцену (гельвет — тортон). Вверху залегает верхнемиоценовая толща андезитов и базальтов, увенчанная останцами вулканов.

Кыршехирский и частично Мендересский срединные массивы вместе с участками складчатых сооружений Тавра несут выпуклую на юг цепь вулканов, повторяющую дугообразные изгибы Тавриды. Для этих районов Южной Анатолии отмечается сопряженность во времени и пространстве деятельности полигенных и моногенных вулканов центрального типа, сложенных базальтами, андезитами. Ареальные толщи игнимбритов (меотис — понт) приурочены к срединным массивам, в то время как вулканы центрального типа (миоцен — конец антропогена) лежат в полосе сочленения срединных массивов со складчатыми сооружениями Тавриды в их внутренней зоне. Эродированные туфоигнимбритовые покровы образуют живописный рельеф с причудливыми останцами и крутыми обрывами скал, используемых для постройки пещерных сооружений и храмов.

Эскишехирский срединный массив покрыт вулканитами вдоль выпуклой к северу дуги Западного Тавра. Вулканизм захватывает также краевую зону Тавра. На Мендересском срединном массиве находится главное скопление вулканитов, приуроченных к меридиональной полосе длиной около 250 км и шириной несколько десятков километров. Извержения, связанные с зоной поперечных разломов или трещин растяжения, развиты и на массиве, и в складчатом поясе. Толща вулканитов в основании сложена верхнемиоценовыми осадками с прослоями туффитов. Выше, иногда несогласно на древнем фундаменте лежат пемзовые туфы, вулканические брекчии и агломератовые потоки, перекрытые обширными покровами андезитовых игнимбритов, литокластических туфов и агломератов (мощностью 400 м). Корнями извержений, вскрытыми эрозией, служат неки андезитов и трахиандезитов, образующие цепь меридионального направления длиной 60 км.

На севере, близ г. Эскишехира, миоцен-плиоценовая толща пирокластитов перекрыта покровами авгит-оливиновых лимбургитовых базальтов, относимых к верхнему плиоцену — плей-

стоцену. В этом районе вулканисты отличаются слабой щелочностью.

В северной части Тавра, прилегающей к Мендересскому срединному массиву, вблизи г. Конья известны центры извержений миоцен-плиоценовых игнимбригов и туфов дацитового состава, а на Мендересском массиве — центр незначительных излияний такого же состава.

Главный вулканический массив связан с крупной вулканотектонической впадиной между г. Конья и озерами Бейшехир и Сугла. Миоцен представлен здесь озерными карбонатными осадками, перекрытыми конгломератами и вышележающей толщей туффов, липаритовых, дацитовых и пемзовых туфов, перекрытых мощной толщей липаритовых игнимбригов.

Хребет Эгрибурун увенчан цепью андезитовых вулканов, имеющей северо-западное направление. Лавы вулканов Эренлердаг, Алакдаг и других перекрывают туфоигнимбриговую толщу.

К южной части Кыршехирского срединного массива принадлежит район развития наиболее мощного и разнообразного по составу вулканизма, проявившегося в течение неогена на площади около 20 тыс. км², с объемом вулканистов около 5 тыс. км³ — это вулканический район Кайсери, захватывающий также южную часть грабена Тузгель, отделяющего Кыршехирский массив (на юге) от Мендересского массива и складчатой дуги Таврид. Вся полоса вулканизма шириной около 150 км протягивается более чем на 250 км в субширотном направлении к вулкану Карадаг, возвышающемуся на перегибе дуги Центрального Тавра, постепенно суживаясь. Отмечается, что вся вулканическая область опустилась по отношению к окружающим районам, а по окраинам крупных вулканов образовались локальные вулканотектонические впадины. Они имеют кальдерное происхождение, как и депрессия вокруг вулкана Арагац в Армении.

В структуре рассматриваемого района большую роль играют зоны разломов, отделяющие раздробленный фундамент Кыршехирского срединного массива от Тавра. Эти разломы обуславливают расположение центров извержений и вулканотектонических структур. Стратовулканы конической формы располагаются в узлах пересечения разломов. Вдоль северо-восточной полосы разломов, параллельной краевому шву Таврид, простирается цепь крупных вулканов — от Карадага на юго-западе до Эрджияса на северо-востоке.

Аралат-Джувльфинский срединный массив с байкальским фундаментом в плиоцене распался на ряд неоднородных глыб, вошедших в основания прогибов и поднятий между Малым Кавказом и Восточным Тавром. Аралатское поднятие представляет собой приподнятую глыбу этого массива, покрытую плиоценчетвертичными вулканами, среди которых возвышаются крупнейшие недавно потухшие вулканы Большой и Малый Аралат.

Северо-Ванское нагорье, являющееся вулканическим чехлом байкальского ядра Восточного Тавра, представляет собой неоген-четвертичное лавовое плато, увенчанное крупными вулканами. Вулканические толщи лежат здесь на верхнеогеновых морских и лагунно-континентальных отложениях, образуя обширный вулканический покров, полого залегающий на фундаменте. Деятельность крупных вулканов Сюпхан, Тундрек и Немрут продолжалась в историческое время. Два последних кальдерных вулкана находятся в настоящее время в фумарольной стадии.

В восточной части Малой Азии выделяется вулканическая область И р а н а.

В высокоподнятом орогене вулканизм будет проявляться при условии осложнения антиклинорного сводово-глыбового поднятия веерообразной структурой с крупными надвигами, опрокинутыми в стороны от зоны растяжения антиклинорного поднятия. В такой структурной зоне расположен четвертичный вулкан Демавенд в осевой части хребта Эльбурс.

Демавенд — стратовулкан, возвышающийся, подобно вулканам Эльбрус и Казбек, на расчлененном эрозией древнем антиклинории хребта Эльбурс. Древнечетвертичный конус вулкана разрушен при образовании кальдеры, над которой поднимается современный конус плейстоцен-голоценового возраста. Абсолютная его высота 5670 м, а относительная 2000 м. К кратеру молодого конуса приурочена фумарольная деятельность. Лавы вулкана Демавенд представлены трахиандезитами и трахитами, а побочных кратерах — оливиновыми трахибазальтами.

Иранский срединный массив лежит южнее хребта Эльбурс. Его эпиплатформенное развитие, начавшееся с конца протерозоя, сменилось в мезозое глыбово-складчатыми движениями. В начале кайнозоя массив вновь консолидировался и испытывал вертикальные глыбовые движения, сопровождавшиеся вулканизмом. Вдоль юго-западного края Иранского массива пролегает вулканический пояс, протягивающийся от оз. Резайе (Урмия) до вулканического массива Базман (рис. 17).

В этом поясе вулканизм эоценового возраста сформировал основание кайнозойских вулканических сооружений с лавовыми покровами, несогласно перекрывающими древний фундамент. Олигоцен-миоценовый вулканизм проявлялся незначительно и прекратился во время тектонических опусканий, сопровождавших накопление лагунно-континентальной красноцветной формации мощностью 3000—6000 м. Плиоцен-четвертичные излияния сопровождали поднятия Иранского срединного массива и обрамляющих его хребтов.

Восточнее озера Резайе (Урмия) поднимается огромный угасший вулкан Сахенд (3722 м), занимающий кальдеру и сложенный андезито-базальтами. Далее к востоку лежат области четвертичных ареальных базальтовых излияний, сменяющихся цепью андезито-дацитовых конусов. Пояс оканчивается вулканическим

массивом Базман (3490 м), представленным андезитовым стратовулканом с множеством спутников, изливавших базальтовые потоки. Вулкан венчает приподнятый древний фундамент, возвышаясь более чем на 2000 м над его основанием.

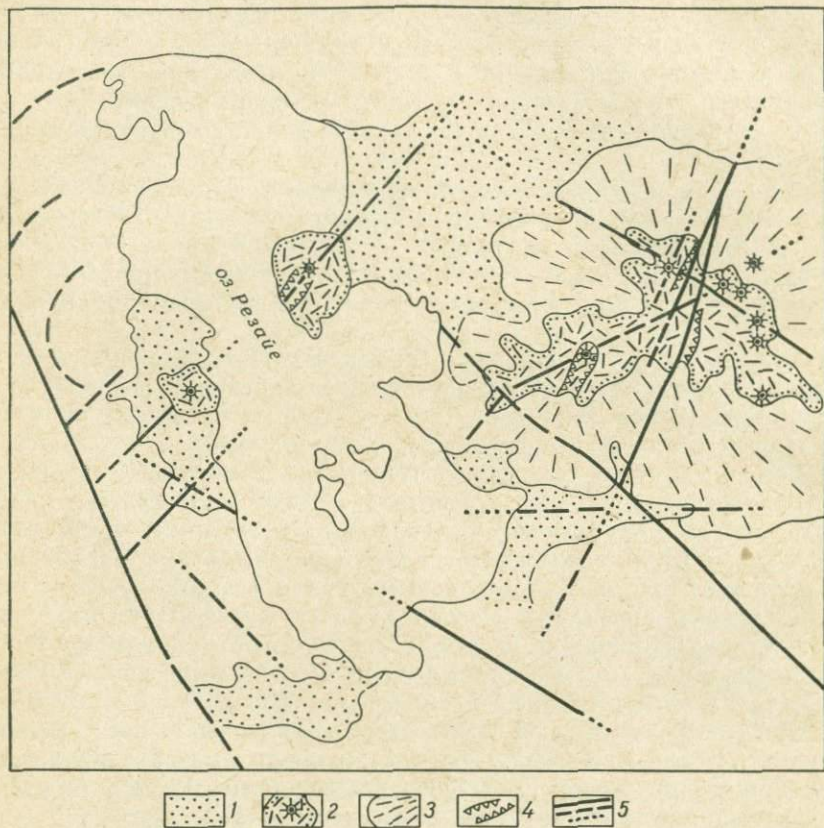


Рис. 17. Схема строения вулканического района озера Резайе. Северный Иран. Составил Н. А. Гусев по результатам дешифрирования космических снимков

1 — аллювиальные отложения; 2 — вулканические массивы и вулканы; 3 — пролювиально-делювиальный шлейф вулканического массива Сахенд; 4 — рифты; 5 — разрывные нарушения

В восточной части Ирана на Лутском срединном массиве неоген-четвертичный вулканизм имеет незначительное распространение по сравнению с раннекайнозойскими излияниями.

В Белуджистане и Афганистане площади проявления трех различных фаз новейшего вулканизма — эоценовой, олигоцен-миоценовой и плиоцен-четвертичной — не совпадают.

Плиоцен-четвертичные наземные извержения позднеорогенной стадии охватывали юго-восточную и южную части Афганского срединного массива и южную часть Восточно-Иранской складчатой области. Новейшие излияния относятся к восточной окраине Ирано-Афганского складчатого пояса, образующего на протяже-

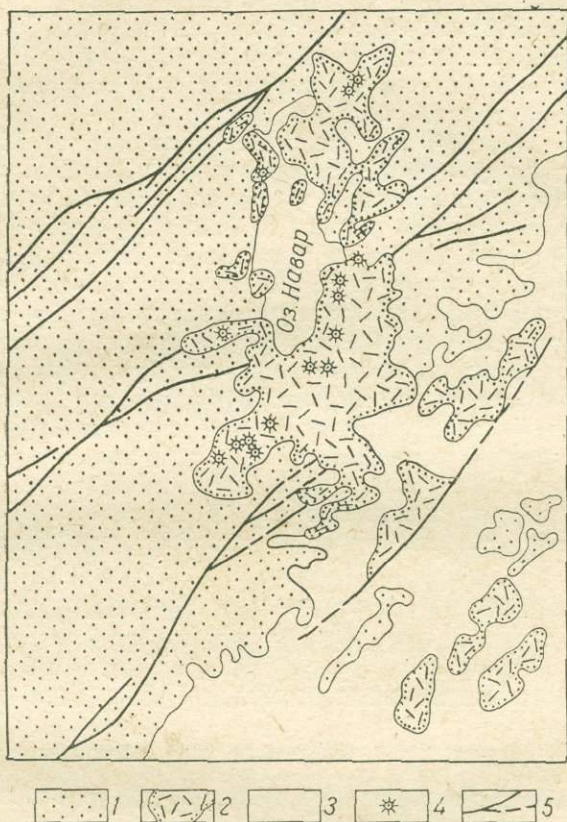


Рис. 18. Схема строения вулканотектонической депрессии Деште-Навар. Восточный Афганистан
 1 — дочетвертичные породы; 2 — вулканические массивы;
 3 — четвертичные отложения (аллювиальные и золовые);
 4 — вулканы; 5 — разломы

нии 3000 км выпуклую к югу дугу в тылу Загорской и Белуджистанской складчатых областей.

В восточном Иране на мел-палеогеновом фундаменте воздвигнут вулканический массив Тефган (4042 м), состоящий из двух стратовулканов, сложенных андезитами и их туфами. У вершины четвертичного конуса множество fumarol. Северо-западный

стратовулкан имеет кальдеру и сильно разрушен. По юго-западной окраине изливались базальтовые потоки из шлаковых конусов.

В Пакистане в сходных тектонических условиях на Чагайском своде поднимаются пять вулканов высотой до 1500 м, сложенных андезитами и их туфами. Ранние извержения эксплозивного типа здесь предшествовали образованию лавовых щитовых вулканов, окруженных экструзиями.

В обширной Южно-Афганской котловине среди неоген-четвертичных континентальных толщ мощностью более 2000 м поднимаются вулканы плиоцен-плейстоценового возраста, сложенные андезито-базальтовыми лавами.

Впадина Деште-Навар является вулканотектонической депрессией, подпруженной четвертичными лавовыми потоками. Эта депрессия расположена в центральной части вулканического пояса, длина которого более 100 км. Опущенный фундамент впадины образован сложным комплексом палеозойских и мезозойских пород, гранитов и неогеновых конгломератов (рис. 18). Вулканический пояс пересекает структуры фундамента и представлен субмеридиональной полосой вулканов различного типа. Преобладают мелкие куполообразные экструзии, сложенные дацитами, андезитами и их туфами. Крупные вулканы достигают высоты 500—700 м и сопровождаются соммами. Вулканической формацией дацитов и андезитов покрыта площадь более 5000 км². Нижняя плиоценовая толща (мощностью до 450 м) сложена дацитами и их туфами, а верхняя (до 200 м) имеет плейстоценовый возраст и представлена главным образом андезитами.

ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЕ ОРОГЕННЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

ВУЛКАНИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ

Вулканизм рифтовых зон Африки

Вулканизм рифтового пояса Северной Африки и Аравии связан с крупнейшей поперечной зоной поднятий, уходящей далеко на север в Предкавказье и пересекающей как эпигерцинскую и докембрийскую платформы, так и Альпийскую складчатую зону.

Основной вулканологической проблемой изучения рифтовых поясов Африки является история вулканической деятельности и причины изменения состава вулканитов на разных этапах развития рифтовых долин.

Область рифтового вулканизма новейшего времени охватывает главным образом северо-восточную часть Африки, где рифты, Т-образно стыкуясь у Красного моря и Аденинского залива, протягиваются к югу, пересекая сводовые поднятия Эфиопии и Кении (рис. 19). Здесь они образуют два рифтовых пояса: Западный рифт и Восточный рифт.

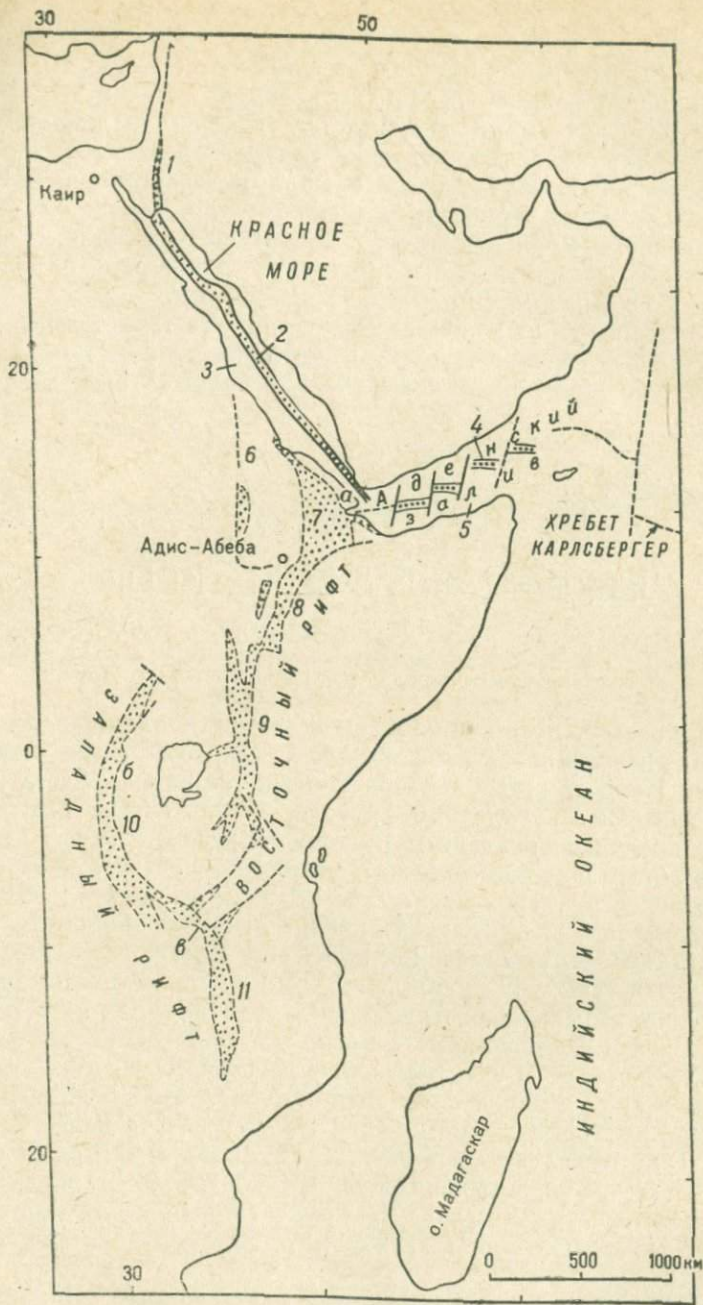


Рис. 19. Восточно-Африканская рифтовая система

Рифты: 1 — Мертвого моря; 2 — центральный Красного моря; 3 — телескопированный Красного моря; 4 — центральный Аденского залива; 5 — телескопированный Аденского залива; 6 — Данакильский; 7 — «треугольник Афар»; 8 — Эфиопский; 9 — Кенийский; 10 — Альберга; 11 — Ньяса. Вулкано-тектонические горсты: а — Данакильские Альпы; б — Рувендори, в — Мбей

Рифтовая депрессия Красного моря, представляющая собой телескопированный рифт, имеет ширину 350—400 км, а узкий центральный рифт — 50—100 км и глубину 1—2,5 км. В южном углу Красного моря наблюдается узкий параллельный ему рифт — Данакильский, строение которого показано на рис. 20. Он объединяет рифт Красного моря с «треугольником Афар». Рифтовая долина Эфиопии отделена горстом Данакильских Альп от Красного моря. Восточнее расположена рифтовая впадина Аденского залива — самая обширная депрессия, отделяющая Африку от Аравии. Ширина ее 250—500 км.

На юго-запад от «треугольника Афар» ответвляется Эфиопский рифт, продолжающийся к югу в рифтовые долины Кении и Танзании. При этом в Северной Танзании большой рифт постепенно



Рис. 20. Схематический разрез Данакильского рифта. По Д. Баннеру и др.
1 — фундамент; 2 — мезозой; 3 — верхнетретичные отложения; 4 — соленосная серия;
5 — четвертичные вулканы; 6 — четвертичные породы; 7 — разломы

выклинивается, но в 600—700 км к западу появляется западная полоса рифта Альберта, с которой связаны озера Альберт, Эдуард, Киву на севере и озеро Танганьика на юге. Здесь рифты разветвляются на отдельные рукава; восточный из них соединяется с южным окончанием Восточного рифта, и к югу продолжается общая широкая рифтовая долина озера Ньяса. Последняя наследует структурные свойства Западного рифта, выражающиеся в более значительной глубине и пониженной вулканической активности, свойственной этой зоне. Озера, расположенные вдоль почти всей этой группы рифтовых долин, являются морфологическим выражением структурных отличий Западного рифта. Наличие озер подчеркивают большие глубины Западного рифта.

К югу от озера Ньяса рифт вновь распадается на узкие ветви. Подобно этому у южного окончания озера Танганьика появляются короткие рифтовые долины, одна из которых занята озером Мверу. Она несколько смещена к западу. Сдвиги рифтов от главной оси сходны со смещениями по трансформным разломам срединно-океанических хребтов. Разветвление, наподобие «конского хвоста», характерно для всех участков выклинивания рифтовых долин.

Общая длина рифтовых долин, пересекающих Восточную Африку и уходящих через Средиземноморье в Европу, не менее 12 тыс. км. Европейская система грабенов, достигающих г. Осло, имеет протяженность около 4000 км, а Африканская — 9000 км.

Характерно, что ширина субмеридиональных рифтовых систем не более 50—65 км, в то время как для субширотных долин она достигает 300—500 км. Обратные соотношения отмечаются для океанических депрессий, разделяющих континенты. Они наиболее широкие в субмеридиональных частях и узкие в субширотных.

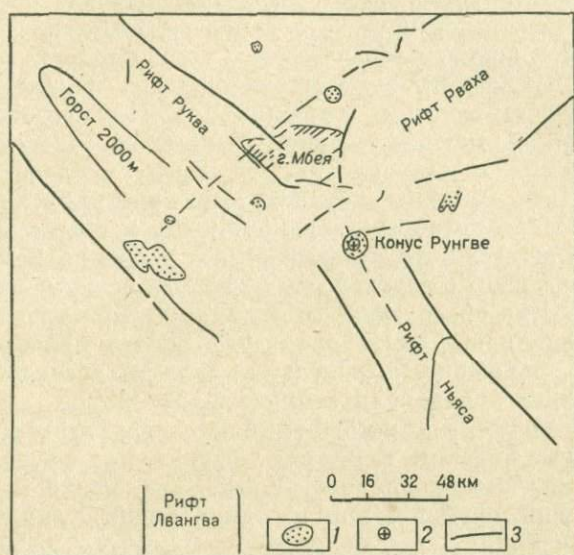


Рис. 21. Положение горста Мбея в системе рифтов Восточной Африки

1 — интрузивные комплексы; 2 — центры вулканических извержений; 3 — разломы

Основание рифтов сложено метаморфическими и интрузивными породами позднего докембрия, а также палеозойскими отложениями Карру. Местами оно обнажается на дне Красного моря, в рифтах Восточной Африки вскрыто скважинами и выступает в виде горстов в рифтовых долинах.

Следует упомянуть еще об одном типе рифтовых структур, в которых на фоне грабенообразования при поперечном и продольном растяжении происходит также формирование значительных горстовых поднятий. Такие рифтовые системы обычно возникают на более или менее изометричных куполообразных сводах, где сходятся три или четыре ветви рифта. В результате вблизи вершины свода в рифтовой долине образуется горстовый блок, поднимающийся под дном рифта иногда на несколько километров. К подобным горстам, сложенным древними формациями, относятся гора Мбея в рифтовой системе Ньяса — Рухва в Восточной Африке (рис. 21), Данакильские Альпы в рифтах Красного моря и Аденского залива, гора Рувензори в рифте Альберт — Эдуард.

Рифтогенез такого типа имеет генетическое родство с возрожденным кальдерообразованием.

Начало рифтообразования в Восточной Африке относится к далекому прошлому: рифтовые разломы установлены даже среди докембрийских структур. При этом нет оснований предполагать различный механизм рифтообразования в разные геологические эпохи. Движения земной коры, предопределяющие рифтообразование, возобновлялись позднее в палеозое, мезозое, в третичное и четвертичное время. Следовательно, можно говорить о единых структурных условиях, восстанавливавшихся периодически.

Рифтовые зоны связаны с линеаментами, характеризующимися тектонической и магматической активностью, способствующей неоднократному восстановлению условий рифтообразования. Меридиональное направление господствующих линеаментов обуславливает параллельность докембрийских и современных рифтов. Предполагается, что древние рифты в районе Белого Нила были преобразованы в надвиги, местами омоложенные третичными движениями. Для обоснования этой точки зрения предполагается также, что начиная с докембрия вдоль рифтов происходили неоднократные движения в результате длительного погружения глыб вследствие контракции земного шара [28].

Крупные рифты и сбросово-глыбовые структуры докембрийского возраста описаны в Южной Африке, где позднее рифтообразование не возобновлялось. К тому же периоду относятся рифты Северной Африки. Здесь на одной линии с ними в третичное время возникли молодые рифты.

Тесная ассоциация древних рифтовых зон с надвигами, поясами милонитизации, линиями гранитных интрузий свидетельствует о том, что периоды растяжения в этих поясах сменялись периодами сжатия, типичными для орогенеза. Иными словами, рифтообразование на Африканской платформе было этапом эпиплатформенного орогенеза, происшедшего на ней неоднократно с докембрийской эпохи.

При обсуждении проблемы унаследованности рифтовых структур часто выдвигаются утверждения, что рифты контролируются докембрийскими линеаментами. Однако космические снимки ERTS позволили П. А. Моору иначе истолковать докембрийско-кайнозойские структурные связи, которые оказались сильно преувеличенными. Изучение снимков показало, что рифтовые структуры столь же часто избегают влияния линеаментов докембрийского фундамента, как и совпадают с ними. Поэтому их совпадение может относиться к числу случайностей, хотя всегда не исключается возможность чисто механических связей: с докембрийскими катакластическими зонами совпадают тектонические швы, разорванные растяжением в кайнозойское время. Например в рифте оз. Танганьика наблюдается более сильное развитие рифтовых разломов там, где докембрийские коровые деформации были наиболее интенсивны.

Рифтогенез мог проявляться неоднократно как типичное структурообразование при активизации платформы. Он возникал периодически под влиянием теплового напора, связанного с тектоно-магматическим циклом активизации платформы.

Неоген-четвертичный вулканизм Северной Аравии несет черты унаследованности от более древних базальтовых извержений, происходивших в пределах современной Левантинской рифтовой зоны в средней и поздней юре, в раннем и позднем мелу. В новейший этап вулканическая активность приурочена к плиоцену и плейстоцену. В самой рифтовой зоне вулканизм проявлялся локально в течение длительного времени. В грабене Мертвого моря и в долине р. Иордана извержения начались в среднем миоцене и продолжались до плейстоцена. Они отличаются исключительно базальтовым составом эффузивов и преобладанием лав над пирокластическим материалом.

Левантийский и Суэцкий рифты являются северным окончанием Африкано-Аравийского рифтового пояса. Их образование связано с неоген-четвертичной тектонической активизацией, но разломы имеют древнее заложение. Суэцкий грабен в карбоне был выражен узким прогибом, продолжавшим существовать и в мезозое. Левантинский рифт наложен на древний «шов», отграничивавший в мезозое и раннем кайнозое Аравийскую платформу от Восточно-Средиземноморского прогиба. Рифт Мертвого моря, возможно, унаследовал юрский прогиб, а позднее развивался на своде растущего поднятия. Все сказанное свидетельствует о связи неоген-четвертичных рифтовых зон с древними структурами.

Приуроченность вулканизма к рифтовым областям отмечается в ряде районов: в районе Мертвого моря и долины р. Иордана, где они связаны с Левантинской рифтовой зоной, в Западной Сирии, на границе с Ливаном, а также на севере Левантинской рифтовой зоны, откуда вулканические образования прослеживаются в Эль-Габ и бассейн р. Карасу.

Другой район вулканизма приурочен к широтной полосе, которая тянется от г. Каира к Синайскому полуострову. Наиболее широко вулканизм проявился в северо-западной части Аравийской платформы: в Северной Сирии и Южной Турции, Юго-Западной Сирии и Северо-Западной Иордании (массив Джебель-Друз). Между этими двумя районами расположены незначительные изолированные районы новейшего вулканизма Центральной Сирии.

Позднекайнозойские излияния образовали ряд генераций базальтовых покровов и потоков. Выделяются следующие фазы позднекайнозойского вулканизма: поздний олигоцен, средний миоцен, поздний миоцен, плиоцен, средний и поздний плейстоцен, голоцен.

Первая фаза вулканизма — позднеолигоценовая — проявилась на крайнем юго-западе Северной Африки (в окрестностях г. Каира

и на берегах Нила), где распространены базальтовые покровы, некки, силлы, дайки, образующие полосу, протягивающуюся от Каира до Суэца и далее на Синайский полуостров. Базальты относятся к нормальным толеитовым разностям. Мощность покровов в пределах 10—25 м.

Среднемиоценовая фаза вулканизма представлена базальтами, распространенными восточнее рифтовой зоны, южнее г. Алеппо в Северо-Западной Сирии, южнее Дамаска и в районе Тивериадского озера. Мощность эффузивов в районе Дамаска превышает 500 м. Базальты слагают расчлененное плато. В грабене р. Иордана выделено пять комплексов базальтовых потоков. Базальты представлены как нормальными, так и щелочными разновидностями. Вулканизм совпадает с моментом усиленного погружения грабена.

Позднемиоценовые долеритовые базальты образуют обширное плато между городами Алеппо и Саламия. Общая мощность их покровов не превышает 50 м. К западу от г. Хомса такие же по возрасту базальты слагают плато площадью 250 км², мощность отдельных потоков здесь составляет первые метры, но общая их мощность достигает 150 м. Базальты лежат на осадках среднего миоцена и перекрыты нижнеплиоценовыми отложениями.

Наиболее широко распространены плиоценовые основные эффузивы. Они развиты на крайнем северо-востоке Сирии, в южных предгорьях Курд-Дага в Северной Сирии, западнее г. Хомса, на побережье Средиземного моря, в Юго-Западной Сирии, Иордании, Саудовской Аравии (рифтовая долина на территории Иордании и Израиля). Значительные покровы плиоценовых базальтов наблюдаются в пределах Юго-Западной Сирии и в смежных районах Иордании и Саудовской Аравии. Здесь они образуют обширное плато, на котором кое-где сохранились вулканические аппараты, группирующиеся в цепочки северо-западного простирания, фиксирующие разломы, по которым происходили излияния. Базальты слагают ряд соединившихся между собой массивов (Джебель-Друз, Хауран, Эль-Харра и др.).

Плиоценовые базальты региона очень разнообразны по составу. Как правило, излияние их было многократным. Мощность лавовых потоков колеблется от первых метров до 50 м. Строение их однотипное: основание и кровля потоков представлены пористыми часто светло-серыми разновидностями базальтов, центральные их части сложены массивными темными долеритами. Лавы имеют преобладающее распространение только у южного подножия Пальмирид. В долине р. Иордана, на побережье Средиземного моря в Западной Сирии известны пирокластические толщи туфов и туфобрекчий.

Плиоцен-четвертичные излияния проявляются на Иудейском и Иорданском поднятиях, обрамляющих грабены Мертвого моря и долины р. Иордана с востока. Центры излияний базальтов расположены на склонах Иорданского поднятия, откуда потоки

стекали в Друзский прогиб. Иудейское поднятие — это пологий свод на восточном фланге рифта Мертвого моря, ограниченный на западе крупными разрывами, а на востоке прогибом. Поднятий свода началось в палеогене и формировалось в неогене. Эшелованно расположенные складки мезо-кайнозойских отложений имеют северо-восточное простирание, пересекающее простирание свода. Грабен Мертвого моря и долина р. Иордана ограничены бортовыми разломами (рис. 22). Восточный борт грабена приподнят выше западного. Высота его уступа 900—1500 м, в то время как западный уступ имеет высоту до 1000 м.

Аджлунский купол является наиболее крупной приподнятой частью иорданского фланга рифта Мертвого моря. К этому куполу приурочен центр излияния базальтовых покровов, затопивших в плиоцен-четвертичное время Друзский прогиб. В районе купола рифт Мертвого моря переходит в моноклиналиные флексуры долины р. Иордана пологими юго-восточными и крутыми западными крыльями. Они образовались в результате разрывных нарушений в фундаменте.

Флексуры сложены породами чехла (триас — юра, сенон — турон) и разбиты разрывами субширотного северо-западного простирания. Смещения по разрывам достигают сотен метров, образуя сбросы с амплитудой до 800 м. Флексура Салт начинается на продолжении этих сбросов у Мертвого моря. Вдоль западного края рифтовой долины р. Иордана наклонный блок базальтового хребта Кирьят-Шиона сложен несколькими лавовыми потоками базальтов общей мощностью 300 м.

Друзский прогиб в восточной части выполнен мел-палеогеновыми отложениями, слагающими также восточный склон Иорданского поднятия. Мощность палеогеновых отложений увеличивается по направлению к центру этого внутриплатформенного прогиба, захватывающего территорию Иордании и Сирии. Разрывная тектоника северо-западного направления, с которой

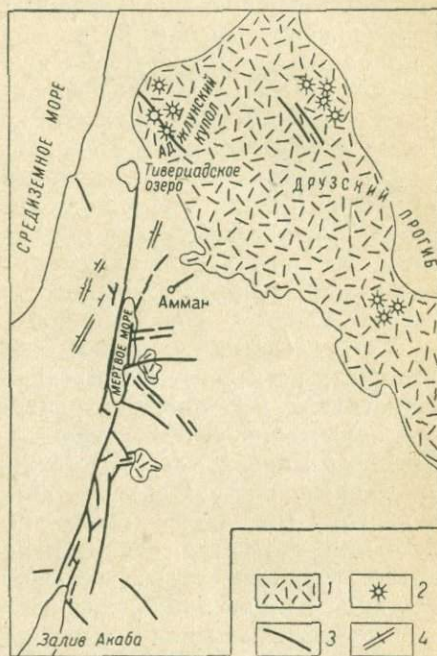


Рис. 22. Новейшие излияния в районе рифта Мертвого моря

1 — базальтовый покров; 2 — центры извержений; 3 — разломы; 4 — горсты

связаны базальтовые покровы, выражена в рельефе цепочками небольших потухших вулканов и ложбинами.

Грабен Мертвого моря заложен в миоцене в центре сводового поднятия под действием сил растяжения и ограничен нормальными сбросами. Одновременно с опусканием центрального блока грабена происходило воздымание фланговых блоков по сбросам. В дальнейшем движении по сбросам повторялись многократно в плиоценовое и четвертичное время. Согласно гипотезе сдвиговых перемещений по системе эшелонированных разломов в результате сжатия произошло перемещение на 107 км: на 62 км в миоцене и на 45 км в позднем плейстоцене.

На значительном протяжении рифтов Восточной Африки в поясе опускания рифтов фундамент не нарушен. Однако в центральных рифтах Красного моря и Аденского залива между ступенями главного рифта, сложенными породами фундамента, предполагается разрыв материковой земной коры и внедрение из мантии мощных даек основного или ультраосновного состава.

Хотя сходство очертаний побережий Красного моря и позволяет ряду исследователей предполагать раздвигание земной коры, захватившее всю площадь рифтов, существование континентальной коры, образующей ступени по флангам центральных рифтов Красного моря и Аденского залива, противоречит этой гипотезе.

Данные по изотопному определению возраста вулканитов показали, что центральный рифт Красного моря образовался 2—4 млн. лет назад, одновременно с образованием рифта Южной Кении. Следовательно, рифтообразование в обоих районах происходило одновременно, под влиянием сходных процессов.

Вулканы, расположенные вдоль центрального рифта Красного моря, образуют ряд островов: Жебель-ат-Таир, сложенный толеитовыми базальтами; Зубейр, образованный лавами промежуточного типа между толеитами и щелочными базальтами; Ханиш-Зукур, сложенный щелочными базальтами, трахибазальтами, трахиандезитами, трахитами. Предполагается, что бедные калием толеиты являются производными магм, в дальнейшем дифференцированных до щелочных базальтов.

Такая дифференциация характерна для океанического типа вулканизма. Поэтому его проявление наряду с континентальными типами вулканизма в зоне главного рифта дает основание говорить о котловине Красного моря как о телескопированном рифте с глубоко погруженным дном и перегретыми магматическими очагами.

Массовые излияния щелочных базальтов и фонолитов в раннем миоцене начинают историю новейшего рифтогенеза Африки (рис. 23, I). Раннетретичные базальты Эфиопии и Юго-Западной Аравии, миоценовые базальты Эфиопии и Турканской впадины, позднемиоценовые излияния фонолитов Кении предшествовали главному периоду образования рифтовых долин в среднем миоцене на севере и в раннем плиоцене на юге континента.

В позднем миоцене — раннем плиоцене возникли сбросы вдоль западного уступа будущего рифта. Они ограничивали моноклиналиную флексуру (рис. 23, I). В позднем плиоцене дно образующегося рифта и флексура были разбиты сбросами. На дне рифта при этом происходили излияния трахитовых базальтов (рис. 23, II). В четвертичное время произошло дальнейшее поднятие рифта, возобновились движения до разломов на дне рифта, образовались горсты и грабены и открылись трещины, по которым произошли излияния лав щелочных базальтов. На дне рифта возникли крупные кальдеры. После образования рифтов характер вулканизма изменился, увеличилась роль вулканов центрального типа, разместившихся преимущественно на дне рифтовых долин, а также на их крыльях (рис. 23, IV).

Для позднего миоценового вулканизма, предшествующего рифтогенезу в Восточно-Африканской области, характерен обширный ареал излияний фonoлитов на площади сводового или куполовидного поднятия. Лавовые потоки наслаивались чешуеобразно в течение сравнительно короткого времени излияний, но центры излияний располагались главным образом в поле будущего рифта. Магма отличалась значительной перегретостью, что обусловило ее растекание по большой площади.

Вулканизм раннего и среднего плиоцена охватил площадь, вытянутую вдоль будущего рифта. Расположение вулканов центрального типа, преобладающих в это время, диктуется направлением будущего рифта, в то время как трещинные излияния ограничены несколькими районами. Следовательно, пояс магмообразования в это время распался на отдельные звенья и соответственно понизилась температура магм. Этот процесс сопровождался эволюцией магматизма, выразившейся в увеличении роли эксплозивной деятельности и образовании среди продуктов вулканизма нескольких петрографических ассоциаций: фonoлит-нефелинито-

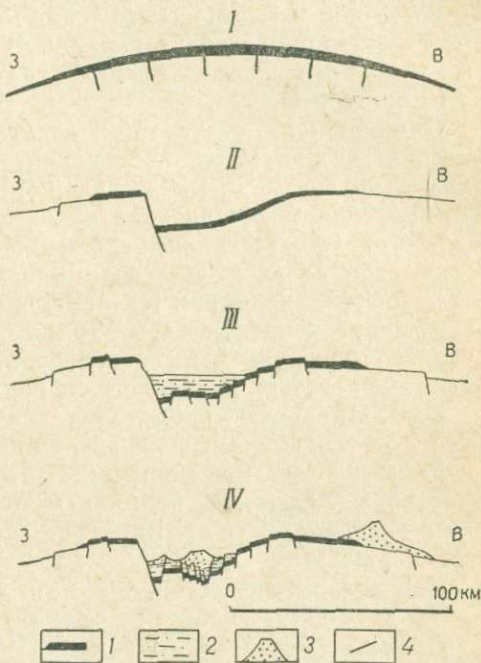


Рис. 23. Вулкано-тектоническое развитие Кенийского рифта. По Бауэру

1 — покровы фonoлитов; 2 — осадочные образования в рифте; 3 — вулканы; 4 — разломы.
I—IV — этапы развития рифта

вой на юге, нефелинит-фонолит-трахит-андезитовой, базальт-фонолит-трахитовой, фонолит-нефелинит-базанитовой на стыке рифтов.

Вышесказанное свидетельствует в пользу рассмотрения рифтогенеза как структурного процесса, сопровождающегося изменением магматизма, направленным к постепенному остыванию и истощению магматического тепло-массопереноса и противоречит представлениям новой глобальной тектоники о длительном и постоянном процессе расширения рифтовой трещины путем выноса мантийного вещества.

Опираясь на результаты исследований склонов срединно-океанических хребтов на дне океана, представляющих собой рифтовую зону, Р. В. Гирдлер предполагает, что Восточно-Африканская рифтовая зона находится в начальной стадии расширения. Однако в расположении разновозрастных вулканических зон не наблюдается симметричного залегания продуктов более древних излияний по сторонам от оси рифта. Унаследованность направлений рифтовых долин с верхнемезозойского и более древнего времени также противоречит гипотезе раздвигания рифтовых систем Восточной Африки.

Е. Е. Милановский выделяет следующие этапы рифтообразования с соответствующей эволюцией типов вулканизма [10].

Ранний — средний миоцен (23—15 млн. лет) — поднятие свода Восточной Африки с излиянием базальт-трахитовой формации лав северо-восточнее оз. Виктория (позднее произошло опускание этой площади).

Поздний миоцен (13,5—12 млн. лет) — воздымание главного Кенийского свода, излияние фонолитовых покровов.

Нижний — средний плиоцен (10—5 млн. лет) — формирование предшествующей рифтогенезу формации базальт-трахит-фонолитов, трахитов, образование вдоль трассы будущего рифта центральных вулканов, сложенных нефелинитами, фонолитами.

Поздний плиоцен — ранний плейстоцен (5—2 млн. лет) — формирование рифта и образование на его дне базальт-трахитовой формации.

Поздний плейстоцен (2—0,7 млн. лет) — излияние лав трахитовой формации в рифте.

Плейстоцен — голоцен (0,7—0 млн. лет) — формирование в рифте и к востоку от него вулканов центрального типа, из которых изливаются лавы базальт-трахитовой формации. В этот период образовались крупнейшие вулканы Восточной Африки: Килиманджаро, Элгон, Кения, Рунгве, Меру, группа Вирунга (Ньямлагира, Нирагонго) и многие другие.

По мнению В. Г. Казьмина, являющегося сторонником мобилистических взглядов, возможны несколько путей образования рифтов Африки:

1) опускание блоков без утонения земной коры (рифты Эфиопский, Кенийский); излияние базальтов плиоценового — начала

четвертичного возраста и образование кольцевых структур с экстрезивным вулканизмом сиенитового типа;

2) дробление гранитного слоя земной коры и ее океанизация («треугольник Афар»); изливание щелочных базальтов в олигоцене и кислых лав и базальтов в неогене;

3) разрыв гранитной земной коры на две плиты по трещине центрального рифта; в верхнем мелу — палеоцене (Красное море) с последующим появлением депрессии и щелочно-базальтовым вулканизмом по обе стороны рифта;

4) опускание без разрыва земной коры и растяжение сопровождается изливанием базальтов; затем поднятие срединно-океанического хребта в осевой части депрессии; смещение по поперечным разрывам, аналогичным трансформным разрывам в океанах (Аденский залив); раскрытие центрального рифта Аденского залива в олигоцене и разделение дна на две плиты — Аравийскую и Сомалийскую.

В. Г. Казьмин предполагает, что для тектонических движений характерна импульсивность, которой соответствуют вспышки вулканизма в мелу, олигоцене, в конце миоцена, начале плиоцена, в конце плиоцена и в четвертичное время. Вспышки вулканизма сопровождаются движениями по поперечным разломам. Скорость расширения, по его мнению, во всех рифтах одинакова — 1 см в год.

Общий механизм рифтогенеза: растяжение — утонение — разрыв. Естественно, что периодическое проявление вулканизма и рифтогенеза, приводящее к формированию срединно-океанических рифтов с вулканизмом центрального типа, трудно совместить с представлением о направленном длительном процессе расширения дна океана. Такой процесс непременно повлек бы за собой на протяжении времени образования океана длительные непрерывные изливания толеитовых базальтов, в то время как вулканизм в рифтовых зонах срединно-океанического хребта проявляется периодически и эволюционирует от толеитового к щелочно-базальтовому.

Вулканизм рифтовых зон Азии

Крупнейшая система новейших рифтовых долин Евразии — Байкальская — не имеет отчетливой связи с мировой системой океанических рифтов и относится к внутриконтинентальной. Существуют представления, что на севере Азии континентальное рифтообразование смыкается с системой рифтов срединно-океанических хребтов Северного Ледовитого океана через разломы, по которым проявляется новейший платформенный вулканизм Яно-Индибирского района.

По представлениям Н. А. Флоренсова [92] грабены, составляющие Байкальскую рифтовую зону, связаны с обширным плиоцен-плейстоценовым поднятием высотой 3000—4000 м над уровнем

моря. Грабены наследуют направления раннеэоценовых прогибов, что не позволяет относить их образование только за счет проседаний поднятия при рифтогенезе. Однако предшествовавший (сопутствовавший рифтообразованию) прерывистый базальтовый вулканизм, горообразование и разрывная тектоника свидетельствуют в пользу растяжения земной коры при формировании этой зоны. Поле напряжений в системе рифтов, судя по данным сейсмологии, отличается преобладанием близгоризонтальных растягивающих усилий, направленных вкост простирания орографическим и тектоническим структурам.

На западном фланге рифтовой зоны отмечается сжатие структур в близгоризонтальном направлении. Это позволяет сравнивать западный фланг Байкальского рифта с областью центрально-азиатских впадин Монголии, отличающихся более высокой сейсмичностью при преобладании близгоризонтального сжатия.

Отмеченная В. П. Солоненко [77] стадильность в образовании рифтовых структур в Становом хребте заставляет полагать, что зона рифтогенеза разрастается. При этом эмбриональные структурные впадины постепенно превращаются в рифтовые долины полиструктурного типа.

Предполагая возможность криптовулканического рифтогенеза и учитывая высокое орографическое положение горной страны, обрамляющей Байкальский рифт, можно считать, что в период предшествующих поднятий излияния происходили у подножия Байкальского свода на Патомском нагорье и в других районах более низкого гипсометрического уровня.

Рифтовые структуры Азии отчасти связаны с системами древних разломов окраины Сибирской платформы, а также байкаллит и ранних каледонид.

В результате магнитотеллурического зондирования установлено, что Байкальская рифтовая область характеризуется высоким разогревом подкорковых слоев верхней мантии. Это позволило А. А. Борисову интерпретировать гравиметрические данные в виде гипотезы о «корово-мантийной смеси», составляющей «корень» Байкальского рифта. Следовательно, характеристика Байкальской рифтовой зоны близка к характеристике рифтов срединно-океанических хребтов. Отсутствие новейших излияний в Байкальском рифте свидетельствует в пользу того, что в этой зоне в четвертичное время преобладает отток глубинной энергии и опускание рифта с образованием глубочайшей впадины озера Байкал.

Континентальные рифты Азии несомненно имеют большое сходство с рифтами других континентов. Сравнительно с системой рифтов Восточной Африки, система рифтов Высокой Азии (Саяно-Байкальский свод, Монголия, Тува, Витимское плато, Становое нагорье) относится к более поздним этапам развития эпиконтинентального орогенеза. Она объединяется в крупные рифтовые долины, связанные с горообразованием, отличающимися большими амплитудами новейших движений, образующих альпийскую гор-

ную страну. Мощные поднятия и эрозия создали здесь высокогорный ландшафт в течение неоген-четвертичного времени.

В восточных районах Байкальской системы заметны тенденции к усилению и омоложению движений и миграция рифтообразования в восточном направлении.

В Становом хребте в связи с эволюцией рифтогенеза базальтовые лавы поздне третичного и ранне четвертичного возраста сменились голоценовыми трахиандезитовыми и трахитовыми излияниями. Излияние четвертичных базальтов (плейстоцен — голоцен) происходило преимущественно в осевых частях хребтов Удокан и Казар. Отмечается отсутствие связи центров излияний с наиболее крупными разломами — сбросами. Долины рек врезаются на несколько сотен метров в третичные покровы базальтов, наклоненные к северу и югу от оси хребтов и в сторону древних долин. Вулканы центрального типа сосредоточены близ осевой части хребта, но их расположение не связано с простираем омоложенных разломов. Отдельные вулканы сопряжены с субширотными разломами и находятся на высоких базальтовых плато.

В Монголо-Прибайкальской эпиплатформенной глыбовой горной стране, расположенной к юго-востоку от Сибирской платформы, одновременность новейшего вулканизма и тектонических движений выражена в совпадении времени вулканических излияний с фазами усиления неотектонических поднятий Саяно-Тувинского нагорья. О неотектонических поднятиях свидетельствуют корелятные молассовые отложения, накопившиеся в опускавшихся предгорных и межгорных впадинах. Наиболее интенсивные движения отмечаются в конце плиоцена — раннем плейстоцене. Уменьшение размаха движений отмечено во второй половине среднего плейстоцена и в голоцене. Оно сопровождалось соответственно уменьшением вулканизма.

Вулканизм на поднятых блоках Саян и Монголо-Прибайкальской горной страны проявлялся в виде центральных и трещинных излияний, образовавших базальтовые щитовые вулканы небольших размеров и систему трещинных шлаковых и лавовых конусов. Излияние происходило по трещинам, образовавшимся в связи со сдвиговыми дислокациями земной коры.

Горный рельеф Монголии и Прибайкалья создан под влиянием поднятий четвертичного времени, происходивших не одновременно в разных частях эпиплатформенного орогенического пояса. При этом движения, начавшиеся во внутренних частях орогенического пояса, консолидация которых закончилась позднее, чем его окраины, мигрировали в сторону Сибирской платформы.

К югу и юго-востоку от Сибирской платформы вулканизм в орогенном поясе проявлялся начиная с более ранних этапов третичного времени (с олигоцена). Ареал вулканизма расширялся в сторону платформы и одновременно уменьшалась его интенсивность. В Монголии лишь в позднем мезозое образовались крупные щитовые кальдерные вулканы. Четвертичный вулканизм происходил

в зоне мезо-кайнозойских вулканических излияний, но на меньшей площади, охватив главным образом районы Юго-Восточной Монголии.

Вулканизм куполообразных массивов Африки

Купольные структуры проявляются на земной поверхности в виде изометрических нагорий на континентах и океанических платформах, расположенных вне линейных горных систем. Морфология купольных структур формируется под влиянием магмапроявлений, создающих вулкано-тектонические поднятия центрального типа, в дальнейшем осложненных кольцевыми разломами. Помимо интрузивных и субвулканических комплексов, привлекающих внимание своей минерагенией, купольные структуры характеризуются также щитовыми вулканами центрального типа.

Во многих случаях эрозия вскрывает в фундаменте купольных структур кольцевые и конические магматические тела (лакколиты, штоки, дайки), выраженные в рельефе куполами, кольцевыми поднятиями и депрессиями, кальдерами преимущественно концентрических и радиально-концентрических форм. С помощью дешифрирования космических снимков в последние годы выявлено много подобных структур на континентальных платформах.

С зонами купольных поднятий Африканской платформы связаны проявления вулканизма от мезозойского до современного. Интрузивные гипабиссальные тела представлены щелочными интрузиями, выходящими в глубоко эродированных структурах. На сводах развиты лавовые плато и щитовые вулканы центрального типа неоген-четвертичного возраста. Эффузивы относятся к базальтовым сериям, андезитам, а также представлены излияниями фонолитов и трахитов. Глубинные кольцевые интрузии в субвулканических зонах этих сводов, вероятно, сложены щелочными нефелиновыми породами и гранитами.

Нагорья Ахаггар и Тибести в Северной Африке относятся к областям современного вулканизма указанного типа. Они входят в зону кольцевых и рифтовых структур. В неоген-четвертичное время в этих районах преобладали растягивающие напряжения, сопутствующие поднятию глубинных магматических масс.

Севернее впадины, занятой озером Чад, на линии простираения крупных структурных поднятий, пересекающих Африканскую платформу от Гвинейского залива до Средиземного моря, возвышается вулканическое нагорье Тибести. Геологическое строение его приведено на рис. 24. Это куполовидное сводовое поднятие, по бортам окаймленное ступенчатыми сбросами, увенчано крупными щитовыми вулканами с громадными вершинными кальдерами. Вулканы Эми-Куси, Тусиде и другие сложены главным образом щелочными базальтами (рис. 25).

Вулканическое нагорье Ахаггар, расположенное в 700 км к западу от Тибести, является обширным сводом, образовавшимся в связи с вулканизмом; его крупные вулканы сложены лавами андезитового и трахитового состава.

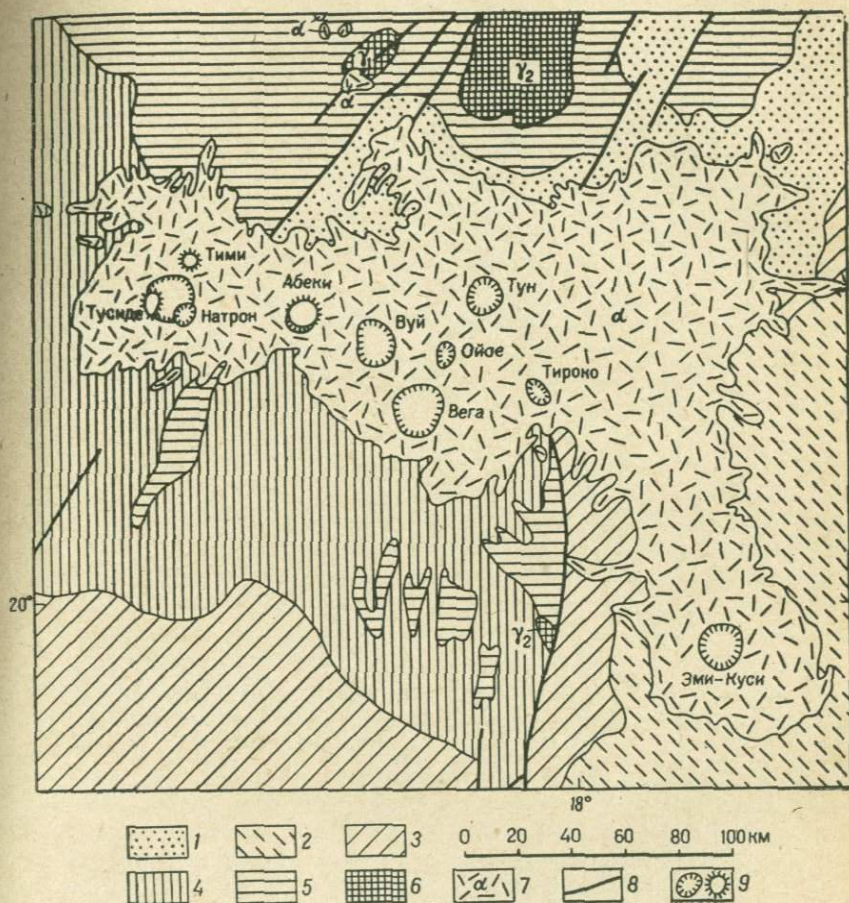


Рис. 24. Схема геологического строения вулканического массива Тибести (Северная Африка)

Отложения: 1 — меловые, 2 — девонские, 3 — силурийские, 4 — кембро-ордовикские; 5 — протерозойские образования; 6 — граниты; 7 — лавовые покровы (щелочные базальты); 8 — разломы; 9 — вулканы

На других вулканических массивах Северной Африки имеются новейшие вулканы сходной структуры (в Сирии — Джебель, Друз, Эль-Леджа; на Аравийском полуострове — Джебель-Шемсен и др.).

Область глыбовых нагорий Северной Африки по структуре, морфологии и типу вулканизма напоминает тихоокеанские талассократоновые вулканотектонические поднятия Гавайских

островов, Таити и т. п. Есть у нее также сходство с вулканическими районами Атлантического океана, расположенными вне срединно-океанического хребта.

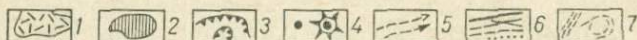
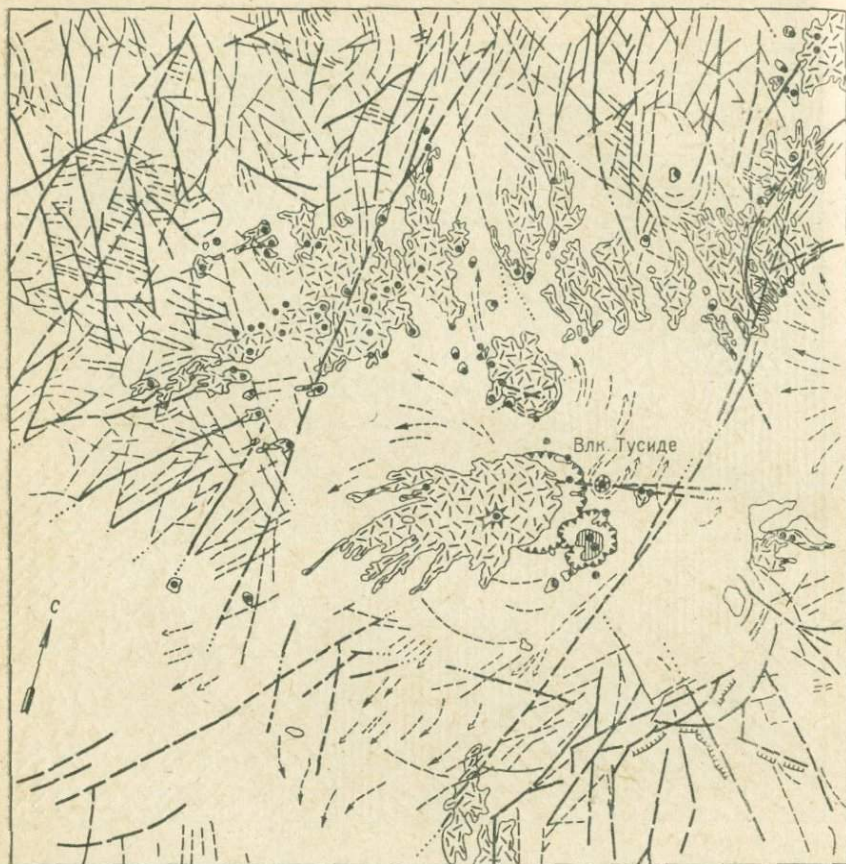


Рис. 25. Схема проявлений новейшего вулканизма в западной части горья Тибести (Северная Африка). Составил Н. А. Гусев

1 — лавовые покровы и потоки андезитов; 2 — соленое озеро в кратере Натрон; 3 — кальдерные уступы; 4 — центры вулканической деятельности; 5 — направление сноса вулканического материала; 6 — разрывные нарушения (уверенно дешифрирующиеся, менее уверенно дешифрирующиеся и их предполагаемое продолжение); 7 — структурные линии, подчеркивающие строение фундамента и массива

ВУЛКАНИЗМ ОКЕАНИЧЕСКИХ ПЛАТФОРМ

Геоморфологические, а следовательно и структурные черты строения вулканов лучше сохраняются в вулканических областях на дне океанов, чем на суше, где они быстро нивелируются эрозийными процессами. Несмотря на очень схематическое описа-

ние подводного рельефа, некоторые исследователи, однако, отмечают большое сходство многих геоморфологических черт подводных и наземных вулканов. Это позволяет думать, что структурная обстановка областей вулканической деятельности на дне океанов и на континентах близка, и заставляет искать в океанических областях сходные типы вулканизма с континентальными. Иными словами, области обширных лавовых плоскогорий на дне океанов можно сопоставить с платформенными лавовыми плато континентов. Если к тому же принять во внимание тектоническую стабильность и отсутствие сейсмической активности на обширных пространствах дна океана, то платформенная структура таких подводных равнин станет еще более вероятной.

Черты структурно-морфологического сходства можно также заметить между площадями базальтовых излияний, образующих щитовые группы островных вулканов на дне океанов, и «островами» вулканов на континентальных платформах. Речь идет о вулканах вне срединно-океанических хребтов на дне Атлантического, Индийского и Тихого океанов, расположенных в виде куполовидных поднятий среди подводных океанических равнин и частично захватывающих окраины континентального цоколя. Как по морфологии вулканов, так и по типам пород эти острова сходны с вулканическими нагорьями Африканской платформы (Ахаггар, Тибести и др.). Многие черты сближают вулканические образования рифтовых долин срединно-океанических хребтов с вулканами рифтовых зон Африки и Евразии. Продолжая поиски структурной аналогии между океаническими и континентальными вулканами, необходимо также сопоставить структуру земной коры этих областей. Отмечается сходство между вулканическими комплексами пород океанических и континентальных платформ, принадлежащих к разным типам земной коры. Следует заметить, что островные группы океанических вулканов, лежащие на разных типах коры в зонах перехода от океанической коры к континентальной коре (например, в Атлантическом океане, близ Африки), обнаруживают столь большое сходство между собой в морфологическом и петрографическом отношении, что только по геофизическим данным различаются в их фундаменте разные типы земной коры.

При сравнении вулканов-островов океанической платформы Атлантического океана и Африканской платформы можно видеть, что как в океане, так и на платформах различаются высокие вулканические конусы, сложенные средними и кислыми типами пород, и плоские щитовые вулканы, образованные основными типами эффузивов. Как в океанах, так и на континентах линейное расположение вулканов вдоль горных хребтов сочетается с группами вулканов, расположенными спорадически на куполовидных поднятиях. Сходны между собой и андезитовые вулканы островных дуг, лежащих на океанической и континентальной земной коре.

Для глубинного строения земной коры океанов атлантического (деструктивного) типа характерно (как и для океанов с конструк-

тивным обрамлением) наличие переходной зоны в полосе от материкового уступа (или отмели) до ложа океана. Эта переходная зона сравнительно узкая, отличается признаками, сочетающимися черты строения континентальной и океанической земной коры. По мере приближения к материку это переходная кора постепенно становится континентальной. Принято считать, что преобразование океанической земной коры в континентальную связано с геосинклинальным процессом. Данные о постепенном переходе от континентальной коры к океанической коре деструктивных окраин континентов ставят под сомнение главную гипотезу, лежащую в основе теории геосинклиналей, — о переработке океанической коры в континентальную в ходе геосинклинального процесса.

Тектонические карты океанов вследствие недостаточной изученности морского дна основаны в значительной степени на гипотетических построениях. Выявление закономерностей тектонического развития океана осложняется трудностью типизации его структур, часто не сопоставимых со структурами континентов.

Динамические условия формирования структур океанического дна и континентов, согласно гипотезе новой глобальной тектоники, весьма существенно различаются. Поэтому возникает необходимость в создании особой, основанной на принципах мобилизма классификации тектонических структур на дне океана: срединно-океанические хребты и их рифты — зона раздвижения дна океана; островные дуги — зона поддвига океанической коры; вулканические валы — зона миграции «горячих точек» мантии, обуславливающих вулканическую деятельность.

Еще более сложно обстоит дело с выяснением хронологии и направленности тектонических процессов с позиций гипотезы тектоники плит. Формирование тектонических структур океанического дна ограничивается мезо-кайнозойским временем, в течение которого происходит, согласно этой гипотезе, образование молодых океанов.

Традиционным, несмотря на изменение принципиальных концепций (фиксизм — мобилизм), является представление о «рождении из океана» континентальной земной коры.

Важнейшую роль в структуре дна океанов играют сводово-глыбовые поднятия в виде подводных вулканических хребтов, увенчанных вулканами. Строение фундамента срединно-океанических хребтов является одной из важнейших проблем морской геологии. Это лавовые базальтовые покровы, подстилающие и перекрывающие осадки, имеющие по результатам бурения на дне океана возраст не древнее верхнеюрско-мелового. Скрывают ли эти базальтовые слои более древние осадочные породы, — является принципиально важным, поскольку отрицание такой возможности лежит в основе новой глобальной тектоники (рис. 26). Согласно этой гипотезе, вторжение базальтовой магмы раздвигает океаническую земную кору по рифтовой трещине, проходящей вдоль срединно-океанических хребтов. Подкорковый конвек-

дионный поток в астеносфере переносит плиты коры вместе с континентами, вызывая дрейф континентов. У краин материков тихоокеанского типа океаническая кора затягивается по зоне Бенъофа на глубину 700 км и переплавляется.

Ввиду гипотетичности построений новой глобальной тектоники в данной работе при классификации морфотектонических структур дна океана за основу взяты принципы геотектонического районирования континентов.

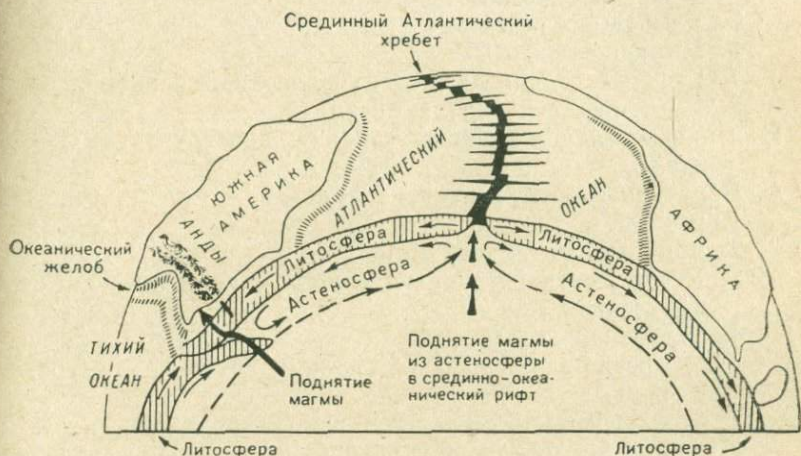


Рис. 26. Динамика земной коры по гипотезе новой глобальной тектоники. По Дж. Вилли

Морфология дна океана определяется типом земной коры. В соответствии с этим в рельефе дна мирового океана различаются:

- 1) подводная окраина материка, сформированная на континентальной платформе;
- 2) островные дуги, расположенные на переходной от континентальной к океанической земной коре;
- 3) ложе океанов, сложенное океанической земной корой;
- 4) срединно-океанические хребты, образовавшиеся на океанической земной коре;
- 5) микроконтиненты, океанические поднятия и котловины, лежащие на континентальной земной коре.

При описании океанических платформ за основу взято следующее районирование морфотектонических зон дна океана.

1. Океаны атлантического типа (с деструктивным побережьем).

А. Переходная зона континент — океан.

1. Шельф.

2. Континентальный склон.

3. Континентальный уступ.

Б. Океаническая платформа.

1. Глубоководные равнины и холмы (абиссальные котловины).
 2. Срединно-океанические хребты:
 - а) лавовые плато склонов хребтов;
 - б) гребни хребтов;
 - в) рифтовые долины;
 - г) трансформные разломы (желоба).
 3. Вулканические хребты.
 4. Складчато-глыбовые хребты.
 5. Глыбовые хребты.
 6. Микроконтиненты.
 7. Сводовые поднятия на глубоководной равнине.
 8. Разломы континент — океан.
- II. Океаны тихоокеанского типа (с конструктивным побережьем).
- A. Переходная зона континент — океан.
1. Шельф.
 2. Эпиконтинентальное море.
 3. Уступ континентального склона в эпиконтинентальном внутреннем море.
 4. Островная дуга:
 - а) прогиб вдоль тыловой границы внутренней островной гряды;
 - б) внутренняя островная гряда (вулканическая);
 - в) прогиб между внутренней и внешней островными грядами;
 - г) внешняя островная гряда;
 - д) глубоководный желоб;
 - е) зона Беньофа.
 5. Ранний ороген (островного и полуостровного типа):
 - а) глубоководный желоб;
 - б) зона Беньофа.
- Б. Океаническая платформа.
1. Вал вдоль окраины платформы.
 2. Глубоководные равнины и холмы (абиссальные).
 3. Океанические валы.
 4. Океанические сводовые вулканотектонические поднятия (лишенные рифтов или с незначительным их количеством):
 - а) склоны сводовых поднятий;
 - б) гребни с рифтовыми долинами.
 5. Трансформные разломы.

Региональное районирование с учетом геологического строения и возраста формаций морфологических зон океанических регионов может быть проведено по ходу рассмотрения их тектонического строения. Пример районирования Индийского океана по тектонической схеме, составленной В. Ф. Канаевым в 1972 г., приведен на рис. 27.

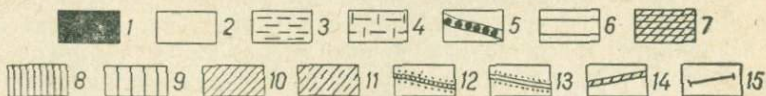
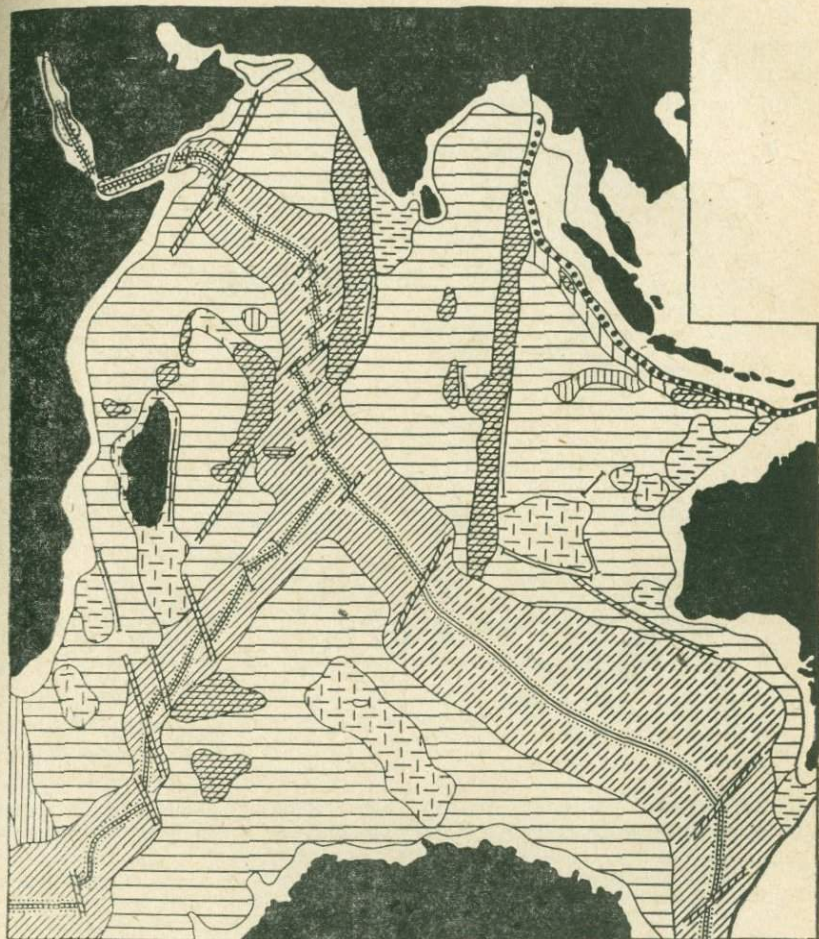


Рис. 27. Тектоническая схема Индийского океана. По В. Ф. Канаеву [33]
 1 — материковые платформы; 2 — подводные части материковых платформ; 3 — опущенные блоки материковых платформ; 4 — «микроконтиненты» (фрагменты материковых платформ); 5 — глубоководные желоба; 6 — океанические плиты; 7 — глыбовые поднятия; 8 — сводовые поднятия; 9 — краевой вал. Океанические подвижные пояса: 10 — высокие (атлантического типа), 11 — низкие (тихоокеанского типа); 12 — рифтовые зоны; 13 — активные зоны без рифтового ущелья; 14 — зоны разломов; 15 — разломы.

Морфология дна океана обусловлена тектоникой и вулканизмом. Однако достаточно обоснованной классификации этих процессов для составления структурной и вулканической карт океанов еще не построено. То же касается и классификации вулканических формаций, подчиненной главным образом представлениям о вулканизме субэарального типа. Типы вулканических формаций океанов намечены только в общих чертах.

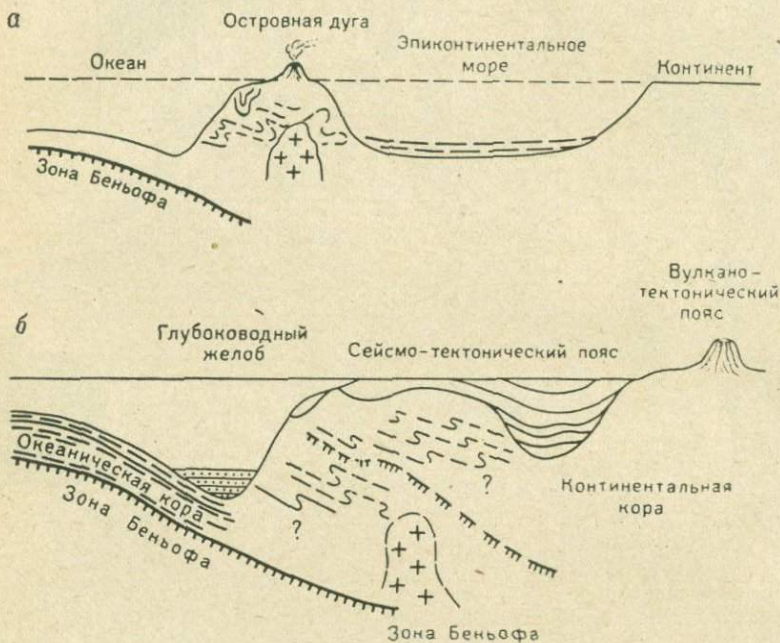


Рис. 28. Схема строения переходной зоны между континентом и океаном с побережьем конструктивного типа, вулканизмом в основных дугах и надвигами по зоне Бенюфа [49]

а — окраинная зона между одинарной островной дугой и континентом (с преобладанием надвигов); б — переходная зона между океаном и континентом (с преобладанием надвигов)

Исходными данными для изучения положения вулканов на океаническом дне служит рельеф дна и результаты геофизических исследований. В последнее время возможности геологической документации расширились благодаря бурению на дне океанов.

Пограничные между континентом и океаном геотекстуры: материковая отмель, материковый склон (уступ) и ложе океана в широком смысле сопоставимы с континентальной, переходной и океанической земной корой.

Отмечается четкое различие строения переходной зоны континентов с побережьями конструктивного и деструктивного типов.

Для конструктивного (тихоокеанского) типа побережий обычны эпиконтинентальные моря и островные дуги, окаймленные глу-

боководными желобами, вдоль которых проходит граница между континентальным и океаническим типом земной коры (рис. 28, а). Конструктивное побережье может быть представлено ранним орогеном, разделенным на сейсмо-тектонический и вулканотектонический пояса (рис. 28, б). Геодинамические процессы, сопровождающиеся притоком глубинного вещества и энергии, являются важнейшей чертой конструктивных (активных) типов побережий, отличающей их от деструктивных (пассивных) окраин континентов. Понятие «пассивная окраина» относится к современному относительно стабильному режиму пограничной зоны, в прошлом, однако, являющейся активной зоной, расположенной между ареальной вулканической областью и континентом.

Для деструктивного типа побережий характерно наличие континентальной флексуры или континентального уступа, у подножия которого накапливались на дне океана в мезо-кайнозойское время осадочные толщи значительной мощности. Шельф представляет собой погруженную часть континента и является переходной зоной между материковой и океанической земной корой, но в ней отсутствуют современный вулканизм и сейсмичность (рис. 29). Такой тип побережий характерен для Атлантического и Индийского океанов, возраст их более 60 млн. лет. [49].

Различаются два типа деструктивных переходных зон, представленных древними и молодыми окраинами континентов.

Древняя окраинная зона имеет возраст более 60 млн. лет (рис. 29, а). Для нее характерно формирование на континентальном шельфе прогиба, заполненного осадочными породами, в ряде случаев включающими базальтовые или долеритовые покровы, иногда перекрывающие кристаллический фундамент (Гренландия). Флексура у перехода шельфа в континентальный склон имеет различное строение: иногда здесь обнаруживается по геофизическим данным «пик», связанный с поднятием фундамента или с карбонатными породами, и сопутствующие ему магнитные и гравитационные аномалии. При наличии базальтовой флексуры аномалии обусловлены роением даек изверженных пород.



Рис. 29. Схема строения переходной зоны между континентом и океаном с побережьем деструктивного типа [49] а — образованным более 60 млн. лет назад, б — с преобладанием сбросо-сдвигов, образованным менее 20 млн. лет назад 1 — второй базальтовый слой, 2 — третий базальтовый слой, 3 — сбросо-сдвиги, 4 — разломы

В рассматриваемой зоне осадки, лежащие на континентальной коре, могут смыкаться с осадками у подножия континентального склона, лежащими на океанической коре. На континентальной коре на окраине континента в случае долеритовых излияний возможно образование тафрогеосинклиналей. На востоке Северной Америки имеется такая структура позднемезозойского возраста (юра — мел).

Для описываемой окраинной зоны в настоящее время характерно отсутствие молодого вулканизма и надвиговой тектоники. Здесь преобладают вертикальные движения, с которыми связано накопление и погружение под действием гравитационных сил мощной толщи турбидидов у подножия континентального склона. Под континентальным склоном осадочная толща (мощность которой уменьшается по направлению к срединно-океаническому хребту) лежит на втором слое, океанической земной коры, сложенном базальтами, возраст которых, как и возраст лежащих на них отложений, становится все более молодым по мере приближения к срединно-океаническому хребту.

О начальной стадии рифтообразования на древних окраинах континентов имеется мало данных. Для получения дополнительных сведений о ней ученые, опираясь на принципы новой глобальной тектоники, предположительно выделяют более молодые окраинные зоны, например Калифорнийский залив и Красное море (рис. 29, б), которые находятся на начальных стадиях рифтогенеза и поэтому еще сохранили следы ранних процессов, знаменующих собой начало распада континента, или следы раздвига при образовании молодого океана. Молодая окраинная зона континентов имеет возраст менее 20 млн. лет. Она представлена районами молодого рифтообразования (Аденский залив и Красное море), для которых характерны активная сейсмическая деятельность, недавние массовые излияния базальтов и современный вулканизм. Изучение молодой окраинной зоны путем бурения представляет большой научный и практический интерес.

Следы недавно прошедшего и современного рифтогенеза хорошо сохранились на Калифорнийском побережье, в провинции Бассейнов и Хребтов, а также в Аденском заливе и Красном море.

Для молодых деструктивных окраин характерно проявление мелкофокусных землетрясений, связанных с системой разломов, отличающихся крупными сдвигами, и формирование бассейнов с океанической земной корой в зоне центрального рифта Красного моря и Аденского залива. В этих районах молодого рифтообразования наблюдается также проявление на дне моря горячих металлосодержащих рассолов и эвапоритов.

В океанах с деструктивными побережьями вулканы занимают различные структурные позиции:

а) рифтовые долины срединно-океанических хребтов на океанической земной коре и в шельфовой зоне на переходной земной коре при выходе рифтов на континент;

б) острова, поднятые над осевыми частями срединно-океанических хребтов и, подобно хребтам, прорезанные рифтовыми долинами (о. Исландия над Срединным Атлантическим хребтом, острова Новый Амстердам и Сен-Поль над Центрально-Индийским подводным хребтом);

в) острова-вулканы, поднимающиеся над срединно-океаническими хребтами (острова Ян-Майен и Вознесенья над Срединным Атлантическим хребтом);

г) острова-вулканы сводовых и валообразных поднятий на дне океанов, лежащие на океанической и частично на переходной к континентальной земной коре;

д) острова-вулканы на краях материковых платформ, на микроконтинентах, на подводных хребтах, сложенных континентальной земной корой, погруженной на дно океана;

е) острова-вулканы дна океана, лежащие на складчатых альпийских структурах, связанных с континентами (Азорские и Канарские острова Атлантического океана);

ж) острова-вулканы авлакогенов, пересекающих континенты и дно океана (Камерунский ряд вулканов Атлантического океана);

з) острова-гиготы, возраст которых часто считают поздне-меловым, по аналогии с возрастом вулканов холмистых равнин дна океанов, образующихся в периоды завершения массовых излияний.

Для океанов тихоокеанского типа (с конструктивным побережьем) и для самого Тихого океана характерны следующие структурные позиции вулканов:

а) островные дуги, представляющие собой поднятые кордильеры подводного орогенеза, и подводные поднятия в грабенах между ними;

б) подводные трогги между островными дугами;

в) места пересечений островных дуг, приуроченные к подводным трогам;

г) окраинно-океанические валы вдоль глубоководных впадин, обрамляющих островные дуги;

д) подводные валообразные поднятия океанической земной коры (подводный хребет Гавайские острова — Императорские горы);

е) сводовые поднятия океанического дна;

ж) окраинно-континентальные поднятия или обрушения орогенных поясов, частично расположенные на земной коре океанического типа;

з) зоны широтных океанических разломов (на их крыльях) и рифтовые долины (разломы восточной части Тихого океана, Калифорнийский залив).

Следует помнить, что в формировании океанического дна немаловажная роль принадлежит вулканическим извержениям центрального типа. В образовании океанической земной коры и, во всяком случае ее второго слоя, также важную роль играли

массовые вулканические извержения. В первую очередь необходимо упомянуть о значении в формировании крупных участков океанического дна, прилегающих к континентам, трапшовых формаций индостанской, северо-атлантической (Гренландия), антарктической и южноамериканской.

При сопоставлении тектонических структур ложа океана со структурами континентов, вероятно, можно будет в дальнейшем выделить разновозрастные аналоги континентальных и океанических платформ и складчатых поясов, в том числе герцинских и альпийских, находящихся на дне океана и по структуре сходных с континентальными.

К вулканическим формам рельефа Тихого океана, как важнейшей вулкано-тектонической области мира, относятся вулканические хребты, занимающие вместе с другими вулканическими образованиями океанического дна (вулканами, гийотами, валами и сводами) более $\frac{1}{3}$ поверхности дна океана. Остальная часть дна океана ($\frac{2}{3}$ его поверхности) занята океаническими котловинами, равнинное коренное базальтовое ложе которых вместе с равнинами на дне других океанов составляет около 56% всей поверхности Земли [146].

Если вспомнить о том, что второй слой океанической земной коры под океаническими осадками третичного возраста сложен продуктами вулканических излияний (преимущественно базальтовыми потоками мелового и более молодого возраста), то придется согласиться с тем, что фундамент котловин мирового океана сложен лавами мезо-кайнозоя.

Как известно, площадь дна мирового океана составляет 361 млн. км², т. е. 70% поверхности Земли, и только 30% ее поверхности — 149 млн. км² — приходится на сушу. Учитывая, что на суше трапшové формации занимают площадь в 12 млн. км², или 8% от общей поверхности материков, можно заключить, что поверхность земного шара на 78% сложена преимущественно продуктами площадного вулканизма.

Относительно происхождения подлавого фундамента океанических котловин представления ученых расходятся.

Большая группа ученых-неомобилистов полагает, что все котловины океанов сформировались в процессе новообразования океанической земной коры и имеют мезо-кайнозойский возраст. Причем котловины Тихого океана, расположенные к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, сложены породами, возраст которых увеличивается к северо-западу, достигая юрско-мелового у побережий Азии. Восточная же котловина, прилегающая к Америке, имеет третично-четвертичный возраст. По поводу возраста Атлантического океана неомобилисты, основываясь на изучении палеомагнитных аномалий и данных бурения дна, считают, что котловины океана сложены мезо-кайнозойскими породами и образованы в течение 150—200 млн. лет путем расширения дна океана.

Другие ученые, противники неомобилизма, считают, что дно океанов имеет гетерогенное строение. В отдельных районах оно сложено палеозойскими и более древними породами. Если гйоты Тихого океана по возрасту позднемеловые, то несущие их хребты, вероятно, относятся к мезозою, а фундамент этих хребтов палеозойский или еще более древний.

Гипотеза тектоники плит может оказаться несостоятельной, если в результате глубоководного бурения на дне океанов обнаружатся обширные области палеозойских отложений, а базальтовые покровы окажутся переслоены осадочными пластами разного возраста.

О структуре и происхождении Индийского океана мнения также разноречивы. Известно, что часть его площади образована опущенными на дно блоками континентов, покрытыми долеритами, близкими к трапповой серии Индии (Декканское нагорье). Крупные участки его дна подняты на поверхность в виде микроконтинентов, образованных докембрийским фундаментом, и, наконец, районы, прилегающие к срединно-океаническим хребтам, сложены океанической земной корой. Хребет Найти (Восточно-Индийский) по новейшим данным имеет блоковую структуру и образован поднятием древнего мезозойского (палеозойского?) фундамента, перекрытого лавовыми покровами.

Вулканы на дне океанов

Участки континентальной коры в структуре океанической свидетельствуют о близком родстве между этими типами коры. Родство проявляется в ряде признаков: в общности типов вулканических пород, единой глубине сейсмической активности (глубокофокусные землетрясения известны лишь в пограничной зоне континентальной и океанической коры) и, наконец, в едином типе эпиплатформенного сводового глыбового орогенеза. В особенности это касается впадин Атлантического и Индийского океанов, возникновение которых связывается с мезо-кайнозойским временем и в меньшей степени относится к впадине Тихого океана, имеющей более древний, частично палеозойский и докембрийский возраст.

Существенным отличием тектонического строения этих двух типов океанов, определяющим характер их вулканизма, является важная роль в строении Атлантического и Индийского океанов срединно-океанических хребтов с рифтовыми долинами, а в строении Тихого океана — островных дуг с глубоководными желобами и крупными разломами дна, сопровождающимися вулканизмом.

На дне океанов распространен особый тип вулканизма, границы которого совпадают с окраинами материков (андезитовая линия). Океанический вулканизм характеризуется базальтами с небольшим количеством обломочных продуктов извержений. Изверженный материал приобретает особую текстуру и шаровидную

отдельность благодаря быстрому охлаждению в субаквальных условиях при больших давлениях. С вулканизмом связано

формирование срединно-океанических хребтов; при этом основная масса лав поступает по разломам рифтовых долин. В океанах имеются многочисленные вулканические острова. Особенно часто их возникновение связано с крупными кальдерными вулканами гавайского типа.

Изучение подводного вулканизма способствует пониманию эволюции дна океана, ведущей к эпиплатформенному орогенезу и образованию молодых океанических бассейнов. Процесс образования молодых океанов почти не изучен и рассматривается в свете гипотез на основе двух вулcano-тектонических моделей: а) гипотезы новой глобальной тектоники, или растяжения дна молодых океанов путем вторжения базальтовой магмы в рифтовые разломы срединно-океанических хребтов (см. рис. 26); б) гипотезы телескопированного рифтогенеза, или формирования молодых океанов последовательными обрушениями вулcano-тектонических сводовых поднятий и образованием серии вложенных друг в друга, все более узких рифтовых долин с вулканическими излияниями в пределах площадей этих рифтов (рис. 30). Согласно гипотезе телескопированного рифтогенеза расширение рифтов происходит также последовательно в границах, охваченных вулканической деятельностью.

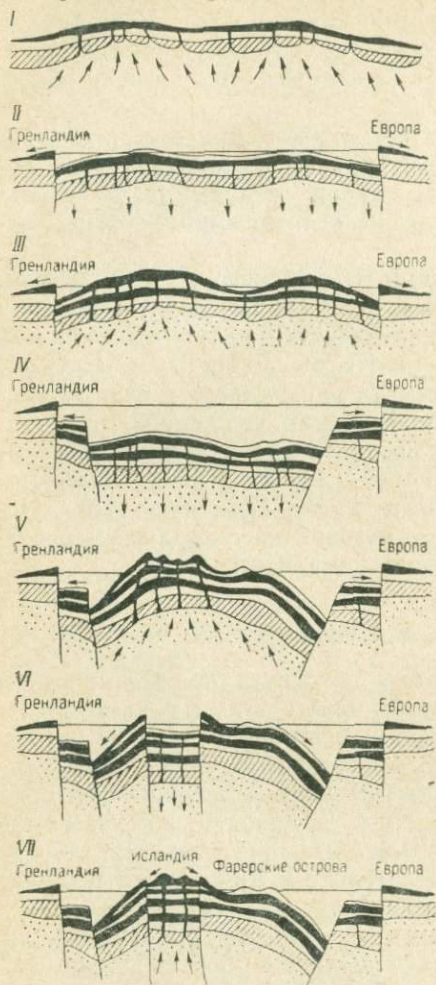


Рис. 30. Схема образования о. Исландия путем телескопированного рифтогенеза

I — верхний мел, излияние плато-базальтов; *II* — палеоцен, прекращение вулканизма, обрушение, образование морского бассейна между Гренландией и Европой, осадконакопление; *III* — эоцен, вулканизм, частичное обрушение морского бассейна; *IV* — олигоцен, прекращение вулканизма, обрушение внутреннего рифта, морской режим осадкообразования; *V* — миоцен, возобновление вулканизма, образование вулканической суши; *VI* — плиоцен, образование центрального рифта Исландии; *VII* — четвертичный период, вулканизм в неовулканической зоне Исландии

При сужении площади рифтовых излияний до рамок срединно-океанических хребтов или неовулканической зоны Исландии эта прогретая интенсивным тепло-массопереносом площадь испытывает расширение при каждом этапе вулканизма внутри рифтов. По мере сужения рамок рифтогенеза последовательно сужается площадь, подверженная растяжению. В процессе телескопированного рифтогенеза площадь, охваченная расширением, становится все меньше, пропорционально сужению рифта.

Общая площадь океана, испытавшего телескопированный рифтогенез, расширяется соответственно все меньше и меньше на каждом последующем этапе вулканизма, поскольку импульс расширения, передающийся из вложенных в центральной части океана телескопированных рифтов, с каждой новой эпохой излияния становится все меньше, по мере сужения рифтов.

Вулканизм срединно-океанических хребтов

Все типы вулканов, известные на суше, отмечены и на дне океанов. Это является показателем сходства структурных условий образования вулканов на дне океанических впадин и на земной поверхности. Однако платформенные условия дна океана недостаточно уточнены, так как в пределы океанических платформ, возможно, входят мобильные геосинклинальные структуры, пересекающие эти платформы. Подводные сводообразные поднятия на океанических платформах по структуре и типу вулканизма можно сопоставить со структурами типа Тибести или Ахаггар на Африканской платформе.

Подводные вулканические валы и Восточно-Тихоокеанское поднятие сопоставимы со структурными зонами альпийского возраста на дне океана — срединно-океаническими хребтами, продолжающимися в рифтовых зонах континентов. Вне пределов этих линейных поднятий известны области глыбовых движений альпийского возраста, с которыми связан вулканизм обширных глубоководных котловин. Здесь выявлены мощные толщи пирокластических отложений, переслаивающихся с морскими илами и заполняющими впадины дна между высокими вулканическими конусами и вулканическими хребтами. Кроме того, на фотографиях дна океана видны лавовые покровы с отчетливыми морфологическими чертами, мало отличающимися от поверхности лав на суше.

Вулканическая деятельность на океанических платформах, вероятно, происходила в динамических условиях, сходных с условиями при вулканических излияниях площадного типа на континентальных платформах.

Сопоставляя структуры дна океанов с континентальными, ряд авторов видит в них полную аналогию. Например, согласно исследованиям П. С. Воронова, в южной части Индийского океана глубоководные районы Австрало-Антарктической и Африкано-

Антарктической котловин с активным вулканизмом относятся к герцинским структурам. Они приурочены к депрессиям, возникшим при компенсационных опусканиях, сопряженных с поднятиями альпийского орогена. А. В. Живаго относит активизацию и вулканизм таких зон к мезо-кайнозойскому времени, предполагая их длительную вулканическую жизнь. Области океанического ложа, представляющие собой глубоководные аккумулятивные равнины, А. В. Живаго склонен считать погруженными платформенными структурами [29].

Помимо общих различий структур океанов с конструктивной и деструктивной материковой рамой, следует рассмотреть региональные черты каждого океана, проявляющиеся в своеобразии вулканизма. Однако нужно оговориться, что региональные особенности вулканизма океанов не выходят за рамки общих черт вулканов, развивающихся на океанической коре. Речь идет лишь о морфологических чертах вулканических образований дна океана и их структурных связей с динамическими системами, занимающими определенное положение по отношению к континентам.

При описании вулканов океанов не рассматриваются вулканы островных дуг, образованные на континентальной или переходной океанической земной коре. Эти вулканы были описаны при характеристике геосинклинальных систем с подразделением последних также по регионам.

Динамика подводного вулканизма может быть рассмотрена с позиций вулcano-тектоники и изучения процесса вулканических извержений. Возможность извержения определяется условиями тепло-массопереноса — соотношением лавовой и газовой составляющей, температурой и вязкостью лав и пр. нас интересуют главным образом структурные условия вулканизма в различных морфотектонических зонах океанического дна, дающие возможность магме излиться на поверхность.

Происхождение глубоководных равнин, для которых характерны обширные лавовые покровы, объясняется с разных генетических позиций.

И. Толстой, признавая значительные вертикальные движения, формирующие дно океана, полагал, что глубоководные равнины являются самым нижним уровнем эвстатических террас, прослеживающихся также в пределах остальных крупных морфоструктур дна (материкового склона, материкового подножия). Другие исследователи считают, что глубоководные равнины нет основания рассматривать как области новейших вулканических излияний, так как они длительное время не испытывали тектонических движений и их выровненная поверхность покрыта тонким слоем рыхлых отложений.

Океанические котловины обычно имеют горизонтальное дно, но в ряде случаев отличаются расчлененным холмистым рельефом с вулканами или лакколитами на дне котловин. Мощность океани-

ческой земной коры в котловинах 6—7 км. Верхний ее слой, вероятно, сложен вулканическими осадками второго слоя земной коры (мощность 1—3 км, V 5,0 км/с).

Срединно-океанические хребты занимают в океанах центральное положение, симметричное по отношению к окраинам обрамляющих океан континентов. В то же время они охватывают кольцом континентальные массивы. Такая двойственная структурная роль срединно-океанических хребтов позволяет видеть в них мобильные деструктивные образования (орогенные системы), раздробляющие континентальные массивы в процессе рифтогенеза. Наряду с этим окраинно-континентальное положение рифтовых систем определяется наиболее благоприятным геоморфологическим уровнем вулканизма.

Срединно-океанические хребты как эпиплатформенные орогены деструктивного типа, сопровождающие распад континентов, выходят на их окраины в виде рифтовых систем, разделяющих континентальные щиты на блоки. Следовательно, выход на континенты мобильных поясов океанов конструктивного и деструктивного типа совершается в соответствующих условиях, при которых формируются унаследованные эпигеосинклинальные или эпиплатформенные структуры. В первом случае островные дуги сопрягаются с эпигеосинклинальными складчатыми системами, во втором — рифтовые пояса срединно-океанических хребтов вторгаются в качестве рифтов в континентальные щиты.

Срединный Атлантический хребет представляет собой сводовое поднятие шириной до 1200 км, сложенное базальтовыми покровами. Вдоль свода хребта зияют щели рифтовых долин глубиной до 4 км, при ширине 25—50 км. Скалистые вершины хребта, поднимаясь к поверхности океана, иногда образуют острова. Склоны его спускаются к расчлененному плато, а далее — к океаническим впадинам. Эти плато переходят в двух-трехъярусные плоскогорья, разделенные крутыми уступами. В северной части Атлантического океана хребет разделяется на две ветви — одна уходит в Северный Ледовитый океан, а другая, лишенная вулканизма ветвь хребта заканчивается в котловине моря Лабрадор у Баффиновой Земли. Подобное внедрение в Африканскую платформу совершает ветвь Аравийско-Индийского хребта, отделяющего Африку от Аравии.

Осадочные породы, заполняющие понижения между грядями, у гребней хребта имеют более молодой возраст. На гребнях хребта они перекрывают самые молодые базальтовые покровы (оливиновые толенты), связанные с горстовыми поднятиями у оси хребта. Возраст лав в центральной рифтовой долине $8-18 \pm 6$ млн. лет. Поперечные трансформные разломы раскалывают свод хребта на части, сдвинутые относительно друг друга по этим разломам. Землетрясения с неглубокими очагами характерны для районов смещений, в которых к разломам приурочены узкие рвы до 5 км глубиной. На склонах такого рва-желоба Романи выходят

ультраосновные породы — серпентинизированные гипербазиты, встречаемые также в осевой части хребта, где они чередуются с блоками кристаллических пород габбро. Именно для этих блоков характерен аномально высокий тепловой поток, в то время как базальты холодны. Высокий тепловой поток наблюдается в области молодых излияний Исландии — острова, возвышающегося над Срединным Атлантическим хребтом.

Склоны срединно-океанических хребтов сложены главным образом изверженными породами (базальтовыми, габбровыми, ультраосновными). Осадков на срединно-океанических хребтах, за исключением незначительных по мощности во впадинах, нет. По обе стороны хребтов протягиваются поперечные поднятия, разделяющие котловины дна океана. С поперечными трансформными разломами связаны тектонические сдвиги, к которым приурочены глубокие впадины, например Вима (6292 м), Витязь (5544 м). Высокий тепловой поток, сейсмичность (до глубин 40—60 км), молодые тектонические движения характеризуют режим центральных частей срединно-океанических хребтов — рифтовых долин и горстово-сводовых поднятий, образующих острова и поднятые хребты.

О вулканизме центрального рифта срединно-океанических хребтов известно очень мало. На значительном протяжении рифт, вероятно, испытывает современное опускание и не имеет вулканов.

Данные о повышенном в несколько раз по сравнению с нормальным тепловом потоке относятся главным образом к поперечным поднятиям — перемычками рифтовых долин, к которым приурочена вулканическая деятельность, а также к островам. Особенно хорошо изучены вулканы и аномальный тепловой поток в центральном грабене Исландии. Сами рифты срединно-океанических хребтов имеют аномально пониженный тепловой поток.

К системе вулканов базальтового типа, принадлежащих к рифтовой зоне Срединного Атлантического хребта, относится вулкан Беренберг (2545 м), расположенный в северной части о. Ян-Майен. Его извержения происходили в 1732 и 1818 годах. В 1970 г. на восточном склоне вулкана из радиальной трещины длиной 5—6 км поднялись газы и пары воды. Через два дня эксплозивная деятельность прекратилась, но потоки базальтовой лавы продолжали изливаться каскадами и образовали новую прибрежную террасу длиной 3—5 км и шириной 500 м. У южного побережья в зоне прибоя образовались шлаковые конусы.

Остров Ян-Майен возник в результате подводных, а затем субаэральных эффузий и эксплозий базальтовой и андезитовой магмы, происходивших вдоль глубинных разломов. Главный конус вулкана сложен базальтами. В его подножие выходят трахитовые и риолитовые купола. Потухшие вулканы острова — Бомбелесс и Пик Франса — также сложены базальтовыми лавами.

В южной части Срединного Атлантического хребта расположен щитообразный базальтовый подводный вулкан о. Вознесения с надводным конусом высотой 859 м и трахитовыми куполами. Молодые лавовые потоки из кратеров изливались на склонах вулкана.

Один из островов Тристан-да-Кунья образован щитовым базальтовым вулканом (высота 2060 м, диаметр 15 км), расположенным на восточном склоне Срединного Атлантического хребта, представляющем собой поднятое лавовое плато.

Все вулканы этих островов сложены базальтами, трахитами и туфами, подобно другим вулканическим островам южной части Атлантического океана (о. Буве и др.). Излияние базальтов произошло в 1961 г.

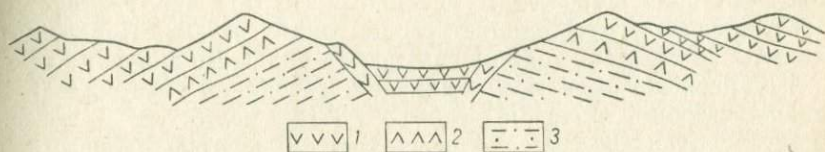


Рис. 31. Схематический геологический разрез рифтовой долины Срединного Атлантического хребта по 22°30 с. ш. По Т. Ван Анделу и С. Бовину

1 — базальты; 2 — амфиболиты; 3 — зеленые сланцы

При изучении Индийского океана оказалось, что его ложе еще более неоднородно по строению. Его срединно-океанический хребет имеет сходство со Срединным Атлантическим хребтом; он также раздроблен вдоль оси продольными и поперечными разломами и сложен разнородными глыбами. Здесь встречены разновозрастные группы пород: свежие толеитовые базальты и серпентинизированные ультраосновные породы, а также основные интрузивные и эффузивные зеленокаменные породы, претерпевшие изменения, сходные с метаморфическими изменениями в геосинклинальных областях окраин Тихого океана (рис. 31). Это свидетельствует о длительном геологическом развитии рифтовой зоны срединно-океанических хребтов Индийского океана и о нескольких этапах вулканизма.

Центрально-Индийский хребет характеризуется рифтовыми долинами, не образующими непрерывной линии, но расположенными эшелонированно под углом к простиранию срединно-океанического хребта.

В Аравийско-Индийском хребте (хребет Карлсбергер), простирающемся с юго-востока на северо-запад, наиболее глубокая меридиональная рифтовая долина проходит под углом 35° к его оси. В северной и южной частях дно рифтовой долины плоское, шириной от 2 до 10 км, разделенное порогами на несколько

депрессий; их относительная глубина достигает 1000—1500 м. В южной части долины на плоском дне возвышается подводный вулкан с относительной высотой 1500 м.

На протяжении 8—10 км рифтовая долина расчленена поперечными хребтами, образующими высокие уступы. Наиболее молодые по возрасту и тектонически активные рифты расположены на гребне срединно-океанического хребта и почти лишены осадков, но на его склонах выявляются более древние рифты, заполненные осадками.

Морфология срединно-океанических хребтов различна. Они образуют как параллельные короткие гребни, так и широкие вершинные поверхности. Впадина Витязь имеет крутые склоны и является телескопированным грабеном юго-западного — северо-восточного направления. Хребет, ограничивающий впадину с юго-востока, широкий и массивный, а тот, что расположен с северо-запада, представляет собой узкий гребень. Поперечные разломы не имеют в морфологии хребта большого значения.

Тепловой поток связан с блоковой тектоникой рифтовых гряд; наиболее низкий тепловой поток — $0,8 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²) — на дне молодых опускающихся рифтовых ущелий, повышенные его значения — $3,5 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²) относятся к рифтовым грядам. Последние следует рассматривать как молодые вулканотектонические поднятия, к которым и приурочены магнитные тела (величина аномалий 300—650 гамм), лежащие близ поверхности дна и сопоставимые с размерами гряд. В этих грядах выходят широко распространенные молодые базальты и ультраосновные породы. Сейсмичность гребней хребтов, сложенных ультраосновными породами, делает их сходными с сейсмо-тектоническими поясами островных дуг, где также выходят ультраосновные породы. Однако сейсмо-тектонические пояса островных дуг имеют anomalно низкий тепловой поток.

Связь структуры Индийского океана с Азией подчеркивается разломами Мальдивско-Лаккадивского подводного хребта, сложенного в основании опущенными блоками декканских траппов; современная сейсмичность разломов распространяется из океана на континент.

Сейсмическое районирование Индийского океана показало, что движение по разломам имеет более молодой возраст и наибольшую активность в центральной части океана и в районе Индонезийских островных дуг.

Вблизи континентов Африки, Австралии и Азии современные движения по разломам более слабые. По крупнейшим разломам, пересекающим в меридиональном и широтном направлениях Индийский океан и образующим глыбовый рельеф вблизи Австралии и Африки, современные движения не проявляются.

Изучение рифтовой долины Центрально-Индийского подводного хребта показало, что по данным сейсмического зондирования под рыхлыми отложениями мощностью 200 м лежит «второй»

слой земной коры (V 4,5 км/с), согласно большинству исследователей, сложенный вулканическими и осадочными толщами. Его мощность 900—1300 м, а ниже залегает базальтовый слой (скорость сейсмических волн 6,5 км/с).

Эти данные противоречат представлению о растяжении коры в рифтовой зоне, так как базальтовый слой не разорван. Здесь, так же как и в Восточно-Тихоокеанском поднятии, в рифтовой зоне не выходят ультраосновные породы.

К вулканам срединно-океанических хребтов Индийского океана относятся о. Новый Амстердам (высота 1500 м), представляющий собой двойной стратовулкан гавайского типа эллиптической формы (9,7 км в поперечнике), и о. Сен-Поль — также молодой базальтовый вулкан. Вулканы эти расположены в западной гряде Центрально-Индийского хребта в осевой части рифтовой долины и являются вершинами рифтовых гор. Для обоих вулканических массивов характерна система сбросов и трещин, параллельная рифтовой системе хребта. По Г. Б. Удинцеву [86], о. Сен-Поль с конусом, разорванным по сбросу, и рядом вулканических кратеров, параллельных трещинной зоне, в миниатюре напоминает о. Исландия. Вероятно, по возрасту вулканизма эти острова также имеют много общего.

Несмотря на молодость вулканов, здесь существует система разломов, разрывающих молодые вулканические сооружения. На о. Новый Амстердам хорошо сохранились небольшие вулканические конусы, расположенные рядами вдоль пересекающих подводную гряду глубоких меридиональных трещин, из которых изливались лавовые потоки базальтов, покрывающие остров ровным слоем. Вокруг островов вулканические покровы образовали обширные возвышенные поверхности.

Вулкан Новый Амстердам представляет собой слабо расчлененный конус с молодым лавовым потоком и трещинными побочными аппаратами, образующими ряд провальных воронок и конусов (глубиной 10—12 м, шириной 3—8 м). Побочный конус имеет небольшой кратер. Излито 12 лавовых потоков, сложенных плагиоклазовыми базальтами с фенокристаллами битовнита и афировыми оливиновыми базальтами. Для первых характерны повышенные количества Al_2O_3 (до 18%) и сходство с некоторыми подушечными лавами, драгированными с подводной океанической гряды. Оливиновые толеиты с пониженным содержанием алюминия напоминают аналогичные породы Гавайских островов, отличаясь от них лишь несколько меньшим количеством калия в лавах океанической гряды. Океанические базальты характеризуются повышенным содержанием титана (Ti — 0,1%).

Остров Родригес на западном склоне Центрально-Индийского срединно-океанического хребта представляет собой потухший вулкан, сильно разрушенный, сложенный оливиновыми долеритами, образующими широкое плато, лежащее у подножия вулканического хребта широтного направления. Конус вулкана сложен

щелочными базальтами с ксенолитами габброидов, которые относятся к лежащей в основании вулкана расслаиванной габброидной интрузии.

Вулканизм срединно-океанических горстов

К срединно-океаническим горстам относятся острова, поднимающиеся над срединно-океаническими хребтами.

Северо-Атлантическая вулканическая провинция (провинция Туле) охватывает острова и окраины континентов северной части Атлантического океана. В нее входят острова Исландии и Ян-Майен, относящиеся к зоне Срединного Атлантического хребта, Фарерские острова, западные окраины Британских островов, Шпицберген, образующие восточные фланги этой вулканической провинции, острова Гренландия и Баффинова Земля, принадлежащие к ее западным флангам (рис. 32).

Здесь на докембрийском пенеппеле, наклоненном в сторону океана, подобно побережью Северной Америки, лежат терригенные отложения раннего мезозоя общей мощностью около 3500 м, с небольшими эрозионными перерывами в осадконакоплении. С конца позднего мела начались излияния плато-базальтов, длившиеся с незначительными перерывами до конца эоцена (или палеогена?). Покровы перемежаются с тонкими прослоями континентальных песков с флорой. В течение 50 млн. лет накопилась толща лав мощностью более 6000 м.

В Западной Гренландии Ф. Пульвертафт и Я. Кларк закартировали базальтовые покровы предположительно четвертичного возраста.

Полная мощность базальтов полуострова Свартенхук, слагающих побережье моря Баффина более 8000 м. В Восточной Гренландии мощность базальтового плато также достигает 8000 м, а в Западной Гренландии, возможно, она еще больше. Излияния базальтов начались в палеоцене и продолжались до позднего эоцена, затем в позднем эоцене и миоцене отлагались морские осадки, перекрывшие базальты.

Базальты Гренландии и Баффиновой Земли излились на континентальной земной коре, но Девисов пролив и море Баффина по геофизическим данным имеют океаническую кору.

Основание плато-базальтов Баффиновой Земли и Западной Гренландии сложено ниже- и верхнемеловыми отложениями, с палеоценовыми вулканическими прослоями. На восточном побережье Гренландии лавы подстилаются верхнемеловыми отложениями. Базальты и связанные с ними значительно деформированные горные породы провинции Туле лежат на древних метаморфических и плутонических горных породах Гудзонского пояса и раннекембрийского складчатого пояса Северо-Американской платформы. Вдоль восточного побережья Гренландии базальты перекрывают палеозойские горные породы, лежащие на континентальной земной коре.

Базальты Исландии, Ян-Майена и других островов, возможно, являются продуктами извержений на океанической земной коре,

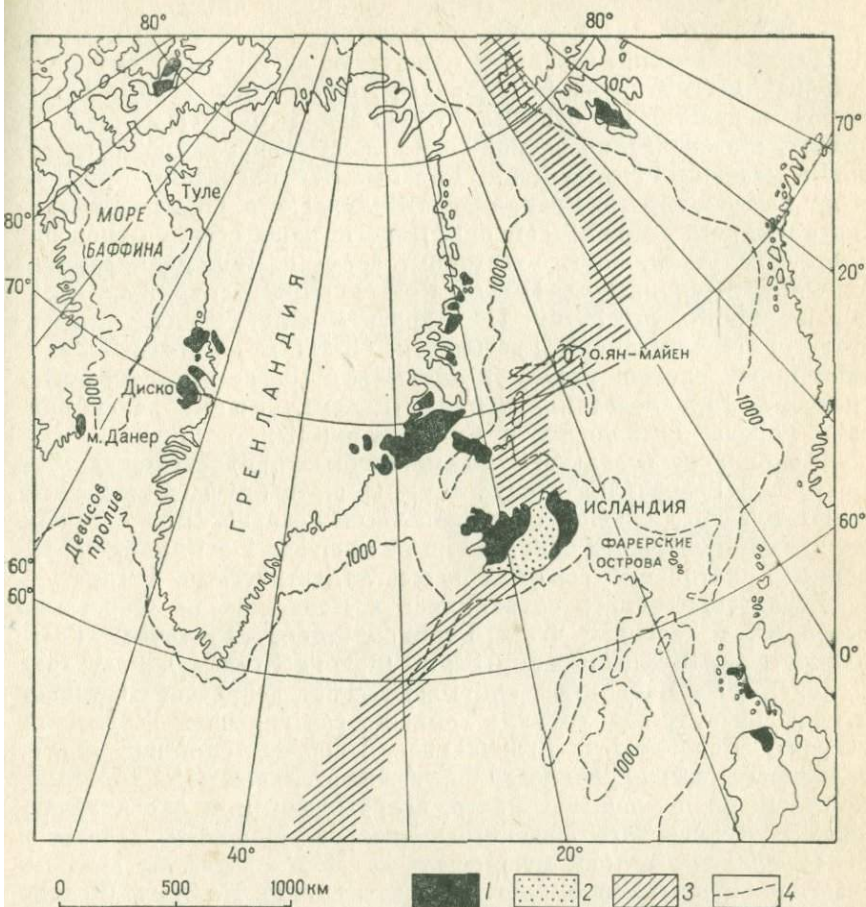


Рис. 32. Схема распространения плато-базальтов Северо-Атлантической провинции (провинции Туле)

1 — трещинные плато-базальты; 2 — неовулканическая зона Исландии; 3 — Средний Атлантический хребет; 4 — 1000-метровая изобата

что типично для наиболее молодых излияний. Но базальты, являющиеся останцами когда-то единого палеоценового плато провинции Туле, вероятно, изливались на континентальной коре и имеют непосредственное отношение к происхождению Атлантического океана. В провинцию Туле, очевидно, входят третичные базальты восточных и западных берегов Гренландии и Баффиновой Земли.

Некоторые черты строения фундамента ледяной шапки Гренландии у семидесятой параллели напоминают вулканические

структуры, позволяя предполагать существование единого лавового плато для всей Гренландии.

На Фарерских островах возраст базальтов определяется как раннетретичный, так как они содержат прослой эоценовых углей. В Исландии в толще базальтов мощностью до 7000 м на окраинах острова имеются прослой осадочных пород эоценового и неогенового возраста. По существу Исландия и Фарерские острова являются звеньями подводной горной цепи, связывающей материковые массивы Гренландии и Европы. Эти подводные горы состоят из трех порогов Гренландско-Исландского, Фареро-Исландского и порога Уайвиль-Томсона. Пороги, как и острова, сложены плато-базальтами, но юго-восточный склон о. Исландия отделен от Фареро-Исландского порога Подводной тектонической долиной шириной более 30 км. На островном склоне Исландии в составе обломочных пород преобладают базальты, а Фареро-Исландский порог сложен породами метаморфического типа (гравитогнейсами, катаклазитами гранита), напоминающими докембрийские породы Гренландии и Скандинавии [90].

К окончанию базальтовых излияний было приурочено поднятие Восточной Гренландии и опускание площади будущей котловины Атлантического океана, обширная часть которой была охвачена излияниями. Вслед за излияниями на площади 2,5 млн. км² образовалась котловина северной части Атлантического океана.

Базальтовые плато сохранились в Исландии, на Фарерских островах, в северной части Великобритании, Восточной Гренландии, на Шпицбергене и Земле Франца Иосифа, на островах Делонга и Ян-Майен. Они покрывают район Гебридских островов и подводный хребет Уайвиль-Томпсон, соединяющий Гебридские острова, Исландию и Гренландию. Площади останцов плато, залегающие выше уровня моря, незначительные (150 тыс. км²), по сравнению с площадью плато, погружившейся на дно Атлантического и Северного Ледовитого океанов. Мощность базальтов более 1000 км; потоки мощностью до 30 м прорезаны дайками (частично прорывающими нижнюю часть серии). На Земле Франца Иосифа многоярусные базальтовые покровы чередуются с нижнемеловыми отложениями.

Учитывая обширность области предполагаемого распространения плато-базальтов под ледяными покровами Гренландии, можно полагать, что площадь базальтов, не погруженных на дно Атлантического океана, почти так же велика, как и опущенная. При этом по направлению к побережью Гренландии высотные отметки базальтовых плато увеличиваются, достигая 3700 м южнее залива Скорсби. Восточное побережье Гренландии поднято вследствие образования флексур и перемещения по разломам в третичное время.

Мощные терригенные осадки верхнего мела (сенона) перекрыты плато-базальтами с серией корневых даек и интрузий, с кольцевыми структурами и кальдерами. Береговые флексуры, формиро-

вавшиеся одновременно с опусканием впадины современного Атлантического океана, сопровождались дайками меридионального простирания, сложенными преимущественно основными породами (рис. 33).

От западного побережья Гренландии по направлению к Центральному грабену Исландии и, по-видимому, от побережья островов, расположенных вдоль побережья Европейского материка к Исландии, возраст базальтовых излияний становится все более молодым.

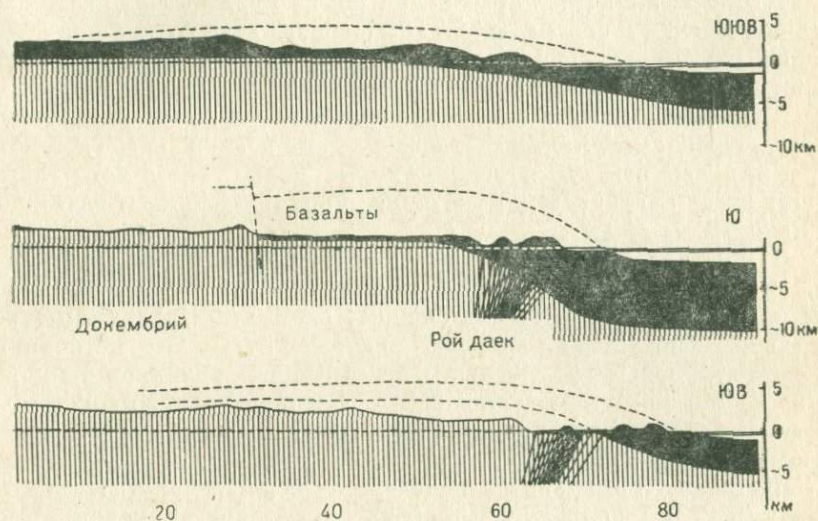


Рис. 33. Разрезы побережья Восточной Гренландии у залива Скорсби. По Л. Вагеру [176]

Показаны серии даек, связанные с флексурой растяжения, вызванного опусканием дна Атлантического океана

Система прибрежных прогибов Северной Атлантики, заполненных верхнемезозойскими отложениями, начиная с юрского времени, четко приурочена к современной береговой зоне Шотландии и Северо-Восточной Ирландии.

Понижение геоморфологического уровня вулканизма в юре предшествовало покровным излияниям. На большей части побережий Атлантического океана, где имеются данные о вулканических массовых излияниях, обширные области которых, очевидно, были погружены на дно океана, излияния происходили в сравнительно узких пределах позднего мела — палеогена, а их окончание знаменовало обрушение охваченных вулканизмом территорий. Берега атлантического типа по терминологии, предложенной еще Э. Зюссом, являются структурами обрушения, и для разломов, отделяющих океан от континента, вдоль этих берегов отмечено отсутствие высоких значений теплового потока.

По современной терминологии, берега атлантического типа представляют собой пассивную, или деструктивную, зону, что более соответствует типу процесса обрушения [49].

Важные исследования проведены в Исландии Советской геодинамической экспедицией в 1971—1973 годах под руководством В. В. Белоусова [9, 88]. По данным этой экспедиции, Центральный рифт, пересекающий о. Исландия, сложен плато-базальтами, уступы которых оборваны сбросами. Возраст базальтов, слагающих крылья рифта, достигает 12—16 млн. лет (на северо-западе и востоке Исландии). Образование рифта произошло в несколько этапов, причем к центральной части острова возраст уступов более узких внутренних рифтов становится более молодым — плиоценовым и четвертичным.

Проведена большая работа по изучению геологического строения острова. Сейсмическая разведка дала возможность составить профиль верхней части земной коры. Толща базальтов, слагающих здесь глубины земли до 28 км, проницаема для горячих вод только на 2—3 км.

В глыбах, образующих фланги и обрамляющих грабен неовулканической зоны острова, температура на глубине 2—3 км достигает 150° С. На этих площадях, сложенных древними (третичными) базальтами, выходят низкотемпературные источники. В четвертичном рифте области действующих вулканов температура на той же глубине более 200° С. Здесь выходят высокотемпературные источники, нагретые до 230° С и связанные непосредственно с действующими вулканами.

Мощность термальных площадей в области действующих вулканов в 10 раз больше, чем в области потухших вулканов, а геотермическая ступень имеет величину около 6, 2 м на 1° С. На западном берегу Исландии значение теплового потока составляет $5-7,4 \cdot 10^{-6}$ кал/(с. см²), что объясняется неглубоким залеганием термальных вод. На о. Вестман вблизи вулкана Сертсей тепловой поток $2,9 \cdot 10^{-6}$ кал/(с. см²), а геотермический градиент в скважине глубиной 1565 м 65° С/км.

По геофизическим данным, западная и центральная части Исландии сложены в основании корой океанического типа, а восточная представлена континентальной или континентально-океанической корой. Это свидетельствует о том, что раздел между континентальной и океанической корой проходит между восточным блоком Исландии и центральной рифтовой долиной. По геофизическим данным, мощность земной коры континентального типа под Фареро-Исландским порогом около 35 км, а под Исландией мощность земной коры 30—40 км.

Структура земной коры Исландии трактуется по-разному: как континентальная кора с докембрийским фундаментом или как океаническая кора Среднего Атлантического хребта; под базальтами расположен промежуточный слой мощностью 16 км (V 6,7 км/с) и глубинный слой мощностью 10 км

(V 7,4 км/с). Скорость в промежуточном слое такая же, как и в кристаллической океанической коре. На основании геологических данных и приподнятого положения Исландии над Срединным Атлантическим хребтом некоторые исследователи предполагают, что базальтовая толща подстилается корой континентального типа.

Низкие близповерхностные сейсмические скорости (2,0—3,3 км/с) в активной неовулканической зоне дают возможность выделить верхнюю формацию малой плотности мощностью около 1000 м, состоящую из гиаокластических туфов, брекчий, базальтов и изверженную в субаэральных и мелководных условиях. Ниже лежат слои со скоростями 4,1; 5,2 и 6,5 км/с. Последний обладает базальтовой природой и залегает до глубины 40 км.

Это свидетельствует против сиалического субстрата Исландии и заставляет оценивать кислые вулканы, встречаемые на острове, как продукт фракционной кристаллизации базальтов. Низкая скорость сейсмических волн в мантии (7,4 км/с) на глубине 200—250 км свидетельствует в пользу теплового расширения под неовулканической зоной, а региональная положительная аномалия провинции Туле сопровождается низкой аномалией Буге (30 мгал в Центральной Исландии), также указывающей на частичное плавление верхней мантии под вулканической зоной, ведущее к уменьшению плотности пород (10% расплава понижает плотность на 0,03 г/см³).

Основанием для утверждения о поднятии Исландии вместе со Срединным Атлантическим хребтом является проявление в обеих структурах вулканизма и землетрясений, связанных с субмеридиональными линеаментами. Сейсмичность Юго-Восточной Исландии ограничена зоной шириной около 20 км, а в Северной Исландии эта зона имеет ширину до 80 км, и связана с сейсмическим поясом Срединного Атлантического хребта. Узкий пояс эпицентров землетрясений, простирающийся с юго-запада на северо-восток по гребням Рейкьявикского и Исландского-Янмайенского хребтов, на территории Исландии смещается к востоку, в неовулканическую зону. Наряду с вулканической и сейсмической активностью неовулканической зоны и субмеридионального пояса хребтов Гренландско-Исландский и Фареро-Исландский пороги полностью асейсмичны (рис. 34). Вулканизм в этом направлении не проявлялся, что подчеркивает отсутствие активных новейших движений в структурах, пересекающих срединно-океанический хребет в широтном направлении.

Фареро-Исландский порог рассматривается в качестве фрагмента древнего континента, на котором сформировано магматическое тело Исландии. Некоторые авторы объясняют перемещение вулканического пояса Исландии к востоку миграцией «горячей точки» от срединно-атлантического рифта вдоль Фареро-Исландского порога.

Предположение относительно существования на дне Норвежского моря рифтовой долины 80 млн. лет назад связано с обсуждением модели расширения дна океана.

Отмечено, что в районе Исландии значительную роль играют вертикальные движения и возможно преобразование континентальной земной коры в океаническую в результате погружения на значительную глубину и изменения физико-химических условий, приводящих к океанизации.

Исходя из наличия фактов, свидетельствующих в пользу существования значительного раздвига в пределах рифта неотектонической зоны Исландии, связанного с вертикально направленным тепло-массопереносом, последний можно рассматривать как генератор вертикальных движений земной коры, формирующих расширяющийся свод. Рифтовая зона, пересекающая Исландию, занята широким поясом лав четвертичного возраста. Основные и отчасти кислые лавы изливались как по трещинам, так и из вулканов центрального типа. Различаются щитообразные вулканы, палагонитовые вулканы, изливавшиеся под покровом ледников, ареальные излияния, образующие скопления шлаковых конусов.

Изучение вулканических формаций Исландии показы-

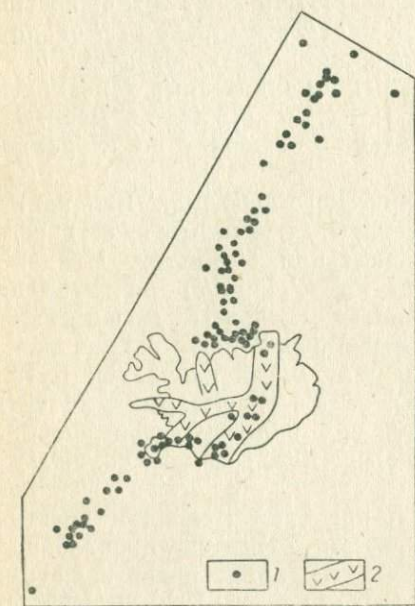


Рис. 34. Сейсмический пояс Исландии [98]

1 — эпицентры землетрясений; 2 — неовулканические пояса

вает, что в кайнозой в неовулканической зоне важную роль играли вулканы, поставлявшие кислые лавы и тефриты. Крупные вулканы Исландии — Гекла, Аскья и другие — в послеледниковое время изливали андезитовые и дацитовые лавы и выбрасывали большое количество риолитовых туфов.

В ряде районов объем кислых продуктов вулканизма составляет от 3 до 10%, представляя экструзивные купола, потоки, игнимбриты и туфы. Предполагается, что кислый вулканизм обусловлен плавлением сиалического субстрата Исландии. Наличие под покровами базальтов острова крупных сиалических масс выдвигается как обоснование современной высоты острова по гравитационным данным.

Однако некоторые петрографы рассматривают кислые вулканиды как продукты дифференциации первичной базальтовой

магмы, что согласуется с отсутствием андезитов в базальтовых сериях плато и щитовых вулканов. Это свидетельствует скорее против щелочноземельного направления дифференциации базальтовой магмы. Наряду с этим отмечаются одновременные излияния базальтовой и реолитовой лавы, что расценивается С. Тораринссоном [84] как свидетельство разноглубинности магматических очагов и формирования риолитовой магмы в результате цалингенеза, а не дифференциации.

В пределах северо-западной вулканической части Исландии расположена третичная вулканическая структура центрального типа Крохсфьядур. На ранних стадиях ее развития преобладали излияния базальтов и андезитов, которые сопровождалась внедрением небольших интрузивных тел. Для ранних вулканитов характерны ксенолиты габбро. Среди толеитовых лавовых плато обособляется центральная депрессия, выполненная 200-метровой толщей туфов основного, среднего и кислого состава. Одновременно с накоплением туфов формировалась система конических интрузивных залежей, сложенных базальтовыми породами, а также произошло внедрение многочисленных штоков, состав которых варьирует от оливинового толейита до дацита.

В центральной депрессии выделяется горизонт туфов, содержащих обломки гранофиров и полосчатых гиперстеновых габбро. Такие же включения встречены в штоках дацитов. Вулканические породы, входящие в комплекс пород центральной депрессии, пропилитизированы. Позднее произошло излияние толеитовых базальтов и внедрение сопряженных с ними даек, образующих пояс субширотного простирания. С извержением центрального типа связан покров игнимбригов мощностью 20—40 м, залегающий среди четвертичных базальтов.

Центральный Исландский грабен рассматривается как субэральное выражение подводного рифта Срединного Атлантического хребта, но одновременно он является рифтовой зоной в пределах северо-атлантической плато-базальтовой формации. Такая ключевая позиция Исландии на стыке двух структур позволяет рассчитывать, что изучение структуры Исландии окажется полезным для решения обеих проблем.

Рассмотрим в исторической последовательности становление Центрального Исландского грабена и возможность наложения двух процессов при его развитии.

Ранняя генерация, вероятно, имеет постпалеогеновый возраст и возникла после ареальных излияний базальтовой формации провинции Туле как реакция на сводовое поднятие, простиравшееся вдоль берегов Северной Атлантики, между Гренландией и Европой. Мощность плато-базальтов достигала 3000 м на Фарерских островах и 6500 м в Восточной Гренландии (провинция Блонвилл). Мощность толеитовых и оливиновых базальтов Исландии оценивается в 10 тыс. м. Однако сходство состава базальтов тулейской формации и базальтов верхнетретичных и четвертичных

не дает возможности четко отграничить плато-базальты от базальтов, связанных с формированием Срединного Атлантического хребта.

Поздняя генерация грабена, находящегося на продолжении подводного грабена Срединного Атлантического хребта, имеет генетическую связь с последним. Эта структура в настоящее время продолжает развиваться и может по геофизическим данным рассматриваться как одно целое с рифтом срединно-океанического хребта. Таким образом, послетретичное развитие Исландского грабена связано со Срединным Атлантическим хребтом. Данные, полученные для Исландии, могут быть интерпретированы для подводной части Срединного Атлантического хребта. Величина теплового потока — $3,3 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²) — одинакова для грабена Исландии и Срединного Атлантического хребта.

Неовулканическая зона Исландии представляет собой область вулканической деятельности, охватывающую систему рифтовых долин, пересекающую остров в северо-восточном направлении.

По интенсивности вулканической деятельности эта зона является самой активной в мире. Извержения возобновляются главным образом в прибрежных районах каждые 5 лет.

Исландия — это страна классических современных трещинных излияний, происходящих в сложной системе грабенов, ширина которой достигает 250 км (рис. 35).

Фланги подвижной зоны Центрального Исландского грабена сложены с востока и запада от него плато-базальтами, по возрасту относящимися к миоцену, с максимальным абсолютным возрастом 16—18 млн. лет. Плато-базальты на востоке прорваны трещинными излияниями базальтов, корни которых образуют серию даек, группирующихся в узкие пучки. Эти дайки рассматриваются сторонниками новой глобальной тектоники как зоны растяжения, позволяющие обосновать геологические условия растяжения океанического дна.

Однако работы Советской геодинамической экспедиции [9] показали, что дайки группируются в сравнительно коротких по простиранию зонах, которые можно рассматривать как районы трещинных излияний, соразмерных с современными трещинами, вдоль которых в историческое время происходили извержения вулканов Лаки (рис. 36), Гекла и других трещинных вулканов. Поэтому зоны трещин растяжения, в которых образовались дайки корней базальтовых излияний, вероятно, следует отнести к локализованным по простиранию районам растяжения, которые нельзя использовать в качестве обоснования горизонтального растяжения земной коры от центрального рифта Срединного Атлантического хребта. Тем более рискованно оценивать величину этого растяжения, суммируя мощность даек.

Центральный рифт Исландии, состоящий из двух смыкающихся в южной части острова ветвей, является областью активной современной деятельности вулканов, сопряженной с новейшими

тектоническими движениями. Верхняя граница излияний плато-базальтов, после которых произошло опускание Центральной рифтовой зоны, определяется в 4—7 млн. лет.

Структурные соотношения между Средним Атлантическим хребтом и плато-базальтовыми полями вулканической провинции Туле в Северной Атлантике очень сложны и, вероятно, могут быть разрешены по схеме вулкано-тектоники телескопированного рифтогенеза (см. рис. 39).

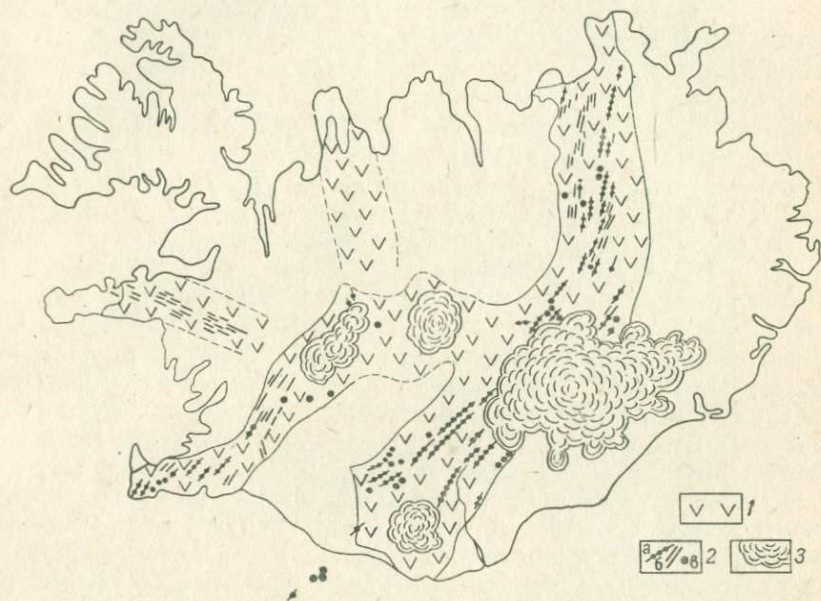


Рис. 35. Схема строения неовулканических рифтов Исландии. Дешифровано по космическому снимку Н. А. Гусевым

1 — неовулканическая зона; 2 — разломы (а — цепочки вулканов, б — трещины, а — вулканы); 3 — ледники

Широкое распространение имеет гипотеза о непрерывном расширении Исландии и Среднего Атлантического хребта за счет инъекции базальтовых даек в грабене. Она подкрепляется подсчетом мощности даек, закартированных в Исландии, достигающей суммарно 400 км (!). Возможность участия в формировании Исландского грабена гравитационных сил во время существования в конце третичного периода горста, уцелевшего при распаде плато провинции Туле, — идея Ван Беммелена. Она аналогична представлениям о гравитационной вулкано-тектонике Гавайских щитовых вулканов. Динамические процессы формирования Среднего Атлантического хребта в свете анализа структуры Исландии вряд ли позволяют оценивать этот хребет как остаточное поднятие, ограниченное опускающимися по сбросам океаническими котловинами [12].

Если сопоставить масштабы позднемиоценового — палеогенового вулканизма и рифтообразования с неоген-четвертичным, то вырисовывается структура телескопированного рифта, закономерно сужающегося в процессе орогенного развития океани-

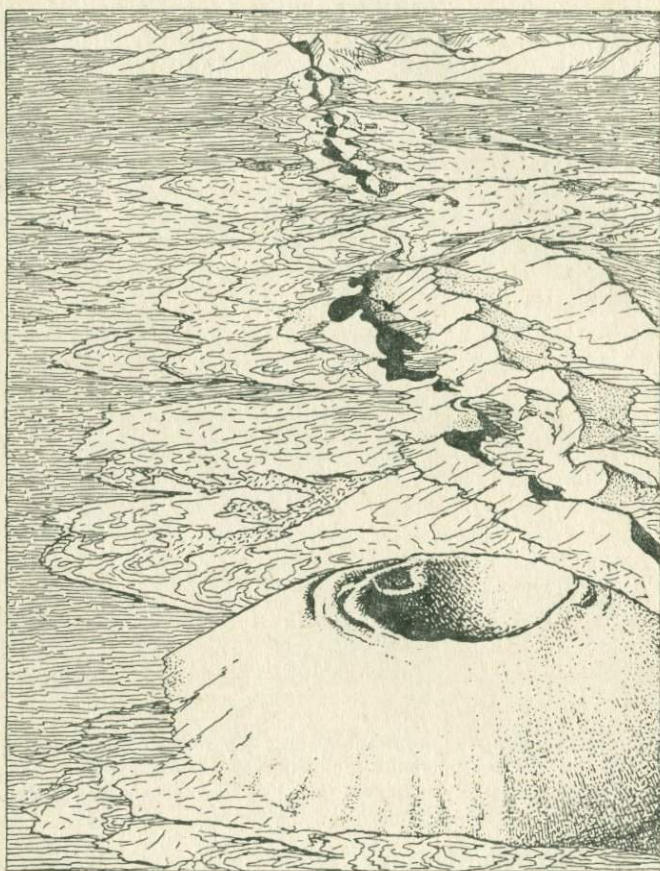


Рис. 36. Трещинные излияния базальтов Лаки, Исландия.
Рисунок по аэрофотоснимку Н. А. Гусева

ческой платформы, и двойственная роль Исландского рифта исчезает.

Несмотря на то, что Центральная рифтовая зона Исландии лежит на продолжении Срединного Атлантического хребта, она представляет собой неглубокий грабен плиоцен-плейстоценового возраста, значительно более широкий (на юге 250, на севере 120 км), чем рифтовая долина Срединного Атлантического хребта. Этот грабен не имеет единой структуры, подобно рифтовой долине срединно-океанического хребта. Он состоит из двух систем

грабенов разного возраста, соединяющихся в центре острова, фланги которого сложены древнетретичной толщей базальтов.

Если в рифте на гребне Срединного Атлантического хребта происходит растяжение дна океана, то Исландская рифтовая зона также должна расширяться. Следует заметить, что этот процесс охватывает всю неовулканическую зону в целом, не приводя к возникновению какой-то крупной центральной трещины, но равномерно расширяя весь пояс вследствие образования множества трещин, даек, излияний трещинных лав.

Неовулканическая зона при этом распадается на три сектора, возраст которых несколько отличен и имеет тенденцию омолаживаться в восточном направлении. Такое расчленение неовулканических рифтов, обрамленных уступами третичных базальтов, свойственно не только Исландии, но и многим другим вулканическим поясам различных тектонических областей (например, Восточно-Тихоокеанского поднятия, Камчатки, Японии и др.). Оно, вероятно, обусловлено строением магноподводящих зон в фундаменте, разделенных на несколько ветвей.

Высказываются предположения, что расчленение неовулканических рифтов происходит в результате смещения рифта по трансформным разломам к востоку. При этом в зонах поперечных разрывов не фиксируются крупные тектонические смещения, а сдвиг неовулканической зоны происходит по серии многочисленных мелких эшелонированных разломов, гаснущих в вулканической зоне. Последняя является средоточием вулканической деятельности, не имеющей себе равной по интенсивности и богатству форм проявления вулканических и вулкано-тектонических структур. При этом нижняя часть неовулканической зоны отличается более мощными извержениями и более широко растянута в поперечнике. Здесь наблюдается необыкновенное многообразие форм вулканической деятельности, сопряженных с тектоническими движениями, проявлявшимися главным образом в голоцене.

Преобладают линейные формы излияний по трещинам растяжения, вытянутым преимущественно вдоль грабена. Наряду с протяженными до нескольких десятков километров трещинными извержениями типа вулкана Лаки, наблюдаются короткие взрывные рвы, обрамленные фестончатыми краями, грабенообразные впадины с гребнями, пронизанными цепочками кратеров, высокие хребтообразные вулканические цепи, сложенные туфами и пелагонитами. Крупные столовые горы (например, гора Байярфьядль) окаймлены дугообразными цепями взрывных кратеров, расположенных вдоль сброшенных уступов и переходящих в последние.

Чрезвычайно многообразны возрастные соотношения между формами вулканического рельефа в неовулканической зоне. Они устанавливаются на основании дат абсолютного возраста и палеомагнитных данных и главным образом по соотношениям форм рельефа с ледниковыми стадиями. На генетические черты вулканов

накладывают отпечаток также условия извержений, часто имевшие подледный характер. К вулканам подледного типа относятся столовые горы, сложенные пелагонитовыми туфами, имеющими сложное, но местами периклинальное напластование

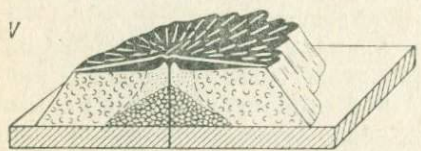
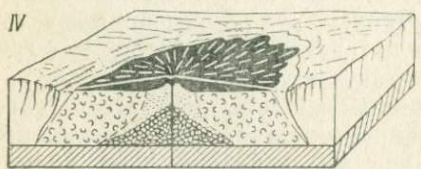
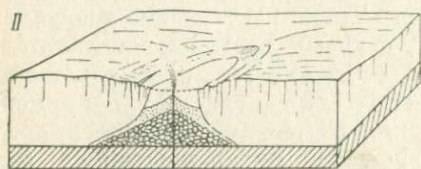


Рис. 37. Стадии формирования столовых гор Исландии

и иногда перекрытыми толщей базальтов со столбчатой отдельностью.

Формирование таких гор происходило в несколько стадий (рис. 37). Извержение возникало в недрах ледника. Постепенно поднимаясь и проплаывая вышележащую толщу льда, магма вышла на поверхность, подобно экструзивному куполу. Этот тип вулканов, особенно характерный для Исландии, придает своеобразие вулканическому ландшафту этого острова. На вершинах подобных вулканов лежат плоские кратеры диаметром до 700—800 м.

Столовые горы, образовавшиеся в последнюю послеледниковую эпоху, несмотря на рыхлый состав слагающих их отложений, не разрушены эрозией, так как не подвергались оледенению.

В условиях почти непрерывного поднятия теплового фронта через Центральный грабен неотектоническая зона вследствие мощного тепло-массопереноса подвергается растяжению, и поэтому она расколота сложной системой пересекающихся в разных на-

правлениях трещин, ограничивающих грабены и горсты. Величина растяжения достигала в голоцене нескольких сантиметров в год.

Такое растяжение, сопряженное с поднятием тепла и вещества по прогретой призме рифтового пояса, имеет одну природу с предполагаемым расширением дна океана по рифтовой зоне срединно-океанического хребта, но сосредоточено только в зоне грабена и не влечет за собой раздвижения дна океана по всему

его поперечнику и, следовательно, не способствует дрейфу континентов. Для такого гипотетического процесса, как дрейф плит земной коры, необходимо участие конвективного течения, перемещающего плиты земной коры в стороны от оси срединно-океанического хребта.

Расширение в призме неовулканической зоны нельзя автоматически интерполировать на все океаническое дно. Ведь прогретая расширяющаяся призма захватывает только внутреннюю вулканическую зону. В этом состоит различие между предполагаемым механизмом раздвижения плит океанической земной коры и растяжения рифтовой зоны на своде вулкано-тектонического поднятия, испытавшего обрушение вследствие прекращения энергетического напора.

Резко ограниченный в рамках грабена повышенный тепловой поток характеризует направленный вертикально вверх тепло-массоперенос. При этом величина потока и площадь его выхода изменяются в зависимости от типа структуры грабена и мощности вулканизма. Зоны аномально высокого теплового потока имеют округлую или линейно-вытянутую форму. Индикаторами растяжения принято считать систему даек, связанных как с меридиональными (характерными для неовулканической зоны), так и с эшелонированными разломами. При этом в более древних породах, например в миоценовых базальтах фланговых блоков плато Исландии, даек значительно больше, чем в более молодых базальтах.

В неовулканической зоне дайки корневых систем, вероятно, скрыты лавовыми покровами и еще не эродированы. Можно предположить, что в древних формациях плато присутствуют дайки молодых излияний, через которые поднималась магма. Молодые дайки увеличивают насыщенность древних формаций трещинами растяжения. Однако это не значит, что более древние покровы больше растянуты, чем молодые.

Современную структуру Исландии определяет взаимодействие двух процессов — рифтогенеза и раздробления материковых платформ.

Исландия как область, уцелевшая от обрушения плато-базальтовой провинции древней платформы, является средоточием проблем, решение которых позволит разработать наиболее близкую к действительности гипотезу вулкано-тектонического структурообразования.

Современные фиксированные представления дают возможность синтезировать идеи о рифтогенезе и распаде области плато-базальтов северной части Атлантического океана, фрагменты которой уцелели на его периферии, а также на островах. При этом Исландия рассматривается в двух аспектах: как наиболее устойчивый массив платформы Эриа, разорванный рифтом Среднего Атлантического хребта, но не испытавший значительных погружений, и как область мобильных вулкано-тектонических вертикальных движений, в которой излияния неотектонической зоны

являются заключительным этапом телескопированного рифтогенеза.

Погружение неотектонической зоны Исландии может быть связано с перерывом в вулканической деятельности, намечающимся в конце миоцена. К этому времени могло относиться прекращение тепло-массопереноса. В результате, после излияния миоценовых базальтов произошло обрушение Центральной рифтовой долины, в которой следующий период повышения энергопереноса создал неовулканическую зону.

При изучении глубинного строения окраин неовулканической зоны обнаруживается, что базальтовые плато, перекрывающие крылья Центрального рифта Исландии, по характеру геофизических показателей (спокойное гравиметрическое и магнитное поля) могут рассматриваться как глыбы земной коры, по строению близкие к континентальной платформе.

Однозначное решение проблемы происхождения структуры Северной части Атлантического океана пока еще невозможно.

Механизм погружения окраин континентов может быть близок к вулкано-тектоническим опусканиям. В таком случае геологические признаки более ранних опусканий вблизи окраины континентов и молодой возраст рифтогенеза вблизи осевой части Атлантического океана свидетельствуют в пользу механизма телескопированного рифтогенеза.

Некоторые исследователи связывают происхождение глубоких котловин с рифтогенезом, в ходе которого древний рифт сместился в область Исландского хребта [88]. При этом они предполагают, что при большом погружении фрагментов материковой платформы возможно приобретение ею свойств океанической земной коры путем переслаивания осадочных пород «второго» слоя земной коры с мощными базальтовыми покровами. Возможно также изменение физических свойств материковой коры вследствие значительного погружения дна океана.

Гипотеза телескопированного рифтогенеза синтезирует два гипотетических механизма преобразования земной коры в зоне Северной Атлантики — обрушение континентальных платформ и рифтообразование вдоль оси Среднего Атлантического хребта. Эти процессы, вероятно, происходили в кайнозое и привели к образованию сложной структуры Северной Атлантики.

Лавовые плоскогорья, обрамляющие неовулканическую зону Исландии, сложены третичными плато-базальтами, составляющими около половины площади Исландии, а также известными на островах северной части Атлантического океана и на его континентальных окраинах (в Гренландии и на Британских островах). Неовулканическая зона, обрамленная уступами лавового плато, заполнена главным образом продуктами вулканической деятельности постплиоценового возраста.

Таким образом, Исландия является гористым островом, на котором приподнятые фланги образованы базальтами, слагающими

все структуры от континентальных окраин до рифтовых уступов, а именно: лавовые плато Гренландии и Британских островов, флексуры на континентальных уступах окраины материков, подводные плоскогорья, опущенные на дно океана по флангам Срединного Атлантического хребта, и, наконец, сами подводные хребты, включая подводный хребет Рейкьянес, подходящий с юга к Исландии, и подводный хребет, продолжающийся к северу от нее до о. Ян-Майен.

Следует подчеркнуть, что рифтовая долина, прорезающая Исландию, только в общих чертах может рассматриваться как продолжение на острове рифта Срединного Атлантического хребта. Фактически Исландский рифт не лежит в створе рифтовой долины срединно-океанического хребта и отличается от нее рядом черт структуры и истории формирования отдельных его звеньев.

В отличие от сравнительно умеренной современной вулканической деятельности в рифте подводного Срединного Атлантического хребта, проявляющейся на его отдельных участках и островах, к Центральному Исландскому грабену приурочен чрезвычайно активный современный вулканизм, поставивший не менее 1/3 всех излитых на Земле лав за последние 500 лет. Это подчеркивает различное значение локальных отрезков структуры Срединного Атлантического хребта, а также гетерогенность Атлантического океана.

Каково же распределение по возрастам лав, участвующих в этой сложной структуре? Оно подчинено основной закономерности — увеличению роли все более молодых излияний по направлению от окраин континента к центральной части океана, где в рифтовой долине происходили излияния постплиоценового возраста, перекрывшие мощный базальтовый фундамент этого неглубокого грабена. Такая структурная дифференцированность излияний вкост океанических структур соответствует как представлениям новой глобальной тектоники, так и гипотезе телескопированного рифтогенеза, хотя и объясняется различными механизмами вулкано-тектонических процессов.

Есть основание полагать, что крупные структуры этого района — Гренландия, Гренландская котловина, Фареро-Исландский порог, Исландское плато, Ян-Майенский хребет, котловина Норвежского моря и острова — сложены разновозрастными базальтами. Наиболее древние из них слагают окраины континентов, обрамляющих Атлантический океан, — Гренландии и Европы, и принадлежат к палеогеновым излияниям, охватывавшим обширную Северо-Атлантическую провинцию базальтового вулканизма (провинцию Туле). Ориентировочное распределение по возрастам базальтовых излияний дано на схеме телескопированного рифтогенеза (см. рис. 30).

Палеомагнитные исследования детализируют расположение разновозрастных покровов, однако интерпретация их стратиграфической последовательности осложняется трудностями корре-

ляции отдельных лавовых горизонтов. В неовулканической зоне Исландии такая корреляция более или менее выдерживается в пределах нескольких миллионов лет.

Одной из трудностей сопоставления возраста базальтов флангов неовулканической зоны с лавами в ее пределах является предполагаемый перерыв во времени излияний миоценовых лав, выходящих в уступах плато, обрамляющих неовулканическую зону, и плиоценовых лав, заполняющих неовулканический грабен. Плиоцен-четвертичные серые базальты несогласно залегают на миоценовых. Самые древние породы окраин острова имеют возраст 18—16 млн. лет (верхний миоцен), но по сейсмическим данным под ними залегают более древние базальты. По мере приближения к неовулканической зоне в разрезе появляются лавы, возраст которых 12—10—8—7 млн. лет. В Центральном Исландском грабене выявляется разрыв в вулканической деятельности продолжительностью 5—4 млн. лет.

Однако в западной ветви неовулканического грабена на основе стратиграфических исследований предполагается отсутствие этого возрастного разрыва. Флористические данные позволяют утверждать, что здесь имеются нижне-, средне- и верхнеплиоценовые горизонты базальтов. На основе этих предпосылок можно предполагать стадияльное развитие неовулканических грабенов, омолаживающихся в восточном направлении. После формирования западных ветвей грабенов — Снайфельденедской и Рейкьянской — центры вулканической деятельности активизировались в Центральной неовулканической зоне, расположенной восточнее Среднего Атлантического хребта (см. рис. 34). К этой же зоне приурочена и подводная вулканическая деятельность, образовавшая о. Сюртсей.

Исследование сопряжения неовулканической зоны с ограничивающими ее лавовыми плато усложняется характером сочленения в виде ступенчатого сброса с эшелонированными уступами. Следовательно, в крупной структуре Центрального Исландского грабена повторяются мелкие структурные формы, проявляющиеся внутри неовулканической зоны. Космический снимок неовулканической зоны в общих чертах воспроизводит схему вулканотектонических структур. Местами система молодых сбросов рвет их.

Для характеристики неовулканической зоны использован ряд дешифрованных ее схем, предоставленных В. Г. Трифоновым. В западной части зоны вблизи платообразного вулкана Баярфьяр наблюдаются ступенчатые сбросы, обращенные к востоку, а также флексуры, осложненные эшелонированными сбросами и сдвигами правостороннего типа, в Северной Исландии с поднятием северного крыла.

Космические снимки дают представление об общей структуре неовулканической зоны и ее региональном положении. Это помогает расшифровать глубинную структуру Исландии. В то же

время крупномасштабные аэроснимки дают возможность изучить локальные вулканические структуры, к которым принадлежит, например, грабен Свенагия с кратерной цепью шириной до 600 м и фестончатым обрамлением.

Характерной особенностью вулcano-тектоники неовулканической зоны является то, что в вулканическом поясе уменьшаются уступы сбросов, резко выраженные у окраины зоны на флангах лавовых плато. В южной части неовулканической зоны значительно разнообразнее формы вулcano-тектоники и более интенсивен вулканизм, что усложняет сопоставление палеомагнитных данных с возрастными лав.

Смещение неовулканической зоны в восточном направлении расценивается рядом исследователей согласно гипотезе «горячих точек». Предполагается, что 5 млн. лет назад неовулканическая зона лежала в створе рифта срединно-океанического хребта и мигрировала в течение дальнейших 3—1,8 млн. лет в восточном и северном направлениях.

Четвертичные вулканы Исландии, образующие широкий пояс, более различны по составу, чем более древние, развитые в вулканическом поясе вдоль Средне-Атлантической рифтовой зоны, включающем несколько действующих вулканов. Выделяются следующие типы четвертичного вулканизма: 1) «горы вулканического агломерата» («моберг» или «пелагонитовые горы») — продукты извержений под плейстоценовой ледяной шапкой; 2) «трещины» более ранних рифтов; 3) вулканы центрального типа, сложенные молодыми лавами; 4) вытянутые цепочки шлаковых конусов.

В неовулканической зоне, главным образом в ее восточной части, за послеледниковое время было извержено около 480 км² вулканитов, в среднем 0,048 км³ в год. Центральные вулканы в этой зоне приурочены к разломам северо-северо-восточного — юго-юго-западного направления и к эруптивным центрам. Здесь наблюдаются наиболее высокий тепловой поток и высокотемпературные геотермальные площади, часто связанные с вулканами центрального типа. Предполагается, что около 30 вулканов Исландии были активными в историческое время и более 200 за послеледниковый период.

Область современного вулканизма Северо-Атлантической зоны — это сравнительно узкая полоса между Гренландией и Европой, доходящая на севере до островов Ян-Майен и, вероятно, Шпицберген.

Противоречия между механизмом площадных излияний провинции Туле и механизмом излияний базальтов при расширении дна Атлантического океана разрешаются в значительной степени с помощью концепции телескопированного рифтогенеза.

Изучение структуры Исландии прольет свет на две проблемы: на историю излияний плато-базальтов тулейской формации Северной Атлантики (проблема площадных излияний) и на историю

формирования Срединного Атлантического хребта и острова Исландия, центральный грабен которого совпадает в общих чертах с простирающимся в том же направлении грабеном Срединного Атлантического хребта. Возможно, что исследование обеих проблем позволит понять структурную и историческую последовательность явлений. Предполагается следующий порядок событий.

Возможно, что тулейские излияния (плато-базальтовые покровы) сопровождалась структурными поднятиями площади, охваченной вулканизмом в палеогене. В неогене произошло обрушение, сформировавшее область Норвежского моря, ограниченную с запада Гренландией, с флексурами, пронизанными дайками, и уступами базальтовых плато мощностью до 6500 м (провинция Блонвилл), образованных в эоцене — олигоцене, а с востока — Ирландией с остатками плато.

Система полосовидных магнитных аномалий, протягивающаяся в северо-северо-восточном направлении через глубоководную котловину Норвежского моря, возможно, свидетельствует о наличии погребенной под осадками более древней рифтовой системы, которая может иметь мел-палеогеновый или более древний возраст.

Помимо этого, горстовые острова несут реликты лавовых плато. Исландия, являющаяся таким горстом, оказалась на той же линии, вдоль которой произошло образование в северной части Атлантики Срединного Атлантического хребта. Таким образом, послетретичное развитие Центрального Исландского грабена связано со Срединным Атлантическим хребтом.

Такая двойственная роль Исландии является следствием преемственного развития Срединного Атлантического хребта как структуры, завершающей развитие телескопированной системы грабенов, образовавших последовательную серию сужающихся рифтов в пределах впадины Атлантического океана. Эта структура в настоящее время продолжает развиваться и может, по геофизическим данным, рассматриваться как одно целое.

Если сопоставить масштабы позднемиоценового — палеогенового вулканизма и рифтообразования с неоген-четвертичным, то вырисовывается структура телескопированного рифта, закономерно сужающегося в процессе орогенеза океанической платформы, и «двойственность» представлений о Центральном Исландском рифте исчезает.

Вулканизм валообразных и сводово-глыбовых хребтов

В Атлантическом океане к вулканическим районам валообразных и сводово-глыбовых хребтов относятся Азорские острова, лежащие на крупном сводовом поднятии (350 × 650 км), вытянутом в запад-северо-западном направлении на 650 км почти перпендикулярно Срединному Атлантическому хребту. Сводовое

поднятие по разломам расчленено узкими депрессиями на островные вулканические гряды, параллельные оси поднятия. Ряды островов связаны с разломами северо-восточного направления. Острова вытянуты в северо-западном направлении. Такое же направление имеет пояс землетрясений, протягивающийся к Пиренейскому полуострову от срединно-океанического хребта. Глубина гипоцентров землетрясений не более 60 км.

Азорские острова поднялись в виде вулканического хребта со дна океана не ранее конца миоцена. Шесть последовательных циклов вулканизма в течение неогена с эволюцией магм от щелочных базальтов до трахитов свидетельствуют о длительной эволюции магматических очагов, исключающих представление о миграции «горячих точек» в процессе растяжения дна океана.

При бурении второго слоя океанического дна с корабля «Гломар Челенджер» вблизи Срединного Атлантического хребта, западнее Азорских островов, скважина достигла базальтов эоценового возраста. Это свидетельствует о том, что раздвижения дна океана за последние 50 млн. лет не происходило, что ставит под сомнение всю схему растяжения дна Атлантического океана, поскольку, согласно шкале палеомагнитных аномалий, на третичный период приходится основные этапы раздвижения океанического дна.

Вулканические зоны протягиваются вдоль Азорского порога Азорско-Гибралтарской мобильной зоны и гребня Срединного Атлантического хребта. Тектоническая мобильность Азорско-Гибралтарского хребта проявляется в сейсмичности и вулканической активности субширотного ряда структур, простирающихся в средиземноморский пояс альпийских гор. Вулкано-тектоника Азорских островов связана с системой разломов, по которым происходили контрастные движения крупных глыб земной коры, создавших морфологию подводного рельефа и форсировавших на островах активный вулканизм.

Вулканы на главном Азорском своде расположены эшелонированно и образуют щитовые вулканы с крупными кальдерами обрушения (до 10 км в диаметре), увенчивающими острова Сан-Мигел, Терсейра, Грасьёза. Трещинные извержения происходили на о. Сан-Жоржи. Высота вулканов над уровнем подводного Азорского плато составляет 2—3,5 км. Вулканы образуются также в рифтовых долинах при обрушении сводовых поднятий (вулкан Фаял).

Современные извержения на склонах щитовых вулканов сопровождаются побочными куполами, а в кальдерах проявляется фумарольная деятельность. Типичны излияния щелочных базальтов океанического типа.

На Азорских островах расположены следующие действующие вулканы: Пику (самый высокий из них, 2284 м), Терсейра, Фаял, Сан-Мигел и Сан-Жоржи. Вблизи островов происходили многочисленные подводные извержения. Последние извержения в 1957 г.

близ о. Фаял начались как подводные и почти сразу же образовали остров. В течение нескольких недель остров поднялся до высоты 115 м, а затем присоединился к о. Фаял в виде полуострова с вулканом Капельнюш, действовавшим в течение 13 месяцев.

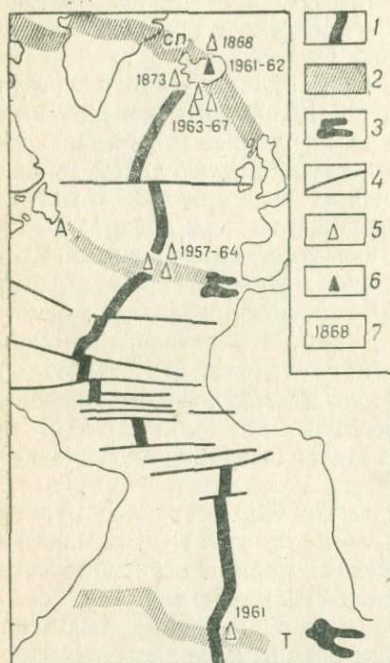


Рис. 38. Современный вулканизм Срединного Атлантического хребта. По В. М. Лаврову [42]

1 — гребень Срединного Атлантического хребта; 2 — поперечные структуры: СП — Северные пороги, А — Азорско-Гибралтарская, Т — Тристан-да-Кунья и Рио-Гранде; 3 — подводные горы на континентальном склоне; 4 — трансформные разломы; 5 — подводные вулканы; 6 — вулкан Аскья; 7 — годы извержений

бами у подножий. В их строении участвуют базальты, имеющие возраст 50—60 млн. лет, соответствующий возрасту траппов в Индостане.

О крупных вертикальных перемещениях вулканических хребтов свидетельствуют находки эоценовых углей, встреченные среди отложений в Восточно-Индийском хребте. Подобные же угли образуют пласты в долеритах на Фарерских островах.

Складчато-глыбовые хребты Индийского океана асейсмичны, подобно глыбам континентальной земной коры срединно-океанических массивов, сложенных докембрийскими метаморфическими

В геологическом строении Азорских островов принимают участие молодые вулканические породы, среди которых преобладают базальты, трахибазальты. Молодые лавы здесь в основном щелочные, наиболее кислые из них имеют трахитовый состав, а более основные — трахидолеритовый.

Острова Тристан-да-Кунья находятся на стыке субширотного сводово-глыбового хребта с меридиональным Срединным Атлантическим хребтом и являются фундаментом действующего вулкана (рис. 38).

К валообразным и сводово-глыбовым хребтам также относятся вулканические хребты Индийского океана — Мальдивский, Амиранский, увенчанные коническими вулканами. Хребты обладают выровненной поверхностью и не входят в систему срединно-океанических хребтов, хотя и примыкают к ним. Они, вероятно, древнее срединных хребтов, так же как и Китовый хребет Атлантического океана, вулканические хребты характеризуются глыбовой структурой, прямолинейностью и глубокими желобами

породами и гранитами. В систему таких континентальных блоков входят надводные и подводные микроконтиненты и хребты Индийского океана (о. Мадагаскар, Сейшельская банка, хр. Кергелен, Западно-Австралийский хребет, Восточно-Индийский хребет и глыбовые массивы к западу от Австралии). Среди фрагментов древней материковой коры в Индийском океане известны блоки, сложенные древними докембрийскими гранитами (абсолютный возраст 650 млн. лет). Древний фундамент о. Мадагаскар частично покрыт верхнемеловыми (нижний кампан) базальтами трещинных излияний, связанных с дизъюнктивной тектоникой побережий. Сейшельские и Амиранские острова относятся к восточной окраине Африканского континента. Под ними установлена континентальная земная кора мощностью 30 км. К югу от подводной окраины континента, у банки Сая-де-Малья, кора уже имеет океаническую структуру.

Маскаренский хребет разделяется на три части: северную континентального строения (мощностью земной коры до 30 км), среднюю с океанической корой и южную также с океанической корой и молодыми вулканами. У южного окончания Маскаренского хребта расположены вулканы островов Маврикий и Реюньон (3070 м). Последний является крупнейшим действующим вулканом Индийского океана, состоящим из двух щитовых вулканов — потухшего и активного. Наиболее глубоко эродированная часть потухшего вулкана сложена агломератовыми потоками оливино-базальтов. Потоки перекрыты мощной толщей океанитов и оливиновых базальтов (океанитовая серия), на которых лежат полевошпатовые базальты и лавы среднего состава (дифференцированная серия). В фундаменте центральной части вулкана выходит сложная интрузия, состав которой изменяется от пикритового до кварц-сиенитового. Питон-де-ла-Фурнез — активный щитовой вулкан гавайского типа, увенчанный четырьмя телескопированными кальдерами, образованными при обрушении вершины по концентрическим разломам. Вулкан характеризуется частыми современными излияниями по радиальным трещинам, образующим шлаковые конусы и потоки океанитов и оливиновых базальтов, сходные с лавами потухшего вулкана.

Химический состав вулканических пород о. Реюньон свидетельствует о том, что вулканы этого острова, так же как и Гавайские вулканы, состоят из щитов, сложенных океаническими базальтами и покрытых щелочными лавами. В противоположность гавайским вулканам, магла вулканов о. Реюньон не толеитовая, а промежуточная между толеитовой и оливиновой.

На острове Маврикий расположен другой вулкан аналогичного типа, он является полуразрушенным вулканом и сложен оливиновыми базальтами. Сохранились молодые лавовые базальтовые покровы, окружающие эруптивные кратеры вулкана, которые образуют ряд, выходящий на подводную платформу. Встречаются дайки базальтов и трахитовые купола. Начало вулканизма

на подводном хребте относится к мелу, а последние два цикла вулканизма — базальт-трахитовый начальный и оливин-базальтовый поздний — к плейстоцену. Оливиновые базальты острова сходны с лавами центральной части Тихого океана.

Группа крупных вулканов ограничивает с севера Коморскую котловину Мозамбикского пролива. Это — Коморские острова, образующие цепь из четырех вулканов. Из них самый крупный действующий кальдерный вулкан Картала о. Гранд-Комор. Его кальдера имеет эллиптические очертания (длина 4 км, ширина 3 км). Внешние стены возвышаются над дном на 100 м. В центре кальдеры находится овальный кратер длиной 1300 м, шириной 800 м и глубиной 300 м. Небольшой цилиндрический кратер (диаметр 250 м и глубина 30 м) обнаружен в 1 км севернее. В вертикальных стенах обоих кратеров наблюдается разрез вулканогенно-осадочных пород, заполнивших кальдеру, и мелкие дайки, прорывающие эту толщу по разломам. Наиболее молодой лавовый поток изливался на острове 21 июля 1956 г. из трещины, расположенной между двумя кратерами. На этом потоке, а также в кратерах на нескольких небольших пепловых конусах еще действуют фумаролы. По расположению пепловых конусов и трещин видна радиальная структура всей кальдеры.

Приуроченность кальдеры к пересечению двух региональных трещинных систем показывает, что ее строение контролировалось региональной тектоникой. Современная кальдера — результат наложения по крайней мере четырех небольших кальдер, в основании которых лежат блоки земной коры континентального типа, обломки микроконтинента между Африкой и Мадагаскаром. К континентальному типу принадлежат и лавы вулканов; в их основании лежат неогеновые базальты, а выше — щелочная серия — фонолиты, тефриты, тингуаиты. После периода покоя изливались четвертичные базальты и трахиты. Современные и плейстоценовые лавы — базальты с анкарамидами.

Континентальную структуру имеет фундамент Чагос-Мальдивско-Лаккадивского хребта. Он отделен от Индостана региональным сбросовым уступом — флексурой, простирающейся вдоль побережья Западных Гат, с опусканием блока на дно океана на глубину 1—3 км. Предполагается, на основе геофизических данных, что в основании хребта лежат базальты, покрытые известняками. Хребет имеет строение, типичное для горстовых образований на океанических платформах.

К таким же структурам относятся все вулканические острова Тихоокеанской платформы, не принадлежащие к системе островных дуг и характеризующиеся положительными гравитационными аномалиями. Для вулканов этих островов свойствен базальтовый состав и ничтожное проявление кислого и среднего вулканизма. Это типично для базальтового типа океанической коры и поэтому опускание фундамента вулканов на обширных площадях Тихого океана, лежащих внутри андезитовой линии, связано с грави-

тационной нагрузкой. При этом образуются плосковершинные гийоты — вулканы, обычно принадлежащие к позднемеловому возрасту, со срезанными морской абразией вершинами.

Быстрый темп исследований дна океана, естественно, влечет за собой калейдоскопическую смену гипотез о происхождении его структур. Недавно выдвинутое Г. Хоссом и Г. Менардом [50] представление о существовании в центре Тихого океана срединно-океанического поднятия Дарвина ныне уже отвергается [88]. В результате бурения дна Тихого океана оказалось, что в этом районе, районе многочисленных ателлов и гийот, нет карбонатных надбазальтовых отложений. Верхнемеловые и третичные илы, покрывающие базальтовое ложе, свидетельствуют о значительных глубинах верхнемезозойского океана. По геофизическим данным, под базальтами лежит слоистая осадочная толща. Выявить закономерные связи погружений и поднятий гор Тихого океана с крупными структурами дна пока не удастся. Вулканы, широко распространенные на дне, приурочены не только к срединно-океаническим хребтам, но охватывают множество локальных структур дна, еще не полностью классифицированных.

Гавайский вулканический хребт имеет протяженность более 3,5 тыс. км, пересекая в северо-западном направлении центральную часть Тихого океана. На 72° с. ш. и 172° в. д. хребт коленообразно изгибается и переходит в цепь, состоящую из 30 подводных щитовых вулканов, продолжающую Гавайский подводный хребт и вытянутую на 2,5 тыс. км, вплоть до смыкания с Курило-Алеутской впадиной. В северо-западной части этого гигантского хребта вулканизм уже иссяк и щитовые вулканы, погрузившиеся на дно океана, стали фундаментом для коралловых рифов (рис. 39).

Вулканы имеют эшелонированное расположение вдоль разрывов, образованных в региональном поле растяжения. Глубинная структура вулканов связана с рифтами в верхней мантии и базальтовой коре океана, протягивающимися вдоль сводового поднятия подводного хребта. Рифтовые зоны некоторых вулканов образуют сеть разломов, вытянутую вдоль общей структуры поднятия. Вулканизм развивался пульсационно, по возрасту вулканы становились все более молодыми в юго-восточном направлении.

Надводные вулканы в западной части Гавайских островов на о. Куре действовали в палеогене, а вулканы на о. Гавайи продолжают действовать и сейчас (рис. 40). Начало излияния вулканов в восточной части Гавайских островов несколько опережает окончание извержений вулканов, расположенных западнее. Предполагается, что магматические очаги лежат на глубине 50—100 км и связаны с поверхностью земли цилиндрическими магмовыводящими каналами диаметром 20—25 км. Очаги плавления, питающие вулканы, должны достигать объема порядка 100 км^3 . Глубинная структура гавайских вулканов изучена на основе магнитных аномалий, которые связаны с дайковыми сериями основных пород.

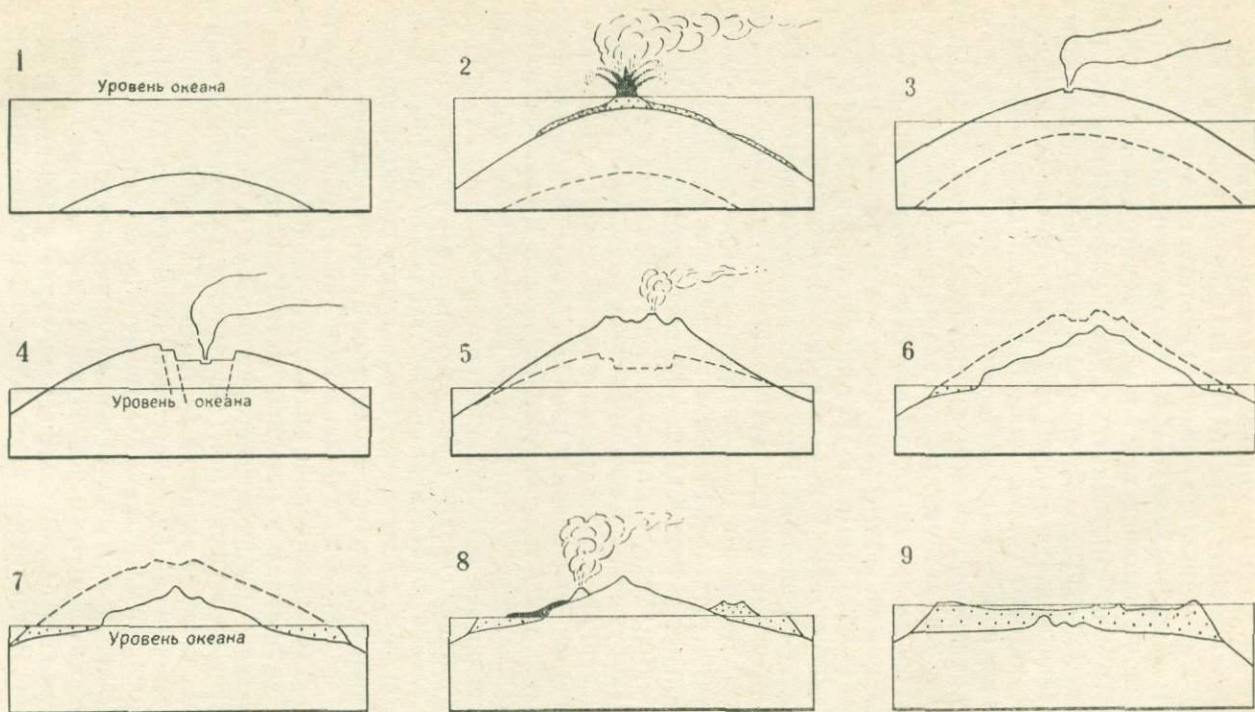


Рис. 39. Стадии формирования щитового вулкана Срединно-океанического хребта. По Стерну

1 — форма подводного щитового вулкана; 2 — воздымание купола и образование пеплового конуса гидроксплозии; 3 — формирование щитового островного вулкана; 4 — образование кальдеры; 5 — послекальдерная стадия образования шлаковых конусов; 6 — затухание вулкана, эрозия и образование рифового кольца; 7 — погружение острова, рост рифового обрамления; 8 — возобновление вулканических излияний; 9 — погружение вулкана и образование атолла

Галапагосский вулканический архипелаг относится к восточной части Тихого океана и лежит у берегов Центральной Америки. Он принадлежит к области Тихого океана, где при подводном бурении не встречено пород более древних, чем кайнозойские. Галапагосские острова связаны с опущенными по разломам структурами американского континента, протягиваясь на юго-запад вдоль рифтового разлома, увенчивающего подводные хребты, параллельные Америке. Древнейшими породами архипелага яв-

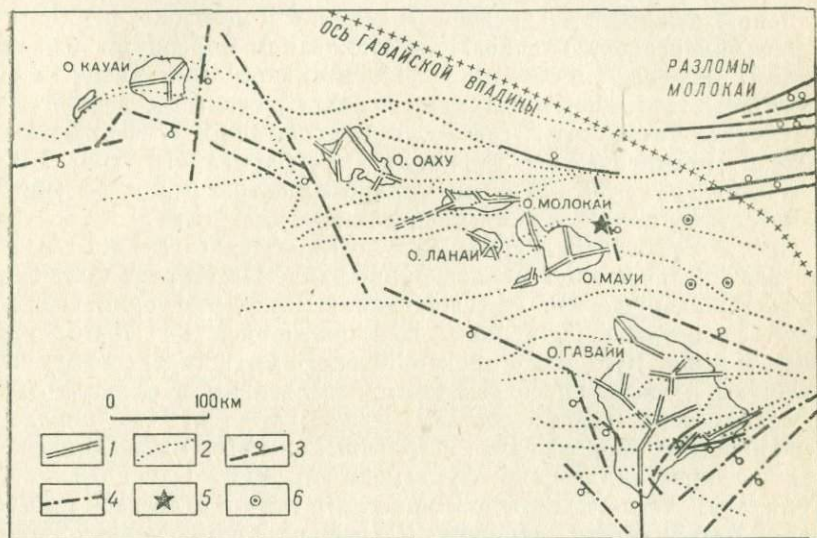


Рис. 40. Схема структуры Гавайских островов. По В. Макдональду [151]
 1 — рифтовые зоны вулканов; 2 — простирание магнитных аномалий; 3 — разлом с отметкой опущенной стороны; 4 — предполагаемые разломы; 5 — эпицентр землетрясения в районе о. Мауи в 1938 г.; 6 — эпицентры невулканических землетрясений

ляются подводные вулканы, переслаивающиеся с известняками. Возраст лав 1,47 млн. лет.

Щитовые базальтовые вулканы имеют кальдеры шириной до 11 км, принадлежащие к гавайскому типу. Все остальные вулканы Галапагосских островов образованы в плейстоцене и голоцене.

На острове Исабела расположен большой вулкан Сьерра Негра, недавнее извержение которого происходило вдоль кольцевых трещин вблизи вершинного кратера в северной части кальдеры. Эруптивная зона, идущая по краю главной кальдеры, являлась местом излиний. Несколько депрессий образовано в связи с субвулканической деятельностью вулкана.

Вулканы островов Албемарл и Нарборо имеют толеитовый состав лав. Их вершинные кальдеры окружены шлаковыми конусами и конусами разбрызгивания. Вулканы других островов, без вершинных кальдер, изливали щелочные базальты.

Региональный тип извержений Галапагосских островов имеет переходные черты между гавайским океаническим вулканизмом и окраинно-континентальным вулканизмом.

Вулканизм куполообразных массивов

На дне океанов встречаются крупные изометрические поднятия океанических платформ, часто захватывающие и континентальные платформы на границе океанов и континентов. Примером куполовидных массивов являются острова Зеленого мыса — архипелаг вулканов, лежащий на древнем (эоценовом и мезозойском) континентальном осадочном основании, сложенном морскими известняками. В фундаменте приконтинентальной восточной части архипелага встречаются интрузии щелочных гранитов, фонолитов, эссекситов, оливковых габбро, принадлежащих к верхнемезозойской магматической формации платформенного типа. Их аналогами являются интрузии Канарских островов и о. Мадейра, также относящиеся к континентальной платформе.

Плато островов Зеленого мыса поднимается с глубины 4 км. Острова Зеленого мыса образуют две цепи. На острове Сант-Ягу находится разрушенный щитовой вулкан Пико-де-Антония. Остров Фогу — действующий вулкан, возвышающийся на 2829 м над уровнем моря. Вулканы островов Зеленого мыса характеризуются новейшим и частично современным базальтовым и фонолитовым вулканизмом и сейсмичностью. Предполагается, что доколом вулканических сооружений островов Зеленого мыса является древний кристаллический фундамент Африки. Однако земная кора островов имеет черты океанического типа и относится к коре окраин материкового подножия. Возраст осадочных пород о. Маю 150 млн. лет; он свидетельствует о верхнемезозойском возрасте отложений, мощность которых по мере перехода к континентальной коре возрастает.

Для континентальных и океанических купольных структур характерна общность типов вулканических пород и одна и та же направленность эволюции магмы, с тенденцией увеличения ее щелочности по мере роста вулканических массивов. Это подчеркивает структурное родство вулканизма континентальных и океанических платформ.

К куполовидным вулканическим массивам принадлежит также и структура Канарских островов, западная группа которых расположена на коре океанического типа, наиболее древние породы в ней — меловые; а восточная группа островов лежит на континентальной коре с палеозойскими (?) породами в фундаменте. Осадочные породы основания вулканов вплоть до морского среднего миоцена образуют складчатую структуру, являющуюся подводным продолжением Атласских гор (Африка). Вулканы западных островов представлены огромными кальдерными вулканами, особенно активно действовавшими в плейстоцене; однако они и ныне характеризуются мощными извержениями. Это щитовые

вулканы (о. Фуэртевентура) с побочными кратерами. Крупные кальдеры находятся на о. Пальма с конусовидными вулканами Роке-де-лос-Мучачос (2631 м), на о. Тенерифе лежит вулкан Тейде (3718 м).

Восточная группа Канарских островов расположена в 115 км от берегов Африки на ее материковом склоне, являясь орографическим продолжением Атласских гор. Хотя кристаллический фундамент и складчатые формации под лавовыми покровами не выявлены, но субширотная вытянутость подводного хребта свидетельствует о его линейном строении. Вулканы этой группы островов имеют меньшие размеры и характеризуются трещинными извержениями (вулкан Лансароте) с образованием побочных конусов.

Вулканическая деятельность на Канарских островах началась в третичный период и была особенно интенсивной в течение плейстоцена. Вулканические извержения отмечались здесь в 1430, 1704, 1798, 1909 и в 1949 гг., когда произошло сильное извержение вулкана на о. Пальма. Это маленький вулканический остров с изрезанным рельефом, находящийся в 500 км от Африканского побережья. Самая высокая точка острова поднимается над уровнем океана, имеющего здесь глубину 4000 м, на 2423 м. В северной части острова располагается глубокая кальдера, на дне которой обнаружены породы домиоценового (?) фундамента, сложенного спилитовыми подушечными лавами, туфами, брекчиями, обломочными образованиями, прорванными разнообразными дайками. Выше залегает мощная толща вулканических пород, называемая покровной. В нижней части — это в основном агломераты, в верхней — трахибазальтовые лавы и туфы, местами перекрываемые фанолитовыми лавами. Вся толща пронизана многочисленными дайками преимущественно основного и ультраосновного состава. Эти породы слагают высокий хребет, простирающийся от кальдеры к южной оконечности острова. Склоны хребта покрыты молодыми лавами многих генераций, излившихся из многочисленных боковых вулканических жерл. По составу это преимущественно щелочные базальты и туфы. В южной части острова часто встречаются фанолиты. Излияние лав, залегающих выше поверхности размыва домиоценового фундамента, происходило, по-видимому, в интервале от плиоцена до настоящего времени.

На острове Гомера также выделяется два комплекса пород: ранний базальтный, образованный основными и ультраосновными плутоническими породами и перекрывающими их осадочными и вулканогенными породами основного состава, и более поздний, сложенный вулканогенными формациями. Среди плутонических пород базального комплекса преобладают перидотиты, пироксениты, оливковые габбро, габбро и сиениты. Осадочные и вулканогенные породы базального комплекса не затронуты термальным метаморфизмом. Значительный объем комплекса (до 80%)

занимают дайки различного возраста и направлений, мощность их до 20—30 м. Преобладают дайки базальтов, реже встречаются анкармиты, трахибазальты, трахиты и фонолиты. Возраст основных и ультраосновных пород комплекса предположительно меловой. К-Аг определение возраста сиенитов дало 15 млн. лет.

Остров Иерро представляет собой остатки щитового вулкана, поднимающегося на 5,5 км над дном океана (высота надводной части 1,5 км). Залив Эль-Гольфо на севере острова возник в результате гравитационного оползания и погружения части вулкана. Надводная часть вулкана сложена двумя сериями пород: плато-базальтами и их туфами с прослоями трахитов. Они перекрыты продуктами извержений более молодых небольших вулканов. Некоторые лавы изливались после образования залива Эль-Гольфо. Состав лав: щелочные базальты, тефриты, базаниты, приближающиеся к лимбургитам и анкаратритам. Время образования залива Эль-Гольфо 200 тыс. лет назад. Серии плато-базальтов не древнее 3 млн. лет. Цоколь острова, вероятно, включает третичные и плиоценовые породы.

Сходное строение фундамента имеют Сейшельские острова, расположенные на западе Индийского океана. В северной части архипелага острова лежат на земной коре континентального типа с выходами в фундаменте гранито-гнейсов рифея (абсолютный возраст 650 млн. лет), аналогичных породам восточной окраины о. Мадагаскар. В южной части Индийского океана крупной куполообразной вулканической областью является о. Кергелен, занимающий площадь более 6,5 тыс. км². Фундаментом новейших вулканов острова являются траппы плато Кергелен-Херд, возможно, мелового возраста, образующие подводную платформу на глубине 1 км. Выше фундамент сложен щелочными базальтами натриевого типа с небольшим количеством муджиритов и гаваитов. Миоценовые и плиоценовые извержения вулканов завершились формированием современных вулканов. На о. Херд находится активный вулкан Биг-Бен, на юге — фумарольный вулкан Сен-Амуар. Современный вулканизм острова характеризуется кислым составом и многочисленными фонолитовыми экструзиями. Интрузивные породы имеют щелочной состав и агнаитовый тип кристаллизации, типичный для пород континентальных щитов. Известен также крупный интрузивный плутон, сложенный диоритами. Рельеф дна океана в районе описанных островов имеет глыбовое строение, характерное для областей вулканизма Южного океана [29].

Вулканизм срединных массивов, преобразованных в окраинные моря

В качестве арены мощного вулканизма срединные массивы занимают важное место среди структур, возникающих за счет активизации древнего фундамента, сохранившегося внутри более молодых складчатых областей. Анализ вулканизма срединных

массивов свидетельствует о его сходстве с вулканизмом континентальных платформ в период их превращения в океанические впадины. Вероятно, имеются общие черты в формировании окраинных и внутренних морей на срединных массивах с формированием земной коры молодых океанов на платформах. Континентальная земная кора ряда срединных массивов, покрытых окраинными морями, преобразована в океаническую кору, отделенную от океана островными дугами.

Механизм океанизации срединных массивов можно рассматривать, исходя из различных теоретических предпосылок, — мобилистических и фиксистских. Поскольку в геологическом развитии срединных массивов морские и континентальные условия чередовались, изучение окраинных морей, образованных на срединных массивах, играет вспомогательную роль для познания процессов океанообразования. Срединные массивы есть опущенные, покрытые осадочным чехлом, и приподнятые — с обнаженным кристаллическим фундаментом. Если для опущенных срединных массивов характерны вулканические излияния основного типа, то для приподнятых — гранитоидный вулканизм.

Тектоно-магматическая активизация может привести к формированию на срединных массивах подвижных поясов геосинклинального осадконакопления и вулканизма. Следовательно, срединные массивы нельзя рассматривать как жесткие устойчивые элементы земной коры еще и в связи с тем, что на них происходит мощная вулканическая деятельность. Она начинается излияниями спилито-кератофиров при захвате периферии срединных массивов геосинклинальными процессами и кончается излияниями базальтов платформенного типа с последующим тафрогенезом и обрушениями с образованием впадин молодых морей.

Классификация срединных массивов проводится по Е. Е. Милановскому и Н. В. Короновскому [55]. Срединные массивы по типам строения земной коры и структурно-морфологическим особенностям подразделяются следующим образом.

1. Консолидированные массивы на континентальной коре; они в свою очередь подразделяются на:

а) срединные массивы — жесткие блоки, приподнятые или опущенные между складчатыми сооружениями альпийского пояса и являющиеся ареной мощного раннеорогенного вулканизма;

б) внутренние массивы — ядра антиклинорий складчатых систем, характеризующиеся интенсивным позднеорогенным вулканизмом;

в) краевые массивы — внешние зоны поднятых орогенов;

г) периферические массивы — участки молодых платформ, прилегающие к орогенному поясу.

2. Глубоководные впадины с корой субокеанического типа; они подразделяются на:

а) внутренние глубоководные впадины, расположенные в центральной зоне складчатых систем и опущенные на заключительных

этапах орогенеза, для них свойствен мощный кислый, а позднее основной вулканизм;

б) периферические подводные впадины — опущенные в новейшее время участки складчатых сооружений с выровненным рельефом и отсутствием вулканизма;

в) окраинные глубоководные впадины, расположенные в перикратонных опусканиях эпибайкальских и эпигерцидских платформ.

Л. Э. Левин отмечает важную роль вулкано-тектонических процессов в образовании окраинных морей на опущенных срединных массивах. Он разделяет окраинные моря средиземноморского и тихоокеанского поясов на четыре типа:

а) расположенные на склонах древних платформ (Северное, Балтийское, Адриатическое моря) — перикратонные бассейны, начало формирования которых относится к древнему палеозою;

б) расположенные на склонах молодых платформ (Черное, Каспийское моря, Мексиканский залив) и сформировавшиеся в позднем палеозое;

в) образованные в пределах срединных массивов в раннеальпийское — мезозойское время (Берингово, Южно-Китайское, Карибское моря);

г) образованные на срединных массивах в кайнозое (Тирренское, Охотское, Японское моря и др.).

Эта классификация предполагает существование перикратонных и периокеанических прогибов и эпигеосинклипальных межгорных впадин. Северная область Атлантического океана, как часть его гетерогенной структуры, может быть отнесена к типу окраинных морей, расположенных на склонах древних платформ (перикратонных). В пользу этого свидетельствует аналогичная история развития этого бассейна Северного моря. Общими для внутренних и окраинных морей являются следующие черты: резкое утонение, а местами отсутствие гранито-гнейсового слоя, в пределах контуров обрушения срезающих простирание домезозойских структур; молодой позднекайнозойский возраст глубоководных котловин и близкие амплитуды прогибания.

На стадии обрушения консолидированных срединных массивов отмечаются важная роль тектоно-магматических процессов, в результате которых произошло утонение и исчезновение гранито-гнейсового слоя, формирование интракратонной складчатой зоны и прогиба. В вулкано-тектонической истории районов окраинных морей различаются две стадии:

1) стадия вулканизма основного типа в форме площадных излияний с формированием плато-базальтовой формации (Северное море, венд — средний палеозой; Черное море, средний мезозой; северная часть Атлантического океана, мел — палеоген;

2) стадия образования базальт-трахитовой формации, сопряженная с тафrogenезом и формированием системы грабенов, сопровождающаяся галогенезом.

Атлантический океан является гетерогенным образованием и занимает котловины с фундаментом разного возраста. Наибольшая из них сформировалась в позднем мезозое в опущенной палеозойской складчатой области, включавшей элементы платформ и срединных массивов. Наиболее молодой частью океанического бассейна является северная область, включающая Тулейскую вулканическую провинцию. Направление Гренландско-Фарерского порога здесь унаследовано от палеозойской складчатой системы.

Позднейшее формирование северной части Атлантического океана происходило главным образом на кайнозойских структурах. Из них наиболее молодым является Срединный Атлантический хребет в районе Исландии, где четко прослеживается вулканизм.

Эволюция вулканической деятельности в северной части Атлантического океана на фоне рифтогенеза происходила от основных к кислым породам в соответствии со сменой площадных базальтовых излияний на праоконтиненте Эриа излияниями в рифтовых долинах Исландии. Можно предположить, что участок, подвергшийся рифтогенезу между Гренландией и Шотландией, мог развиваться в 3—4 стадии в течение кайнозойского времени (см. рис. 33).

Южная часть Атлантического океана — между Америкой и Африкой — расчленена на субширотные отрезки, включающие погруженный на дно океана альпийский складчатый пояс, переходящий к востоку в средиземноморский, и платформенные области с обрамляющими их палеозойскими складчатыми структурами.

В южной части Атлантического океана рифтогенез, вероятно, начался несколько раньше и охватил более обширные пространства Гондваны. Вероятно, ширина зоны рифтогенеза сужалась к северу и югу от экваториальной области. Чем ранее процесс рифтогенеза прошел на флангах молодых океанов, тем более затушеваны сбросовые уступы наложенным позднее структурообразованием. На экваторе субширотный разлом сместил молодую рифтовую структуру Срединного Атлантического хребта, а более молодые поперечные разломы были наложены на его ось. В наиболее молодых зонах рифтогенеза в северных и южных широтах Атлантики он наложен на континентальные структуры платформы Эриа (Тулейская провинция) и Антарктической платформы (Антарктида).

История развития Северного моря ближе всего стоит к истории развития северной части Атлантического океана. Северная часть Атлантического океана, как часть его гетерогенной структуры, может быть отнесена к числу эпиплатформенных впадин, расположенных на склоне древней платформы. В таком понимании Северная Атлантика может быть причислена к эпиплатформенным орогенным впадинам, наследующим трапповую плато-базальтовую

провинцию с континентальной седиментацией (угли, конгломераты) в мелу — эоцене и глубоководной обстановкой в неогене. В настоящее время эта впадина заполняется океаническими типами вулканогенно-осадочных формаций и соответствует обстановке формирования Северного моря в позднем палеозое, когда произошло разрушение срединного массива с образованием морского бассейна.

В свете представлений новой глобальной тектоники эволюция краевых бассейнов, располагающихся в тылу островных дуг (Охотское, Японское моря), связывается с расширением коры, вследствие вторжения астеносферной интрузии. Последняя рассматривается как следствие теплового эффекта погружения под континент литосферной плиты по наклонной поверхности Беньофа. В результате предполагается разрыв литосферы в центральной части бассейна, сопровождающийся рифтогенезом и растяжением вновь образующейся базальтовой земной коры. Иными словами, здесь в миниатюре воспроизводится гипотетический процесс растяжения дна океана по рифтовой долине срединно-океанического хребта. Однако в окраинных морях молодые базальтовые излияния и повышенный тепловой поток не сопряжены со структурами, подобными срединным океаническим хребтам, и кинетическая модель является более сложной.

ВУЛКАНИЗМ РАЗНОРОДНЫХ ОРОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Вулканизм авлакогенных поясов

К орогенным поясам, расположенным на разнородных фундаментах, принадлежащих как к океаническим, так и к континентальным структурам, относится Камерунский вулканический пояс. Это авлакогенная структура, протягивающаяся более чем на тысячу километров и выраженная в рельефе Камерунским грабеном или рифтом, с приподнятым западным крылом. Пояс пересекает область океанического дна Гвинейского залива и Африканский щит и далее идет к оз. Чад. На континенте — это область глубокого погружения докембрийского фундамента, расширяющаяся в сторону океана и воздымающаяся к северо-востоку. В этом состоит отличие Камерунского авлакогена от Африканских рифтов, образованных на сводообразном выходе докембрийского фундамента. В области, прилегающей к Камерунскому авлакогену, фундамент погружается. Камерунская впадина ограничена крутыми сбросами с амплитудой опускания по ним до 1 км. Эта система сбросов северо-восточного простирания была заложена в мезозойскую эпоху в период деструктивных обрушений, в результате которых образовался Атлантический океан.

Как показали результаты сейсморазведки, у берегов Африки комплекс пород древнего основания погружен не менее чем на

3 км. Здесь выявлен крутой прогиб докембрийского фундамента, в котором известны мощные толщи, накапливавшиеся, по крайней мере, с верхнего мела. Первую ступень погружения Западной Африки в сторону Атлантического океана образует докембрийский Гвинейский щит, уходящий под меловые и третичные отложения. Вторую ступень погружения, которая окаймляет на северо-западе Африки Гвинейский щит, образует палеозойский складчатый пояс; он опустился в послегерцинское время и продолжается на дне океана; прямолинейный континентальный уступ западного побережья Африки имеет сбросовое происхождение. Этим сбросом вскрыты интрузии и дайки долеритов домелового возраста, имеющие простирание, параллельное береговой линии; они, вероятно, связаны с прибрежными флексурами, как и в Восточной Гренландии.

Вся история позднемезозойского геологического развития окраины африканского континента связана с опусканиями крупных континентальных глыб на дно Атлантического океана. С Камерунским грабеном, унаследовавшим, вероятно, направление одного из деструктивных разломов, сопряжена группа расположенных вдоль него вулканических островов. Среди них о. Фернандо-По, лежащий на шельфе и отчлененный от континента неглубоким проливом, по строению фундамента сходный с материком. В Атлантическом океане поднимаются острова Принсипи, Аннобон. Завершает этот ряд вулканических островов о. Св. Елены, лежащий на подводном Гвинейском плато у восточного склона Срединного Атлантического хребта. Приподнятый над дном океана Гвинейский порог связан с разломами северо-западного направления и соединяется со Срединным Атлантическим хребтом, разделяя Гвинейскую и Ангольскую котловины.

Большинство вулканов, приуроченных к Камерунскому грабену, действующие, но сейсмичность этого района невелика, хотя и отмечается на всем протяжении грабена, вплоть до оз. Чад, свидетельствуя о продолжающихся здесь тектонических движениях. Интенсивность землетрясений здесь находится на уровне сейсмичности Атласских гор. Глубина гипоцентров землетрясений около 100 км, что соответствует по типу землетрясений рифтовым структурам континентальных платформ и срединно-океанических хребтов.

Вулканы Камерунского авлакогена образованы в грабене, морфологически хорошо выраженном в окрестностях вулкана Камерун (рис. 41). У побережья Атлантического океана выявляется молодое поднятие, с проседанием которого связан ступенчатый грабен и кальдеры Эбога и Эленгум. Кальдеры Бамбутос, вулкан Маненгуба и другие теперь уже неактивные вулканотектонические структуры вулкана Камерун возникли при обрушении кровли базальтовых и трахитовых вулканов после мощных излияний трахитов и фанолитов по кольцевым разломам.

Это произошло за счет выплавления из фундамента анатектитовой магмы и извержений, происшедших в конце верхнего мела — начале третичного времени.

Вулкан Сан-Томе лежит в шельфовой зоне Гвинейского залива у континентального уступа Африканской платформы и связан, вероятно, с пограничными структурами между континентальной и океанической платформами. Стратовулкан Камерун лежит

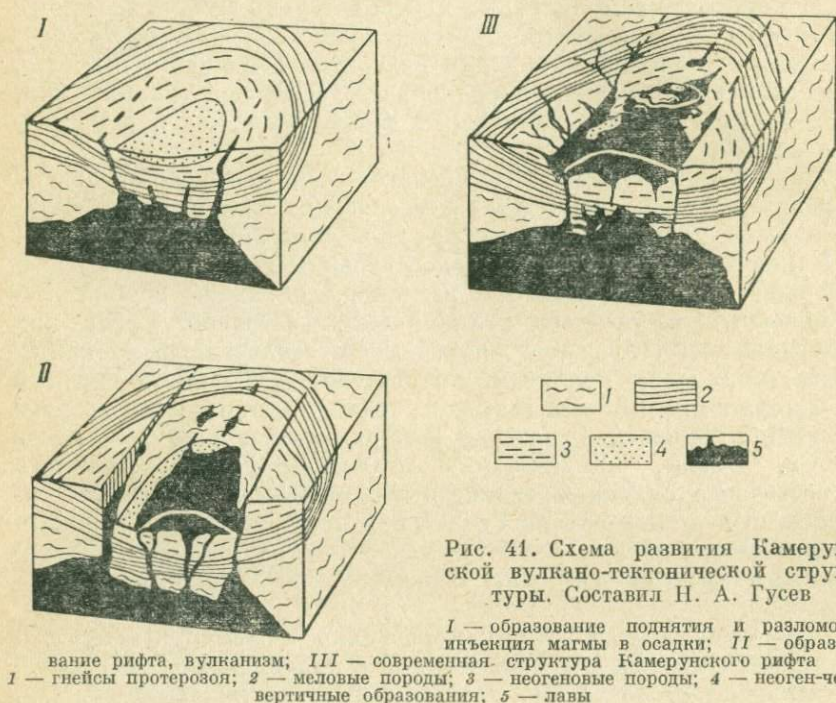


Рис. 41. Схема развития Камерунской вулкано-тектонической структуры. Составил Н. А. Гусев

I — образование поднятия и разломов, инъекция магмы в осадки; II — образование рифта, вулканизм; III — современная структура Камерунского рифта
1 — гнейсы протерозоя; 2 — меловые породы; 3 — неогеновые породы; 4 — неоген-четвертичные образования; 5 — лавы

на меловых и третичных породах, образуя эллиптический конус с диаметрами основания 50×35 км (объем лав 1400 км^3). Вдоль грабена к северо-востоку протягиваются обширные лавовые покровы, излившиеся из молодых кратеров, и останцы лавовых плато внутренней части Африки. Крупные кальдеры обрушения в этом районе описаны Б. Жезом.

Конус вулкана Камерун сложен неогеновыми и четвертичными лавами, он имеет четыре активных и девять потухших вершин. Извержения были в 1909 и 1922 гг. Среди лав преобладают базальты и трахиты.

Вулканический район Нгаундере сложен базальтовыми покровами, нефелиновыми базанитами, тефритами с подчиненным значением фонолитов. Разрушенный вулкан Этинде по возрасту

относится к позднему мелу (сеноман). Это наводит на мысль, что разлом Камерун функционировал продолжительное время. В настоящее время он пересекает океанические и континентальные глыбы платформы, но в прошлом мог быть структурой, развитой на континентальном щите и разорванном вкрест простирания деструктивными сбросами при обрушении атлантического побережья Африки.

О сопряженном развитии структур окраины материка и прилегающих частей Атлантического океана свидетельствует продолжение альпийского пояса складчатости в западном направлении на дне Атлантического океана, а также погружение на юго-запад Камерунского авлакогена и формирование ряда вулканических островов, простирающихся до о. Св. Елены.

Шельф Бразилии и глубоководная котловина Атлантического океана у ее берегов также имеют продолжающиеся с континента в океан крупные тектонические структуры. Одна из них прослеживается на побережье Бразилии на протяжении около 400 км и уходит в пределы Бразильской глубоководной котловины, сопровождаясь интенсивными глыбовыми движениями и активным вулканизмом. Предполагаемые здесь вулкано-тектонические зоны увенчаны вулканическими островами Фернанду-ди-Норонья, Мартин-Вас, Триндади и рядом поднятий, простирающихся от шельфа в глубины океана. Их фундаментом являются нижнемеловые базальтовые покровы, подстилающие океанические осадки и обрамленные вдоль окраин континента грабенами подножия континентальных уступов. Дно океана по обе стороны Срединного Атлантического хребта было ареной мощных базальтовых излияний. Они датируются концом юры — мелом, но, вероятно, в ряде районов Атлантического океана происходили и в более раннее время. По направлению к Срединному Атлантическому хребту ареалы этих площадных излияний сужались в течение третичного времени, ограничиваясь зонами последовательных обрушений, подобных структурам телескопированных рифтов вулканических поясов. Ареальные излияния по мере уменьшения площади сменялись излияниями в рифтах, соответственно изменяясь по петрохимическому типу магм от оливинных базальтов до щелочных базальтов, фонолитов и ультращелочных лав.

В Ангольской котловине на продолжении тектонической линии Камерун лежит группа подводных вулканов, достигающих высоты более 2,5 км над дном океана. Количество их увеличивается к Срединному Атлантическому хребту, где ряд завершается вулканами о. Св. Елены. Вулканы о. Св. Елены образованы двумя щитовыми базальтовыми вулканами, поднимающимися с глубины 4 км на подводном Гвинейском плато в 600 км от Срединного Атлантического хребта. Остров Св. Елены расположен на юго-западном продолжении тектонической линии Камеруна, с которой связывается структурой Гвинейского поднятия. Вулканы

о. Св. Елены намного древнее вулканов Срединного Атлантического хребта (базальты 11×10^6 лет, поздние потоки $7,5-9,6 \times 10^6$ лет, щелочные интрузии $7,6 \times 10^6$ лет). Ксенолиты древних невулканических пород не обнаружены.

Изучение кайнозойского вулканического пояса Камеруна и Нигерии показало, что он контролируется древними линеаментами, активизированными в мезозойское время континентальными разломами и новейшими разрывами. Разлом Камерун является связующим звеном между океанической платформой (талассократом) и Африканским щитом и после обрушения части африканского континента и образования океанической платформы продолжал оставаться активной вулcano-тектонической структурой, свидетельствующей о принципиальном тождестве процессов вулканизма на континентальных и океанических платформах. При этом в результате орогенеза в этой части дна Атлантического океана образовался Гвинейский порог, являющийся отрогом срединно-океанического хребта.

Антарктический вулканический пояс

Антарктический вулканический пояс имеет неоген-четвертичный возраст и на протяжении более 5 тыс. км объединяет несколько звеньев, принадлежащих к различным стадиям тектонического развития Тихоокеанского подвижного пояса, отличающегося также и сейсмической активностью. Южный участок пояса простирается к Новой Зеландии через океанические районы подводного и надводного островного вулканизма.

Антарктический пояс является примером единой зоны активизации земной коры, наложенной на кристаллический фундамент байкальского возраста, образовавшей блоки, разделенные мобильными зонами. Западная Антарктида — это область проявления позднекайнозойского орогенеза, который охватил как древнюю платформу, так и Тихоокеанский мобильный пояс. Здесь вулканы образовали пояс протяженностью в несколько тысяч километров, отличающийся в зависимости от структуры субстрата различным составом. Новейший вулканизм здесь развивался в качестве наложенного на платформу, а так же как вулканизм продолжающегося развития геосинклинального пояса. Кайнозойские грабен-синклинальные и рифтовые депрессии являлись зонами накопления вулканогенно-осадочных формаций, местами залегающих в ненарушенном состоянии и подверженных дислокациям только вблизи крупных разломов, связанных с блоковыми движениями.

К районам эпиплатформенного вулканизма принадлежат Земля Мэри Бэрд и Земля Виктории. Антарктический полуостров Западной Антарктиды является эпигеосинклинальной раннеорогенной структурой. На островах Тихого океана находятся уже эпигеосинклинальные структуры островных дуг (рис. 42).

Крупнейшим районом Антарктиды, где проявился кайнозойский вулканизм — в период от эоцена (55 млн. лет) до плейстоцена (0,8—0,2 млн. лет), — является Земля Мэри Бэрд. Вулканический пояс Земли Мэри Бэрд принадлежит к области рифейско-раннепалеозойской платформы, активизированной, начиная со среднего палеозоя. Щелочность вулканизма, сопровожда-

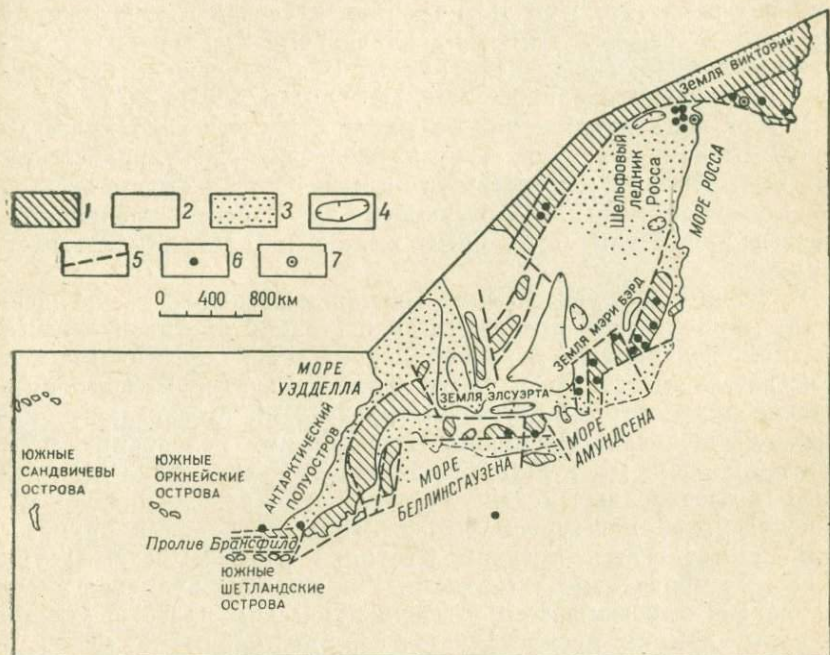


Рис. 42. Вулканический пояс Антарктики. По Б. Г. Лопатину

1 — участки материка, расположенные выше уровня моря; 2 — то же, ниже уровня моря; 3 — шельфовые ледники; 4 — впадины глубже 1000 м; 5 — линии разломов (по геофизическим данным); 6 — потухшие вулканы; 7 — действующие вулканы

ющего активизацию, с течением времени увеличивалась и в позднем кайнозое приобрела четкий калиево-щелочной характер. Среди лав преобладают щелочные базальты и трахиты. Вулканическая цепь Земли Мэри Бэрд состоит из нескольких десятков крупных стратовулканов, увенчивающих блок гондванской платформы, отделенной от складчатой системы Антарканд рифтовой впадиной бассейна Бэрда, по структуре близкой к Восточно-Африканским рифтам. Вулканический хребет образован цепью вулканов (Мерфи, Такахе, Берлин и др.) и поднимается более чем на 4 км. Цепь вулканов возвышается над вулканическим плато, лежащим на кристаллическом фундаменте. Вулканы, увенчивающие вершины двух горных цепей широтного направления, имеют возраст от позднемiocенового до современного. Здесь находится 19 кальдерных вулканов и 9 стратовулканов, сопровождаемых несколькими десятками побочных конусов.

Наиболее активный вулканизм относится к периодам, датированным 36, 21 и 0,5 млн. лет, в течение которых происходило перемещение активных вулканических центров в южном направлении. Вулканические формации относятся к атлантическому типу и представлены щелочными оливиновыми базальтами, трахитами, андезит-базальтами с подчиненными фонолитами, муджиэритами и гавайитами. При этом трахиты и гавайиты преобладают в вулканах северной группы, а оливиновые базальты и муджиэриты — в вулканах южной группы. Общая площадь вулканических покровов около 200 тыс. км², объем 400 тыс. км³.

К этой же вулканической формации относятся вулканические породы Земли Виктории, откуда кайнозойский вулканический пояс протягивается к островам юго-западной части Тихого океана. На восточной окраине Антарктиды на о. Росса проявляется позднекайнозойский вулканизм щелочной оливин-базальтовой формации.

Вулканическая гряда Земли Виктории расположена на побережье моря Росса и продолжается в сторону континентального шельфа, подчиняясь меридиональной зоне, простирающейся к островам юго-западной части Тихого океана. Позднекайнозойские вулканы представлены продуктами субаэральных извержений щелочной формации. Крупнейшими вулканами Земли Виктории являются действующий вулкан Эребус (3743 м) с хорошо развитым вершинным кратером и Дисковерн (2681 м). В центральной и северной частях Земли Виктории к крупным вулканам относятся вулканы Оверлорд (3396 м) и Мельбурн (2733 м) с признаками активности. Ряд щитовых вулканов высотой до 800 м возвышается над вулканическим плато. Крупные вулканы сложены продуктами дифференциации магмы платформенного типа, сходного с породами Восточно-Африканского рифтового пояса — анортотазовые трахиты (кенииты, трахибазальты, фонолиты). Продукты излияний, образующие лавовые плато, представлены щелочными оливиновыми базальтами мало дифференцированного типа. Общая площадь, занимаемая вулканами, около 8 тыс. км².

К эпигеосинклинальному орогенезу принадлежит вулканический пояс Антарктического полуострова и Антарканд. По аналогии с другими вулканическими поясами Тихого океана неогеновые излияния происходили здесь на пенеценизированной поверхности и образовали лавовые плато. В дальнейшем глыбовое расчленение создало современный рельеф Антарктического полуострова и прилегающего к нему подводного хребта, продолжающегося островной дугой Скоша. В позднеплиоцен-четвертичное время была сформирована цепь стратовулканов.

Таким образом, известково-щелочной вулканизм позднемеловой — раннетретичной Антарктической вулканической области в неоген-четвертичное время сопровождался увеличением содержания натрия в плейстоценовых и современных вулканических

продуктах. Увеличение щелочности в вулканитах Антарктического полуострова происходит по мере приближения к платформе, он характерен и для более молодых продуктов извержений. При переходе к островной дуге начинают преобладать нормальные известково-щелочные породы — базальты, андезито-базальты и кислые лавы.

К действующим вулканам Антарктического пояса относится кальдерный вулканический о. Десепсон, принадлежащий к Южным Шетландским островам (последние извержения происходили в 1967—1969 гг.). Вулканы, расположенные вдоль грабена пролива Брансфильд, по типу излияний принадлежат к стратовулканам, сложенным оливковыми базальтами, трахиандезитами. Отмечаются вулканические вершины и в самом грабене Брансфильд, представляющем собой рифт глубиной 3,7 км и шириной 65 км. Геофизические исследования выявили крутые сбросовые нарушения по краям пролива, заполненные уплотненными осадками.



Рис. 43. Вулканический пояс Земли Мэри Бэрд. Горы Тони, Антарктида (по аэрофотоснимку)

На глубине 20—30 км лежат слои, в которых скорость сейсмических волн составляет 6,3 км/сек. Здесь вероятен океанический тип земной коры. Вблизи побережья вулканические породы относятся к эпигеосинклинальным орогенным типам Антарканд (базальты, андезиты, риолиты). На рис. 43 видна цепь вулканов Земли Мэри Бэрд.

Островная дуга Скоша связывает Антарктический пояс вулканов с Южно-Антильским; она состоит из Южных Сандвичевых островов — самого восточного звена островных дуг Тихого океана, вторгшегося в Южную Атлантику. Южные Сандвичевы острова образованы цепью недавно потухших и активных вулканов, сложенных андезитами и базальтами и кислыми лавами. Они являются островной дугой одинарного типа, обрамленной с востока глубоководной впадиной с высокой сейсмической активностью.

Данные о вулканизме мезозой-кайнозойского возраста известны для Южных Шетландских островов, образующих с лежащими восточнее Южными Оркнейскими островами часть континентального блока, связанного в одно целое с Антарктическим полуостровом. Острова Южная Георгия продолжают орогенные структуры Анд Южной Америки.

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ВУЛКАНИЗМА**ДИНАМИКА ВУЛКАНИЗМА**

Динамика оболочек планет земной группы (Меркурий, Венера, Земля, Луна, Марс) определяется взаимодействием ряда факторов, важнейшими из которых являются:

а) глубинная тепловая энергия, возбуждающая кондуктивный и конвективный тепло- и массоперенос, в результате действия которых магма выплавляется из глубинных частей планет;

б) гравитационная энергия, обуславливающая сферичность планет, деформацию и изменение крупных (континенты и океанические площади) форм их поверхностного рельефа, связанных с аномалиями в распределении масс вещества, дифференциацию глубинного вещества на оболочки с наименьшей плотностью у поверхности планет, дифференциацию веществ в магматических очагах и связанный с ней вулканизм, как планетарный процесс дегазации планет.

В результате этих процессов на планетах возникают различные структуры, в том числе планетарные, глобальные, региональные и локальные. В закономерностях образования этих структур заложены общие энергетические принципы.

Планетарным структурам планет земной группы свойственны следующие общие для планет этого типа признаки:

1) наличие гравитационно-ротационных сил, определяющих возможную минимальную массу планеты, при которой небесное тело примет сферическую форму;

2) сходство химического состава: планеты состоят главным образом из элементов с большой плотностью;

3) сходство петрографического состава пород планет: известен близкий состав пород лунных морей и океанических базальтов Земли, а также анортозитов, образующих возвышенности Луны, с анортозитами Земли;

4) более высокая (хотя и различная) температура недр планет, чем их поверхностных оболочек;

5) более низкая плотность горных пород наружных оболочек планет, образующихся в результате кристаллизационно-гравитационной дифференциации в условиях разуплотнения вещества

в глубинах планет, достигшей различной степени на разных планетах, вследствие разных стадий их эволюции;

6) аномальное распределение масс вещества в недрах планет земной группы, создающих на поверхности глобальные возвышенности и впадины и обуславливающих асимметрию планет. Формы рельефа имеют тем большую разницу высот, чем меньше размеры планеты, что связано с более значительным на больших планетах выравнением сферической формы под влиянием гравитационных и ротационных сил;

7) вулканизм, как структурообразующий процесс на планетарной стадии дегазации и дифференциации недр планеты (вулкано-тектонические рифты, кольцевые структуры и вулканические формы рельефа). Вулканизм возможен лишь на планетах, т. е. на сферических небесных телах, имеющих концентрическое строение оболочек;

8) пульсационный приток и отток энергии, порождающие цикличность деформации оболочек планет (образование орогенических поясов, вулканизм и вулкано-тектонические обрушения, эпигенетические движения, охватывающие обширные площади планет; последние характеризуются длительностью и многостадийностью);

9) тепловой поток, возникающий благодаря разности температур в недрах и на поверхности планет и проявляющийся в кондуктивной, конвективной и лучеиспускающей формах;

10) наличие электромагнитного поля.

Формирование глобальных структур обусловлено индивидуальными чертами динамики оболочек каждой планеты, связанными с их строением и свойствами протекающих на них физико-химических процессов. Например, геосинклинальные структуры являются глобальными для Земли и отсутствуют на планетах, лишенных водной оболочки. Естественно, что эпигеосинклинальные орогенические пояса и платформы также присущи только Земле. Следовательно, континенты относятся к глобальным структурам Земли. Является ли дно океанов Земли первичной планетарной структурой — пока неясно. Вероятнее всего неоднородное строение дна океанов обуславливается глобальностью его структур.

Региональные структуры накладываются на глобальные структуры земной коры, с чем связано гетерогенное строение фундамента вулканических поясов.

В образовании региональных вулканических поясов важную роль играет сопряженность тепловой и механической энергии глубин Земли. Это выражается в соседстве вулканических и сейсмических зон в мобильных областях окраин континентов.

Локальные структуры подчинены региональным структурам, вследствие чего их динамика выражается в формировании вулканических тел в зонах растяжения и высокого теплового потока.

РОЛЬ РАЗЛОМОВ В ВУЛКАНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ

Изучение разломов земной коры имеет непосредственное отношение к решению вопроса о путях поднятия магмы к земной поверхности. Предполагается, что магмы основного состава поднимаются с больших глубин Земли, будучи связаны с глубинными разломами, которые понижают давление в высокотемпературных глубинных зонах. Температура магмы оказывается достаточной для того, чтобы расплавить приближающиеся к перегретому состоянию горные породы и создать вулканический очаг. Таково наиболее распространенное представление о связи глубинных разломов с магмой. Оно в некоторой степени соответствует пониманию динамики вулканической деятельности, сопоставляемой с тектоническими движениями, весьма активными в мобильных вулканических поясах. Из вулканического очага магма поднимается по разломам или вулканическому жерлу, образованному взрывом вулкана.

Принято считать, что для подъема магмы к земной поверхности из глубинных зон необходимо понижение давления. Французский ученый М. Люжон считает, что тектоническое сжатие является генератором тепла для выплавления магмы. Однако современные представления об изменении теплового режима Земли под влиянием осадконакопления и тепловая изоляция в глубинах Земли, способствующая образованию вулканических очагов, дают иной путь рассуждениям, а именно: возникновение разломов — следствие не только вертикальных поднятий земной коры, но также и термоупругих напряжений. Важное значение имеют также аномально пониженные температуры в зонах, лежащих в пределах кайнозойской складчатости и испытывающих погружение в связи с заполнением прогибов мощными осадочными толщами. Предполагается, что за счет уменьшения теплоотдачи в этих зонах происходит накопление тепла в глубинах Земли и в дальнейшем это вызывает активный вулканизм и тектонические движения [75].

Таким образом, по теоретическим данным, для образования разломов имеется два пути:

- 1) глыбовые тектонические движения земной коры;
- 2) тепло-массоперенос к земной поверхности.

Существует две точки зрения на вулканизм; одна утверждает, что вулканизм — это тектоника жидких масс, а другая считает, что вулканизм и тектоника не зависят друг от друга. Мы считаем тектонику и вулканизм двумя формами движения земных масс, взаимно контролирующих друг друга.

Тихоокеанские окраины континентов характеризуются мощным вулканизмом, сопряженным со складчатыми поясами и крупными разрывами. В этой области четко выражены островные дуги, как стадия геосинклинального процесса. Дуговая система

островных дуг с эшелонированным смещением коры в западной части Тихого океана соответствует разломам со сдвигами значительной амплитуды. На азиатском побережье разломы имеют преимущественно северо-восточное простирание с левосторонним смещением, а на северо-американском — северо-западное с правосторонним смещением.

Амплитуды смещения по разломам — сдвигам на азиатском побережье достигают 100 км, а по современному разлому Сант-Андреас в Северной Америке — нескольких сот километров со скоростью смещения до 30 см/год.

Эшелонированное смещение, фиксируемое в геоморфологической структуре островных дуг, наложено на пояс разломов северо-восточного простирания, обрамляющий тихоокеанское побережье Азии. В результате этого вулканический пояс Курильских островов испытывает горизонтальные сдвиговые смещения по разломам северо-западного направления. Поскольку вулканические острова поднимаются из подводного трога, имеющего рифтовую структуру, следует ожидать, что уступы рифта также должны быть смещены в горизонтальном направлении.

Калифорния является очень динамичным районом, подверженным частым разрушительным землетрясениям, связанным с крупными разломами со значительным смещением горных пород. Особенности тектоники Калифорнии определяются ее положением вблизи крупной мобильной зоны Тихоокеанского пояса, которая протягивается вдоль побережья Южной и Северной Америки, далее идет через Аляску, Японию и Индонезию. Калифорния в прошлом, по-видимому, являлась частью островных дуг, впоследствии причленившихся к североамериканскому континенту. Отмечается сходство в стратиграфии, литологии, химическом составе пород вулканических формаций Пинакл и Нинач (ранний миоцен, абсолютный возраст 23,5 млн. лет), приуроченных к разным крыльям разлома Сант-Андреас и разделенных правосторонним смещением по нему на 314 км. Предполагается два варианта расположения центров извержений и времени основных подвижек по разлому; если извержения происходили в Южной Калифорнии, а формация Пинакл смещалась на север, то сегмент большого разлома Сант-Андреас был активен в течение раннего миоцена. В случае же расположения вулканических центров в Северной Калифорнии и смещения формации Нинач на юг сегмент большого разлома, по-видимому, образовался не раньше плиоцен-плейстоцена.

Происхождение Калифорнийского залива также рассматривается в свете идей новой глобальной тектоники. На этой основе изучается и зона земной коры между Северной Америкой и плитой дна Тихого океана, где расположена поверхность раздела между континентальной и океанической земной корой. Желоб Салтон, простирающийся из Калифорнийского залива на север, в область оз. Салтон-Си, представляется широкой структурной депрессией,

по размерам и происхождению сопоставляемой с морским бассейном южной части Калифорнийского залива, заполненным морскими отложениями. Желоб Салтон является континентальным бассейном, заполненным осадочными отложениями р. Колорадо.

По модели растяжения земной коры в свете новой глобальной тектоники тонкая континентальная земная кора расположена над расширяющимся рифтом, который углубляется, что сопровождается высоким тепловым потоком и магматизмом. При этом участки земной коры, отмечаемые интенсивным выходом теплового потока и вулканическими излияниями, являются зонами расширения, приуроченными к пересечению рифтовых долин трансформными разломами, по которым происходит горизонтальное смещение с формированием ромбовидных площадок растяжения.

Система разломов, развивавшаяся в течение последних нескольких миллионов лет, сейчас изучается с целью объяснения следующих геологических и геофизических проблем:

- 1) направления и скорости движений по разрывам и латеральные смещения по ним;
- 2) особенности развития площадей с аномально высокими температурными градиентами;
- 3) локализация зон плавления магмы под плитой литосферы;
- 4) потенциал геотермальной энергии.

Предполагается, что кайнозойский вулканизм западной части США непосредственно связан с тектоникой плит этого региона. В его развитии выделяются два этапа: а) ранний андезитовый вулканизм (нижний — средний кайнозой), который проявился в краевой части континентальной плиты в условиях сравнительно устойчивой коры орогена; 2) поздний вулканизм (существенно базальтовый по составу), который связан с растяжением континентальной коры и вертикальным сбросообразованием. Среди вулканитов первого этапа преобладают лавы среднего состава (от андезитов до риодацитов), ассоциирующие с ними более кислые пепловые потоки являются конечными продуктами дифференциации в магматической камере исходных магм среднего состава. Континентальный андезитовый вулканизм широко проявился в эоцене в северо-западной части США (штаты Вашингтон, Орегон, Айдахо).

Мобилистическая трактовка динамики зоны Калифорнийского залива у разных авторов различна. Согласно модели О. Ломнитца, осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия при входе в Калифорнийский залив разрывается и перемещается вдоль трансформных разломов субмеридионального направления. Участки осевой зоны в свою очередь испытывают растяжения и становятся геотермальными площадями и зонами вулканизма (рис. 44).

Вдоль трансформных разломов располагаются складчатые площади, а трансформные разломы, уходя в океан, продол-

жаются в субширотных океанических разломах восточной части Тихого океана.

С точки зрения новой глобальной тектоники совсем иначе выглядит модель растяжения Калифорнийского залива (по В. Гамильтону и В. Майерсу). Субмеридиональное направление по этой кинематической схеме имеет Восточно-Тихоокеанское поднятие, испытывающее разрывы и смещения по субширотным трансформным разломам, продолжающимся в океан (Кларион, Молокаи и др.).

Трансформные разломы на континенте также создают систему сдвигов типа разломов Сант-Андреас, но сдвиги пересекают океанические трансформные разломы, не переходя в них.

На рис. 45 видно, что отдельные отрезки Восточно-Тихоокеанского поднятия, расположенные эшелонированно, являются центрами растяжения, обладающего аномально высоким тепловым потоком и вулканизмом. Если вспомнить, что блоки Курильских островов, заключенные между сдвиго-разломами, также характеризуются повышенным тепловым потоком и вулканизмом, то станет ясно, что в этих областях проявляются одни и те же процессы.

Геосинклинальные прогибы возникают по глубинным разломам, причем последние, по общепринятым взглядам, являются зонами вулканических излияний первых стадий геосинклинального магматизма. На стадии смены преобладающих опусканий поднятия последние также связываются с движениями по разломам, с которыми сопряжены излияния магм среднего состава, относящиеся к периоду инверсии геосинклинали и образованию островных дуг. Поздние стадии формирования складчатых областей — орогенез и излияния наземных лав кислого и среднего

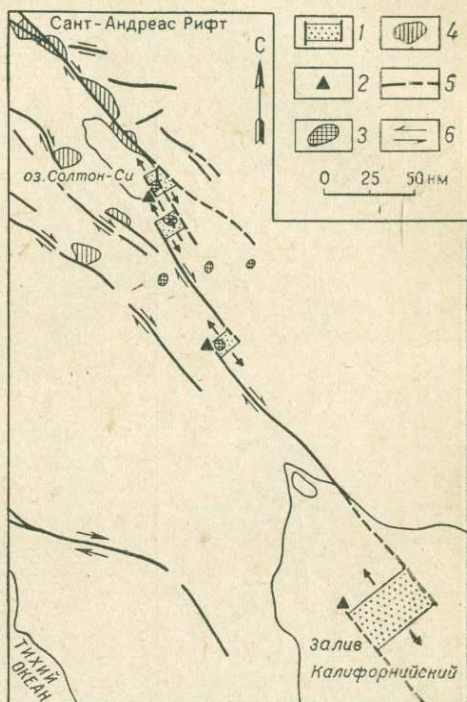


Рис. 44. Модель растяжения земной коры в зоне Калифорнийского залива на основе новой глобальной тектоники. По О. Ломницу

1 — центры растяжения; 2 — вулканы; 3 — геотермальные площади; 4 — складчатые породы; 5 — трансформные разломы; 6 — сдвиги

состава — связываются с разломами. Причем излияния на пересечениях разломов представлены щелочными лавами. Эти взгляды исходят из представления о развитии разломов, проникающих от земной поверхности в глубины земли и создающих при достижении зоны плавления «вакуум», благодаря которому магма поднимается на земную поверхность.

Исходя из представлений о магматизме как о конвективном тепло-массопереносе, следует различать разломы двух типов:

1) тектонические, возникающие в первую очередь при дифференцированных движениях земной коры и создающих контрастность рельефа; такие тектонические разломы не служат проводниками магмы; 2) вулканические, без вертикальных смещений. Этот тип разломов является проводником магмы и возникает в глубинах Земли при перемещении теплового фронта к ее поверхности. В результате этого развиваются разрывы растяжения, по которым, в случае их выхода к земной поверхности, происходят вулканические излияния.

Механизм формирования разломов вулканического типа объясняет существование слепых разломов, не достигающих земной поверхности и заполненных интрузивными телами. В тех случаях, когда проникновение магмы по трещине растяжения сопровождается повышением газового давления, трещина не развивается до поверхности Земли, а переходит в жерло, по которому при извержении вулканическая брекчия выбрасывается на поверхность. Таковы, например, трещины, заполненные кимберлитами в платформенных областях Сибири и Африки.

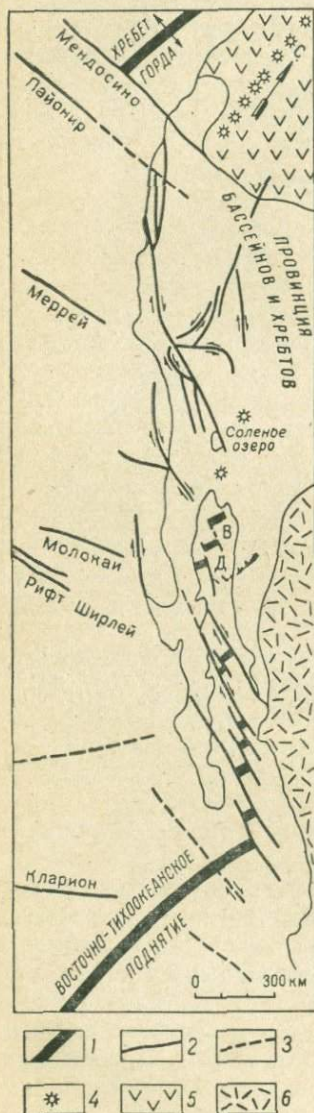


Рис. 45. Схема трансформных разломов между Восточно-Тихоокеанским поднятием и хребтом Горда (Калифорния)

1 — осевой разлом океанического поднятия и геотермальные центры (В — Вагнера, Д — Дельфина); 2 — трансформные континентальные разломы; 3 — предполагаемые разломы; 4 — голоценовые вулканы; 5 — кайнозойские вулканические покровы; 6 — известково-щелочные вулканы

Разрывы растяжения впоследствии могут стать зонами вертикальных смещений земной коры. В результате возникают сбросы, разрывающие и смещающие вулканические аппараты, образовавшиеся ранее при иных условиях напряжений в земной коре. В связи с тепло-массопереносом к земной поверхности объем вещества увеличивается; над зонами формирования очагов, образующихся на разных глубинах, возникают поднятия в виде сводов в случае протяженности структурной зоны теплового пояса или куполов при фокусированном тепло-массопереносе. В первом случае возможны трещинные излияния, во втором — излияния центрального типа через вулканические жерла.

Разломы, возникающие в недрах Земли и раскрывающиеся постепенно вверх, имеют разные глубины и различный возраст. При подкоровом магмаобразовании глубина их составляет десятки километров. Такие зоны магматических очагов, скорее, следует рассматривать как прогретые призмы или колонны при конвективном поднятии вещества, в которых трещины или жерла образуются уже на незначительных глубинах.

Этот механизм подъема магмы не противоречит логическому и общепринятому представлению о роли давления в перегретых зонах земной коры при расплавлении глубинного вещества, находящегося в стекловатом или кристаллическом состоянии.

Естественно предположить, что магма под влиянием изменения напряжений в вулканическом очаге будет перемещаться в сторону пониженного давления. Причиной этого может явиться образование разлома в кровле очага или обрушение блоков кровли в очаг, вследствие чего произойдет уменьшение литостатического давления. Возможной причиной изменения динамического режима может быть также нарушение теплового равновесия, связанного с дополнительным поступлением тепла в очаг, вскипанием магмы и понижением вязкости магматического расплава. В результате произойдет перемещение магмы в верхние оболочки Земли.

Все эти условия определяют форму залегания магматических тел (вулканических очагов, инъекций, интрузий, экструзий, эффузий), формирующихся и перемещающихся в зонах ослабленного давления. Замещение кровли и различные типы диапиров возникают при перемещении магмы вверх. В зонах ослабления литостатического давления, близ земной поверхности, возможны боковые инъекции магмы в слоистые породы путем их раздвигания, а в некоторых случаях — замещения слоев осадочных пород. Эффузивная деятельность связана с прорывом магмы на земную поверхность. Естественно, что в разных структурных регионах эти процессы будут отличаться друг от друга.

Вероятно, зона магматического «столба», из которой исходят корни вулканов, имеет пониженную вязкость. Поэтому под вулканом вплоть до его корней не происходит землетрясений, поскольку здесь не возникает значительных разрывных напряжений. Такие асейсмичные области зафиксированы под Авачинским вулканом

на глубине 150—170 км, а под Ключевским вулканом — на глубине 110—230 км (рис. 46).

Предпринимались многочисленные попытки коррелировать вулканические извержения с землетрясениями. Это трудно из-за разной скорости этих процессов: сейсмическая волна достигает земной поверхности за несколько секунд, в то время как тепло-массоперенос и связанные с ним извержения длятся месяцами.

К предвестникам вулканических извержений относятся глубокофокусные землетрясения. Перемещение к земной поверхности гипоцентров этих землетрясений коррелируется с подъемом магмы по вулканическому каналу. При близком расположении гипоцентров от поверхности Земли начинается извержение.

Согласно исследованиям французского ученого Г. Бло [119], скорость перемещения гипоцентров глубокофокусных землетрясений к земной поверхности составляет 1,8 км/день, а землетрясений с малой глубиной очагов 0,9 км/день.

Существует несколько точек зрения на механизм извержений, сопровождающийся сейсмической разрядкой энергии. Согласно

одним представлениям, глубинный разлом по мере приближения к земной поверхности очагов землетрясений превращается в магматический канал, по которому поднимается магма и происходит извержение. При этом принято считать, что разлом такого типа существует длительное время, восстанавливаясь подвижками глыб или магмой, поднимающейся по разлому и превращающей его в вулканический канал. По нашему представлению, корреляция времени вулканических извержений и тектонических землетрясений в смежных поясах позволяет предполагать сопряженность разрядок напряжений растяжения и сжатия.

Структурные границы литосферных плит, по которым происходит их раздвигание и сжатие, намечаются по расположению восходящих и нисходящих тепловых потоков. Восходящие потоки соответствуют положению вулканических поясов Земли, которые в этом случае должны являться зонами движений. Однако, располагаясь в тылу сеймотектонических зон, где происходят, по построениям новой глобальной тектоники, сжатие и подвиг литосферных плит, вулканические пояса не могут быть одновре-

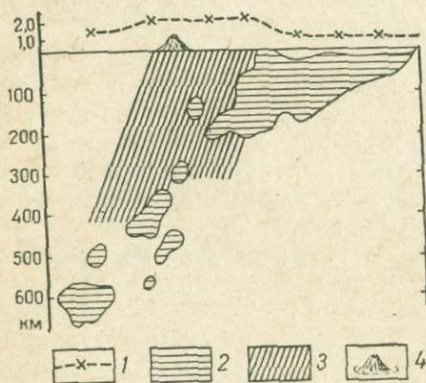


Рис. 46. Сейсмичность и тепловой поток в области Курильских островов
1 — график теплового потока [кал/(с·см²)];
2 — зоны повышенной сейсмичности; 3 — асейсмичные и малосейсмичные зоны; 4 — вулканы

менно швами раздвигания плит. С позиций новой глобальной тектоники столь же необъяснимы и тепловые потоки в зонах предполагаемого поддвига океанической земной коры под континент.

Вкрест простирания островных дуг установлены значительные градиенты плотности теплового потока. В желобе, у подножия островных дуг, а также во внешней невулканической дуге, принадлежащей к сейсмотектоническому поясу, плотность теплового потока имеет минимальные значения [менее $1 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²)]. Наибольший тепловой вынос происходит в вулканическом поясе внутренней островной дуги и прилегающей к ней части внутреннего моря.

Сопоставляя цифры плотности тепловых потоков срединных океанических хребтов и островных дуг, можно заметить, что максимальный вынос энергии происходит в вулканическом поясе островных дуг.

Потери тепла в рифтовых поясах разных возрастов имеют различную величину: в океанических осевых рифтах, образованных менее 1 млн. лет назад, наблюдается минимальная плотность теплового потока, не превышающая $1 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²), в то время как в рифтах, возраст которых достигает 5—6 млн. лет, она повышается до $4—5 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²). Поскольку осевые рифтовые зоны, согласно новой глобальной тектонике, являются путями вторжения мантийных расплавов, раздвигающих океаническое дно, пониженная плотность теплового потока в них противоречит основным представлениям мобилизма. Однако с позиций телескопированного рифтогенеза новообразованный рифт является зоной оттока тепло-массопереноса и должен обладать пониженной плотностью теплового потока. В то же время более зрелые рифтовые зоны испытывают повторный прилив тепловой энергии в связи с новым вулканическим циклом.

Оба эти факта противоречат основам новой глобальной тектоники, так как из фактов следует, что:

1) осевой рифт срединных хребтов не является трещиной для выноса мантийного расплава, раздвигающего океаническое дно;

2) самый значительный на Земле вынос энергии путем лито-конвекции происходит в вулканическом поясе островных дуг, оставляя далеко позади по масштабам вулканизм срединных океанических хребтов.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЙ РЕЖИМ

Структурно-магматические условия формирования и переноса магмы к земной поверхности создают вулкано-тектонический режим вулканических областей. Подъем магмы разных типов осуществляется при помощи различных механизмов, среди которых, вероятно, наиболее существенное значение имеют гравитация,

тепловая конвекция, зонная плавка, гидростатическое давление. Эти процессы на разных этапах образования и подъема магмы действуют различно, что зависит от типа магмы, условий ее возникновения, близости вулканических очагов к земной поверхности, их возраста. Подъем к поверхности различных магм в разных региональных обстановках форсируется процессами, связанными со структурными условиями земной коры и ее динамикой.

К проблемам теоретической вулканологии относится вопрос времени зарождения и отмирания вулканических очагов, определяющий сроки и периодичность вулканической деятельности. Несомненно, что периферические очаги имеют наименьшие сроки жизни ввиду резких перепадов температур и давлений при их возникновении вблизи земной поверхности. Время образования магматических очагов колеблется от 1—7 до 30 млн. лет в зависимости от глубины и механизма тепло-массопереноса. По расчетам, «жизнь» крупных очагов длится от 10—15 до 30—40 млн. лет [105].

Наблюдения за извержениями современных вулканов — наиболее реальный путь для суждения о скорости и механизме подъема магматических расплавов к земной поверхности. В современную эпоху такие наблюдения возможны в различных региональных условиях, за исключением платформенных, где сейчас не происходит массовых площадных излияний.

Скорость подъема магмы к земной поверхности при помощи механизма зонной плавки, предложенного А. П. Виноградовым, определил В. А. Магницкий. Этот процесс, в отличие от гидростатического поднятия «столба» магмы, сопровождается конвекционным перемещением к земной поверхности перегретой магмы и опусканием охлажденной. Предполагается, что в процессе формирования базальтов содержания окислов К и Ti значительно колеблются, содержание же других окислов в разных типах базальтов будет примерно одинаковым. В. А. Кутюлин подчеркивает реальность такого процесса в природных условиях, учитывая наблюдаемую в природе выдержанность состава базальтов. Он также считает, что при образовании базальтовых астенолитов из астеносферного слоя пониженных скоростей всплытие магмы будет осуществляться не столько за счет гравитационных сил, сколько путем зонной плавки.

Такое всплытие должна испытывать магма, очаг которой приобретает форму плоского диска, где наряду с дифференциацией проявляется и конвекция, подавляющая неоднородности, возникающие в магме. Однако весьма вероятно, что эти процессы будут осуществляться только в условиях, близких к адиабатическим. С того же момента, когда тектонические условия будут такими, что станет возможен прорыв магмы к земной поверхности, механизм ее подъема резко изменится за счет газлифта и скорость излияния на поверхность резко возрастет. В действие придут также и гидростатические силы, и тепловая конвекция,

которые сблизят скорость подъема магмы и ее движения во время извержения вулканов.

О глубине образования магмы и очагах, из которых происходят вулканические извержения, мы получаем сведения несколькими путями. Теоретические и лабораторные исследования физико-химических условий образования магматических расплавов дают общие представления, которые интерпретируются на основе изучения тепловых потоков и геофизических данных для различных тектонических регионов.

По экспериментальным данным, Д. Грин и Л. Рингвуд [22] оценили глубину выплавления высокоглиноземистых базальтов в 30 км, здесь они могут возникать под давлением при частичном плавлении мантийного пиролита или при кристаллизационной дифференциации оливинового толеита. Т. Мацумото [156] полагает, что высокоглиноземистые базальты могут образоваться под давлением около 25 кбар, т. е. на глубине 80—90 км.

Многочисленные данные свидетельствуют о важной роли воды в понижении температуры выплавления магм, и это позволяет предположить, что в условиях притока глубинных вод возможно формирование периферических вулканических очагов на значительно меньших глубинах, чем допускают изложенные выше теоретические представления.

Изучение ксенолитов, встречающихся в лавах, дает основание считать, что базальтовые магмы имеют мантийное происхождение. Геофизические исследования в действующих вулканических регионах также позволяют получить данные о глубинах вулканических очагов или корней вулканов, из которых поднимаются магматические расплавы. Общепринятым, хотя и не самым достоверным для этой цели, является изучение глубин очагов землетрясений под действующими вулканами. Такие исследования произведены в регионах современного вулканизма.

Наиболее интересны и своеобразны условия структурного расположения вулканов в районах островных дуг, к которым приурочено абсолютное большинство современных действующих вулканов Земли. Вулканический пояс здесь находится над гипотетической поверхностью, к которой приурочены очаги землетрясений, расположенные под действующими вулканами на глубине 125—240 км. Японский ученый Г. Куно [147] полагает, что вулканы восточных вулканических зон Японии (толеитовые базальты и андезито-дациты, принадлежащие к андезито-базальтовой формации) образованы на глубине менее 200 км, а щелочные оливиновые базальты — более 200 км. Что касается очагов извержения базальтов срединных океанических хребтов, то они расположены выше зоны землетрясений с гипоцентрами на глубине не более 70 км.

В новейшую эпоху вулканизм проявлялся главным образом в орогенных поясах эпигеосинклинального и эпиплатформенного типов (континентальные и океанические платформы), поэтому

эти районы можно рассматривать как эталоны для актуалистического подхода при изучении древних вулканических поясов такого типа. Площадные вулканические излияния на платформах возможно изучать только на основе палеовулканического анализа.

Проницаемость геологических структур и роль разломов в вулканической деятельности можно оценивать с разных позиций:

а) зарождение вулканизма происходит при погружении геологических формаций в зону высоких температур, их переплавления и поднятия в виде магмы по разломам на земную поверхность;

б) вулканизм обусловлен проникновением по глубоким разломам магмы из вулканических очагов, изливающейся в морские бассейны вследствие продолжительного погружения геосинклинальных областей (трогов);

в) вулканизм подчинен поднятию магмы из вулканических очагов, сопровождающемуся структурным куполо- и кальдерообразованием при оттоке магмы;

г) вулканизм форсируется поднятием теплового потока, вызывающего выплавление магмы в зоне высоких температур.

Механизм магмообразования с позиции «а» объясняется следующим образом: в пределах геосинклинальных областей расположены глубоководные желоба, в которых происходит интенсивное осадконакопление. Желоба лежат в мобильных зонах альпийского орогенеза и, следовательно, в них можно ожидать интенсивный тепловой поток. Однако в действительности этого не наблюдается. Предполагается, что здесь накапливаются мощные толщи осадочных отложений, образующих теплоизолирующую кровлю. В результате незначительной теплоотдачи под этой кровлей накапливается тепло. К таким областям накопления тепловой энергии относятся восточная часть Японии и Карпатский краевой прогиб [75].

Применительно к геосинклинальным областям эта гипотеза позволяет объяснить формирование инверсионных вулкано-тектонических поднятий в геосинклинальных трогах, заполняемых на ранних стадиях погружения геосинклиналей мощными осадочными толщами. Ряд геосинклинальных областей с доинверсионной амагматической стадией (Верхоянская, Срединно-Камчатская) отвечает такому построению.

Механизм вулканической деятельности с позиций «б» и «в» принимается большинством исследователей, признающих мантийное происхождение магмы, проникающей на поверхность Земли по сквозьеструктурным разломам; под этими разломами понимаются разломы, нарушающие всю толщу земной коры.

Позиция «г» является одной из модификаций позиции «в», так как под тепловым потоком часто понимают тепло-массоперенос. С позиции «г», признающей роль структур при подъеме магмы, различные типы вулканизма можно рассматривать следующим

образом: ареальный вулканизм — это многожерловый подъем магмы на поверхность платформы с образованием огромных лавовых плато. Такие массовые излияния иногда покрывали и соседние орогенные области. Вулканизм линейного типа подчинен сводообразным поднятиям с повышенным тепловым потоком.

Вулканизм центрального типа — это вулканизм, подчиненный фокусированному тепло-массопереносу в куполообразных структурах.

Оценка вулcano-тектонической активизации структурных областей возможна, исходя из изложенных принципов. Изучая типы вулканизма определенной эпохи в связи со структурообразованием, мы можем охарактеризовать вулcano-тектоническую жизнь этой эпохи. Некоторые геологи полагают, что тектоническая и магматическая активизация стабильных областей связана с энергией, возбуждаемой тектоникой в мобильных поясах. К таким поясам относятся области проявления резонансного вулканизма.

Региональные структурные условия, при которых в земную кору вторгается энергетический поток, форсирующий вулcano-тектонические процессы, накладывает отпечаток на тип вулканизма и вулканических формаций. Тектонический режим зависит от мощности потока вещества и энергии, поднимающейся из глубины Земли. Сходство режима областей замедленных тектонических движений и асейсмичность континентальных и океанических платформ вызваны малой проницаемостью земной коры энергетическим потоком. Мобильный тектонический режим геосинклинальных и рифтовых поясов связан с аномально высокой тектонической энергией и интенсивным тепло-массопереносом. Это дает основание для раздельного рассмотрения вулcano-тектонического режима различных региональных структур (платформ, геосинклинальных поясов).

Тектоническое районирование проводится на основе изучения тектонических режимов геотектонических регионов. Помимо регионов на континентальной и океанической земной коре рассматриваются регионы, связанные с переходным типом земной коры. Под влиянием энергетического потока может произойти трансформация переходной коры в один из ее основных типов.

Тектонический режим земной коры — это условия, в которых длительное время данный тектонический регион сохраняется без существенного изменения потока глубинной энергии, определяющего кинематику земной коры. Устойчивый тектонический режим платформы сохраняется при условии плотности кондуктивного теплового потока менее 10^{-6} кал/(с·см²).

Вулcano-тектонический режим платформ при площадном вулканизме имеет существенные отличия. Если в подвижных поясах разных структурных областей Земли вулcano-тектонические структуры выражены сводовыми поднятиями, рифтами, депрессиями и кальдерами, то площадной вулканизм подразумевает

возможность формирования вулканотектонических структур типа куполообразных поднятий, охватывающих обширные площади платформ.

Платформенный вулканизм форсируется структурообразованием разного типа. Наиболее широкое развитие имеют сводовые поднятия с последующим рифтообразованием. Следует упомянуть систему крупных впадин Сибирской платформы, выделенных П. Е. Офаном в качестве структурных депрессий компенсационного типа.

Вулканическая деятельность проявляется на разных стадиях сводообразования, а в ряде случаев и отсутствует, что дает повод для отрицания сопряженности тепло-массопереноса со сводообразованием на платформах.

Тектонический режим платформ во время вулканизма и вулканотектонических движений выражается в двух последовательно развивающихся типах структурообразования:

- 1) в сводовых поднятиях, сопровождающихся площадными излияниями;
- 2) рифтогенезе, как процессе обрушения сводов при истощении вулканической деятельности.

Процесс формирования авлакогенов по своему тектоническому режиму занимает промежуточное положение между образованием тафрогеосинклиналей и геосинклиналей. Авлакогены представляют собой узкие прогибы, в которых накапливаются осадочные, вулканогенные и вулканогенно-осадочные толщи. Преобладают вулканисты основного типа, образующие лавовые плато и щитовые вулканы.

Вулканические извержения характеризуются многостадийностью, обусловленной интенсивностью движений, иногда приводящих к формированию на месте авлакогена геосинклинали, связанной с его растяжением.

Сходные петрохимические свойства вулканических пород позволяют сопоставлять авлакогены и трюги докембрия древних платформ и молодые рифты континентов. Авлакогены, как узкие структуры, расчленившие древние докембрийские континентальные массивы, по времени образования относят к позднему архею и раннему протерозою. В дальнейшем авлакогены стали широкими поясами растяжения, расположенными между постепенно отодвигавшимися фрагментами платформы, и превратились в геосинклинали области, подобные регенерированной геосинклинали Антарктиды. Другого типа авлакогены проявились в мезозой-кайнозой на Африканской платформе в сочетании с рифтами. Вероятно, может быть прослежена преемственность между рифтами-щелями (слабовулканическими) Африки и структурами типа Камерунского авлакогена. Таким образом, связь между авлакогенезом и рифтогенезом сложна и ее объяснение следует искать, анализируя структуры рифтов северной части Африки, где к югу от оз. Чад начинается авлакоген Камеруна.

Вероятные ряды структур активизации молодых платформ следующие:

- а) активизация платформы → тафргогеосинклиналь → авлакоген → щелевой грабен → сводовый рифт;
- б) активизация платформы → рифтогенез → эпиплатформенный орогенез.

Рифтогенезу сопутствует кимберлитовый вулканизм, ультраосновные породы и карбонатиты по периферии рифтовой системы и алмазность (как и по окраинам платформ).

Тектонические щелевые грабены формируются путем опускания блоков земной коры на фоне общего растяжения земной коры без сводообразования. Дно грабена характеризуются пониженной плотностью теплового потока и глубоким погружением с накоплением мощных, в основном мелкообломочных осадочных толщ. Это свидетельствует о том, что первоначальные уступы грабена были невысокими.

Между щелевыми грабенами и рифтами вулканотектонического типа существуют промежуточные структуры, встречающиеся в различных сочетаниях. К их числу, вероятно, относятся авлакогены континентальных платформ с незначительным вулканизмом.

Связь вулканизма с рифтогенезом выражается в локально проявляющихся в рифтах и кольцевых структурах поднятиях, сопряженных с формированием прогибов.

Вулканотектонические рифты и кольцевые структуры характеризуются повышенной плотностью теплового потока, резкими магнитными и гравитационными аномалиями, сопровождающими развитие этих структур. Иную природу имеет процесс образования опускающихся грабенов типа глубоководных желобов. Эти структуры лишены вулканизма и нами не рассматриваются.

Количественные данные о распределении во времени и пространстве тепловых потоков позволяют понять структурную последовательность эволюции рифтовых зон. Приток и отток литотермальной конвекции определяет формирование вулканотектонических структур: поднятие, свод, купол образуются во время притока энергии, а обрушение, рифт, депрессия, кальдера — при оттоке энергии. Это подтверждается данными изучения плотности теплового потока в океанических рифтовых поясах срединных океанических хребтов.

Рифты, разломы кольцевого типа и грабены встречаются повсеместно и образуют переходы от одной структуры к другой. В идеальном случае рифты формируются на продольных вулканотектонических валах, кольцевые структуры — на изометрических сводах, а грабены — в невулканических районах под влиянием тектонических растяжений.

Рифтогенез — это общий тип динамического режима вулканических поясов. Выделяя рифтовый динамический режим, В. В. Белоусов [12] отметил его сходство с режимом эпиплатформенного

орогенеза. Из этого следует, что рифтогенез является частью орогенного режима. Наряду с этим выявляется близость рифтового динамического режима с режимом магматической активизации платформ. Следовательно, рифтогенез можно рассматривать как структурный процесс при активизации платформ, связанный с орогенезом. Необходимо отметить, что платформенный орогенез развивается как на континентальных, так и на океанических платформах, сопровождаясь рифтогенезом. Эпиplatformенный рифтогенез выражен наиболее ярко в Восточной Африке.

Сравнительно недавно для изучения стали доступны рифтовые долины срединных океанических хребтов. Рифтовые долины, лежащие в основании вулканических поясов островных дуг, а также в ранних и поздних геосинклинальных орогенах, изучены еще мало.

Широкое развитие рифтогенеза, связанного с определенным этапом вулкано-тектонического режима земной коры, позволяет считать его структурообразованием, типичным для различных вулкано-тектонических режимов мобильных поясов земной коры. Режимом рифтогенеза характеризуются также континентальные окраины атлантического типа, в то время как режим континентальных окраин тихоокеанского типа относится к геосинклинальному с наложением рифтогенеза на все его стадии. Рассматривать рифтогенез как динамический процесс того же порядка, что и геосинклинальный или орогенный режимы, неверно, поскольку он является механизмом структурообразования, составляющим часть различных динамических режимов земной коры.

Структурная наложенность вулканических поясов вызвана общностью их энергетического режима, сближающего вулканические пояса различных регионов земного шара. Глубокие структуры фундамента оказывают решающее влияние на тепло- и массоперенос в вулканическом поясе и создают условия для формирования вулканических излияний разного типа (ареальные, трещинные, центральные). В вулканическом поясе проявляется вулканическая деятельность, сопряженная с формированием разновозрастных с нею тектонических структур (например, вулканические пояса островных дуг и подкорový рифтогенез, вулканические пояса платформ и коровый рифтогенез и т. д.). Характерна четкая связь эволюции вулканических поясов с эволюцией тектонической структуры региона.

Островные дуги, как стадия эволюции геосинклиналей, проходят несколько этапов формирования. После длительного прогибания ложа геосинклинального трога и накопления мощной толщи осадочных пород, при отсутствии вулканизма здесь наступает этап инверсии, вызванный поднятием теплового фронта и образованием гряды подводных вулканов. В качестве продуктов их деятельности образуется спилито-кератофировая формация. Вулканы поставляют на первых этапах деятельности основную лаву, а после формирования кальдер излияния образуют андезит-

товую формацию. Однако этапу инверсии обычно предшествует рифтогенез на своде первичной островной дуги, в результате которого дуга разделяет ее на две структурные зоны: внутреннюю, являющуюся границей геосинклинали и шельфовой зоны континента, и наружную, которая перестраивается в дальнейшем во внешнюю островную гряду. Новая вулканическая цепь возникает в тропе между этими структурами, образуя вулканический пояс.

Расположение вулканических поясов по отношению к зонам аномальных тепловых потоков и сейсмо-тектоническим поясам можно объяснить двояко. Во-первых, дифференцированные тепловые потоки создают поля термоупругих напряжений, которые могут рассматриваться как зоны сопряженности вулканических и сейсмических поясов; во-вторых, если предположить, что вулканическое тепло порождается трением при движениях по глубинным разломам, то можно сопоставить зоны повышенных тепловых потоков с зонами увеличенных амплитуд скоростей современных тектонических движений. Обратные соотношения характерны для зон с высоким прогревом земной коры, достигающей пластичности.

О прогретости верхней мантии можно судить по величинам теплового потока и гравитационных аномалий, которые коррелируются между собой, а также по электропроводности верхней мантии.

Молодые вулканические пояса характеризуются повышенными значениями тепловых потоков. Однако тепловой поток распределен здесь весьма неравномерно, достигая наибольшего значения при конвекционном выносе магмы, сопровождающемся взрывом. Самый высокий тепловой поток приурочен к жерлам вулканов. На поверхности же лавовых озер самый высокий тепловой поток находится на участках газовых выбросов.

В районах, лежащих между вулканами, повышенный тепловой поток наблюдается около трещин, связанных с вулканической структурой и питаемых фумарольными газами и горячими водами. В отдалении от вулканов значение теплового потока падает, часто не отличаясь по величине от такового в районах, тектонически менее активных.

Величины тепловых потоков не зависят от типов горных пород и возраста структур, вовлеченных в активизацию, а подчинены особенностям последней. В некоторой степени величина теплового потока зависит от температуры плавления магмы и от степени ее перегретости.

В остальных районах новейших движений тепловой поток будет распределяться в соответствии со степенью активизации земной коры, теплоносителями, участвующими в конвекционном тепло-массопереносе, и теплопроводностью горных пород.

Средние величины плотности тепловых потоков для мобильных поясов Земли составляют $1,54-1,87 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²)

при общей средней ее величине для Земли $1,39 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²). Эти величины чрезвычайно низки по сравнению с величинами тепловых потоков в вулканических структурах; здесь они достигают $80 \cdot 10^{-6}$ кал/(с·см²) (например, в районе Мертвого моря).

Вследствие большой контрастности тепловых потоков в районах современного вулканизма, тепловой поток иногда оказывается высоким в тыловых частях вулканических поясов, лишенных действующих вулканов.

КАЛЬДЕРЫ И ИХ РЕГИОНАЛЬНАЯ РОЛЬ В ДИНАМИКЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Общепринято выделять два основных типа кальдер:

- а) кальдеры обрушения (тип Гленко);
- б) кальдеры взрыва (тип Кракатау).

Помимо этого существуют переходные типы кальдер, в которых обрушение в различных соотношениях сочетается со взрывами. Наряду с указанными кальдерами следует рассмотреть воздымающиеся кальдеры, в широком смысле принадлежащие к структурам телескопированного типа, развитие которых остановилось на первом этапе внутрикальдерного сводово-блокового поднятия.

Кальдеры обрушения — это депрессии, опущенные по кольцевым разломам и образованные в связи с освобождением под вулканом пространства как вследствие излияния магмы на поверхность, так и при оттоке ее вглубь из периферического очага. Последняя причина является проблематичной. Происхождение кальдер подчинено отступанию от земной поверхности фронта тепло-массопереноса. Однако в зависимости от типа магмы этот процесс сочетается в той или иной мере со взрывной фазой. Во взрывных кальдерах объем образующейся впадины обычно превышает объем изверженного вулканического материала.

Взрывные кальдеры и кольцевые структуры, их сопровождающие, обычно формируются в две стадии:

- а) при извержениях кислых лав из небольших кратеров;
- б) при извержении кислых лав и огромных объемов пемз и пелловых туфов по кольцевым вулканическим трещинам с обрушением части вулкана.

Для взрывных кальдер типично формирование внутреннего насыпного или экструзивного конуса, в то время как у кальдер обрушения дальнейшее развитие может происходить путем повторного воздымания ранее обрушенной части сооружения. Иными словами, здесь возобновляется внутренняя структура кальдеры, но в суженном телескопированном кольце, и образуется кальдера, относящаяся к типу воздымающихся по кольцевым структурам.

Кальдерообразование присуще вулканам, характеризующимся мощной эксплозивной деятельностью, или же в том случае, когда это эффузивные вулканы, — оттоком больших масс магмы из

периферического очага, лежащего настолько близко к поверхности, что в него возможно обрушение фундамента под тяжестью вулканической постройки. Отток магмы из периферического очага происходит как на земную поверхность, путем эффузивных излияний, так и в глубину Земли по прогретому «столбу». Кальдерообразование под влиянием эксплозивной деятельности характерно для крупных андезитовых вулканов островных дуг и ранних орогенов. Наибольшее количество кальдер такого типа встречается по периферии Тихого океана в его вулканическом «огненном кольце».

Какова связь кальдер с глубинным и субвулканическим структурообразованием?

В процессе кальдерообразования формируется непрерывная серия пород, сменяющих друг друга (базальты, риолиты). Это позволяет предположить, что преемственность возможна и в структурообразовании кальдер в виде генетического ряда, связанного с разной стадийностью эволюции земной коры в вулканическом поясе.

Кальдеры обрушения (тип Гленко) и взрывные кальдеры (тип Кракатау) до последнего времени различали на основании характеристики механизма извержений и различия вулканических пород, преобладающих в каждом типе кальдер. В последние годы проведены многочисленные геофизические, структурные и геоморфологические исследования кальдер, на основании которых сделан вывод, что тип кальдер в первую очередь определяется особенностями тектонического развития и структуры земной коры.

Различия между кальдерами типов Гленко и Кракатау, обусловленные глубинным строением кальдер, отчетливо выражаются в гравиметрических аномалиях. Кальдеры типа Гленко характеризуются гравиметрическим максимумом, а кальдеры типа Кракатау, образование которых сопровождается выбросом огромных масс рыхлых пород, имеют отрицательные гравитационные аномалии, более низкие, чем окружающая территория. Отрицательные аномалии вызваны пониженной плотностью вулканических туфов, брекчий, пеплов, заполняющих кальдеру. Дефицит массы проявляется в центральной части таких кальдер в наибольшей степени (например, кальдера Ассо в Японии). При этом изоаномалии образуют концентрические окружности, сужающиеся к центру, который совпадает с центром кальдеры.

Кальдеры взрыва (типа Кракатау) можно рассматривать как гигантские кратеры, возникшие в процессе мощной эксплозивной деятельности. При их образовании вершины вулканов обрушаются и образуются округлые или эллипсоидные впадины, борта которых осложнены грабенами (секторными или простыми) и горстами (вулканы Везувий, Авача, Тятя). Такие кальдеры сопровождаются кольцевыми дайками, штоками и экструзиями кислых пород, внедряющимися по кольцевым разломам, секторным грабенам и горстам. В центральных частях кальдер часто

возникает внутренний конус. В ряде случаев молодой конус внутри кальдеры полностью перекрывает площадь кальдеры. Морфологически кальдеры отличаются от кратеров главным образом большими размерами — их площадь достигает нескольких или даже десятков квадратных километров, а также отсутствием жерла. Кальдеры иногда образуются не только на вулканических сооружениях, но и на сводовых поднятиях, сложенных складчатыми породами.

Взрывные кальдеры (тип Кракатау) часто сопровождаются кольцевыми разломами. Из этого можно заключить, что кальдеры такого типа являются близповерхностными структурами, непосредственно связанными с кровлей внутрикоровых гранитных батолитов трещинами, по которым происходят пирокластические выбросы. Быстрота кальдерообразования обусловлена частыми сериями взрывов насыщенных газами пород. Кальдеры этого типа обычно наложены на крупные вулкано-тектонические депрессии и грабен-синклиналильные структуры и отражают пульсационный характер вулканической деятельности; они формируются в заключительные стадии крупных взрывных пароксизмов. Существуют представления о связи центров кальдерообразования с крупными подкоровыми магматическими очагами через вертикальные цилиндрические зоны тепло-массопереноса. Такие кальдеры, вероятно, обязаны своим происхождением только взрыву (без обрушения); они имеют структуру перевернутого конуса со следующими особенностями: а) неглубоким залеганием коренных пород; б) соответствием объема выброшенных при образовании кальдеры пирокластических пород с объемом кальдеры.

Образование воздымающихся кальдер сопровождается обрушением вершины, в дальнейшем блоки вершины поднимаются внутри кальдеры в виде структурного свода. Стадии образования воздымающихся кальдер следующие:

- 1) региональное вулкано-тектоническое поднятие и формирование кольцевых трещин;
- 2) кальдерное извержение, сопровождающееся обрушением центрального блока вершины;
- 3) вулканизм и осадкообразование в кальдере;
- 4) воздымание центрального блока и вулканизм;
- 5) фумаролы и горячие источники.

Воздымающиеся кальдеры встречены в ранне- и позднеорогенных районах Северной Америки и Азии (рис. 47).

Происхождение внутренних поднятий воздымающихся кальдер сходно с происхождением внутририфтовых вулкано-тектонических горстов, иногда наблюдающихся на стыках нескольких рифтовых долин при эпиплатформенном рифтогенезе (см. рис. 47, рис. 48). Это сходство заключается в поднятии блоков ранее обрушившихся вулкано-тектонических сводов. К числу таких горстов, вероятно, можно отнести глыбово-сводовое поднятие

горы Рувендори в западном рифте Восточной Африки, Данакильские Альпы в рифте Красного моря и ряд других структурных поднятий. Эти структуры генетически сходны с вулканотектоническими горстами, проявляющимися на орогенных этапах вулканизма в различных мобильных зонах (вплоть до эпиконтинентальных орогенов).

В ряде районов кальдерообразование и вулканизм кислого типа могут быть связаны не с гранитной внутрикоровой магмой,

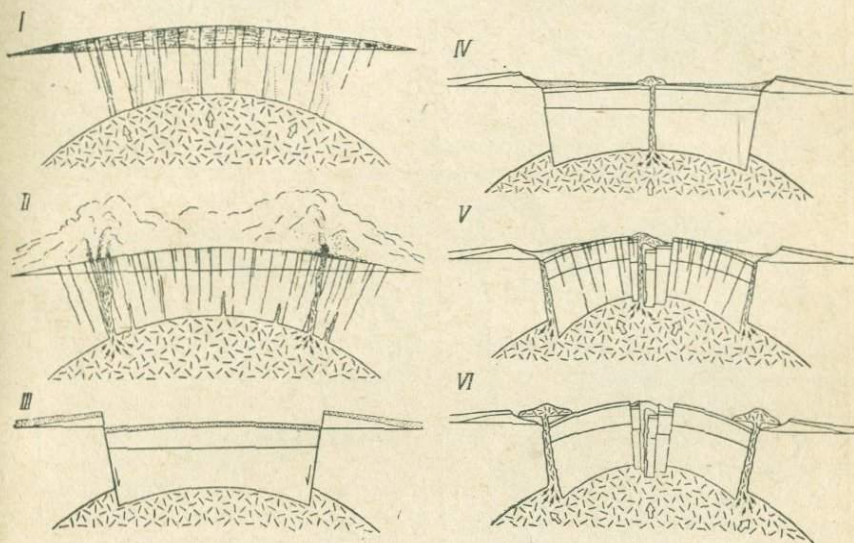


Рис. 47. Стадии образования воздымающихся кальдер

I — региональное поднятие под влиянием теплового напора, образование кольцевых структур; II — извержения, сопровождающие образование кальдеры; III — обрушение кальдеры; IV — вулканизм и осадкообразование в кальдере; V — куполообразование; VI — вулканизм по кольцевым разломам

а с магмой океанической коры островных дуг, где кислые магмы, возможно, образуются без ассимиляции, а выносятся из подкоровой оболочки в виде кислых астенолитов (Малые Антильские острова, Центральная Америка), даже без предшествующего им орогенеза.

Кроме описанных кальдер известны также кальдеры эрозионные, происхождение которых нельзя достоверно связать с вулканической деятельностью, а также циркообразные впадины на вершинах вулканов, образованные при расширении кратеров ледниковой экзарацией и эрозионными процессами.

По типу вулканической деятельности различаются:

а) кальдеры моногенные, возникшие при одноактном извержении, сопровождающемся обрушением центральной части вулкана;

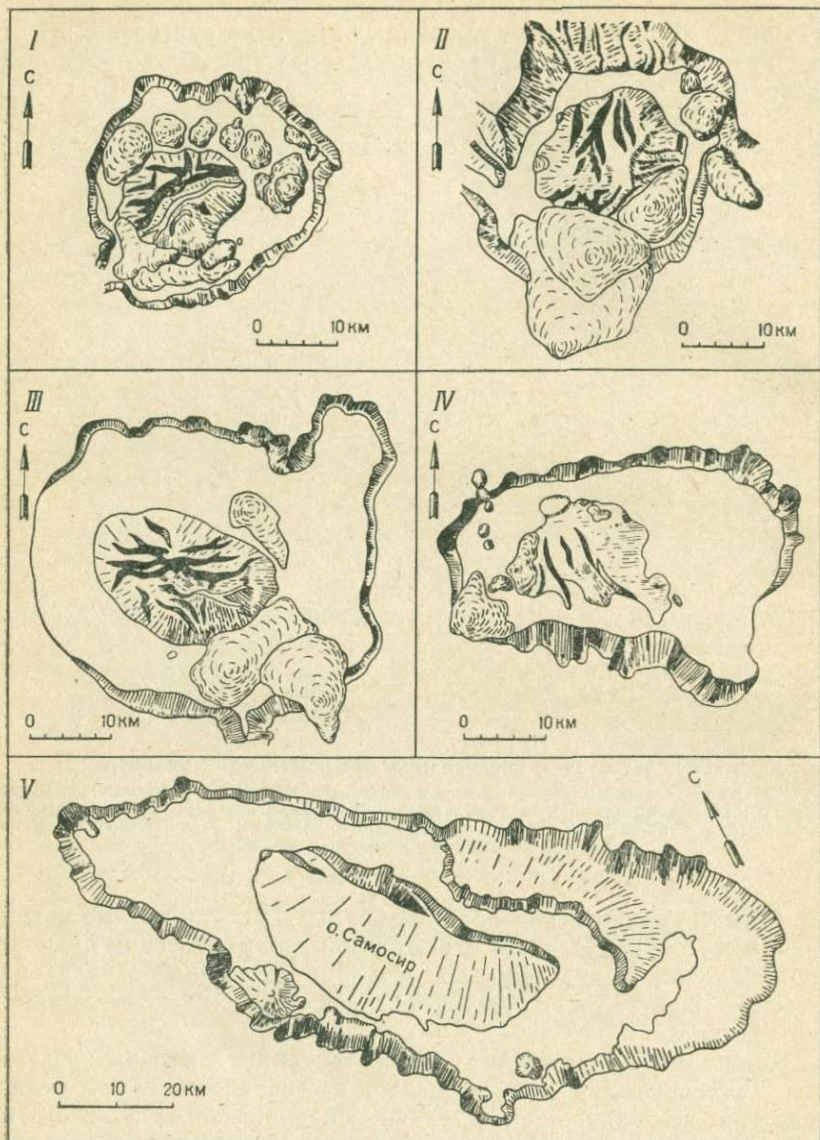


Рис. 48. Орогенные типы воздымающихся кальдер
 I — Валлис, Нью-Мехико; II — Крид, Колорадо; III — Тимбер, Невада; IV — Лонг-Вэлли, Калифорния; V — Тоба, Суматра

б) кальдеры полигенные, связанные с извержениями, происходящими через длительные промежутки времени. Обычно это телескопированные структуры сложного строения.

Кольцевая форма кальдеры может быть нарушена вулканотектоническими грабенами, разрывающими ее вал. Такие сложные вулканотектонические депрессии известны на островных дугах и в ранних орогенах (вулкан Санторин в Средиземном море, кальдера Танжера на о. Ява). Процесс образования грабенов, охватывая обширные площади, происходит на разных этапах кальдерообразования. Сложные типы кальдер формируются в несколько стадий гомодромной эволюции магматизма и характерны для более поздних стадий орогенеза. После нескольких этапов извержений, сопряженных с кальдерообразованием и эволюции магмы до наиболее кислых типов лав (андезиты → риолиты), в центре кальдеры возникают горстообразные поднятия, сопровождающиеся компенсационными грабенами по периферии кальдеры.

Кальдерообразование часто сопровождается внедрением гипабиссальных куполов риолито-дацитов, приуроченных к кольцевым разломам или радиальным трещинам. Такая кальдера известна в Японии на о. Сикоку.

Кратеры, кольцевые структуры и кальдеры, распространенные на планетах, в ряде случаев могут быть отнесены к метеоритным структурам. Существует предположение о их резонансном происхождении, когда вулканическая деятельность возбуждается метеоритным взрывом. Крупные вулканотектонические структуры типа кольцевых структур внутренних морей вряд ли могут быть объяснены метеоритными взрывами, не говоря об образовании Тихого океана по известной гипотезе Дж. Дарвина.

Р. Б. Болдуин [13] путем расчетов показал, что в результате вулканических взрывов на глубине от 400 м до 4 км возможно образование кальдер диаметром не более 8 км. Для формирования кальдер большего размера необходимо, кроме того, обрушение по кольцевым структурам, которое сопровождается оттоком магматического вещества.

Современные представления о прогретых «столбах» горных пород, связывающие жерла вулканов с глубинными вулканическими очагами, позволяют предполагать, что образование кальдер обрушения обусловлено опусканиями в этой зоне.

Кальдерообразование и движения земной поверхности в районах действующих вулканов. Современные движения земной поверхности в районах действующих вулканов дают представление о динамике вулканизма. В Японии, на Гавайских островах и в Новой Зеландии нивелировочные работы позволили сделать следующие выводы о движениях в районах действующих вулканов:

а) при вулканических извержениях земная поверхность близ вершины вулкана поднимается, а в окрестностях вулкана иногда

на расстоянии нескольких десятков километров от него она опускается;

б) после извержения вершина вулкана опускается.

Исследования на Гавайских островах показали, что объем образовавшихся при опусканиях котловин примерно равен объему излившейся лавы. Кальдерные обрушения следуют обычно после лавовых излияний. За период с 1823 по 1924 г. общий объем обрушения составил $1,75 \text{ км}^3$, а лавы излилось по объему несколько больше. Современные вулcano-тектонические обрушения регистрировались сейсмическими измерениями, измерениями наклонов поверхности с повторной нивелировкой местности, а точность измерений наклона достигает $5,5 \text{ мм}$ на базе 2 км .

Было замечено, что перед извержениями вершина вулкана воздымается, а после извержения проседает. При извержении вулкана Килауэа (5 ноября 1967 г.) площадь, охваченная проседанием, примерно соответствовала площади максимального подъема непосредственно перед извержением. Объем изверженного материала составлял 84 млн. м^3 , что равнялось объему проседания. Поэтому есть основания считать, что причиной воздымания земной поверхности перед извержением является магматический напор, а опускания — освобождение излитой лавой занимаемого ею пространства.

Данные о поднятии земной поверхности при вулканических извержениях имеются также и для вулканов, извергавших кислые лавы. При возникновении в 1944 г. на о. Хоккайдо нового вулкана Севасиндзан наблюдалось свободное поднятие, достигшее перед извержением 50 м . После извержения вулкана Сакурадзима в южной части о. Кюсю произошло погружение на $89,4 \text{ м}$. При эксплозивной деятельности вулкана Узусан в Японии (с июля по август 1911 г.) местность около вулкана площадью $2700 \times 600 \text{ м}$ приподнималась со средней скоростью $1,55 \text{ м}$ в сутки; за 100 дней местность поднялась на 155 м . Кроме того, образовался тектонический уступ высотой 90 м . Извержение того же вулкана в 1944 г. сопровождалось образованием Новой горы, поднявшейся у восточного склона вулкана. Подземные воды покинули поднимавшийся участок и стали изливаться из колодцев в прилегающей к поднятию местности. В 1953 г. с марта до середины апреля площадь, прилегающая к вулкану Узусан шириной 4 км , поднялась на 16 м ; средняя скорость поднятия составляла 30 см/год . Затем центр воздымания переместился на 1 км к северу. К 23 июня 1953 г. Новая гора поднялась на 50 м . На вершине вулкана до октября 1954 г. вздымался раскаленный купол. 5 января 1955 г. после сильного глубокофокусного землетрясения, ощущавшегося на расстоянии более 20 км от вулкана, началось быстрое поднятие к земной поверхности гипоцентров последующих землетрясений. На Камчатке в настоящее время также производятся геодезические измерения в районах действующих вулканов.

Относительно динамики трещинных извержений также имеются данные, что им предшествуют серии землетрясений. Из трещины Лаки в Исландии в 1783 г. излияния продолжались в течение 8 месяцев. Общий объем излитых толеитовых базальтов составил $12,3 \text{ км}^3$; базальты заняли площадь 565 км^2 . Вдоль трещины на высоту 200—250 м над уровнем местности нагромодились палагонитовые туфы и брекчии.

Вулканическая деятельность щитового вулкана описана на основании наблюдений, произведенных в 1959 г. при извержении гавайского вулкана Килауэа [151—153]. Она происходила в следующем порядке: в 1958 г. произошли землетрясения с глубиной очага 55—60 км, сопровождавшиеся изменением углов наклона поверхности склонов вулкана. Это позволило предположить, что магма поднялась в подкоровые грабены. Уменьшение глубин роя землетрясений к началу 1959 г. явилось указанием на продолжающееся поднятие магмы, достигшей к осени 1959 г. уровня 15 км под основанием вулкана. Затем землетрясения участились и число их достигало более 1000 в день. Измерения тильтометрами показало сводовое воздымание вулкана. Магма, вероятно, заполнила промежуточный очаг на глубине нескольких километров и давила на его кровлю. В центре кальдеры вулкана Килауэа (глубина 300 м, диаметр 3 км) расположен кратер Халемаумау с лавовым озером, диаметр которого 1050 м. Глубина озера зависит от деятельности вулкана: в разгар извержения (1952 г.) она достигала около 150 м.

14 ноября 1959 г. сильное землетрясение сопровождалось почти одновременными извержениями у края кальдеры Калауэа. Жерло образовалось на пересечении двух трещин: краевой трещины главного кратера северо-западного направления и трещины, идущей через кратер Халемаумау на северо-восток. Здесь, по сейсмическим данным, и предполагался лавовый прорыв. В течение часа на южном краю трещины били фонтаны в несколько десятков метров высотой и возник огненный занавес длиной около 800 м. Лава изливалась потоками из кратеров и каскадом низвергалась на дно глубокого кратера Икки, где в течение нескольких часов образовала лавовое озеро. За восемь суток излилось более 40 млн. м^3 лавы, ее температура достигала 1185°C .

Кальдера щитового вулкана Фердинандино (острова Галапагос) ($4 \times 6,5 \text{ км}$), судя по результатам палеомагнитного изучения слагающих ее толеитовых базальтов, возникла более 1 млн. лет назад. Она является примером кальдеры с объемом изверженного материала (пепла и лав) меньшим, чем величина опускания ее дна. Это объясняется оттоком магмы при образовании кальдеры. В пределах кальдеры неоднократно проявлялась вулканическая активность, и к 1968 г. внешнее овальное кольцо кальдеры имело размеры $4 \times 6,5 \text{ км}$, а опущенное пологое плоское днище занимало площадь 7 км^2 . В июне 1968 г. здесь произошло извержение, сопровождавшееся интенсивной эксплозивной деятельностью.

Вулканические пеплы и другие продукты выбрасывались из вновь возникших кратеров в западных и восточных частях кальдеры. Извержение сопровождалось оседанием дна кальдеры (до 300 м). Это второе по величине обрушение дна кальдеры (после образования кальдеры Катмаи на Аляске в 1912 г.) из проявившихся в XX веке.

Извержение изучалось при помощи сейсмографов, ультразвуковых станций и непосредственными визуальными наблюдениями. После извержения базальтовой лавы и выбросов пепла дно кальдеры просело по эллиптической трещине на глубину

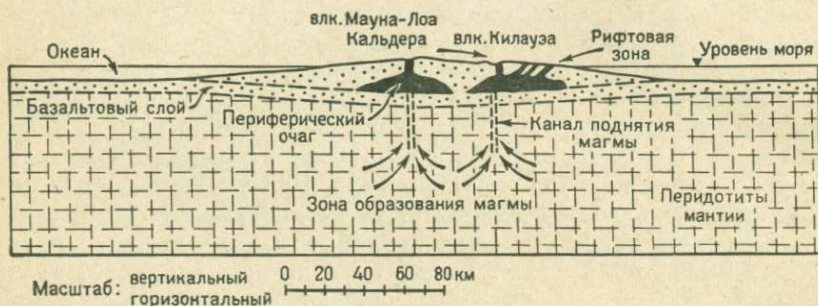


Рис. 49. Вертикальный гипотетический разрез через щитовой вулкан гавайского типа, показывающий зоны образования и транспортировки магмы в периферические очаги. По Г. Макдональду [152]

от 0 на северо-западе до 300 м на юго-востоке. Раздробленность пород дна кальдеры невелика, наклон его с северо-запада на юго-восток очень пологий. Трещинные зоны на внешнем краю кальдеры не распространялись далее 0,5 км от разлома, ограничивающего кальдеру. Отмечена просадка на 50—150 м небольшого ($0,5 \text{ км}^2$) блока вдоль западного борта кальдеры в том месте, где до извержения наблюдались фумаролы. Энергия просадки ($10^{23}—10^{25}$ эрг) не соответствовала эксплозивной энергии ударной воздушной волны (10^{21} эрг) или суммарной энергии землетрясений, предшествовавших взрыву или сопровождавших его ($5 \cdot 10^{19}$ эрг). Отмечается также, что объем извергнутого пепла на три порядка, а количество излившейся лавы на порядок меньше объема кальдерного проседания. Судя по гидрофонным наблюдениям, никаких подводных извержений не наблюдалось.

Для вулканов гавайского типа бурные извержения редки и кратковременны, а лава характеризуется хорошей текучестью; потоки ее изливаются без взрывов и выброса вулканических обломков. В результате такого механизма извержений образуются щитовые вулканы гавайского типа — плоские щиты, расчлененные рифтовыми разломами, в месте пересечения которых на вершине лежит кальдера (рис. 49). Кальдеры обрамляются концентрическими трещинами с уступами и террасами. Извержения

по этим трещинам образуют небольшие конусы разбрызгивания. По радиальным трещинам извержения происходят в местах их пересечения с концентрическим, где трещины достигают ширины более 3 км. Концентрические трещины возникают реже, чем радиальные, протягивающиеся от вершины вулкана до его подножия, ниже уровня океана.

Кольцевые дайки (концентрические интрузии) щитовых вулканов гавайского типа занимают концентрические трещины, развивающиеся при обрушении кальдер. Рифтовые зоны щитовых вулканов формируются в связи с тем, что открываются радиальные трещины, позволяющие магме подниматься на земную поверхность. Причиной рифтообразования на щитовых вулканах считается: а) глубинное магматическое давление, вызывающее гидростатическое давление на вулканический купол; б) растрескивание вулканического конуса и оползание его склонов в океан под действием силы тяжести. Обычны две главные радиальные рифтовые зоны, сходящиеся на вершине вулкана под углом от 130 до 180°. Третья рифтовая зона менее значительна и образует единую полосу разрывных трещин; она является биссектрисой внешнего угла между главными рифтами.

Происхождение кальдер. К авторам ранних гипотез образования кальдер относится Шретер, разделявший кальдеры в зависимости от объема выброшенного материала на несколько типов:

а) кальдеры и кратеры взрыва без выноса ювенильного материала. Они имеют вал, сложенный обломками пород фундамента. При этом объем вала равен объему образований впадины. Аналогичная структура наблюдается у метеоритных кратеров и кратеров подземных атомных взрывов, а также газовых мааров;

б) кальдера с выбросом ювенильного материала: объем выброшенного материала больше объема впадины;

в) кальдера обрушения с оттоком магмы: объем впадины больше объема выброшенного материала.

Другая гипотеза о причинах образования кальдер принадлежит Б. И. Эшеру [134], объясняющая происхождение кальдеры глубоким залеганием вулканического очага, в котором происходит серия последовательных взрывов извержений, расширяющих и обрушающих стенки жерла, соединяющего очаг с земной поверхностью, до размеров кальдеры или трубки взрыва.

Гипотеза Х. Вильямса объясняет образование кальдеры при неглубоком периферическом очаге обрушением кровли в процессе взрывного извержения или при оттоке магмы в глубь Земли. В последнем случае могут образоваться также скрытовулканические (криптовулканические) кальдеры — депрессии на поверхности округлой формы, не заполненные вулканическими продуктами.

По гипотезе Г. Джеффриса [27] кальдеры образуются фокальными подземными взрывами в магматических очагах. Следует упомянуть также гипотезу, предполагающую воздействие

на жесткую кору давления в кровле куполообразных магматических резервуаров. При этом газовый напор вызывает формирование центриклинальных кольцевых трещин. При падении напора происходит обрушение по периклиналиальным трещинам.

Проблемы кальдерообразования ставят перед исследователями все новые задачи. Классификация и терминология в этой области с каждым годом усложняются и вводятся новые понятия, особенно в связи с геофизическим изучением кальдер. Одна из последних классификаций кальдер принадлежит А. Мак-Бернею и Х. Вильямсу. Она основана на разделении кальдер на две группы по типу вулканизма, с которым сопряжено кальдерообразование:

- 1) кальдеры, образованные при кислотном вулканизме;
- 2) кальдеры, сопряженные с базальтовым вулканизмом.

Кальдеры первой группы подразделяются следующим образом:

а) кальдеры типа Кракатау; их образование связано с мощными извержениями пирокластических продуктов (цемз, игнибригов) через центральные жерла вулканов сложного типа, разрушаемых взрывом (рис. 50);

б) кальдеры типа Катмай формируются при обрушении вследствие выброса пирокластического материала на поверхность при взрыве и оттоке в глубину Земли кислой магмы. Выброс происходит по трещинам, проникающим в субвулканическую магматическую камеру и вулканический канал;

в) кальдеры типа Вэллис; они образуются при обрушении вулкана по системе дуговых трещин, сопровождающемся извержением огромных объемов пирокластических продуктов.

Кальдеры, возникшие при базальтовом вулканизме, разделяются на следующие типы:

а) тип Массайя; для него характерно, что площадь, охваченная кальдерой, значительно превышает площадь ранее существовавшего вулкана;

б) гавайский тип кальдер; он типичен для крупных щитовых вулканов, обрушение вершин которых происходит по кольцевым трещинам. При этом вулканический очаг, лежащий под основанием вулкана, опустошается через рифты, прорезающие вулкан. Возможны излияния лав по периферии вулкана по боковым кратерам;

в) галапагосский тип кальдер; он также относится к щитовым вулканам и образуется при извержении магмы через кольцевые трещины, окаймляющие вершину вулкана.

Размеры кольцевых взрывных структур изменяются от кальдер площадью в несколько десятков квадратных километров до алмазных диатрем площадью до одного километра. Это связано с разной глубиной очагов взрыва, различной газонасыщенностью магмы, определяющей силу взрыва и структуры земной коры.

Другой аспект классификации кальдер, предложенный Е. Кензо, заключается в выделении салических и мафических кальдер, соответствующих кальдерам взрывного типа с выбро-

сом кислого пирокластического материала, и кальдер, ассоциирующихся с базальтовым вулканизмом. Салический тип кальдер характеризуется низкими гравитационными аномалиями, а мафический — высокими. Следовательно, классификационным признаком для различия таких кальдер является соотношение между размером кальдер и составом магмы: размеры кальдер салического типа увеличиваются с увеличением содержания SiO_2 ,

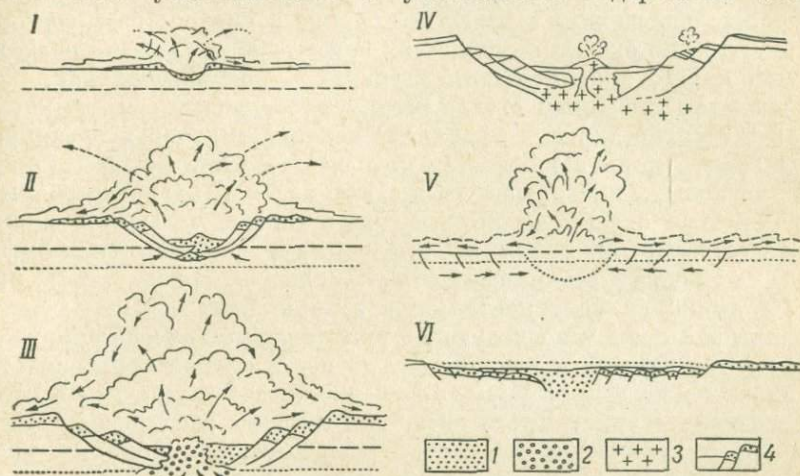


Рис. 50. Последовательные стадии образования кальдеры при кислом вулканизме

I — начальные взрывы, происходящие из неглубокого периферического очага; *II* — взрывная деятельность увеличивается, происходит обрушение стенок кальдеры, сползающих в ее впадину; *III* — кульминация взрывной деятельности, кальдера расширяется путем обрушения стенок, изливается лава, насыщенная газами, и вторгаются экструзивные купола; *IV* — внутри кальдеры вырастает вулкан с побочным аппаратом на разломах у краев кальдеры; *V* — новые взрывы разрушают внутрикальдерные вулканы; *VI* — вулканическая деятельность прекращается, современное строение кальдеры
 1 — рыхлые выбросы при взрывах, заполняющие кальдеру; 2 — газонасыщенная лава и экструзии; 3 — лавовые излияния, образующие внутрикальдерные вулканы; 4 — сбросы на дне кальдеры, образованные при обрушении стенок

так как при этом образуются более вязкие магмы с высокой эксплозивностью. Размеры кальдер мафического типа увеличиваются с уменьшением содержания SiO_2 , поскольку при этом уменьшается вязкость мафических магм и формируются более крупные кальдеры, сопровождающие излияния базальтов.

Кальдерообразование в широком смысле слова следует рассматривать как процесс замещения верхних ярусов земной коры вулканическими продуктами. Этот процесс может охватить разные уровни земной коры как поверхностные при небольшом масштабе процесса, так и все более глубокие при формировании обширных вулcano-тектонических депрессий и рифтогенезе. Причиной такого замещения является излияние или выброс на поверхность земли значительного объема магматических продуктов, сопровождаемый обрушением более или менее мощной пластины земной коры, под которой расположена магматическая камера

или зона магмаобразования. При телескопированном рифтогенезе могут неоднократно изливаться большие массы базальтовых магм. Перекрывая, спрессовывая и погружая под своей тяжестью слои земной коры, такие лавовые покровы, переслаиваясь с осадками и пронизывая их в виде даек, утяжеляют блоки земной коры. Тяжесть толщи морской воды, затопляющей опущенные области, еще более уплотнит погружающиеся блоки. Закономерность, обобщенная в качестве правила Юинга и Пресс, состоит в том, что дно океана на глубинах более 3600 м сложено океанической корой, а на меньших глубинах — континентальной. Это объясняется давлением столба воды, уплотняющим земную кору. Если это справедливо, то различие континентальной и океанической земной коры заключается не в разном химическом составе, а в плотностях, изменяющихся в зависимости от нагрузки горных пород и вод океана на нижележащие горизонты земной коры. Соответственно меняются от этого и другие свойства земной коры — скорость сейсмических волн, электропроводность и пр.

Излияние на континентальную земную кору огромных масс базальтовой лавы и последующие вулканотектонические обрушения могут привести к изменению плотности земной коры, вплоть до образования земной коры, по плотности соответствующей коре океанического типа. Рифтогенез, как широко распространенный вулканотектонический процесс, в зависимости от глубины проникновения рифтовых структур в земную кору рассматривается как сквозькоровый, коровый и не выходящий по глубине из пределов вулканических сооружений. Телескопированный рифтогенез сопровождается вулканизмом, отражающим захват рифтогенезом разных глубин земной коры. С больших глубин изливается перегретая «мантийная» базальтовая магма, а из земной коры — дифференцированные внутрикоровые магмы, порождающие широкую гамму вулканических продуктов и вулканизм центрального типа.

Для вулканических процессов правило Юинга и Пресса выражается в следующей закономерности: сводовые структуры земной коры возникают при разуплотнении глубинного вещества, они сопровождаются аномально повышенным тепловым потоком и вулканизмом. Формирование прогибов и обрушений вызывает уплотнение глубинного вещества, понижение теплового потока и прекращение вулканизма.

В глобальном масштабе превышение площади океанов над площадью континентов при условии, что глубины океанов везде были бы более 3600 м, вызвало бы гравитационную асимметрию фигуры планеты. Однако этого не произошло, так как значительные площади дна океанов находятся выше этого уровня и диспропорция площадей континентов и океанов уравновешивается разным плотностным состоянием вещества земной коры.

Региональные типы кальдер. От региональных черт тектоники зависят типы вулканических излияний и петрохимический состав

магм. На одинарных островных дугах преобладают излияния толеитовых базальтов, на псевдоодинарных и двойных дугах вулканы преимущественно изливают андезиты.

Ранние орогены характеризуются преобладанием андези-
дацитовых вулканов с высоким эксплозивным индексом, увели-
вающимся на высокоподнятых поздних орогенах. В тыловых
зонах и на молодых платформах излияния возвращаются к основ-
ному типу лав с увеличением их щелочности. Вулкано-тектониче-
ские депрессии образуются на структурах различного масштаба —
от геосинклинальных трогов и рифтов на вулкано-тектонических
сводах до грабен-синклинальных депрессий, где кальдеры имеют
диаметр несколько километров. Также различаются и вулкано-
тектонические поднятия. Из геосинклинальных трогов они возды-
маются над уровнем моря в виде подводных кордильер, образу-
ющих островные цепи внутренней зоны островных дуг, увенчан-
ной вулканами. В грабен-синклинальных депрессиях ранних
орогенов вулкано-тектонические поднятия образуют вулканиче-
ские хребты и огромные сводообразные куполовидные структуры,
перекрытые ареальными излияниями и увенчанные крупными
вулканами. В вулкано-тектонических депрессиях и кальдерах
аналогичный процесс воздвигает вулкано-тектонические горсты.

Два последних типа структурных депрессий, осложненных
внутренними поднятиями, также относятся к типу воздыма-
ющихся кальдер. Образование кальдер типа Гленко связано глав-
ным образом с ранними стадиями вулканизма океанического типа
и геосинклинальными областями. Они развиваются на вулкани-
ческих поднятиях океанической коры и на коре срединных океа-
нических хребтов типа, переходного к континентальной (Ислан-
дия). В геосинклинальных областях они встречаются на одинар-
ных островных дугах и во внутренних вулканических зонах
раннеорогенных стадий (Алеутские острова, Камчатка, Япония).

Кальдерообразование типа Кракатау с выбросами очень
больших объемов кислых пород распространено в приокеаниче-
ской части вулканических поясов Камчатки, Курильских остро-
вов, восточной и юго-западной частей островов Хоккайдо и Юж-
ного Кюсю, а также на других островных дугах и в ранних
орогенах.

Гавайские щитовые базальтовые вулканы имеют вершинные
плоскодонные неглубокие кальдеры, образованные при обрушении
свода, вследствие истечения жидкой лавы через трещины на
склонах вулкана. Следовательно, магматическая камера, опусто-
шающаяся при этом, находится неглубоко под вершиной вулкана.
Она, очевидно, является промежуточной; в нее из глубины посту-
пает магма, причем скорость ее вытекания на склонах, вероятно,
превышает скорость, с которой магма поднимается в промежуточ-
ную камеру. Для гавайских вулканов характерно погружение
крупных вулканических островов под тяжестью веса. Длитель-
ные измерения показали, что Гавайские острова погружаются

с более значительной скоростью, чем происходит эвстатическое поднятие уровня моря. Остров Гавайи погружается на 4,8 мм в год, острова Кахулави, Мауи — на 1,7 мм в год.

Ежегодный объем погружающейся массы островов в пять раз превышает объем излияний базальтов, и острова вследствие этого окаймляются компенсационными впадинами с небольшими вулканическими подводными горами. С погружением Гавайских островов связывается затопление каньонов Оаху субаэрального происхождения.

На Камчатке большинство кальдер и вулкано-тектонических депрессий четвертичного возраста занимают грабен-синклинальные депрессии. Они наложены на крупные плиоцен-плейстоценовые вулкано-тектонические структуры. Кальдеры обрушения встречаются в районе четвертичных вулканов Ключевского дола (Толбачик, Плоская) и Срединного Камчатского хребта (Хангар, Ичинский) ниже-среднечетвертичного времени. Для Восточно-Камчатского вулканического пояса характерна цепь четвертичных кольцевых вулкано-тектонических структур, расположенная вдоль главного северо-восточного направления пояса. Отмечается приуроченность кольцевых структур к пересечениям регионального северо-восточного тектонического пояса разломов поперечными северо-западными и юго-западными разломами. Эти разломы можно выявить и в локальных кольцевых структурах.

На отдешифрированной по космическим снимкам схеме Восточного вулканического пояса расположена Карымско-Семячинская структура, в которой выделяется ряд кольцевых второстепенных депрессий, связанных с центральными вулканическими аппаратами (рис. 51). Крупная кальдера, расположенная в западной части пояса, имеет диаметр более 20 км. На площади, ограниченной рядом дуговых кальдерных уступов, асимметрично расположен вулкан Малый Семячик с кратерным озером и соседние с ним вулканические центры. В юго-западной части кальдеры возвышается часть древней кальдеры Двор, являющейся фрагментом кальдеры современного вулкана Карымского (рис. 52). Дешифрирование района вулкана Малый Семячик произведено по радиолокационному снимку (рис. 53). Кольцевые разломы кальдер разрывают более древние вулканические аппараты. В региональной структуре восточной Камчатки отмечается телескопированное расположение кальдер с диаметром наибольшего внешнего кольца около 45 км в Карымско-Семячинской группе структур. Севернее лежит ряд кольцевых структур, простирающихся до Кронацкого озера. Крупнейшими из них являются вулкан Большой Семячик и вулкан Крашенинникова. Дешифрирование района произведено по радиолокационному снимку (рис. 54). В кольцевой структуре Большого Семячика внешнее кальдерное кольцо имеет диаметр 25 км и пересекает серию небольших вулканических конусов и кратеров. По разло-

мам северо-западного направления отдельные фрагменты кольцевой структуры разбиты на блоки, частично опущенные. К северу от Большого Семячика лежит группа вулканических аппаратов Тауншиц, Узон, Кыхпыныч с теми же тектоническими направлениями сбросов, секущих кольцевых разломов, иногда с горизонтальными смещениями значительной величины (рис. 55).

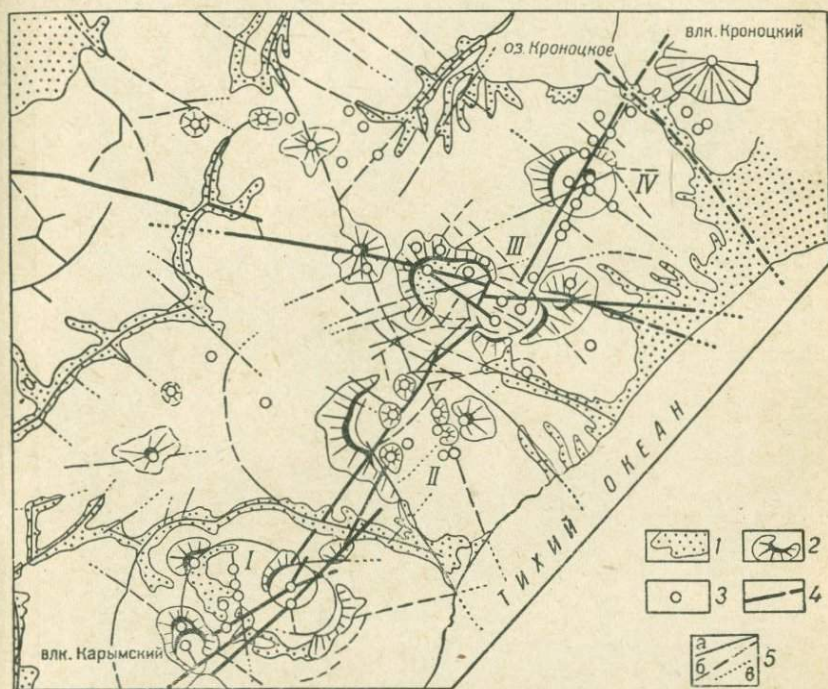


Рис. 51. Вулкано-тектоническая схема центральной части Восточного вулканического пояса Камчатки. Составил Н. А. Гусев по космическим радиолокационным снимкам

I — Карымско-Семячинская структура; II — вулкан Большой Семячик; III — Узонско-Гейзерная структура; IV — структура вулкана Крашенинникова. 1 — депрессии, заполненные четвертичными отложениями (озерные, морские, речные); 2 — фрагменты крупных вулканических сооружений; 3 — центры вулканической деятельности; 4 — региональные разрывы; 5 — прочие разрывы (а — уверенно дешифрирующиеся, б — менее уверенно, в — их предполагаемые продолжения)

В круглой кальдере вулкана Крашенинникова возвышаются сросшиеся конусы, приуроченные к северо-восточной тектонической линии разрывов. В том же направлении вытянуты цепочки боковых кратеров на северном склоне вулкана.

Региональное значение имеет грабен-синклиналиная депрессия, лежащая между Валагинским хребтом и восточными мысами Камчатки. Кольцевые телескопированные структуры вытянуты внутри этой депрессии в северо-восточном направлении и смещены серией пересекающихся разломов субширотного

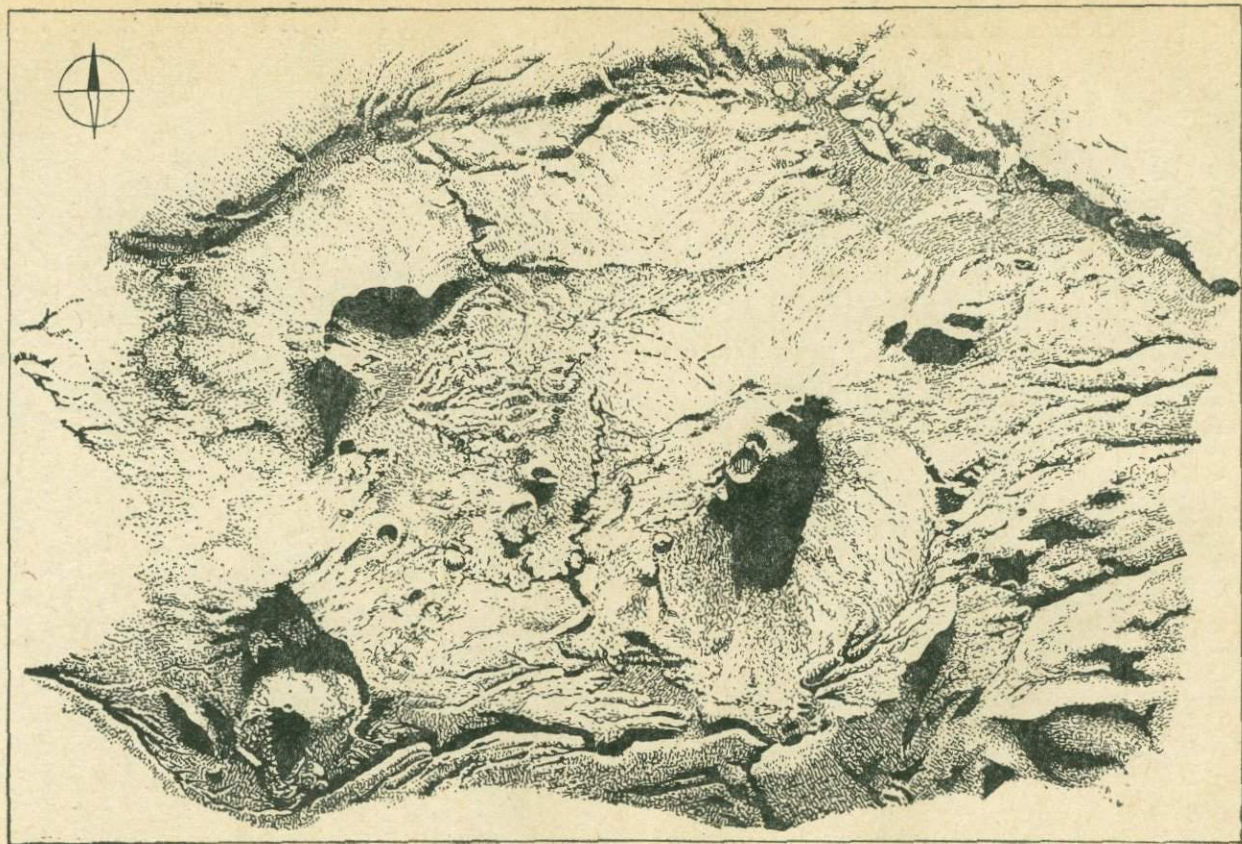


Рис. 52. Карымско-Семячинская вулканическая структура. Восточный вулканический пояс Камчатки.
Зарисовка Н. А. Гусева по радиолокационному аэроснимку

и северо-восточного направлений. Цепь кальдер в этом региональном вулканическом поясе принадлежит к эволюционному ряду, развитие которого началось кальдерами обрушения и закончилось кальдерами и кратерами взрывов.

Кальдеры на вершинах конусовидных, андезито-базальтовых вулканов обычно имеют смешанное происхождение (обрушение

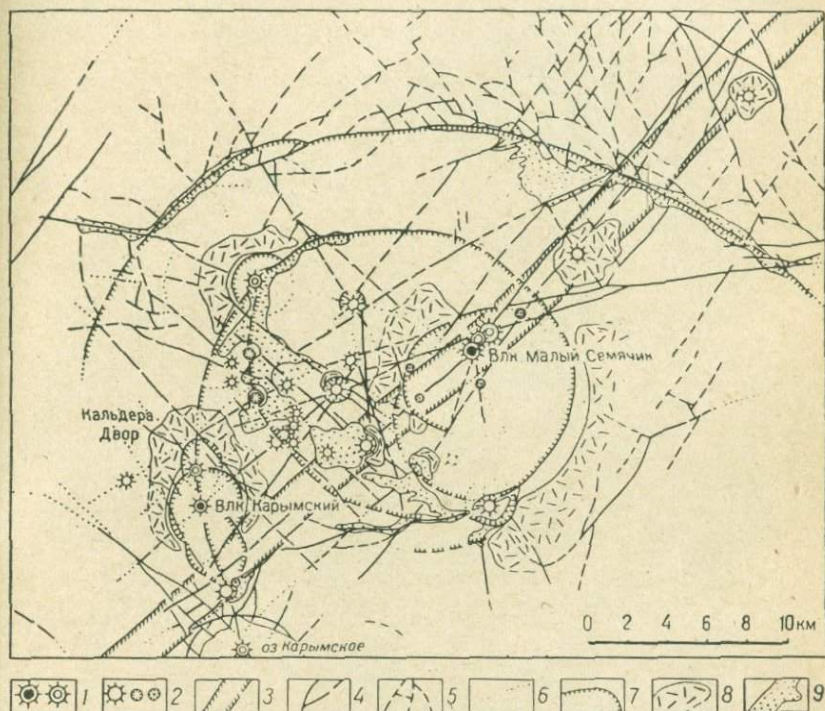


Рис. 53. Вулкано-тектоническая схема Карымско-Семячинской структуры.

Составил Н. А. Гусев по космическим радиолокационным снимкам

1—2 — центры вулканической деятельности; 3 — осевая часть Восточно-Камчатской зоны разрывных нарушений; 4—5 — прочие разломы, расколы, трещины; 6 — предполагаемые продолжения разрывных нарушений; 7 — кальдерные уступы; 8 — фрагменты крупных вулканических массивов и стратовулканов; 9 — речные долины и депрессии, заполненные современными рыхлыми осадками

в сочетании с вулканическими взрывами и выбросами их продуктов в виде пемз и туфов). В процессе развития вулканических циклов размеры кальдер последовательно уменьшаются. В результате получают телескопированные кальдеры — системы кольцевых впадин, вложенные друг в друга и ограниченные ступенчатыми сбросами (см. рис. 50).

В Японии в вулканических поясах насчитывается более 200 значительных вулканов четвертичного времени (50 действующих), формы которых хорошо сохранились, в то время как вулканы

третичного времени уже разрушены. Это свидетельствует в пользу связи деятельности четвертичных вулканов с одновозрастными тектоническими движениями. В большинстве случаев основания стратовулканов приподняты по отношению к окружающей территории в результате закономерных структурных поднятий фунда-

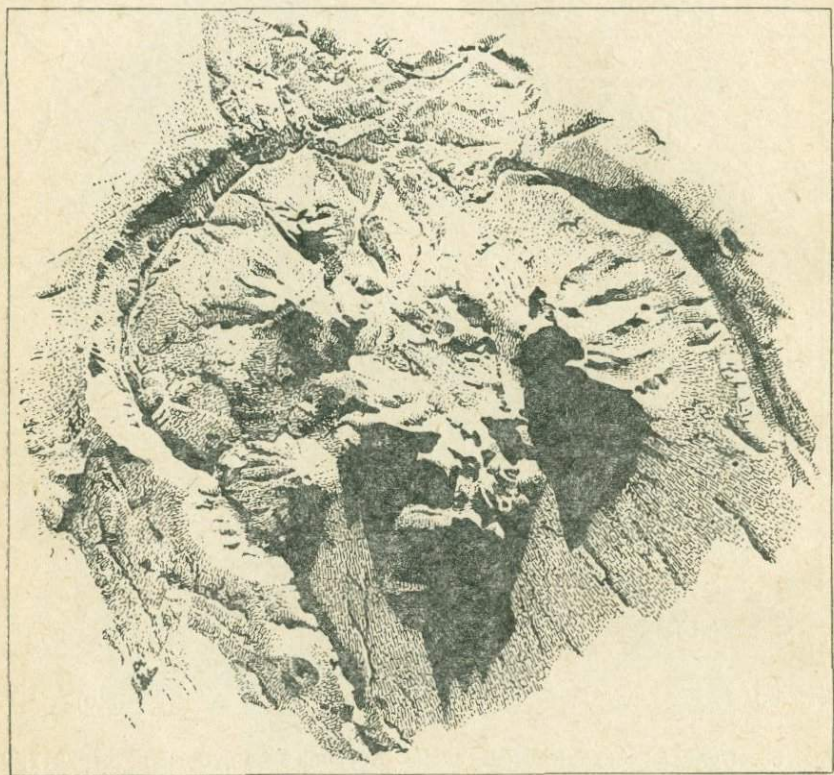


Рис. 54. Вулканическая структура Большого Семячика. Восточный вулканический пояс Камчатки. Составил Н. А. Гусев по радиолокационному снимку

ментов вулканов. Вслед за интенсивной вулканической деятельностью в раннем миоцене произошло погружение и трансгрессия моря вдоль Японского побережья в зоне Большого рва. В период от среднего миоцена до плиоцена вулканическая деятельность охватила более обширную площадь, следуя за продолжавшейся морской трансгрессией; вулканическая деятельность приурочена к районам структурных депрессий, в которые трансгрессировало море, в дальнейшем неоднократно оставлявшее территорию вследствие структурных поднятий.

Кальдеры Японии относятся главным образом к типу взрывных кальдер (Кракатау) и имеют четвертичный возраст. Их размеры и время образования определяются стадиями вулканотектонической истории, соответствующими новейшей истории вулканических поясов:

1) крупные вулканотектонические депрессии образованы в плиоцен-плейстоцене и связаны с мощными извержениями риолитовых туфов и игнимбритов (депрессия Токати на о. Хоккайдо);

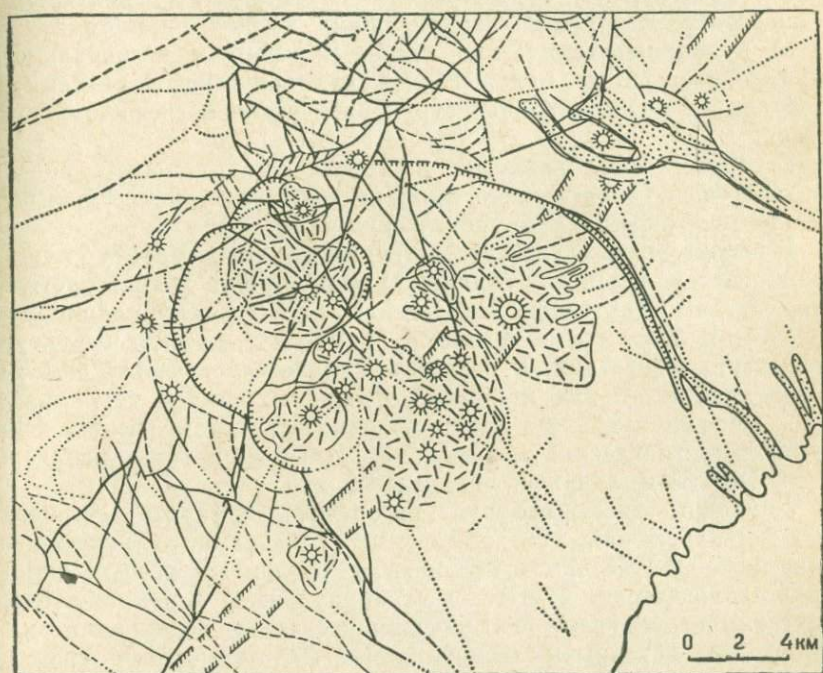


Рис. 55. Вулканотектоническая схема Большого Семьячика. Восточный вулканический пояс Камчатки. Составил Н. А. Гусев по радиолокационному аэроснимку. Усл. обозн. см. на рис. 53.

2) большие кальдеры размером более 10 км образованы при извержении андезитов, дацитов, их туфов в конце плейстоцена (кальдеры Сикоцу, Акан на о. Хоккайдо, кальдеры Ассо, Кутияро, Аира на о. Кюсю);

3) кальдеры размером 2—10 км образованы при извержениях андезитов на внутрикальдерных стратовулканах (кальдеры Кутаро, Масю, Товкаде на о. Хоккайдо).

Для изучения структуры подстилающих пород производилось бурение в кальдере Ассо, имеющей отметку 500 м над уровнем моря. Скважина вскрыла до глубины 320 м отложения кальдерного озера с чередующимися слоями туфов, галечников, глин.

Ниже лежат пемзовые потоки, под которыми вскрыта эрозионная поверхность гранитов. Как показали результаты бурения, взрывная кальдера Хаконе (Япония) размером 8×12 км образовалась в результате взрыва вулкана высотой 2700 м. После первого этапа взрыва дна кальдеры произошла денудация. Позднее дно кальдеры было залито лавой. Предполагается, что магматический резервуар соответствует размеру кальдеры.

С некоторыми типами вулcano-тектонических структур связаны динамические геотермальные системы, используемые в энергетических целях. Крупнейшими из них являются:

- а) вулcano-тектонические грабен-синклинали регионального типа, образованные наложенными вулканическими поясами;
- б) горст-антиклинальные структуры, увенчанные рядами вулканов.

В грабен-синклинальных и горст-антиклинальных поясах сосредоточена современная вулканическая деятельность, представленная рядами и группами вулканов.

В районах расширения грабен-синклинальных структур иногда возвышаются группы вулканов, расчленяющие гидрогеологические системы на артезианские бассейны. Грабен-синклинали иногда осложнены локальными типами вулcano-тектонических структур, разделенных горстами. В результате гидрогеологические системы расчленяются на ряд мелких сопряженных систем термальных вод. На склонах горст-антиклинальных хребтов расположены вулcano-тектонические грабены, кольцевые структуры, кальдеры и другие типы ловушек термальных вод.

Локальные очаговые структуры определяют формы геотермальных месторождений, контролируемых кальдерами, вулcano-тектоническими депрессиями, кольцевыми разломами разных типов. Гидрогеологические системы часто приурочены к вулcano-тектоническим структурам, включающим осадочные водопроницаемые горизонты, перекрытые водоупорами. Литотермальные системы переноса тепла магмой используют непосредственно вулканические жерла и кальдеры. Многие месторождения с возобновляющимся режимом теплопереноса образуют гидрогеологические системы во взаимосвязанных вулканических, вулcano-тектонических и тектонических структурах.

В результате этого можно выделить линейновытянутые и кольцевые гидротермальные артезианские и трещинно-напорные системы, гидродинамический напор в которых определяется как глыбово-складчатыми горными хребтами, так и вулканическими сооружениями центрального типа.

Перенос тепла осуществляется как гидрогеологическими трещинно-артезианскими системами, так и восходящими потоками подземных вод и газов конвекционного типа, образованными за счет высокого теплового потока и литотермальной конвекции.

Гидрогеологические системы артезианского типа, подчиненные линейным структурам, обычно более водообильны, но менее

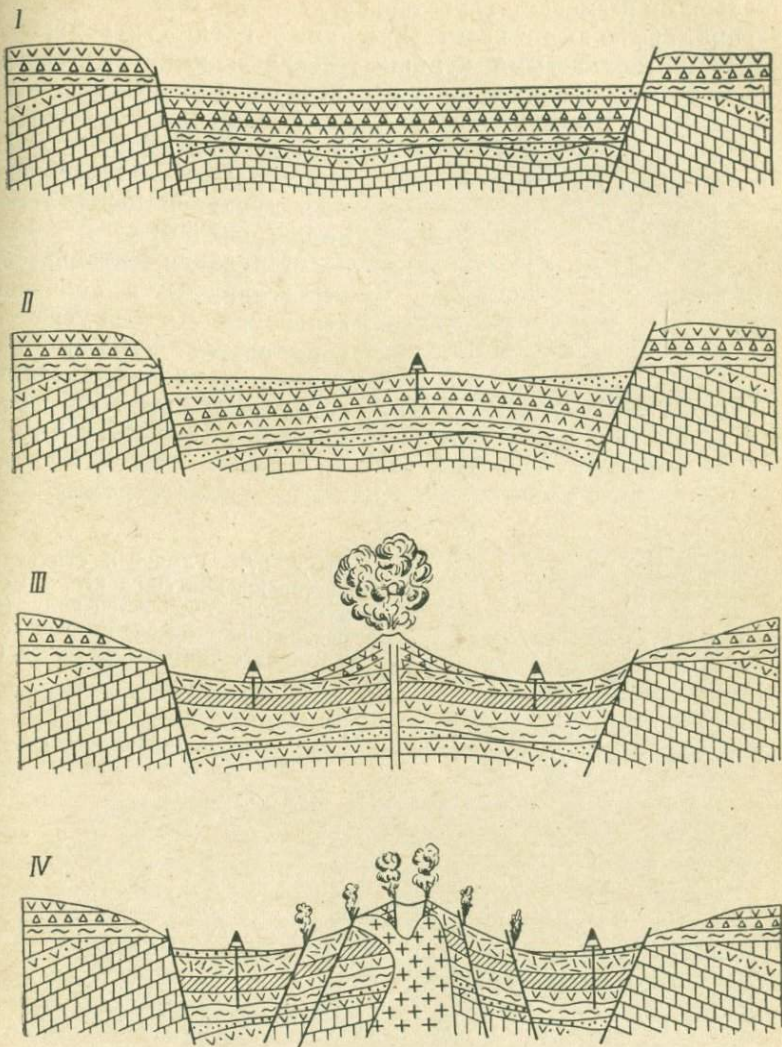


Рис. 56. Общая схема развития грабен-синклинальной геотермальной системы. По А. Е. Святловскому

I — образование грабена; II — структурное поднятие на дне грабена; III — образование вулкана и прогибов у его подножия, выполненных осадочными толщами геотермального бассейна; IV — поднятие экструзивных куполов, раскалывание геотермального бассейна по разломам

прогреты, особенно, если они не связаны с вулканическими хребтами.

Меньшими размерами характеризуются гидротермальные месторождения, связанные с изометрическими в плане структурами — кальдерами, кольцевыми вулкано-тектоническими структурами.

К этим типам относятся:

1) кальдеры с гидродинамическим напором, обусловленным внутрикальдерным вулканом центрального типа (рис. 56);

2) вулкано-тектонические депрессии и кольцевые структуры с внутренним горст-антиклинальным поднятием (вулкано-тектонические горсты и воздымающиеся кальдеры (рис. 57, 58);

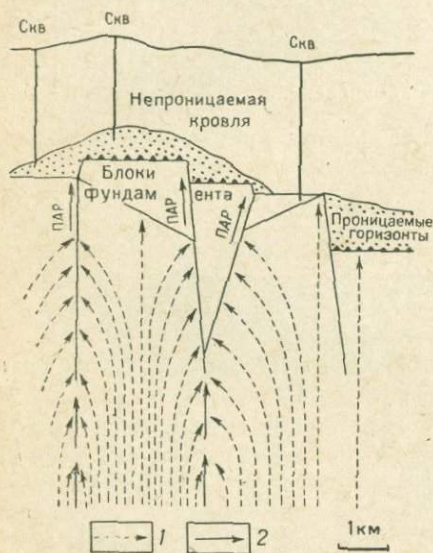


Рис. 57. Глыбовая структура месторождения Лардорелло. Кондуктивный тепловой фронт (1), развивающийся на основе конвективного потока флюидов (2)

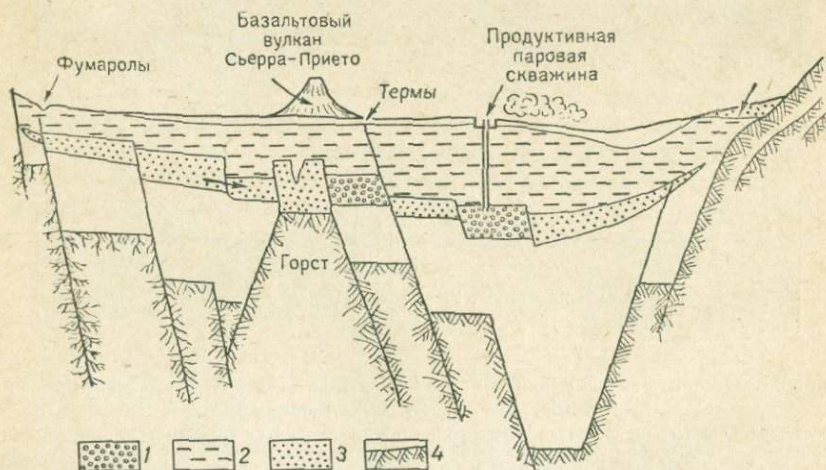


Рис. 58. Развитие геотермальной системы месторождения Сьерра-Прието 1 — ловушки — очаги перегретого пара; 2 — кровля, непроницаемая для теплоносителей; 3 — водоносные горизонты — гидротермальный бассейн; 4 — горстовые поднятия вулкано-тектонического типа в фундаменте вулкана

3) вулcano-тектонические депрессии, кольцевые структуры, окаймленные по периферии вулканами или экструзивными куполами (см. рис. 56).

МОДЕЛИРОВАНИЕ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Возможны два типа моделирования геологических процессов: а) создание кинематических моделей — конкретных импровизированных механизмов, например искусственных гидрологических систем, позволяющих вывести законы гидродинамики естественных систем; б) теоретическое моделирование — построение схем, дающих возможность судить о последовательности геологических событий с учетом их энергетической стороны. Такие схемы — это логические построения, часто односторонние, не учитывающие всего комплекса явлений.

Создание кинематических схем — это область лабораторного моделирования. Наша задача — построение логической схемы телескопированного рифтогенеза. Она опирается на геологические данные и результаты глубоководного бурения с исследовательского судна «Гломар Челенджер».

Модель телескопированного рифтогенеза, являясь схемой образования молодых океанов, позволяет построить эволюционный ряд структур. При этом используется аналогия между образованием телескопированных рифтов вулканических поясов и деструктивным процессом формирования молодых океанов.

При моделировании процесса образования молодых океанов важно сопоставить схемы телескопированного рифтогенеза с тем или иным эволюционным рядом конкретных структур. При этом необходимо учитывать ряд разновозрастных телескопированных структур, развитие которых остановилось на различных этапах процесса. Неправильно, например, некоторые исследователи считают, что Красное море — это начальная стадия структурообразования молодого океана, за которой следует формирование Баффинова залива и Атлантического океана. Анализ развития этих депрессий, которые, как предполагают, образуют эволюционный ряд структур, не позволяет согласиться с такой последовательностью развития структур. Правильнее считать их независимыми структурами.

Вулcano-тектонические процессы, по гипотезе телескопированного рифтогенеза, являются основными при развитии молодых океанов [71]. Эта гипотеза предлагает механизм формирования океанического дна, основанный на последовательном образовании системы рифтовых долин, сужающихся к центру океана; гипотеза противопоставляется гипотезе растяжения океанического дна.

Если обратиться к процессам образования рифтовых долин на континентах, то они оказываются связанными с крупными вертикальными движениями, обычно сопровождавшимися вулканизмом.

Вулканизм сменялся во времени от излияний на обширных площадях сводовых поднятий до центральных типов извержений в системах сужающихся рифтовых долин последних стадий вулканизма. При этом на дне ранее сформированных крупных грабенов возникали системы вложенных более узких молодых грабенов. Это можно видеть в Красном море, на Камчатке, в Новой Зеландии и других вулканических районах.

Телескопированный рифтогенез объясняет и существование полосовых палеомагнитных аномалий, наблюдаемых по периферии срединных океанических хребтов. Причиной различной намагниченности лавовых потоков может быть все более молодой их возраст, по мере образования новых рифтов.

При бурении скважин на дне океанов, достигающих кровли базальтов, установлено, что возраст их становится все более молодым ближе к срединно-океаническому хребту.

По мобилистическим расчетам, основанным на данных бурения дна Атлантического океана с корабля «Гломар Челенджер», скорость расширения дна океана в течение 150 млн. лет изменялась в пределах 1,5—2 см в год (рис. 59). Естественно предположить, что по мере раздвигания океанических плит более древние осадки были

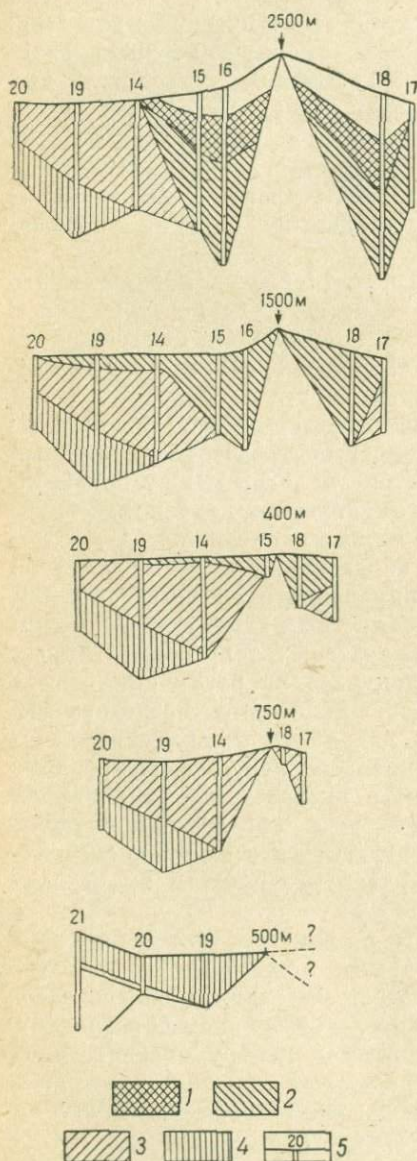


Рис. 59. Схема дна Атлантического океана на 30° ю. ш., построенная на основе гипотезы расширения дна океана

1 — плиоценовые осадки, в четвертичном периоде скорость расширения дна океана 2 см/год; 2 — миоценовые осадки, в нижнем миоцене скорость расширения дна океана 1,5 см/год, в конце миоцена — 2,0 см/год; 3 — олигоценовые осадки, в конце олигоцена скорость расширения дна океана 1,8 см/год; 4 — эоценовые осадки, в конце эоцена скорость расширения дна океана 1,9 см/год; 5 — скважины

смещены ближе к берегам океана. Так, отмечается, что меловые илы, отложенные первоначально в центральной части океана, за 100—140 млн. лет были перемещены к берегам Америки и Африки конвекционными течениями, направленными к западу и востоку.

Самые молодые осадки лежат на самых молодых лавах в центральной рифтовой части срединных хребтов. Их возраст не более

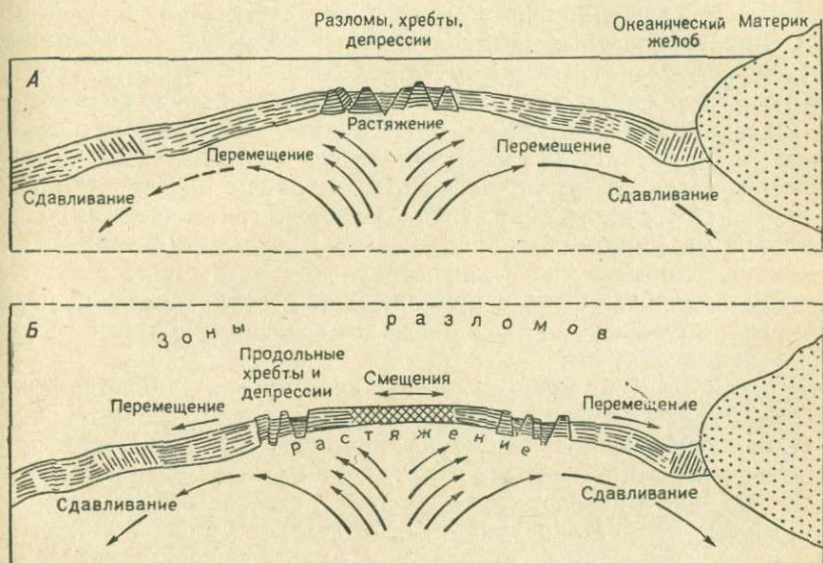


Рис. 60. Гипотетическая схема происхождения рельефа и структуры срединно-океанических хребтов в результате раздвижения земной коры при *подкоровых конвекционных потоках* в мантии. По Г. Менарду [50]

А — образование рифтовых зон в области растяжения в осевой части хребта и перемещение блоков коры, ограничиваемых трансформными разломами на склонах хребта; Б — образование рифтовых зон на склонах хребта. Перемещение блоков коры в стороны за пределы рифтовых зон. В осевой части хребта смещения меньшего масштаба, чем на склонах

1 млн. лет. Гипотеза расширения океанического дна предполагает, что под все более древними осадками ближе к окраинам океана лежат соответственно все более древние лавы, образующие океаническую кору. Ведь эти лавы, излившись из центральной расщелины и покрывшись морскими отложениями, были также с течением времени смещены к берегам континентов. Вдвигаясь у оси расширения, края плит литосферы образуют срединные океанические хребты, поднимающиеся над дном океана в среднем на 500 м — 1 км с отдельными возвышенностями до 3 км. Подножия срединных хребтов при этом испытывают погружение, все увеличивающееся к окраинам океана; за 100 тыс. лет при скорости опускания 2—3 см в год погружение подошвы океанической коры к окраинам океанов будет составлять 3,5 км (рис. 60).

При поднятии срединных океанических хребтов молодые базальты, слагающие кровлю, перекрываются известняками, как это наблюдается и ныне на вулканических островах, вокруг которых образуются коралловые рифы.

Критическая глубина образования известняков определяется изобатой, отделяющей область накопления карбонатных илов от глубин, где выпадение карбонатов подавлено вследствие агрессивности CO_2 , растворенного в морской воде. При условии длительного погружения дна моря со скоростью, допускаящей накопление карбонатных осадков выше критической глубины, базальты оказываются перекрытыми толщей известняков. Когда же при растяжении дна океана толщи известняков, смещенные на склоны срединного хребта, отодвигались от оси хребта и испытывали погружение, на них начинали отлагаться глинистые илы, мощность которых увеличивалась к окраинам океанов по мере погружения его дна. Так, на основе гипотезы тектоники плит объясняется формирование на дне океана «триады» — базальты, известняки, глины; возраст каждого члена триады увеличивается по мере растяжения дна и приближения новообразованной коры к окраинам океана, где предполагается затягивание океанической коры под континент.

Другой особенностью разреза дна океана является симметричное расположение разновозрастных толщ «триады» относительно оси рифта срединно-океанического хребта. При непрерывном раздвигании океанического дна на нем образуется три слоя осадков, а возраст слоев этого «конвейера» постепенно увеличивается. Как установлено, возраст осадков у подножия континентов по обе стороны от срединного хребта составляет более 180 млн. лет.

Образование океанической коры за счет вторжения в рифтовую трещину срединного хребта базальтового «клина», раздробление этого блока новым «клином» и расширение дна океана подразумевает, что океаническая кора целиком состоит из базальтов. У нас пока нет доказательств, что под базальтами не залегают более древние осадочные слои.

При драгировании дна океана в районах срединных океанических хребтов с кораблей были извлечены различные горные породы, позволяющие построить разрез океанической коры. Установлено, что под осадочными слоями лежат базальты, несогласно перекрывающие метаморфические сланцы. Ниже залегают ультраосновные породы — серпентиниты и перидотиты. Такое горизонтальнослоистое строение океанической коры свидетельствует о ее формировании за счет покровных излияний и осадкообразования. В состав второго базальтового слоя, лежащего под рыхлыми осадками дна, входят палеозойские и мезозойские породы осадочного и вулканического происхождения, испытывавшие метаморфизм в районах орогенеза.

При сложном «многоэтажном» строении океанической земной

коры представление о ее формировании за счет внедрения базальтовых «клиньев» неверно. Для объяснения структуры океанической коры с позиций мобилистических идей были предложены

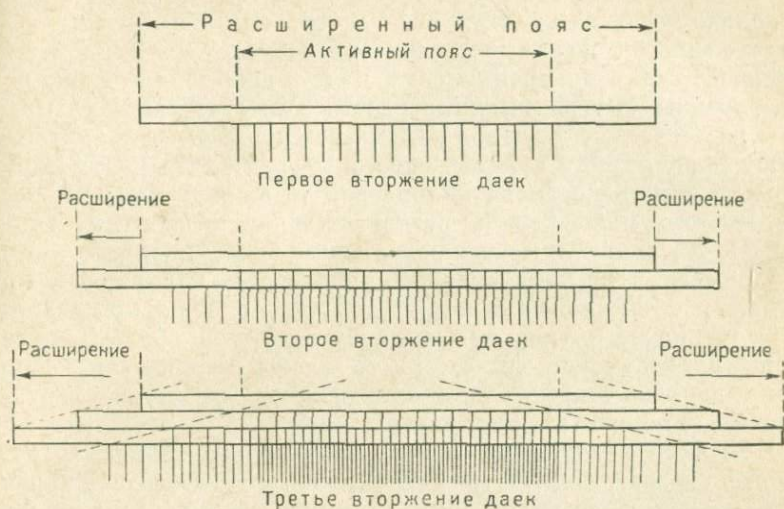


Рис. 61. Модель механизма растяжения рифта при вторжении даек в вулканический рифт. По Р. Бауэру

гипотезы, согласно которым причиной раздвижения коры является внедрение серий даек (рис. 61), разделяющих блоки коры без нарушения ее сложного строения. Дайки, внедряясь вдоль оси сре-

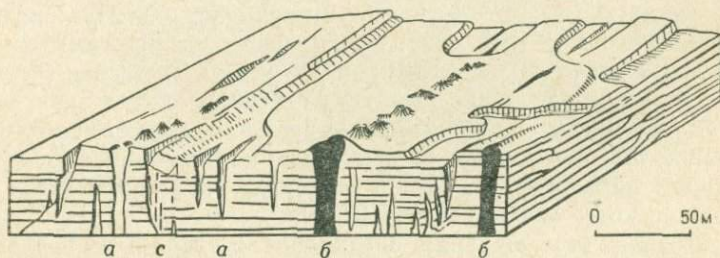


Рис. 62. Неовулканический рифт Исландии
а — зильющие трещины; б — дайки, с — сбросы

динного хребта между блоками коры, расталкивают их, вызывая расширение коры в вулканическом поясе, как это предполагается в Исландии (рис. 62).

Согласно гипотезе новой глобальной тектоники (тектоники плит), рифтогенез срединных океанических хребтов сопровождается процессами расширения дна океана и мантийного

диапиризма в рифте. Дайковые серии и конвекционный поток перемещают новообразованную океаническую кору в сторону от оси срединно-океанических хребтов. Поскольку дайки внедряются лишь в неовулканическом рифтовом поясе, имеющем ширину несколько десятков километров, неясно, как же осуществляется раздвижение дна океана до ширины в несколько тысяч километров? Дайковые серии не пронизывают всей толщи земной коры и по простирацию быстро выклиниваются. Следовательно, расширяя даже на несколько десятков километров верхнюю вулканическую толщу пород, дайки вряд ли способны раздвинуть плиты земной коры на несколько тысяч километров до ширины молодых океанов. Поэтому «конвейерное» раздвижение дна океана нельзя представить без гипотетического подкорового конвекционного потока.

Гипотеза телескопированного рифтогенеза является альтернативным объяснением строения дна океана. Если при извержениях площадного типа лавами будет покрыта область, равная площади океана или его части, то после прекращения вулканизма вулкано-тектоническое обрушение свода может погрузить лавовые покровы на дно океана.

В начале погружения поверх базальтовых покровов будут отложены известняки, а при дальнейшем опускании ниже уровня лимитирующего их осаднения начнется накопление глинистых осадков. Так, на обширной площади возникает трехслойное строение дна океана — базальты — известняки — глины.

Новый цикл вулканизма вызовет повторное поднятие в пределах площади обрушения. Вновь образуется вулкано-тектонический свод, а прекращение вулканизма будет сопровождаться повторным опусканием и осадкообразованием, но уже на меньшей площади в телескопированном рифте. Так, вулканизм возрождается во все более узких поясах рифтогенеза, завершаясь на своде срединно-океанического хребта в центральной части океана самыми молодыми излияниями. При этом процессе каждый участок более молодого рифта оказывается сложенным более молодой трехслойной серией: базальты — известняки — глины, симметрично расположенной по обе стороны от оси срединно-океанического хребта. Примером образования такой структуры является южная часть Атлантического океана (рис. 63).

В пределах каждой серии, ограниченной рифтовыми разломами, возраст базальтов и перекрывающих их известняков и глин примерно одинаков, но он не совпадает с возрастом отложений соседних блоков, принадлежащих к другим рифтам, так как время формирования «триады» отложений в них было разделено периодами прекращения вулканизма, обрушения свода и повторного вулканизма (см. таблицу). Последовательность изменения возраста базальтов и перекрывающих их пород осадочного типа установлена в океанах, начиная с позднемелового времени. Эта закономерность связана с цикличностью процесса вулканизма и сопровождающих его вулкано-тектонических вертикальных

и подстилающие их базальты соседних рифтов к одному уровню. Поэтому создается впечатление, что дно океана сложено непрерывной повторяющейся трехслойной толщей (базальты-известняки-глины), которая омолаживается к центру океана и ее фациальные границы пересекаются стратиграфическими.

Каждый этап рифтового обрушения свидетельствует об отступлении теплового напора. Вулкано-тектонические поднятия, чередующиеся с рифтогенезом, охватывают, вероятно, значительные отрезки времени, в течение которых происходит изменение знака магнитного поля, запечатлевающегося в базальтовых потоках на эскарпах рифтов. По данным Бауэра, палеомагнитными аномалиями обладают базальтовые потоки мощностью более 900 м. Увеличивающийся возраст палеомагнитных аномалий установлен в уступах базальтов за пределами активной вулканической зоны по направлению к окраинам океана. Ближе к окраинам океанов четкость палеомагнитных полос уменьшается, так как древние потоки у окраин океанов все глубже погружаются под осадочные толщи.

Крупные вертикальные перемещения базальтовых покровов происходят в процессе рифтогенеза. При бурении в неовулканической зоне Исландии было обнаружено, что потоки лавы, излитые на земную поверхность, были впоследствии погружены на глубину до 1, 5 км. Теоретическая модель телескопированного рифтогенеза согласуется с историей мезозой-кайнозойских трансгрессий и регрессий. Как известно, морские трансгрессии охватывали в мезозой-кайнозойские большие площади континентов, затем площади трансгрессий постепенно сокращались и к концу третичного времени они захватывали только окраины континентов. Для объяснения этой закономерности, если не учитывать гипотезу телескопированного рифтогенеза, необходимо допустить непрерывное поднятие континентов и углубление дна океана. Если принять во внимание роль вулкано-тектонических процессов, то станет очевидным, что в периоды массовых базальтовых излияний в областях современных океанов морские трансгрессии занимали наибольшие площади современных континентов. При прекращении вулканизма и обрушении вулкано-тектонических структур море отступало. По мере уменьшения к концу мезозой-кайнозойских окраинно-тектонических поднятий до размеров современных срединно-океанических хребтов, масштабы трансгрессий уменьшались и океаны приняли современные очертания.

Вертикальные движения океанической земной коры в условиях мощного вулканизма свидетельствуют о возможности разработки модели вулкано-тектоники дна океана не менее динамичной, чем тектоника плит, но подчиненной преимущественно вертикальным движениям земной коры. Ключом к решению принципиальных вопросов о динамике дна океана является изучение путем бурения второго океанического слоя земной коры.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

Вулканический пояс — это линейновытянутая зона большой подвижности по радиальным смещениям, сопровождающаяся вулканизмом и землетрясениями. Принципы классификации вулканических поясов разрабатываются со следующих позиций:

- а) возраста;
- б) типов земной коры фундамента;
- в) стадий геотектонического развития подвижного пояса, к которому относится вулканический пояс.

Структурное положение вулканических поясов и закономерности их тектоники и магматизма после нескольких десятков лет планомерного изучения сделались предметом оживленных дискуссий.

Большинство представлений по типизации вулканических поясов базируется на изучении конкретных региональных поясов. Поскольку существуют расхождения в оценке геотектонических этапов их развития, различны представления и о структурном положении вулканических поясов. Иногда их относят к разным стадиям развития геосинклиналей и считают наложенными или унаследованными структурами.

За эталон вулканического пояса мы приняли Охотско-Чукотский, первоначально изученный Е. К. Устиевым. В дальнейшем он исследовался многими учеными, поэтому его история и внутреннее строение в настоящее время уже хорошо известны. Охотско-Чукотскому вулканическому поясу посвящена обширная литература. Ряд авторов, включая Е. К. Устиева, рассматривают его как наложенную структуру негеосинклинального типа, связанную с процессами мезозой-кайнозойской активизации и расположенную в пограничной зоне между Камчатско-Курильской кайнозойской геосинклинальной зоной и мезозойской орогенной областью.

Для Охотско-Чукотского пояса характерно двухъярусное строение. Нижний структурный ярус сложен дислоцированными геосинклинальными осадочно-вулканогенными толщами, верхний, — слабодислоцированными вулканическими и плутоническими формациями. Верхний структурный ярус, по Е. К. Устиеву, разделяется на три несогласно залегающие друг на друге формации, отвечающие трем этапам развития пояса. Нижняя формация имеет апт-туронский возраст и сложена главным образом андезитами; исключение составляет Центральнo-Чукотский район, где преобладает липаритовая субформация. Условия образования вулканогенных формаций — наземные с быстрой сменой типов лав и пирокластического материала, которые характерны для центрального типа извержений. Вулканы переслаиваются с континентальными и угленосными отложениями. Мощность вулканитов более 2,5 км. Средняя формация сложена в основном липаритами, по возрасту относящимися к позднему сенону — датскому

веку и залегающими несогласно на нижней формации. Липаритовая формация представлена игнимбритами, покровы которых достигают мощности 1, 5 км. Подчиненную роль играют андезиты, встречающиеся на побережье Охотского моря. Верхняя формация представлена базальтами, образующими обширные лавовые плато мощностью 1 км.

Следует подчеркнуть, что на всей огромной площади пояса отмечается его четкая двухъярусность, позволяющая говорить о наложенной структуре пояса. Изменение состава лав от кислых до базальтовых свидетельствует о заключительной, субплатформенной стадии формирования базальтовых излияний. Наблюдается целый ряд региональных особенностей пояса, усложняющих его строение. Расположение Охотско-Чукотского пояса, согласное с простираемием Анадырско-Коряцкой геосинклинальной системы, подчеркивает роль пояса как эпигеосинклинальной орогенной структуры.

Охотско-Чукотский пояс подразделяется на внешнюю и внутреннюю зоны, причем в первой развиты преимущественно вулканы нижнего структурного яруса. Во внутренней зоне отмечается унаследованность вулканотектонических структур, а во внешней — их наложенность.

В Охотско-Чукотском поясе развиты вулканокупольные структуры, образованные в результате дифференциации индивидуальных магматических очагов. В основании куполов, расположенных во внешней зоне пояса, залегают полнокристаллические породы. Штоки и субвулканические интрузии при внедрении образуют купол; эффузивные породы — дациты, липариты и их дайки лежат в периферической части купола. Возраст вулканокупольных структур датируется на основании того, что в их строении участвуют нижнемеловые игнимбриты, генетически связанные с экструзиями и neckами гранит-порфиров и бескварцевых липаритовых порфиров. Интрузии диоритовых порфиритов альбского возраста прорывают вулканогенные породы, а в центральной части купола расположены позднемеловые штоки диоритов и габбро-диоритов. Купола внутренней зоны пояса, по данным Г. Н. Логина, отличаются от описанных особенностями развития магматических очагов. При близкоповерхностных очагах (согласно Куно) во внутренней зоне пояса предполагается образование газонасыщенной богатой кремнекислотой магмы, способной к мощной взрывной деятельности. Более глубокие очаги внешней зоны пояса генерируют более основные типы лав.

Охотско-Чукотский вулканический пояс некоторыми исследователями рассматривается как аналог Провинции Бассейнов и Хребтов Северной Америки, по тектоническому положению он сопоставляется с краевыми платформенными прогибами, а также с современными островными дугами.

Ряд авторов подчеркивает исключительность Охотско-Чукотского пояса как по формационным типам магматических пород,

так по структуре и металлогении, и предполагает выделить его в самостоятельную категорию вулканических поясов наравне со структурами глобального порядка, равнозначными геотектоническим структурам.

Принадлежность формаций Охотско-Чукотского пояса к орогенным формациям позволяет считать этот пояс орогенным, развивавшимся в заключительную стадию позднемезозойской геосинклинали. Поэтому целесообразнее рассматривать Охотско-Чукотский пояс в ряду орогенных вулканических поясов, отмечая вместе с тем его характерные отличия.

В ряде районов развитие Охотско-Чукотского пояса захватывает позднегеосинклинальный этап с молассовыми отложениями того же возраста, но в целом пояс является примером орогенного вулканического пояса, относящегося к геосинклинально-орогенному типу мобильных поясов, развивающихся на окраинах континентов в условиях миграции геосинклинали. Такое развитие характерно для Восточной Азии, лежащей на границе с Тихим океаном, где миграция геосинклинальных поясов в сторону Тихого океана сопровождается миграцией вулканизма в том же направлении. Этот процесс предполагает сопряженность с преобразованием океанической земной коры в континентальную, и на мезозой-кайнозойском этапе геологической истории расширяет границы азиатского континента за счет Тихого океана.

Развитие окраинных поясов тихоокеанского побережья Азии вовлекает в активизацию различную по ширине область окраинно-платформенных структур, но активизация ограничивается главным образом современной геосинклинальной областью, ранним орогеном камчатского возраста складчатости и окраинной платформы с незначительными проявлениями вулканизма (Манчжурия, Восточно-Китайская провинция, Корея).

Вулканическая деятельность в пределах вулканических поясов происходит в сравнительно узких рамках времени. Например, в Камчатско-Курильском вулканическом поясе она проявилась только в неоген-четвертичном времени.

С. М. Тильман, опираясь на изучение Охотско-Чукотского пояса, относит краевые вулканические пояса к разряду структур, не участвующих в развитии платформ, геосинклиналей и орогенов. Он считает эти пояса пограничными структурами между геосинклиналами и орогенами. Он утверждает, что несмотря на набор формаций этого пояса, близкий к орогенному пояс развивается вне рамок основных тектонических структур. Следует отметить, что набор вулканических формаций Охотско-Чукотского пояса соответствует таковому для кайнозойских зон активизации.

Однако процесс тектоно-магматической активизации иногда относят к деструктивным процессам, сопровождающимся расширением и последующим уничтожением континентальной земной коры. При этом считают, что формируются наложенные впадины и сводовые поднятия и происходит вулканическая деятельность.

В таком понимании процесса активизация должна привести к образованию авлакогенов, преобразующихся в океанические рифты. Этот процесс по типу близок к рассмотренному выше телескопированному рифтогенезу и образованию молодых океанов.

Наиболее общепризнанным ходом тектоно-магматической активизации является формирование эпиплатформенных орогенов, сопровождающееся рифтогенезом и увеличением мощности земной коры. При этом понятие тектоно-магматическая активизация платформы равноценно регенерации орогенеза, происходящей без восстановления геосинклинальных условий. В таком случае активизация Охотско-Чукотского вулканического пояса может охватить зону фундамента, сложенную ларамийской складчатостью, а его орогенные формации, имеющие антидромный характер вулканической эволюции, будут иметь сходство с формациями активизации Карпато-Кавказской зоны (андезит-трахиандезит-риолитовая, риолитовая, базальт-андезитовая).

Некоторые исследователи полагают, что в Охотско-Чукотском поясе проявляется позднеорогенный вулканизм, наложенный на раннеорогенную стадию развития пояса.

По представлениям Г. В. Ицксона, Л. И. Красного, В. Т. Матвеевко, различия в характере магматизма вулканических поясов определяются типом земной коры и их классификация строится по данному принципу. Кроме того, вулканические пояса подразделяются по своему положению относительно главных глобальных структур — материков, дна океанов и подвижных поясов. В зависимости от этого они бывают внутриматериковыми или окраинно-материковыми (краевыми). Такая географо-структурная систематика — Притихоокеанский, Монголо-Охотский и др. часто подменяет региональные подразделения.

Существует тенденция рассматривать вулканические пояса как особый тип структур земной коры, существующий наряду с платформами и орогенами. Например, Ю. М. Пуцаровский и др. считают Восточно-Азиатский вулканический пояс особым типом структуры, наложенным на геосинклиналь и платформу Северо-Востока Азии. Д. С. Харкевич [98], исходя из тесной связи вулкано-тектонических процессов с этапами тектонического развития мобильных поясов, относит вулканические пояса к зонам послейверсионного магматизма геосинклинальных областей и не считает их самостоятельными структурами земной коры.

Важно учитывать коренные различия между платформенным вулканизмом (континентов и океанов) и вулканизмом геосинклинальных поясов (регенерированных на континентальной земной коре или океанических). Тогда различия между типами вулканизма платформ на океанической и континентальной коре и геосинклиналей на разных типах коры будут значительно менее существенными, чем различия между вулканизмом платформ и геосинклиналей. Следовательно, характер магматизма вулканических поясов определяют не различия типов земной коры, а особенности

региональных структур. Это подчеркивает преимущества классификации вулканических поясов на структурно-тектонической основе с учетом региональных условий эволюции тектонических структур.

Особенности магматизма вулканических поясов Г. М. Власов ставит в зависимость от строения земной коры и истории ее развития. Это близко к классификации вулканических поясов, построенной на основе положения пояса в связи с определенными стадиями активизации земной коры. П. М. Хренов и Ю. В. Комаров разделяют вулканические пояса на два основных типа: геосинклинальные и внегеосинклинальные. Геосинклинальные пояса ими рассматриваются как унаследованные, внегеосинклинальные, как возникающие на стадиях активизации и относящиеся к наложенным. Это подтверждается образованием вулканических поясов на фундаменте с резким несогласием в залегании вновь образующегося вулканического чехла. По таким же принципам вулканические пояса разделяет и Г. М. Фремд [93]. Однако он отмечает, что тип земной коры не является ведущим классификационным признаком, так как в ряде случаев вулканические пояса, отличающиеся типом земной коры, имеют сходный вулканизм.

Более существенны различия в вулканизме для вулканических поясов, характеризующих различные стадии эволюции мобильных областей. Ряд авторов полагает, что ведущая роль в магматизме вулканических поясов принадлежит астеносфере. Крайние взгляды проявляются в представлениях, что вулканические пояса независимы от тектонических структур земной коры, но связаны с химическими и энергетическими неоднородностями верхней мантии, определяющими локализацию поясов и их крупных разнородных участков.

С. И. Сидоренко и К. А. Скрипко считают, что положение вулканов связано с разрывными нарушениями земной коры, а пояса расположены на гетерогенном основании, разбитом пограничными разломами, образующими раму пояса, как наложенной или внедренной структуры.

Исходя из целесообразности сопоставления вулканических поясов разных этапов эволюции мобильных зон, мы рекомендуем классификацию вулканических поясов на основе глобальных и региональных признаков. Вулканические пояса как глобальные структуры разделяются на следующие типы:

- а) геосинклинально-орогенные;
- б) эпиплатформенные (континентальных и океанических платформ).

На континентальной земной коре образуются внутриконтинентальные, межконтинентальные и окраинно-континентальные вулканические пояса.

Вулканические пояса, охватывающие десятки тысяч километров поверхности земного шара, по размерам сопоставимы друг с другом. Существенные их отличия друг от друга проявляются

в динамике, структуре, составе лав и геологической роли в истории земной коры. В геосинклинально-орогенных поясах динамические процессы захватывают глубины Земли до 700 км, о чем свидетельствует глубина гипоцентров землетрясений. В эпиплатформенных поясах гипоцентры землетрясений располагаются до глубины порядка 100 км.

Для геосинклинально-орогенных поясов характерно асимметричное строение, выражающееся как в морфологии окраинно-континентальных геосинклинальных областей и островных дуг, так и в расположении пояса землетрясений, окаймляющего вулканический пояс со стороны океана и погружающего под континент.

Структурные позиции вулканических поясов часто связаны с унаследованным развитием геосинклинальных областей, в процессе которого эволюционирует вулканический процесс, как бы следуя в изменении состава и типа вулканитов за стадияльной тектонической эволюцией. По составу пород геосинклинально-орогенные пояса характеризуются преобладанием андезитов и гранитоидных интрузий, в то время как в эпиплатформенных поясах главную роль играют основные породы (толеиты и щелочные типы основных пород).

Геологическое значение вулканических поясов также различно: геосинклинально-орогенные пояса участвуют в преобразовании океанической земной коры в континентальную, в то время как эпиплатформенные вулканические пояса активизируют стабилизированные платформы. Вулканизм на активизированных платформах проявляется в платформенных излияниях, образующих обширные лавовые плато — долеритовые формации континентов и аналогичные формации океанических платформ, значительная часть которых была образована в субаэральных условиях; об этом свидетельствуют пласты угля, переслаивающиеся с долеритами на некоторых островах в северной части Атлантического океана. Второй слой океанической земной коры, по-видимому, сложен вулканическими породами, переслаивающимися с осадочными.

Эпиплатформенные вулканические пояса также распадаются на региональные отрезки, различающиеся по стадиям структурообразования и структуре земной коры. Симметричное строение поясов сохраняется как в океанах так и на континентах. Однако отмечается значительно большее разнообразие и сложность вулканических поясов платформенного типа в региональных условиях, находящихся на разных стадиях развития.

Типы вулканизма подчеркивают асимметрию пояса: эпиплатформенные пояса имеют симметричное строение, особенно четко выраженное в срединно-океанических хребтах, где вулканические пояса приурочены к рифтовым долинам.

К вулканическим поясам, расположенным на океанической земной коре, относятся и валообразные вулканические поднятия. Остальные области океанического вулканизма образуют группы

вулканических островов, в ряде случаев связанных с линейной системой разломов.

Камерунский авлакоген, рассекающий как континентальную, так и океаническую земную кору, состоит из прерывистого ряда вулканических островов в Атлантическом океане. В океанах встречаются группы и короткие ряды вулканов, расположенные близ континентов, частично на континентальной, а частично на океанической коре (например, Азорские острова).

Окраинные вулканические пояса, так же как и вулканические области площадного вулканизма, могут захватывать в зону активизации прилегающие платформы. Наиболее сильно и последовательно активизация платформ обычно проявляется в зонах наиболее молодых складчатых систем, соседствующих с мобильными зонами. Часто возникают споры о том, куда распространяется вулканизм — от платформы к геосинклинали или, наоборот, из геосинклинали к платформам, где возникает зона отраженной активизации? Вероятно, так ставить вопрос методически неверно. Вулканизм проявляется в мобильных поясах, формирующихся на различных фундаментах, и то, что именуется «отраженной активизацией», — это вулканизм мобильных поясов, залегающих на гетерогенных площадях. Окраинные пояса могут быть наложены на несколько разновозрастных типов фундамента. Вулканическим поясом с активизацией окраины платформы является Антарктический, охватывающий вкрест простирающиеся тектонические зоны, начиная с древнего щита до геосинклинали области.

Формации активизированной Антарктической платформы перекрывают эродированную поверхность Росской эпиплатформенной геосинклиналино-орогенной системы позднепротерозойского — раннепалеозойского возраста, слагающей Трансантарктические горы. Биконский комплекс платформенных отложений включает серии толщ осадочно-вулканического типа, начиная от среднего палеозоя до верхнего мезозоя; мощность 3—4 км. Основание разреза сложено терригенными песчаниками, верхнемезозойскими ледниковыми отложениями и юрской трапповой формацией (силлы долеритов, дифференцированные интрузии и базальтовые покровы). Эти породы, увеличиваясь в мощности, вероятно, участвуют в раннемезозойской геосинклиналино-орогенной системе, регенерированной на том же Росском фундаменте платформы в ее западной части, где в основании Западно-Антарктических гор лежит росский комплекс пород. Здесь мобильный режим продолжается до конца мезозоя, формируя складчатую зону разнообразных геосинклиналино-орогенных формаций. В дальнейшем на крылья раннемезозойского антиклинория, прорванного габбро-гранитной серией интрузии, был наложен Антарктический вулканический окраинно-материковый пояс, где вулканизм проявляется и донныне. Окраинным вулканическим поясам свойствен вулканизм, наложенный (в более или менее узких рамках времени) на фундамент,

изменяющий свою структуру главным образом вкрест простирания пояса.

Другим примером может служить Северная и Восточная Гренландия, где на позднепротерозойскую и раннепалеозойскую складчатость были наложены глыбовые движения Северной Атлантической области, сопровождавшиеся излияниями плато-базальтов.

Вулканизм, как процесс вторжения в складчатую структуру земной коры высоконагретых магм, сопровождается формированием собственной структуры, накладывающейся на фундамент. Каждый вулканический пояс или вулканическая область, вне зависимости от степени активизации их фундамента и роли вулканизма в формировании вулкано-тектонических структур, в общем смысле являются наложенными. Это определяется структурообразующей ролью конвекционного тепло-массопереноса, формирующего вулкано-тектонические и вулканические структуры пояса, для которых характерна четко выраженная по краевым разломам рама пояса, наложенного на гетерогенное основание. Поэтому наложенность вулканических структур является обязательной чертой вулканизма, независимой от характера его сопряженности с тектонической эволюцией региона и унаследованности его структурного развития. В ряде случаев вулканизм сопряжен с вулкано-тектоническими структурами без четко выраженных границ проявления вулканизма. Для эвгеосинклинальных областей, с длительно развивающимися вулканическими процессами, унаследованность вулкано-тектонических структур прослеживается от начальных этапов геосинклинальной истории. Вулканические пояса в дальнейшем, по мере превращения геосинклинали в ороген, эволюционируют, сохраняя черты унаследованности и наложенности. В то же время гетерогенность основания, на котором расположен вулканический пояс, могла существовать еще на геосинклинальном этапе развития (срединные массивы, горсты, ранние геоантиклинальные поднятия), поэтому она не может служить критерием наложенности пояса.

Вероятно, нельзя провести четких границ между унаследованными и наложенными вулканическими поясами. Унаследованность вулканических поясов подчеркивается сопряженностью вулканизма и тектоники в формировании вулкано-тектонических структур. Наложённость проявляется в геофизических признаках — гравитационных ступенях, ограничивающих пояс, и в аномальном тепловом потоке.

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Формационный анализ — метод, разработанный советскими геологами Н. С. Шатским и Н. П. Херасковым. Он основан на изучении парагенезов пород и позволяет решать важнейшие геологические проблемы — от теоретических исследований строе-

ния земной коры до конкретных задач поисков полезных ископаемых. В этой области также важны труды Ю. А. Билибина.

Основой формационного анализа магматических пород является петрохимия, позволяющая определять ассоциации магматических пород и их распространение. Классические труды по петрохимии принадлежат А. Н. Заварицкому. Разработка основных представлений о магматических формациях проведена Ю. А. Кузнецовым [39] на основе петрохимического метода А. Н. Заварицкого. Обзор вулканических формаций входит в классическую работу Ю. А. Кузнецова [39], которая является отправной для исследований вулканических формаций. Основным поставщиком вещества для вулканических и вулканогенно-осадочных формаций служит вулканическая деятельность, а типы отложений (покровы, слои, тела) зависят от фаций вулканического вещества (лава, туф, пепел) и типов извержений. Последние обусловлены химическим составом и газовой-энергетическим режимом в определенных структурно-геологических и палеогеографических условиях.

Петрографическое и петрохимическое описание вулканических пород входит в программу изучения локальных вулканических построек. Региональные вулканические формации подчинены определенным геотектоническим регионам (складчатые области или активизированные платформы). В программу формационного анализа входит изучение вертикальной и латеральной последовательности вулканических формаций. В первом случае рассматриваются этапы развития вулканических поясов, следующие друг за другом, во втором изучается изменчивость вулканических формаций, определяющаяся неравномерным развитием соседних структурных зон.

Формационный анализ вулканических образований можно применять в разных объемах, в соответствии с поставленными задачами исследований (глобальные, региональные или локальные). В энергетическом отношении вулканизм является глобальным процессом, представляя собой теплоотдачу Земли с выносом на земную поверхность теплоносителей (магма, газы). Различные типы извержений имеют общий характер развития во всех глобальных структурах земли (материковых и океанических платформах и подвижных поясах). Мы встречаемся с гавайскими, катмайскими, везувианскими и другими типами извержений безотносительно от принадлежности вулканической области к тому или другому геотектоническому региону. Например, гавайские типы извержений известны не только на океанических островах, но и на континентальных платформах (Восточная Африка), а также в ранних орогенах (Камчатка).

Лавы, газы, пирокластический материал являются непременными членами вулканических извержений, отличаясь лишь количественными соотношениями продуктов для разных типов извержений. С глобальными структурами земной коры (плат-

формы, мобильные пояса), подчиненными подкоровому субстрату, связаны типы магм, определяющие характер вулканизма (основной, средний, кислый, щелочной). Образование главных типов вулканогенных формаций зависит от структурной неоднородности земных оболочек.

Более детальные черты главных типов вулканогенных формаций обуславливаются структурной неоднородностью крупных тектонических регионов и связаны с неравномерным освобождением энергии при тектоно-магматических процессах. Сочетание разнообразных структурных, магматических, энергетических факторов создает многообразие вулканогенных формаций, наблюдаемое в природе. Не менее труден анализ вулканотектонического структурообразования, в котором подчас не представляется возможным различить ведущую роль того или иного процесса. Наконец, прерывистость вулканизма и тектонических движений также усложняет структуры вулканической области. Формационный анализ вулканических пород позволяет различать вулканические процессы в зависимости от типов извержений и тех или иных соотношений их продуктов.

Формационный анализ рассматривает вулканические формации как функции динамики глубинных процессов и геотектонического режима. Региональные особенности вулканогенных формаций проявляются в петрохимическом своеобразии типичных формаций и их структурно-фациальных различиях. Это является для многих исследователей основанием для отрицания цикличности в развитии структур земной коры. Нам кажется, что вряд ли следует подчеркивать различия в типах вулканогенных формаций и отрицать те черты сходства, которые обусловлены циклической повторяемостью в определенных границах геологических процессов. Закономерности выявляются именно путем систематизации признаков сходства явлений, и геология была бы обречена на полное «беззаконие» и как наука потонула бы в «океане» фактов, если бы не облекла в систему сходные элементы развития геологических структур и соответствующих им формаций горных пород.

Учитывая то, что формационный анализ решает множество задач, мы должны ограничить себя определенными целями, которые будут зависеть от задач региональной вулканологии на данном уровне исследований. Одной из главных проблем региональной вулканологии является изучение геотектонических условий образования вулканических формаций.

Н. П. Херасков [100] отмечал, что именно при помощи формационного метода можно изучать образование тектонических структур и разрабатывать вопросы их генезиса. Отсюда ясно, что формационный анализ также важен и для изучения вулканотектонических структур, развитие которых специфично для вулканических регионов. Глобальность вулканизма как теплового процесса делает особенно важной роль формационного анализа, позволяющего определить структурное положение вулканической

области в тектоническом регионе. Исходя из общепринятого положения о том, что каждая вулканогенная формация развивается в характерных тектонических условиях и, следовательно, может являться индикатором тектонического режима, следует подчеркнуть, что изменения в структурной обстановке и динамическом режиме повлекли за собой изменения условий развития магматических процессов.

Накопление вулканогенных формаций происходит значительно быстрее, чем осадочных формаций. Как правило, отложению мощных вулканических толщ сопутствует погружение их ложа, обусловленное гравитационной компенсацией. Образуется компенсационный прогиб, конседиментационно заполняющийся вулканической формацией. Изменение темпа погружения сопровождается изменением фаций вулканогенных отложений и их мощности. Для образования вулканогенных формаций характерны сложные условия, в которых участвует вулcano-тектоника, связанная с притоком и оттоком глубинной энергии и вещества в зоне вулканической деятельности. Приток вещества в зависимости от типа структуры, которой он подчинен, вызывает поднятие (сводовое, куполообразное) или образует структуры других типов, по флангам сопровождающиеся компенсационными прогибами. Отток вещества формирует структуры обрушения в виде рифтовых долин, кольцевых структур, кальдер.

В первом случае образуется контрастная формация, в которую входят лавовые потоки и грубообломочные фации. В компенсационных прогибах преобладают снос и отложение пород, которые обычно заполняют водные бассейны, где в соответствии с условиями седиментации отлагаются различные вулканогенно-осадочные фации. При образовании вулcano-тектонических структур структурные условия еще более усложняются и формационные отложения дифференцируются, образуя сложные контрастные формации.

Региональные тектонические структуры (платформенные, геосинклинальные) контролируют размещение формационных типов (типовых формационных рядов). Типичные для определенных, но разновозрастных тектонических областей вулканогенные формации следует классифицировать по общим признакам. Выявляя региональную тектоническую обстановку, сопровождающую образование типичных вулканогенных формаций, мы останавливаемся главным образом на структурно-динамических условиях этого процесса, опираясь на актуалистический подход к формациям геологического прошлого. В нашу задачу входит изучение новейших вулканогенных формаций. Сравнительно-исторический анализ древних вулканогенных формаций заставляет считаться с направленным геологическим развитием Земли. Неравномерное развитие региональных геологических структур создает различие и между разновозрастными и однотипными вулканогенными формациями в региональных условиях. Поэтому изучение вулканоген-

ных формаций для анализа стадий развития тектонических регионов в современной структуре Земли играет очень большую роль.

В структурообразовании вулканических зон важную роль играет рифтообразование, отмечаемое в разных тектонических регионах на различных стадиях их эволюции. Как правило, формирование протяженных рифтов приурочено к этапам, следующим за массовыми вулканическими излияниями. Ранним этапам рифтообразования предшествуют излияния малодифференцированных основных и средних лав — толеитовых базальтов — в геосинклинальных областях, известково-щелочных андезитов и дацитов — в орогенах и щелочных базальтов — на платформах.

В рифтах находятся второстепенные структуры, связанные с ранними стадиями эволюции вулканизма. Наиболее поздние из них характеризуются хорошо дифференцированными вулканическими формациями.

К сводовым поднятиям в пределах крупных рифтовых долин относятся структуры типа Ключевского дола на Камчатке, образованной базальтами, изливавшимися по длительно функционирующим разломам, возникшим в этапы растяжения земной коры. Вслед за растяжениями следовали сжатия, которые прекращали массовые базальтовые излияния. С напряжениями сжатия принято связывать излияния средних и более кислых магм, образующих андезиты и дациты. Следовательно, можно говорить о двух формациях, характерных для рифтовых структур ранних орогенов, отличающихся по составу пород и петрохимическим характеристикам: 1) базальто-андезито-базальтовой и 2) базальто-андезито-дацитовой. Первая проявляется на этапах регионального рифтообразования, вторая свойственна для второстепенных структур на завершающих стадиях вулканизма. Они выражаются в формировании центральных вулканических аппаратов. Следовательно, структурно-геологический и петротектонический анализ способствуют выяснению условий становления вулканических формаций.

Широкое распространение в тихоокеанском вулканическом кольце имеют базальты и андезиты, принадлежащие к контрастной андезито-базальтовой формации. От океанических базальтов базальты этой формации, вероятно, отличаются условиями ассимиляции континентальной земной коры, объясняющими повышенное содержание в них Al_2O_3 .

Вслед за Ю. А. Кузнецовым [39], следует различать конкретные формации, связанные с определенными региональными тектоническими структурами, и формационные типы, характерные для абстрактных структур. При этом следует учитывать замечание Н. П. Хераскова [100] о том, что формации, свойственные одной структуре, например геосинклинальной, образуют закономерный ряд, отражающий разные стадии развития структуры, но формационные ряды даже в однотипных структурах могут отличаться

друг от друга, а в разнотипных структурах могут появляться сходные формации.

Попытка систематизации конкретных формаций в рамках региональных условий неизбежно приводит к рассмотрению более или менее типичных абстрактных формаций, подобно тому как изучение конкретных геологических структур заканчивается их типизацией. Главными признаками конкретной вулканической формации, по Ю. А. Кузнецову, являются: 1) состав и характерная парагенетическая ассоциация горных пород; 2) геологическая обстановка образования, отражающаяся в фациальных типах пород, входящих в формацию; 3) связь с геологическими структурами и стадиями их развития. Из сложной ассоциации многих типов пород, входящих в магматические формации, мы рассматриваем ряд эффузивных формаций, выделяя из него конкретные региональные формации, входящие в новейшие вулканические образования земного шара.

Сопоставление магматических формаций и тектоники позволило Ю. А. Кузнецову [39] предложить следующую классификацию магматических формаций:

1) базальтовые и базальт-риолитовые и субвулканические габбро-диорит-диабазовые и габбро-плагиогранитовые формации, гипербазитовая формация, относящиеся к инициальному магматизму (собственно геосинклинальная стадия);

2) андезит-базальтовая, базальто-трахитовая, габброидные формации, связанные с первичными антиклинальными поднятиями и островными дугами;

3) гранитоидные формации пестрого состава, высокоглиноземистые калиевые граниты, гнейсо-гранитные и мигматитовые формации, приуроченные к позднему синорогенному магматизму (в случае интенсивного проявления обуславливает стабилизацию подвижной зоны);

4) андезит-дацитовые и дацито-липаритовые эффузивы и связанные с ними гранитоидные формации и эффузивные и интрузивные формации с повышенной щелочностью, связанные с квазикратонным магматизмом, проявляющимся различно, в зависимости от предыстории области его развития;

5) трапшовая, толеит-базальтовая, щелочно-базальтоидная, кимберлитовая формации «устойчивых» областей.

Эту классификацию следует принять для рассмотрения формационных типов или абстрактных формаций. В соответствии с этими формационными типами и их возможной детализацией следует принять абстрактные понятия типов тектонических структур. Набор устойчивых признаков характеризует абстрактную формацию и условия ее образования в соответствующей региональной тектонической структуре. В таком общем виде существенное значение будет иметь геофизическая характеристика сопряженности формаций и их структурного обрамления. Таким путем мы вновь возвратимся к утверждению доминирующей

роли энергетических условий динамического развития структур и соответствующих им вулканогенных формаций. При возможности энергетической оценки процесса образования данной формации мы получим возможность для объяснения условий образования энергетически равноценных формаций, характеризующихся различным составом и принадлежащих к сходным региональным геологическим условиям.

Изучение вулканогенных формаций позволяет восстановить структурное положение вулканических аппаратов во время вулканической деятельности. Важное значение при этом имеет изучение фациальных условий образования пород. Впрочем, известно, что и химический состав вулканогенной формации является не менее существенным показателем ее структурной принадлежности. Если фациальные формации сохраняют отпечаток морфотектонического режима вулканической области, то петрографическая и петрохимическая их характеристика позволяют судить о глубине вулканических очагов, источниках магмы и термодинамических условиях формирования и дифференциации магмы, а косвенно также — о типе земной коры вулканической области. Получить такую информацию помогают геофизические исследования в современных вулканических областях.

Понятие «фация», как элементарный физико-географический тип осадочных отложений или генетический тип вулканических пород, отражает условия образования и является более узким, чем включающее разнообразные фации понятие «формация». Однако черты фациальности содержатся в чертах формационности, тем самым как бы стирая резкие границы между обоими понятиями. Так бывает, когда формация состоит из пород одного фациального типа, например глубинная эффузивная формация.

Формационный анализ, необходимый при изучении региональных условий вулканизма, заменяется более узким фациальным исследованием при изучении локальных вулканических аппаратов. Разделение вулканических образований на основе формационного анализа — один из важнейших методов классификации тектонических регионов и изучения эволюции вулканизма и тектонической структуры. Для каждой стадии эволюции геосинклинально-орогенных областей характерны определенные вулканические формации. Изучение этих формаций в складчатых областях, уже закончивших свое развитие, позволяет дать им оценку с помощью сравнения с современными формациями, накапливающимися в мобильных зонах. Исследование вещественного состава современных формаций может дать однозначный ответ на некоторые спорные вопросы геотектоники, например, на проблему существования современных геосинклинальных областей и стадий их развития. Кроме того, формационный анализ, базируясь на актуалистическом методе исследования, помогает ответить на вопрос о динамических условиях формирования древних вулcano-тектонических структур.

Тектоническое развитие геосинклиналильно-орогенных областей проходит три основные стадии: геосинклиналильную (ранняя собственно геосинклиналильная), инверсионную — островных дуг (среднюю) и консолидационную — орогенную (позднюю). Глобальные закономерности при образовании вулканогенных формаций, типичных для каждой из этих стадий, выражаются в следующем. Для геосинклиналильной стадии — стадии непрерывного прогибания — характерно преобладание осадочных формаций; для периода ее пульсационных колебательных движений — спилит-диабазовая, спилит-кератофировая формации и формация базальтовых порфиритов. Для второй инверсионной стадии свойственны морские вулканогенно-осадочные молассы, базальтовые и андезитовые порфириты, дацитовые и липаритовые порфиры, игнимбриты. Консолидационная стадия подразделяется на два этапа: этап раннего орогенеза, для которого характерны континентальные вулканогенно-осадочные молассы, андезитовая, липаритовая, трахиандезитовая, липарит-базальтовая, игнимбритовая формации, и этап позднего орогенеза с базальто-долеритовой, трахибазальтовой, трахиандезитовой, игнимбритовой липаритовой формациями.

Региональное развитие вулканизма накладывает определенный отпечаток на его глобальное развитие в связи с разными чертами этапов тектоно-магматического цикла. При региональном формационном анализе необходимо исследовать главные формационные ряды геологических образований вулканических областей, в которых отчетливо проявляется сопряженность тектонических, литолого-фациальных и глубинных условий. Формирование вулканогенных и осадочно-вулканогенных формаций подчинено тектонике вулканических нагорий, где размещаются вулканы, и прогибов, в которых происходит осадкообразование. Эти связи очень важны для изучения первичных источников образования вулканогенно-осадочных месторождений, коррелятных вулканическим породам.

Петрологическое родство субвулканических и вулканических ассоциаций горных пород связано с определенными тектоническими условиями. Под этим следует понимать принадлежность к единым вулкано-тектоническим структурам (кольцевым и куполовидным) вулканических и интрузивных пород, относящихся к единому петрологическому типу.

Зональность вулканогенных интрузивных и метаморфических пород зависит от их структурной принадлежности к сопряженным тектоническим поясам, отличающимся глубинными, тепловыми и динамическими условиями. Эта проблема в Японии изучается А. Миаширо, а в СССР А. А. Маракушевым и его сотрудниками [48]. Плутонические и метаморфические процессы в сопряженных поясах одновременны и образуют единую термодинамическую пару структур.

Важная задача региональной вулканологии — выявление условий возникновения вулканогенных формаций в связи с эволю-

цией разных тектонических районов Земли. Формации должны рассматриваться на фоне изменения геологических структур. Формирование сходных тектонических регионов сопровождается проявлением близких типов вулканизма, запечатлевающих в аналогичных формациях и образующих формационные ряды. Так, например, стадии формирования эпигеосинклинальных орогенов отражаются и на развитии вулканизма: в зависимости от степени региональной законченности орогенного процесса мы имеем полный или незаконченный вулканизм. Сопоставляя две эпигеосинклинальные орогенные области, мы определяем их тектоническое сходство. Их повторяемость на одних и тех же этапах развития разновозрастных орогенов выражает цикличность в их истории.

Цикличность формационных рядов характерна для всех геологических регионов. В истории платформ она выражается, например, в периодическом повторении долеритовых излияний, образующих долеритовые формации, в истории геосинклиналей неоднократно повторяются приразломные формации гипербазитов и андезито-базальтов. В геологической истории не существует полного сходства между геологическими циклами, так как они развиваются по спирали. В результате такого развития каждая стадия вулканизма приобретает новые петрохимические черты, новую металлогению, новые масштабы излияний, однако при этом она не теряет специфики, позволяющей различать типы вулканизма.

Закономерности проявления вулканизма в региональной тектонике могут быть поняты на основе изучения тектоно-магматических циклов. В будущем следует, по аналогии с тектоно-магматическими циклами геосинклинально-орогенных областей, рассмотреть тектоно-магматические циклы мобильных регионов континентальных и океанических платформ и выявить характерные черты их вулканизма. Геотектонические принципы выделения вулканических формаций являются наиболее важными, так как парагенезисы вулканических пород складываются в первую очередь под влиянием структурных условий развития земной коры. Классификация формаций, как естественных тел, базируется на их принадлежности к определенным этапам геологического развития земных оболочек.

Каковы причины региональных различий тектоно-магматических циклов? По данному вопросу существует два направления исследований. Согласно первому, типы связи вулканизма и тектоники являются признаками для выделения главных геотектонических элементов земной коры, разделяющихся не только на складчатые области и платформы, но включающих и второстепенные структуры. Второе направление исследований предполагает, что на составе вулканических тектоническое строение и развитие земной коры не отражаются, а оно объясняется процессами в подкоровых зонах Земли. Основой для этих рассуждений является изучение

андезитовых формаций островных дуг, которые могут быть образованы как на континентальной, так и на океанической земной коре.

В последние годы развиваются представления о том, что магматизм может питаться как внутрикоровыми, так и подкоровыми магмами. В таком случае андезитовые формации островных дуг следует относить к сквозькоровому магматизму. При этом возможно последовательное во времени развитие магматических очагов внутрикорового и подкорового типов. Можно полагать, что современные вулканические островные дуги являются своеобразной зоной сквозькорового магматизма, преобразующегося по ходу тектонического развития во внутрикоровый магматизм, характерный для растущих орогенных поясов. Кроме того, предполагается, что образование вулканических формаций зависит от глубины внутрикоровых вулканических процессов. Среди вулканических формаций выделяются субвулканические и излившиеся.

Полифаціальность формаций зависит от глубины магматических источников смежных формаций (гипабиссальных и субвулканических, субвулканических и эффузивных). Объединение пород глубинного и поверхностного типа в вулканоплутоническую формацию не рекомендуется, так как этим нарушается принцип формационной систематики. Целесообразно придерживаться понятия «вулканоплутоническая ассоциация» (И. П. Сперанская).

В последнее время признание получили комагматические ряды эффузивных и интрузивных комплексов, сформированные на разных глубинах при определенном тектоническом режиме.

В настоящее время региональные исследования проводятся путем изучения тектономагматических циклов складчатых областей, различающихся петрохимическими чертами вулканизма. Тектономагматический цикл включает все проявления магматизма, соответствующие развитию складчатой области, от геосинклинальной стадии до завершенной складчатости (молодая платформа), т. е. магматизм полного периода эволюции континентальных геотектонических единиц земного шара.

Исследования тектономагматических циклов в различных геосинклинально-складчатых регионах привели к разделению их на следующие типы: уральский (фемический), верхоянский (салический), верхояно-колымский (с амагматической ранней стадией), саянский (салическо-фемический), Тяньшаньский (фемическо-салический) [98]. Для регионов уральского типа свойственно преобладание базальтовых магм натриевого и калиевого ряда. Ранняя геосинклинальная стадия характеризуется кислыми вулканитами, средняя (инверсионная) — андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, поздняя стадия (консолидационная) — андезитами, липаритами, трахиандезитами, трахилипаритами, липарито-базальтами, базальто-андезитами, дацитами. Для верхоянского типа обычны магмы андезитового типа. Для верхояно-колымского типа признано, что ранняя стадия амагматична, а для средней

свойствен интенсивный вулканизм с образованием формаций базальтовых и андезитовых порфиритов, а также дацитовых и липаритовых порфиров. К поздней стадии относится общее поднятие, континентальный режим с развитием наземной андезитовой формации (андезиты, базальты, дациты, липариты), сопряженной с мощной зоной разломов. В заключительную стадию вулканизма верхояно-колымского типа извергаются липаритовые игнимбриты и образуются субвулканические экструзии липаритов.

Саянский и тьяншаньский типы являются второстепенными и здесь не рассматриваются.

При исследовании региональных условий развития тектономагматических циклов следует учитывать тот факт, что цикличность не противоречит направленности эволюции регионов. Региональная тектоническая обстановка обуславливает различия тектономагматических циклов одного типа, в связи с разными направлениями провинциального тектономагматического развития. В основе этого кроется неравномерность развития земной коры и верхней мантии этих регионов. Необходимо соответствующее изучение региональных вулканических формаций платформенных областей и разработка представлений о типах вулканизма на разных этапах эволюции платформенных регионов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Вопросы региональной вулканологии в последние годы приобрели актуальное значение в связи с перестройкой вулканологических исследований, требующей обязательного изучения связи вулканических процессов с региональными структурами Земли. Это, отнюдь, не означает, что проблемы изучения региональных тектонических позиций вулканов возникли только теперь. История науки показывает, что ученые от рассмотрения локальных вулканических объектов — отдельных вулканов — обращались к широким теоретическим обобщениям, позволяющим понять роль вулканических процессов в развитии планеты.

Значение региональных обобщений в вулканологии особенно повысилось теперь, поскольку изучение строения, морфологии, состава лав и динамики извержений вулканов на современном уровне науки до некоторой степени исчерпало себя. Резко возросла роль региональных исследований: изучение вулканических поясов, вулканических формаций, петрологических закономерностей образования вулканических пород, геофизических характеристик вулканических процессов (в частности, тепловых потоков) и энергетических процессов вулканизма.

Определились специальные геофизические направления вулканологии: изучение связи геосинклинально-орогенных вулканических формаций окраин континентов с положением фокальных зон глубокофокусных землетрясений. Они приобрели петрологическое значение: установления связи корней магмаобразования вулканов различного типа с определенными горизонтами земной оболочки, фиксируемыми по глубине гипоцентров землетрясений.

Действующие вулканы земного шара располагаются в основном в главных альпийских вулканических поясах — тихоокеанском и средиземноморском, смыкающихся через Индонезию. К ним приурочено около 80% действующих вулканов. Эти два пояса относятся к геосинклинально-орогенным зонам и могут быть расчленены на разные этапы эволюции.

Другой крупный вулканический пояс связан с континентальными и океаническими платформами, где расположение вулканов

подчинено эциплатформенному орогенезу разных стадий развития. О количестве вулканов океанических областей сведения неточны. Поэтому, если на континентальные платформы приходится около 5% от общего количества вулканов, то 15% падает на подводные и островные вулканы океанов.

Наибольшее количество действующих вулканов находится на островных дугах, расположенных главным образом по окраинам Тихого океана (тихоокеанское огненное кольцо — около 330 действующих вулканов). На срединных океанических поднятиях, протягивающихся по дну Мирового океана, насчитывается не менее 120 действующих вулканов. Кроме того, на дне Тихого океана разбросаны десятки тысяч потухших вулканов и сотни угасших вулканов скрыты на дне других океанов. Третье место по количеству действующих вулканов занимают хребты западных берегов Америки, Южной Европы и Азии (около 100). Следует учесть, что если в отношении вулканов суши мы можем отличать действующие вулканы от потухших по сохранности лавовых потоков, фумарольной деятельности и извержениям, то для подводных вулканов нам остается только последний признак. Однако, если вспомнить, что современный вулканизм океанов приурочен к срединно-океаническим хребтам и островным валобразным и куполообразным поднятиям, то количество действующих вулканов примерно соответствует вышеприведенным цифрам.

Общее количество действующих вулканов земного шара точно неизвестно и изменяется в зависимости от методов подсчета от 450 до 820.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Адамия Ш. А., Мацхонашвили К. Г., Хуцишвили О. Д. Геология палеогеновых вулканических образований восточной части Южной Грузии. — «Труды Геол. ин-та АН ГССР», 1961, т. 6, с. 27—46.
2. Азизбеков Ш. А. Геология Нахичеванской АССР. М., Госгеолтехиздат, 1961. 380 с.
3. Акопян Ц. Г. Магнитное поле и палеомагнетизм кайнозойских эффузивных пород Армянской ССР. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1963. 176 с.
4. Амарян В. М. Строеие и происхождение Арагаца. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1965, т. 38, вып. 1, с. 67—96.
5. Апродов В. А. Неотектоника, вулканические провинции и великие сейсмические пояса мира. М., изд-во МГУ, 1965. 221 с.
6. Асланян А. Региональная геология Армении. Ереван, «Айпетрат», 1958. 430 с.
7. Белоусов В. В. Об одной гипотезе развития океанов. — «Бюлл. МОИП. Отд. геол.», 1970, т. 45, вып. 4, с. 92—114.
8. Белоусов В. В. Тектоносфера Земли: идеи и действительность. — «Вестн. АН СССР», 1972, № 7, с. 32—35.
9. Белоусов В. В. Советская геодинамическая экспедиция в Исландию. — «Вестн. АН СССР», 1973, № 8, с. 50—56.
10. Белоусов В. В. Восточно-Африканская рифтовая система. М., «Недра», 1974. Том I — 264 с. Том II — 258 с. Том III — 288 с.
11. Белоусов В. В. Об эндогенных режимах материков. — «Геотектоника», 1974, № 3, с. 47—54.
12. Белоусов В. В., Шейнманн Ю. М. Мировая система больших грабенов. — В кн.: Байкальский рифт. М., «Наука», 1968, с. 125—154.
13. Болдуин Р. Б. Соотношения между параметрами кратера. — В кн.: Взрывные кратеры на Земле и планетах. М., «Мир», 1968, с. 67—80.
14. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967. 270 с.
15. Виноградов А. П. Введение в геохимию океана. М., «Наука», 1967. 213 с.
16. Введенская А. В. Исследование напряжений и разрывов в очагах землетрясений. М., «Наука», 1969, 217 с.
17. Влодавец В. И. О некоторых чертах кайнозойского вулканизма Даригангской области Монголии. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2, М., изд-во АН СССР, 1955, с. 679—684.
18. Габриелян А. А. Основные вопросы тектоники Армении. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1959. 184 с.
19. Габриелян А. А. Палеоген и неоген Армянской ССР. Стратиграфия, тектоника и история геологического развития. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1964. 392 с.

20. Гамкредлидзе Л. Д. Условия формирования вулканогенно-осадочных образований в Аджаро-Триалетской геосинклинали. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965. 360 с.

21. Греку Р. Х., Сырский В. Н., Лавров В. М. Некоторые особенности геоморфологии шельфа и материкового склона Западной Африки. — В кн.: Вопросы автоматизации исследований рельефа дна и новые данные в топографии экваториальной Атлантики. Севастополь, изд-во Морского гидрографического ин-та АН УССР, 1969, с. 177—185.

22. Грин Д. Х., Рингвуд Л. Э. Происхождение базальтовых магм. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 427—434.

23. Гоньшакова В. И., Ружицкий В. О. Особенности проявления щелочно-ультраосновного — щелочно-базальтового магматизма в структурах Русской платформы. — «Советская геология», 1973, № 2, с. 71—77.

24. Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Тезисы докл. совещания. Л., Лен. горный ин-т, 1969.

25. Дворцова К. И., Тащинина М. В., Семенов А. И. Вулканизм и рудообразование. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. М., «Недра», 1969, с. 332—357.

26. Джекобс Дж., Рассел Р. А., Уилсон Дж. Т. Физика и геология. М., «Мир», 1964. 168 с.

27. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение. М., изд-во иностр. лит., 1960. 368 с.

28. Дикси Ф. Великие Африканские разломы. М., изд-во иностр. лит., 1959. 123 с.

29. Живаго А. В. Проблемы геоморфологии Южного океана. Автореф. доктор. дисс. М., Ин-т географии АН СССР, 1971. 128 с.

30. Зоненшайн Л. П. Проблемы глобальной тектоники. — «Природа», 1972, № 11, с. 15—23.

31. Ильин А. В. Основные черты геоморфологии дна Атлантического океана. — В кн.: Океанологические исследования. М., «Наука», 1971, с. 107—246.

32. Исследование по проблеме рифтовых зон Мирового океана. М., «Наука». Т. I, 1972, 230 с. Т. II, 1972, 251 с. Т. III, 1974, 231 с.

33. Канаев В. Ф. Рельеф дна Индийского океана. Автореф. доктор. дисс. М., Ин-т океанологии АН СССР, 1972. 60 с.

34. Караетян К. И. Петрохимические особенности четвертичного вулканизма Гегамского нагорья в Айодзоре (Армения) — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., изд-во АН СССР, 1963.

35. Карта магматических формаций СССР (М-б 1 : 2 500 000) с краткой объяснительной запиской. Гл. ред. Д. С. Харкевич, 1971. 87 с.

36. Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.

37. Кленова М. В. Геология моря и вопросы глобальной тектоники. — «Океанология», 1970, вып. 10, № 5, с. 918—919.

38. Ковалев А. А. Тектоника плит и некоторые аспекты металлогенического анализа. — «Геология рудных месторождений», 1972, вып. 14, № 5, с. 90—96.

39. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

40. Кулаков В. В. Основные черты тектоники Западного Афганистана и прилегающих территорий. — «Геотектоника», 1970, № 1, с. 90—100.

41. Кулон Ж. Разрастание океанического дна и дрейф материков. М., «Недра», 1973. 230 с.

42. Лавров В. М. Современный подводный вулканизм Среднего Атлантического хребта. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1973, № 2, с. 15—24.

43. Левинсон-Лессинг Ф. Ю. Армянское вулканическое нагорье. — «Природа», 1928, № 5, с. 430—446.

44. Лисицын А. Н. Осадкообразование в океанах. М., «Наука», 1974. 406 с.
45. Лучицкий И. В. Основы палеовулканологии. М., «Наука», 1971. Т. 1 — 479 с. Т. 2 — 372 с.
46. Лучицкий И. В. Эволюция вулканизма и истории Земли. — «Вестн. АН СССР», 1973, № 8, с. 53—59.
47. Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. М., «Наука», 1968. 232 с.
48. Маракушев А. А., Мишкин М. А., Тарарин И. А. Метаморфизм Тихоокеанского пояса. М., «Наука», 1971. 134 с.
49. Международная программа океанского бурения. М., Ин-т океанологии. Пер. с англ. под ред. П. Л. Безрукова, 1973. 76 с.
50. Менард Г. Геология дна Тихого океана. М., «Мир», 1966. 272 с.
51. Механизм интрузий магмы. М., «Мир», 1972. 315 с.
52. Милановский Е. Е. Новейший вулканизм и его место в структуре и истории Альпийской геосинклинальной области юга СССР. — «Советская геология», 1960, № 4, с. 47—59.
53. Милановский Е. Е. Новейшая тектоника Кавказа. М., «Недра», 1968. 483 с.
54. Милановский Е. Е. Основные типы рифтовых зон материков. — «Вестн. МГУ. Серия 1. Геология», 1970, № 2, с. 13—35.
55. Милановский Е. Е., Короновский Н. В. Орогенный вулканизм и тектоника Альпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973. 279 с.
56. Милановский Е. Е., Ермаков В. А., Таракановский А. А. Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, с. 276—283.
57. Миясиро А. В. Метаморфизм и его связь с глубинами. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972, с. 363—367.
58. Муратов М. В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадиной Средиземного. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 22—41.
59. Оффман П. Е. О связи тектонического развития Земли с магматизмом. — В кн.: Вулканизм и тектоника. М., «Наука», 1968, с. 46—60. (МГК, XXII сессия. Докл. сов. геол.)
60. Паланджян С. А. Об этапах формирования альпийотипных гипербазитов. — «Изв. АН АрмССР. Науки о Земле», 1971, № 4, с. 20—27.
61. Паффенгольц К. Н. Геология Армении. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1948. 670 с.
62. Паффенгольц К. Н. Геологический очерк Кавказа. Ереван, изд-во АН АрмССР, 1960. 57 с.
63. Петров В. П. Магма и генезис магматических пород. М., «Недра», 1972. 134 с.
64. Пушаровский Ю. М. Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972. 222 с. (Труды Геол. ин-та АН СССР. Вып. 234).
65. Пушаровский Ю. М. Принципы тектонического районирования океанов. — «Геотектоника», 1972, № 7, с. 18—28.
66. Проблемы связи тектоники и магматизма. — Труды совещ. М., «Наука», 1969. 272 с.
67. Риттман А. Вулканы и их деятельность. М., «Мир», 1964. 437 с.
68. Святловский А. Е. Атлас вулканов СССР. М., изд-во АН СССР, 1959. 178 с.
69. Святловский А. Е. Очерк истории четвертичного вулканизма и тектоники Камчатки. М., «Наука», 1968. 218 с.
70. Святловский А. Е. Телескопированный рифтогенез как модель образования молодых океанов. Тезисы докл. XV Генеральной Ассамблеи МГГС. М., «Наука», 1971. 32 с.

71. Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., «Недра», 1971. 231 с.

72. Святловский А. Е. Вулканические и вулканотектонические структуры, их взаимосвязь и эволюция. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, 1974, с. 247—253.

73. Силицы В. М. Сиаль. Л., «Недра», 1972. 178 с.

74. Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970. 278 с.

75. Смыслов А. А. Тепловой режим земной коры и подкорковых масс. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969, с. 261—277.

76. Соболев В. С., Костюк В. П., Бобриневич А. П. Петрография неогеновых вулканических и гипабиссальных пород советских Карпат. Киев, 1955. 367 с. (Ин-т геол. и полезн. ископ. АН УССР).

77. Соловьев В. П. Землетрясения и вулканы Станового нагорья. М., «Наука», 1966. 230 с.

78. Схиртладзе Н. И. Постпалеогеновый эффузивный вулканизм Грузии. Тбилиси, изд-во Груз. ун-та, 1958. 333 с. (Геол. ин-т АН ГССР. Монография № 8).

79. Схиртладзе Н. И. Петрохимические особенности верхнетричных и четвертичных эффузивов Грузии. — В кн.: Петрохимические особенности молодого вулканизма. М., изд-во АН СССР, 1963, с. 72—86.

80. Тащилина М. В., Перекалина Т. В. О связи вулканизма и интрузивного магматизма на разных стадиях развития подвижных поясов. — В кн.: Материалы IV Всес. петрограф. совещ. АН АзербССР. Баку, 1969. 143 с.

81. Тезисы докладов XV Генеральной Ассамблеи МГТС. М., «Наука», 1969.

82. Тектоника срединных массивов. Тезисы докладов. М., изд-во МГУ, 1974.

83. Тектоническая номенклатура и классификация основных структурных элементов земной коры материков. — «Геотектоника», 1972, № 5, с. 3—21. Авт.: А. А. Богданов, Л. П. Зоненшайн, М. В. Муратов и др.

84. Тораринссон С. Срединная зона Исландии. — В кн.: Система рифтов Земли. М., «Мир», 1970. с. 110—127.

85. Удинцев Г. Б. Георифтогенали и глобальная тектоника Земли. — «Вестн. АН СССР», 1970, № 12, с. 62—70.

86. Удинцев Г. Б. Экспедиция в рифтовую зону Индийского океана на «Витязе» (36-й рейс). — В кн.: Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана. Т. I. М., «Наука», 1972, с. 7—34.

87. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972. 392 с.

88. Удинцев Г. Б. Исследования подводных структур в районе Исландии. — «Вестн. АН СССР», 1972, № 6, с. 82—88.

89. Умгров Дж. Островные дуги. — В кн.: Островные дуги. Под ред. А. Н. Заварицкого. М., изд-во иностр. лит. 1952, с. 5—93.

90. Фареро-Исландский порог. — «Природа», 1970, № 7. 32 с.

91. Федоров С. А. Энергетическая классификация Курило-Камчатских землетрясений и проблема магнитуд. М., «Наука», 1972. 162 с.

92. Флоренсов Н. А. Байкальская рифтовая система. М., «Наука», 1966, с. 173—180.

93. Фремд Г. М. Орогенный вулканизм Южно-Джунгарского и Восточно-Сихотэ-Алинского поясов. Томск, изд-во Томск. ун-та, 1972. 382 с. («Труды ДВНИ, Лабор. палеовулкан.». Вып. 5).

94. Фремд Г. М., Рыбалко В. Н. Вулканотектоническая структура Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса. Томск, изд-во Томск. ун-та, 1972. 147 с.

95. Хайн В. Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — «Вестн. МГУ. Серия геология», 1968, № 6, с. 6—30, 1969, № 1, с. 42—59.

96. Хаин В. Е. Региональная геотектоника. М., «Недра», 1971. 548 с.
97. Харазян Э. Х. Стратиграфическое положение долеритовых лав Лорийского плато в разрезе вулканического комплекса Джавахетского хребта. — «Изв. АН АрмССР. Науки о Земле», 1966, № 5, с. 123—138.
98. Харкевич Д. С. Значения магматизма для типизации региональных тектонических подразделений. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. «Основные проблемы геологии». М., «Недра», 1969, с. 188—189.
99. Хворова И. В. О принципах типизации вулканогенно-осадочных формаций. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., «Наука», 1965, с. 44—54.
100. Херасков Н. П. Некоторые общие закономерности в строении и развитии структуры земной коры. — В кн.: Тектоника и формации. М., «Наука», 1967, с. 246—347.
101. Хизен Б. К. Ложе океанов. — В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966, с. 114—157.
102. Хорай К., Уэда С. Тепловой поток в вулканических областях. — В кн.: Земная кора и верхняя мантия. М., «Мир», 1972.
103. Чердынцев В. В. Ядерная вулканология. М., «Наука», 1973. 208 с.
104. Четвертичный период в США. Т. II. М., изд-во иностр. лит., 1970. 577 с.
105. Шарапов В. Н., Маламед В. Г. О соотношениях времени охлаждения очагов. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 216, № 1, с. 176—178.
106. Шаталов Е. Т. Некоторые вопросы развития региональной металлогении. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. V. Основные проблемы геологии. М., «Недра», 1969, с. 439—467.
107. Шейнманн Ю. М. Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968. 231 с.
108. Шейнманн Ю. М. Различие материковой и океанической литосферы и дифференциации Земли. — «Геотектоника», 1972, с. 29—44.
109. Шейнманн Ю. М. Новая глобальная тектоника и действительность. — Статья 1-я, «Бюлл. МОИП. Нов. серия, т. 77. Отд. геол.», 1973, т. 48, вып. 5, с. 5—28. Статья 2-я, «Бюлл. МОИП. Нов. серия, т. 79. Отд. геол.», 1974, т. 49, вып. 1, с. 5—27.
110. Шерман С. И., Медведев М. И. и др. Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. Новосибирск, «Наука», 1973. 297 с.
111. Ширинян К. Г., Аджимамудов Э. В. Тектонические условия новейших вулканических формаций Армении (по данным геофизических исследований). — В кн.: Вулканизм и глубинное строение Земли. М., «Наука», 1966, с. 82—89.
112. Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973. 446 с.
113. Allenbach P. Geologie und Petrographie des Damavand und seiner Umgebung (Zentral-Elburz). Iran. — «Mitt. Geol. Inst. Eidgenoss. Techn. Hochsch. Univ. Zürich., N. F., 1966, vol. 63, S. 168—190.
114. Altinli E. Geology of Eastern and Southeastern Anatolia. — «Bull. miner. research and explora-tion. Inst. Turkey», 1966, N 66, p. 127—140.
115. Beekman P. H. The Pliocene and Quaternary volcanism in the Hasan Dag-Melendiz Dagregion. — «Bull. miner. research and explora-tion. Inst. Turkey», 1966, № 66, p. 132—150.
116. Becker B. H., Moohr P. Geology of East Riftsystem of Africa. — «Geol. Soc. Amer. Spec. paper.», 1972, № 136.
117. Birney R., Williams H. A new look on classification of calderas. — In.: Symposium on volcanoes and their roots. England. Abstract. Liverpool, 1969, p. 127—152.
118. Blumenthal M. Der Vulkan Ararat und die Berge seiner pediment Umrandung. — Rev. Sc. Univ. Istanbul. 1958, vol. 23, № 3—4, p. 281—296.

119. Blot G., Priam R. Volcanisme et seismicite dans L'Archipel des Nouvelles-Hebrides. — «Bull. volc.» 1963, t. 26, p. 63—70.
120. Bowin C. Origin of the Ninety East Ridge from studies clear the Equator. — «J. Geoph. Res.», 1972, № 26, p. 6029—6043.
121. Branch C. D. Volcanic Cauldron, Ring-Complecs and Associated Granites of the Georgetown inlier, Queensland-Bureau ofmaner. Resource. — «Geol. Geoph. Bull.», 1966, № 76, p. 29—48.
122. Cogné J., Geze B., Goguel J. e. a. Les «rifts» et les failles de décrochement en France. — «Rev. geogr. phys. et géol. dynam.», 1966, vol. 8, № 2, p. 123—131.
123. Conrad G., Conrad I. L'evolution quaternaire de la depression du Lout (Iran oriental.). — «C. R. Acad. Sci. Paris», 1970, t. 270, Serie D, № 13, p. 184—197.
124. Deneufbourg G. Les forages de Mururoa. — «Cah Pacif», 1969, № 13, p. 47—58.
125. Dehlinger P. Evidence regardieng the development of Juan de Fuca and Gorda Ridges in the northeast Pacific Ocean. — «Trans. N. Y. Acad. Sci.», 1969, vol. 31, № 4, p. 379—403.
126. Decker R. W., Wright T. L. Deformation measurements of Mauna Loa volcano, Hawaii. — «Bull. volc.», 1968, vol. 32, № 2, p. 400—410.
127. Dennis J. T. Ries Structure South Germany. — «J. Geoph. Res.», 1971, vol. 76, № 23, p. 62—81.
128. Dietz R. S., Holden J. C. The breakup of Pangaea. — «Sci. Amer.», 1970, vol. 223, № 4, p. 30—41.
129. Dickinson W. R. Circum-Pacific andesite types. — «J. Geoph. Res», 1968, vol. 73, № 6, p. 2261—2269.
130. Dickinson W. R. Plate tectonic models of geosynclines. — «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1971, vol. 10, № 2, p. 165—174.
131. Dickinson W. R. Tectonica global. — «Bol. geol. y minero», 1972, vol. 82, № 2, p. 162—180.
132. Dymond and oth. Origin of metalliferous sediments from the Pacific ocean. — «Geol. Soc. Amer. Bull.», 1973, vol. 84, № 10, p. 137—148.
133. Drake C. D., Girdler R. W. A geophysical study of the Red Sea. — «Geoph. j. Roy astron. soc.», 1964, vol. 8, p. 473—495.
134. Escher B. I. On the formation of Calderas. — In.: Proc. IV Pasif. sci. congr., vol. 2, 1930, p. 120—135.
135. Fourquin C., Paicheler J. C., Sauvage J. Masif Galate d'andesites. Etude palynologique de la base des diatomites miocenes de Beskonak au Nord Est de Kizilcahamam (Anatolie-Turquie). — «C. R. Acad. sci. Paris», 1970, t. 270, Serie D, № 19, p. 326—370.
136. Ganss O. Geosynclinaldecken, Tektonik, Granite und junger Vulkanismus in Afghanistan. — «Geol. Rundsch.», 1964. Bd. 54, S. 86—95.
137. Gansser A. Catalogue of active volcanoes of the World. Part XVII. Iran. Rome, 1966, 20 p.
138. Gilluly J. Steady plate motion and episodic orogeny and magmatism. — «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1973, vol. 84, № 2, p. 365—368.
139. Grabenproblem. Intern. Riftsimposium in Karlschue. Sci. Rep. Stuttgart, 1970, S. 274—290.
140. Gregory J. W. The Great Rift Valley. London, 1896. 320 p.
141. Heim A. Auf die drei hochsten Vulkane von Iran. — In.: Berge der Welt. Stuttgart, 1952, S. 48—53.
142. Hedervari P. System of volcanic activity. — «Ann. geophys.», 1971, vol. 24, № 3, p. 397—435.
143. Illies I. H. The Rhine-graben rift sistem — plato tectonics and transform faulting. — «Geoph. Surv.», 1972, № 1, p. 27—60.
144. Kenzo Y. Соотношение между размером кальдеры и химическим составом магмы. — «Bull. volc. soc. Jap.», 1971, vol. 16, № 1, p. 28—35.
145. Ketin I. Uber die magmatische Erscheinungen in der Turkey. — «Bull. Geol. Soc. Turkey», 1961, vol. VII, p. 235—240.

146. Kossina E. Die Erdoberfläche. Handbuch der Geophysik. Bd. 2, 1933, 465S.
147. Kuno H. Origin of Cenozoic petrographic provinces of Japan and surrounding areas. — «Bull. volc.», 1959, t. 20, p. 169—177.
148. Lapparent A. F., Bordet P. Du volcanisme en Afghanistan Central. — «Bull. soc. geol. franc.», 1964, vol. 5, № 2, p. 253—259.
149. Le Bas M. J. Per-alkaline volcanism, crustal swelling and rifting. — «Nature Phys. Sci.», 1971, vol. 230, № 12, p. 85—87.
150. Lugeon M. Une hypothese sur l'origin du Jura. — «Bull. Lab. Geol. Univ. Lausanne», 1941, № 73, c. 42—54.
151. Macdonald W. D. Geodynamics: progress, problems, and prospects. — «Rev. brasil. geol. sci.», 1972, vol. 2, № 2, p. 117—128.
152. Macdonald G. A. Volcanoes in the Sea — The Geology of Hawaii. Honolulu Univ. of Hawaii Press, 1970. 441 p.
153. Macdonald G. A. Volcanoes. Prentice-Hall, 1972. 510 p.
154. Malahoff A., Woollard S. Magnetic Survey over the Hawaiian Inseln and their geology, «Implication». — «Pacific Sci.», 1966, vol. 20, p. 147—180.
155. Matsumoto H. Some aspects of the formation of primary granitic magmas in the Upper Mantle. In.: Upper Mantle Symposium SUOS, 1964, New Delhi, 1965, p. 112—126.
156. Matsumoto T. Pressure Effects on Phase Equilibria in Some Principal Rock-Forming Minerals. — «J. Geosci. Osaka city univ.», 1963, vol. 7, p. 27—42.
157. Miyashiro A. Evolution of metamorphic melts. — «J. Petrology», 1961, vol. 2, p. 277—311.
158. Pamir H. N. Mount Tendürek. «Rev. Fac Sci. Iniv. Istambul, 1951, vol. 16, № 1, p. 261—270.
159. Pasquare G. Outlines of the neogene and quaternary volcanism of Asia Minor. — «Atti Accad. naz. Lincei», 1966. Ser. 8, vol. 40, № 6, c. 175—184, vol. 41, № 3—4.
160. Pasquare G. Geology of the cenozoic volcanic area of Central Anatolia. — «Atti Accad. naz. Lincei, Memorie», 1968. Ser. 8, vol. 9, Fasc. 3, p. 322—340.
161. Pearce J. A., Cann J. R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses. — «Earth and Planet. Sci. Lett.», 1973, vol. 19, № 2, p. 290—300.
162. Petercon M. N. A. Ocean Sediment B. Cohring Program. — «Trans. mer. geoph. union», 1971, vol. 52, № 6, p. 42—44.
163. Pichon X. Le. Sea-floor spreading and continental drift. — «J. Geoph. Res.», 1968, vol. 73, № 12, p. 3661—3697.
164. Rieben E. H. Geological observations on alluvial deposits in Northern Iran. — «Geol. Survey Iran», 1966, № 9, p. 42—74.
165. Ripper I. D. Global tectonics and the New Guinea — Solomon Islands region. — «Searching», 1970, vol. 1, № 5, p. 226—232.
166. Rittmann A. Vulkane und ihre Tätigkeit. Stuttgart, Aufl. 1936, 2 Aufl., 1960, 470S.
167. Schröter S. Selenotopografische Fragmentes. vol. 2. Gotting, 1801. 450S.
168. Silvestri S. C. Guide for the excursion to the Latian Volcanology Istitut. Catania, 1961, 127p.
169. Smith R. Resurgentes Calderas. — «USA Geol. Surv. Reaser», 1961, Pap. 424D.
170. Stearns H. Geology of Hawaiian Islands. — «Hydrograf Bull.», 1946, № 8, p. 136—145.
171. Stille H. Zur Frage der Magmen. Berlin, 1940, 267S.
172. Sviatlovski A. E. La riftogenese telescope comme le modele de la formation des eunesoceans. XV General Assambly I. Un Geodesy and Geoph. Abstracts Moskou, 1971, 1 c.

173. Stöcklin I. Structural history and tectonics of Iran: a review. — «Amer. Ass. petrol. Geol. Bull.», 1968, vol. 52, № 7, c. 240—262.
174. Tazieff H. La Dancaïe point crustal de la technique of rifts. — «Bull. sci. Acad. Roy. Sci. Outremer», 1969, № 4, p. 952—972.
175. Tazieff H. About deep-sea volcanism. — «Geol. Rundsch.», 1972, Bd. 61, № 2, S. 470—480.
176. Wager L. R., Deer W. A. The petrology of the Scaergaard intrusion, Kangerdlugssnag, East Greenland. — «Medd. Grönland», 1939, Bd. 105, № 4, p. 231—245.
177. Wesson P. S. The position against continental drift. — «Quart. J. Roy. Astron. Soc.», 1970, vol. 11, № 4, p. 312—340.
178. Williams H., Mc Birney A. P. Petrogeological and structural contrast of the Quaternary volcanoes of Guatemala. — «Bull. volc.», vol. 27, 1964, 162 c.

**ПЕРЕЧЕНЬ УПОМИНАЕМЫХ В КНИГЕ ВУЛКАНОВ РАЗЛИЧНЫХ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ**

| Тектонические регионы и вулканы | Количество вулканов, действовавших в голоцене | Количество активных и потенциально активных вулканов |
|--|---|--|
| Островные дуги | | |
| Алеутская | 60 | 28—60 |
| Курильская | 39 | 33—39 |
| Тятя | | |
| Идзу-Марианская | 23 | 12—23 |
| Острова Южно-Китайского и Восточно-Китайского морей | 10 | 7—10 |
| Зондские острова | 115 | 77—89 |
| Меланезия | 58 | 30—58 |
| Архипелаг Бисмарка, Новые Гебриды, Соломоновы и Филиппинские острова | 33 | 15—33 |
| Остров Ява | | |
| Кальдера Тандера | | |
| Кракатау | | |
| Острова моря Банда | 9 | 8—9 |
| Острова Адмиралтейства | 1 | 1 |
| Острова Сангихе | 5 | 5 |
| Остров Сулавеси | 13 | 5—13 |
| Остров Хальмагейра | 8 | 5—8 |
| Острова Санта-Крус | 1 | 1 |
| Остров Самеа | 20 | 4—20 |
| Матавану | | |
| Острова Тонга-Кермадек | 15 | 11—15 |
| Малые Антильские острова | 17 | 9—17 |
| Суфриер | | |
| Сент-Люсия | | |
| Мон-Пеле | | |
| Сент-Винсент | | |
| Южно-Антильский подводный хребет | 9 | 7—9 |
| Острова Южные Шетландские | | |
| Десешен | | |
| Острова Южная Георгия | | |
| Острова Южные Сандвичевы | | |
| Острова Южные Оркнейские | | |
| Разнородные орогенные пояса | | |
| Антарктида | 7 | 7—10 |
| Эребус | | |
| Дисковерн | | |
| Оверлорд | | |
| Мельбурн | | |
| Мерфи | | |
| Такахе | | |

| Тектонические регионы и вулканы | Количество вулканов, действовавших в голоцене | Количество активных и потенциально активных вулканов |
|--------------------------------------|---|--|
| Берлин | | |
| Ранние орогенy | | |
| Полуостров Аляска | 12 | 12—19 |
| Катмай | | |
| Полуостров Камчатка | 65 | 28—65 |
| Авачинский | | |
| Безымянный | | |
| Горелый | | |
| Ичинский | | |
| Карымский | | |
| Ключевской | | |
| Мутновский | | |
| Опала | | |
| Плоский | | |
| Семячик | | |
| Толбачик | | |
| Шивелуч | | |
| Хангар | | |
| Ходутка | | |
| Кальдера Узон | | |
| <i>Японские острова</i> | 45 | 31—45 |
| Остров Хоккайдо | | 11—15 |
| Остров Хонсю | | 20—30 |
| Аира | | |
| Акаи | | |
| Акита-Комогате | | |
| Асо | | |
| Ивате | | |
| Исидзути | | |
| Кугаро | | |
| Кутияро | | |
| Масю | | |
| Осима | | |
| Севасиндзан | | |
| Сакурадзима | | |
| Сигацу | | |
| Товада | | |
| Токати | | |
| Узусан | | |
| Хаконе | | |
| Остров Суматра | 29 | 11—29 |
| Остров Новая Гвинея | 16 | 10—16 |
| Остров Новая Зеландия | 15 | 5—15 |
| <i>Центральная Америка</i> | 60 | 42—60 |
| Попокатепетль | | |
| Орисаба | | |

| Тектонические регионы и вулканы | Количество вулканов, действовавших в голоцене | Количество активных и потенциальноактивных вулканов |
|---|---|---|
| Тахумулько Чирикви Косегуина Санта-Мария Атитлан Маррабиос Момотомбо Ометепе Ирасу Чирики | | |
| Окраинно-континентальные поздние орогены | | |
| <i>Северная Америка</i> | 19 | 7—19 |
| Адамс Бейкер Веллес (кальдера) Гарибальди Глейшер-Пик Джефферсон Крейтер-Лейк Лассен-Пик Лонг-Валли Мозама Мак-Локлин Медисин-Лейк Рейнир Сент-Хеленс Три Систерс Худ Шаста Айсленд-Парк Ньюберри | | |
| <i>Южная Америка</i> | 74 | 47—74 |
| Аконкагуа Антисана Сангай Эль-Сумако Карапума Котопахи Льюльяльяко Мауинда Мисти Сангай Сан-Педро Сахама Паринакото Пулар | | |

| Тектонические регионы и вулканы | Количество вулканов, действовавших в голоцене | Количество активных и потенциально активных вулканов |
|---|---|--|
| Ревентадор Уэки Яте | | |
| Межконтинентальные геосинклинально-орогенные пояса | | |
| Островные дуги Эгейского моря Остров Милос Остров Нисирос Санторин | 10 | 5 |
| Вулканы срединных массивов и горстов Италии и Тирренского моря | | |
| Аппенинский полуостров и острова Вавилова Везувий Остров Сицилия Этна Флегрейские Поля | 10 | 6 |
| Орогенy Малой Азии | | |
| Большой и Малый Кавказ Абул-Самсар Арагац Эльбрус Чегем | 12 | 2 |
| Турция Хасан Меленгиздаг Эдренлердаг Эрджияс Карадаг Арарат Аладаг Сюпхан Тендюрюк Немрут | 10 | 3—10 |
| Иран Демавенд Сахенд Базман Тафтан | 5 | 5—11 |
| Афганистан-Белуджистан Дешт-и-Навар | 2 | 1—2 |

Тектонические регионы и вулканы

Количество вулканов, действовавших в голоцене

Количество активных и потенциально активных вулканов

Эпи платформенные (эпиконтинентальные) орогены

| | | |
|---------------------------------|----|-------|
| <i>Африка, Аравия</i> | 43 | 10—43 |
| Аджлунский | | |
| Жебель-ат-Тапр | | |
| Зубейр | | |
| Ханиш-Зукур | | |
| Килиманджаро | | |
| Кения | | |
| Элгон | | |
| Рунгве | | |
| Меру | | |
| Олдонья-Ленган | | |
| Телеки | | |
| Ньямлагира | | |
| Нирагонго | | |
| Нагорье Ахаггар | | |
| Нагорье Тибести | | |
| Эми-Куси | | |
| Тусиде | | |
| Джебель | | |
| Друз | | |
| Эль-Леджа | | |
| Джебель-Шемсен | | |
| Дубби | | |
| Афдера | | |

Авлакогены

| | | |
|---------------------|---|-----|
| Камерун | 4 | 1—4 |
| Эбога | | |
| Эленгум | | |
| Кальдера Бамбутос | | |
| Маненгуба | | |
| Этинде | | |
| Принсипи | | |
| Сан-Томе | | |
| Остров Святой Елены | | |

Океанические платформы

Вулканы срединно-океанических хребтов

| | | |
|-------------------------------|---|-----|
| Атлантический океан | 6 | 4—6 |
| Баффинова Земля | | |
| Гренландия | | |

| Тектонические регионы и вулканы | Количество вулканов, действовавших в голоцене | Количество активных и потенциально активных вулканов |
|---|---|--|
| Фарерские острова | | |
| Острова Фернанду-ди-Норонья | | |
| Острова Мартин-Вас | | |
| Остров Триндади | | |
| Земля Франца Иосифа | | |
| Острова Де-Лонга | | |
| Гейбридские острова | 2 | |
| Остров Великобритания | | |
| Остров Вознесения | | |
| Остров Тристан-да-Кунья | 3 | 2 |
| Остров Буве | 1 | 1 |
| Остров Ян-Майен | 1 | 1 |
| Бьернберг | | |
| Пик Франса | 1 | 1 |
| Индийский океан | 6 | 4—6 |
| Остров Баррен | | |
| Остров Наркондам | | |
| Остров Новый Амстердам | | |
| Остров Сен-Поль | | |
| Остров Гранд-Комор | | |
| Картала | | |
| <i>Вулканы срединно-океанических горстовых поднятий</i> | | |
| Остров Исландия | 50 | 19—50 |
| Лаки | | |
| Гекла | | |
| Байярфьядль | | |
| Сюртсей | | |
| Аскья | | |
| <i>Вулканы валообразных и сводово-глыбовых хребтов</i> | | |
| Атлантический океан | | |
| Азорские острова | 12 | 6—12 |
| Остров Фаял | | |
| Остров Пику | | |
| Остров Терсейра | | |
| Остров Сан-Мигел | | |
| Остров Сан-Жоржи | | |
| Капельньеш | | |
| Индийский океан | 6 | 4—6 |
| Остров Родригес | | |
| Маврикий | | |
| Остров Реюньон | | |

| Тектонические регионы и вулканы | Количество вулканов, действовавших в голоцене | Количество активных и потенциально активных вулканов |
|---|---|--|
| Питон-де-ля-Фурнез Тихий океан Гавайские острова (Кахулави, Мауи, Оаху) . . . Килауэа Халемаумау Острова Галапагос Фернандина Сьерра Негра Албемарл | 6 11 | 4—6 9—11 |
| <i>Вулканы куполообразных массивов</i> | | |
| Атлантический океан Канарские острова Остров Фуэртевентура Остров Лансарете Роке-де-лос-Мучачос Тейде Остров Пальма Острова Зеленого Мыса Фогу Индийский океан Остров Кергелен Остров Херд Биг-Бен Сен-Амуар | 6 1 3 | 5—6 1 2—3 |

СО Д Е Р Ж А Н И Е

| | |
|--------------------|------|
| Введение | С. 3 |
|--------------------|------|

РАЗДЕЛ I

РЕГИОНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

| | |
|--|-----|
| Положение вулканических поясов в региональных тектонических структурах Земли | 6 |
| Рифтогенез как структурообразование в мобильных поясах Земли | 10 |
| Окраинно-континентальные геосинклинально-орогенные вулканические пояса | 15 |
| Окраинно-континентальные пояса тихоокеанского типа | 15 |
| Вулканизм северо-западных окраин Тихого океана | 21 |
| Вулканизм Индийского океана | 25 |
| Ранне- и позднеорогенный вулканизм восточных окраин Тихого океана | 26 |
| Межконтинентальные (внутриконтинентальные) геосинклинально-орогенные пояса средиземноморского типа | 42 |
| Вулканизм альпийского пояса Евразии | 43 |
| Эпиплатформенные орогенные вулканические пояса | 64 |
| Вулканизм континентальных платформ | 64 |
| Вулканизм рифтовых зон Африки | 64 |
| Вулканизм рифтовых зон Азии | 75 |
| Вулканизм куполообразных массивов Африки | 78 |
| Вулканизм океанических платформ | 80 |
| Вулканы на дне океанов | 91 |
| Вулканизм срединно-океанических хребтов | 93 |
| Вулканизм срединно-океанических горстов | 100 |
| Вулканизм валлообразных и сводово-глыбовых хребтов | 118 |
| Вулканизм куполообразных массивов | 126 |
| Вулканизм срединных массивов, преобразованных в окраинные моря | 128 |
| Вулканизм разнородных орогенных поясов | 132 |
| Вулканизм авлакогенных поясов | 132 |
| Антарктический вулканический пояс | 136 |

РАЗДЕЛ II

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ ВУЛКАНИЗМА

| | |
|--|-----|
| Динамика вулканизма | 140 |
| Роль разломов в вулканических процессах | 142 |
| Вулкано-тектонический режим | 149 |
| Кальдеры и их региональная роль в динамике земной коры | 158 |
| Моделирование вулкано-тектонических процессов | 181 |
| Региональные вулканические пояса | 189 |
| Вулканические формации | 196 |
| Заключение | 207 |
| Список литературы | 209 |
| Приложение. Перечень вулканов различных тектонических регионов | 217 |

10-3216

1384

HEATA