

**А.Е.Святловский
Ю.И.Китайгородский**

**ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ
ВУЛКАНОЛОГИЯ**



А.Е.Святловский
Ю.И.Китайгородский

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

4406



Москва "Недра" 1988



Святловский А. Е., Китайгородский Ю. И. Геодинамическая вулканология.— М.: Недра, 1988, 255 с.: ил.

Изложены основные проблемы вулканизма в их связи с геодинамическими процессами, протекающими в земной коре. На новой геодинамической модели показана связь вулканизма с глобальными геотектоническими процессами. Концепция волновой геодинамики использована для создания общей теории вулканизма. Режимы вулканической деятельности рассмотрены в рамках региональных обстановок континентов, океанического дна и переходных зон. Предложено новое геодинамическое обоснование классификации вулканических структур и регионов. Описаны различные условия сопряженности вулканизма и землетрясений.

Для научных работников — геологов, вулканологов, тектонистов, геофизиков, студентов.

Табл. 6, ил. 58, список лит.— 50 назв., приложения.

Рецензенты: *Е. Е. Милановский*, чл.-кор. АН СССР, *Л. К. Зарембо*, д-р физ.-мат. наук

С $\frac{1904030000-016}{043(01)-88}$ 80-87



© Издательство «Недра», 1988

ISBN 5-247-01228-3

СЭОИ "ЭДА" ЭВНОМ

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей монографии впервые рассмотрены основные проблемы вулканизма в их прямой связи с геодинамическими процессами, протекающими в земной коре. Такой подход представляется весьма результативным по следующим причинам.

С одной стороны, вулканизм является поверхностным проявлением глубинных процессов планетарного масштаба и без последовательной геодинамической концепции достаточно трудно, если не невозможно, установить причинные связи и количественные закономерности вулканических процессов. С другой стороны, наблюдаемые поверхностные явления и закономерности вулканизма, отражающие экстремальные геодинамические ситуации, позволяют вскрыть ряд геодинамических явлений и на их основе проверить правильность развиваемой геодинамической концепции.

На основе анализа закономерностей геодинамических процессов и критического анализа современных гипотез развивается новая геодинамическая концепция. Исходя из этой концепции анализируются закономерности вулканизма и показывается их взаимосвязь с глобальными процессами преобразования земной коры. Полученные результаты о связи вулканизма и геотектонических процессов подтверждаются на разнообразном геологическом материале.

Рассмотрение и критический анализ современных геодинамических построений и концепций, в том числе контракционной гипотезы и гипотезы расширяющейся Земли, ротационной гипотезы, концепции диапиризма, новой глобальной тектоники (НГТ), проводятся с качественной и количественной оценкой сил, которые могут быть причинами тектонических процессов.

Новая волновая геодинамическая концепция основывается на законах механики сплошных сред, термодинамики и теории волновых процессов. Предполагается, что в Земле на разных уровнях и в разных масштабах времени и пространства возникают и существуют волновые процессы, при которых взаимосвязанно изменяются основные параметры: давление, напряжения, температура, упругие смещения, скорости течений. Это доказывается математической моделью, которая строится на решении замкнутой системы уравнений, соответствующих законам сохранения количества движения, массы и энергии с учетом уравнения состояния и реологического уравнения.

Источниками энергии для возникновения и поддержания волнового процесса являются энергия гравитационной дифференциации, энергия фазовых переходов и энергия радиоактивного распада.

Анализ механизмов волновых процессов позволяет установить возможность резонансного возбуждения при резком возрастании энергетических уровней колебаний. Теоретические результаты вол-

новой геодинамики сопоставляются с рядом фундаментальных геологических фактов и устанавливается их четкая корреляция.

Концепция волновой геодинамики позволяет учесть все положительные (с точки зрения объяснения геологических фактов) стороны таких гипотез, как контракционная, расширяющейся Земли и особенно пульсационная, и имеет строгое аналитическое обоснование.

Большое внимание уделяется использованию концепции волновой геодинамики для расшифровки, прогноза вулканических явлений и создания общей теории вулканизма, охватывающей максимальное количество геологических фактов.

Рассмотрение процессов вулканизма с позиций геодинамики проводится дедуктивным методом, когда на основе теоретических построений волновой геодинамики выводятся или постулируются основные закономерности вулканизма, и индуктивным методом, когда на основе анализа и обобщения геологических фактов устанавливаются геодинамические закономерности, определяющие развитие вулканических процессов.

Вулканизм естественно рассматривать как экстремальную стадию геодинамического процесса, при котором происходят разрыв внешней оболочки Земли — коры и излияние расплавленной магмы. Отсюда следует, что вулканизм может возникнуть при наличии местных возмущений давления и температуры в слоях верхней мантии, локальных зон растяжения и снижения прочности в литосфере.

Волновые процессы, возникающие в результате преобразования энергии в недрах Земли, создают локальные и глобальные возмущения главных энергетических факторов — давления и температуры, что и обуславливает, и управляет развитием процессов вулканизма. Эти волновые возмущения лежат в основе всех тектонических процессов. Совместное действие эндогенных и экзогенных факторов создают все многообразие тектонических явлений, протекающих в земной коре.

Вулканизм, с одной стороны, связан с геосинклинальными и орогенными процессами, с другой — определяет ход и развитие глобальных процессов преобразования земной коры, в том числе рифтогенеза, образования трапповых формаций, преобразования континентальной и океанической коры. Вулканизм в сочетании с процессом телескопированного рифтогенеза определяет возникновение и обновление дна океанов.

Закономерности вулканизма анализируются и рассматриваются по двум направлениям:

1) образование вулканов, динамика и кинематика вулканических извержений и 2) особенности вулканических регионов и связь их с общетектоническими процессами.

При описании динамики и кинематики вулканических извержений рассматриваются особенности их стадийности и цикличности, роль коровых трещин, а также вертикальные движения земной коры.

При рассмотрении процессов извержения широко используются выведенные аналитические зависимости между основными параметрами процесса, основанные на закономерностях волновой геодинамики.

Главные регионы вулканизма: платформы континентов и дна океанов, переходные области между континентом и дном океана (островодужные и орогенные вулканические пояса), вулканические хребты и сводовые поднятия на континентах и на дне океанов.

Платформенный вулканизм проявляется в условиях синеклиз, флексур, сводово-купольных структур и авлакогенов. Наряду со щитовыми вулканами и лавовыми плато на обширных площадях развиты стратовулканы, кальдерные вулканы, вулканические экстрезии.

Океанический вулканизм проявляется в различных условиях активизации океанических платформ и выражен в виде разнообразных вулканических морфоструктур — лавовых плато, щитовых вулканов, стратовулканов и кальдер.

При рассмотрении вулканических регионов широко используются закономерности волновой геодинамики и для основных вулкано-тектонических процессов предлагаются геодинамические модели. Также используется концепция телескопированного рифтогенеза, которая в свою очередь обосновывается соответствующей геодинамической моделью.

При рассмотрении вопросов подводного орогенеза использованы материалы по геологическим образованиям Курильских и Алеутских островов. Раннеорогенный вулканизм разобран на примере Казахстана, орогенов Камчатки, Японских островов, северного острова Новой Зеландии. Выявлены три главных этапа орогенного процесса, относящихся соответственно к верхнему плиоцену, нижнему плейстоцену и среднему плейстоцену — голоцену.

Вопросы позднеорогенного вулканизма разобраны на примерах вулканизма Малого Кавказа, Транскавказского поднятия, Средиземноморской зоны, Анатолийского, Армянского и Иранского нагорий. Детально рассмотрены орогенные вулканические пояса Северной Америки.

Орогены вулканических поясов Центральной и Южной Америки дают богатый материал для подтверждения волновой концепции образования зон активного вулканизма, горообразования, соседствующих с ними зон глубоководных желобов и высокой сейсмичности.

По региональному вулканизму континентальных платформ рассмотрены трапповый магматизм, образование и развитие континентальных рифтов и флексуры на пассивных окраинах континентов.

Особенности флексур на пассивных окраинах континентов разобраны на примерах Гренландской и Бомбейской флексур, флексур Леомбо, Центральной Франции и Северо-Американских Кордильер.

Показано глобальное влияние трапповых извержений на преобразование земной коры на материалах платформ и складчатых

СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ КОНЦЕПЦИИ

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЙ БАЛАНС И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЭНЕРГИИ
В ЗЕМЛЕ

Геодинамические и обусловленные ими тектонические и вулканические процессы определяются характером и количественными показателями преобразования энергии. При этом необходимо учитывать общие запасы видов энергии Земли, их изменение во времени и коэффициенты преобразования в энергию тектонических и вулканических процессов.

Тепловая энергия. Общий запас современной тепловой энергии Земли (теплосодержание) оценивается в $(3 \div 4) 10^{31}$ Дж. Энергия солнечной радиации составляет 10^{25} Дж. Однако несмотря на эту большую величину, за счет эффекта обратного излучения солнечная радиация не меняет общего энергетического баланса Земли, не касаясь быстротекущих процессов в атмосфере и в верхних слоях океана.

Тепловой поток через всю поверхность Земли (отрицательный тепловой баланс) за время ее существования оценивается в $(0,2 \div 0,8) \cdot 10^{30}$ Дж, а современный тепловой поток в 10^{21} Дж/год. Положительный тепловой баланс Земли складывается из энергии радиоактивного распада, энергии химических реакций и энергии диссипации, связанной с преобразованиями гравитационной энергии, энергии вращения и энергии фазовых переходов. Общий запас радиогенной энергии Земли оценивается в широких пределах: от 0,25 до $2,6 \cdot 10^{30}$ Дж, а ежегодный вклад радиогенного тепла составляет от $1,8 \cdot 10^{19}$ до $(6 \div 10)^{20}$ Дж/год. По Е. А. Любимовой, в геологическое время Земли эта величина уменьшалась от $7,5 \cdot 10^{20}$ Дж/год (4 млрд. лет тому назад) до $1,5 \cdot 10^{20}$ Дж/год (в современной Земле).

Энергия приливного трения дает выделение тепла $1,5 \cdot 10^{19}$ Дж/год. Она также менялась в течение геологической истории, составляя 10^{21} Дж/год в начальный период. Это обусловлено тем, что в прошлом расстояние между Землей и Луной было на два порядка меньше.

Тепловая энергия может преобразовываться в механическую энергию двумя путями.

Первый путь — термоупругое расширение (эффект термоупругости). Этот вид преобразования характеризуется большим внутренним сопротивлением, малыми смещениями, но большими силами и напряжениями. Значения коэффициента преобразования (КП) невелики и для реальных тел лежат в пределах 1—2 %. Эффект термоупругости создает в оболочках Земли большие напряжения, достигающие 10^8 Па и более. Он может быть причиной

накопления большой упругой энергии с последующим ее сбросом в виде землетрясений.

Второй путь преобразования тепловой энергии в механическую — это развитие конвективных движений. Коэффициент преобразования может быть определен как отношение теплового потока, переносимого конвекцией, к кинетической энергии соответствующего массопереноса. Величина этого коэффициента преобразования зависит не только от физических свойств среды, но и от условий возникновения конвекции, в том числе от критерия Рэлея и размеров конвективной ячейки. Оценки КП тепловой конвекции дают небольшие значения 0,01—0,02 %.

Гравитационная энергия. Значение полной гравитационной энергии Земли составляет $(2,5—4,5) \cdot 10^{32}$ Дж, т. е. это на порядок больше тепловой энергии. Примерно 20 % огромной энергии гравитации расходуется на простое упругое сжатие Земли. В результате действия силы тяжести (без учета возмущения) в Земле должно наступить гравитационное равновесие: гидростатическое, если рассматривать недра Земли как жидкость, и геостатическое, если учитывать упругие свойства оболочки Земли. При этом по мере увеличения глубины давление резко возрастает.

Одним из важных проявлений гравитационного поля являются процессы изостазии. Согласно изостатическому принципу легкая кора, состоящая из гранитов и базальтов, как бы плавает на более тяжелой мантии. Теория показывает, что изостатическая компенсация происходит очень быстро, а неровности рельефа существуют длительное время [1]. Процессы изостатической компенсации можно рассматривать как частный случай проявления гравитационной неустойчивости.

Гравитационная неустойчивость всегда порождает тектонические движения, в том числе гравитационное сползание, растекание, погружение, всплывание. В определенных пределах реализуется концепция гравитационной тектоники Ван-Беммелена, по которой любой тектонический процесс определяется и связан с перераспределением потенциальной гравитационной энергии. Проблема гравитационной неустойчивости имеет аналитическое решение (задача Тейлора для нескольких слоев). Используются упрощенные линейные гидродинамические уравнения без учета диссипации энергии и искажения границ.

Процесс гравитационной неустойчивости лежит в основе преобразования энергии при гравитационной дифференциации и происходит на всех уровнях Земли. Особое значение имеет этот процесс для геодинамики, когда он происходит в нижней мантии на границе с ядром, где создаются условия для распада вещества мантии на более плотные и более легкие компоненты. Из них более плотные погружаются в жидкое ядро, а более легкие всплывают.

Гравитационная дифференциация на границе мантия — ядро является мощнейшим энергетическим источником Земли. Современное ядро образовалось именно в результате такого процесса, при котором выделилась энергия в $(1,5—2,0) 10^{31}$ Дж. Это дает в сред-

нем выделение энергии $(0,5-1) 10^{22}$ Дж/год, что превышает все другие источники энергии.

Коэффициент преобразования энергии при движениях, обусловленных гравитационной неустойчивостью, весьма существенно зависит от значений вязкости среды, резко падая по мере ее увеличения. Для процессов, протекающих в астеносфере, обладающей пониженной вязкостью, КП достигает нескольких процентов. Для процессов гравитационной дифференциации, протекающих на границе ядро — мантия, значение КП падает до долей процента. Но и этого достаточно, чтобы получить энергию, сравнимую с энергией всех тектонических процессов.

Упругая энергия. Эта энергия в Земле возникает прежде всего за счет гравитационного сжатия. Если не учитывать релаксацию, то энергия самогравитирующей Земли может быть определена путем решения уравнения равновесия теории упругости, дающего величину $(5-9) \cdot 10^{31}$ Дж.

Основным видом преобразования упругой энергии являются термоупругие деформации, возникающие в результате температурных градиентов.

Приращение упругой энергии за счет термоупругих деформаций составляет $0,6 \cdot 10^{19}$ Дж/год. Этот процесс сопровождается ее сбросом путем непосредственного превращения в энергию тектонических движений, что проявляется в деформациях земной коры, ее разрушении, пластических течениях и ползучести вещества земной коры и мантии и, наконец, землетрясениях.

Коэффициент преобразования упругой энергии в энергию тектонических движений весьма высок; для процессов, протекающих быстро, когда релаксационные эффекты малы, он может приближаться к 50 % (например, при землетрясениях). Там, где процесс сопровождается ползучестью и имеет место диссипация энергии, коэффициент преобразования падает.

Ротационная энергия. Энергия вращения Земли зависит от скорости вращения и момента инерции и составляет $2,2 \cdot 10^{29}$ Дж. Предполагается, что в основном изменения ротационной энергии происходят за счет изменения скорости вращения Земли. Замедление же от приливного трения Луны оценивается в $8 \cdot 10^{-22}$ с⁻².

Прямые измерения скорости вращения дают значения $\Delta\omega/\omega = (0,4 \div 0,8) \cdot 10^{-9}$ в год. Приливное взаимодействие, уменьшая энергию вращения, дает вклад в тепловую энергию Земли за счет диссипации.

Гравитационный эффект от приливного трения составляет всего $0,2 \cdot 10^{-6}$, т. е. масса в 1 т изменяется в результате лунно-солнечного притяжения на $0,2 \cdot 10^{-3}$ кг. Тормозящий момент приливных сил, по расчетам Н. Н. Парийского [19], составляет $5,7 \cdot 10^{16}$ Нм. При пересчете на создаваемые этим моментом напряжения в земной коре получаются значения $(0,5-5) 10^{-6}$ Па.

Несмотря на столь низкие значения напряжений, нельзя полностью исключить влияние этих факторов на тектонические процес-

сы, рассматривая их не в качестве энергетического фактора, а лишь как направляющий элемент процесса*.

Энергия фазовых превращений и химическая энергия. Процессы фазовых превращений следует разделить на два типа: 1) с изменением агрегатного состояния (расплавление, затвердевание) и 2) с изменением структуры в твердом состоянии. В обоих случаях они происходят с поглощением — выделением тепла, с увеличением — уменьшением удельного объема.

Процессы фазовых превращений подчиняются принципу Ле-Шателье, по которому внешние воздействия, выводящие тело из равновесия, иницируют в нем процессы, стремящиеся ослабить это воздействие.

Фазовые переходы подчиняются уравнению Клаузиуса — Клапейрона, которое связывает теплоту перехода, изменение объема Δv и производную давления от температуры dp/dT простой зависимостью.

При фазовых превращениях происходит преобразование внутренней энергии вещества в тепло и работу внешних сил, причем коэффициент преобразования энергии может быть достаточно высок. Его величина определяется тем, в какой мере объем тела, в котором происходят фазовые превращения, механически связан с внешней нагрузкой. Фазовые превращения с переходом в жидкую фазу происходят преимущественно во внешних слоях Земли и играют большую роль в процессах вулканизма.

При больших значениях внешних нагрузок в результате фазовых превращений возникают высокие значения давления и напряжений в коре. Эти напряжения могут существенно превосходить прочность пород и быть причиной разрывов и других деформаций земной коры.

Фазовые превращения могут происходить на разных уровнях Земли. Наиболее концентрированные зоны локализованы в верхней мантии. Имеются две зоны фазовых превращений: на глубинах 400 км оливин-шпинелевый переход и на глубине 670 км — переход шпинель — оксиды (смесь перовскита и периклаза). Все превращения в верхней мантии имеют положительный наклон кривой Клаузиуса — Клапейрона.

Эффект увеличения радиуса Земли от фазовых превращений может быть оценен в 3—5 %. При повышении температуры мантии на 500 °С фазовая граница опускается на 50—100 км. Кора при этом должна испытывать мощные растягивающие напряжения с образованием глубинных разломов.

* Л. С. Лейбензоном [12] были получены значительно большие оценки. Эти расхождения основаны на недоразумении. Им рассматривалась сфера из тонкостенной оболочки, наполненная вязкой жидкостью. При этом решалась экстремальная задача: определялись те возможные соотношения между земной корой и мантией, при которых может наступить разрушение внешней оболочки. Естественно, эта модель может служить только для установления предельных соотношений.

Таблица 1. Сводные данные по энергетике Земли

Вид энергии	Общий запас, Дж	Годовые изменения, Дж/год	Вид преобразования	Коэффициент преобразования*	Годовая энергия преобразования в тектонических процессах, Дж
Тепловая	$(3-4) \times 10^{31}$	$1,5 \cdot 10^{20}$	Тепловое расширение	0,02	$3 \cdot 10^{18}$
			Конвекция	10^{-4}	$1,5 \cdot 10^{16}$
Гравитационная	$(3-5) \times 10^{32}$	$0,45 \cdot 10^{28}$	Гравитационная дифференциация на границе нижняя мантия — ядро * а) в тепловую б) в потенциальную в) в кинетическую	0,1	$4,5 \cdot 10^{19}$
				0,01	$4,5 \cdot 10^{18}$
				10^{-10}	$0,45 \cdot 10^{11}$
Упругая Земли	$(5-9) \times 10^{31}$				
Упругая литосферы	10^{30}	$6 \cdot 10^{18}$	Деформация коры Землетрясения	0,05 0,5—0,6	$\sim (0,6-1,5) \cdot 10^{18}$
Ротационная энергия	$2,2 \cdot 10^{29}$	$4,5 \cdot 10^{19}$ $9 \cdot 10^{19}$	Приливное трение Замедление вращения	10^{-3}	$4,5 \cdot 10^{16}$
				$0,5 \cdot 10^{-3}$	$4,5 \cdot 10^{18}$
Фазовые переходы		—	Оливин — шпинель	0,2	—
			Оливин — оксиды	0,3	—
Энергия землетрясений					$10,1 \cdot 10^{12}$
Орогенная активность					$6,9 \cdot 10^{18}$
Вулканическая деятельность					$22,8 \cdot 10^{17}$

* Основная энергия преобразования локализуется в астенолитах.

В. П. Трубицыным [35] было рассмотрено влияние фазовых переходов на образование слоев с аномально высокой сжимаемостью. Этот эффект также может оказать существенное влияние на геодинамические процессы.

Фазовые переходы могут иметь место при образовании ядра при достаточно высоком энергетическом уровне процесса. Так, по оценке Е. А. Любимовой, энергия фазовых переходов в силикатной фазе может достигать 10^4 Дж на 1 г вещества ядра, а для ядра в целом $1,6 \cdot 10^{31}$ Дж.

О. Л. Кусков и Н. И. Хитаров (1982 г.) на основе термодинамического анализа показали, что границы между внешним и внутренним ядром и границы между ядром и мантией следует рассматривать как химические с соответствующей оценкой энергии. При высоких давлениях может иметь место взаимодействие углекислоты с силикатами мантии и с образованием стабильных карбонатов. Вклад энергии, выделяющейся при химических реакциях, в общий тепловой баланс может оказаться весьма существенным.

Сводные характеристики по энергетике Земли, в том числе данные по общим запасам видов энергии, их годовому изменению (мощности), коэффициентам преобразования и соответствующему им максимально возможному вкладу в энергию тектонических процессов приведены в табл. 1. Расчетные формулы для определения коэффициентов преобразования даны в приложении 1.

С учетом этих коэффициентов можно привести такую последовательность вклада в энергию тектонических процессов: энергия гравитационной дифференциации на границе ядро — мантия; энергия теплового расширения; упругая энергия литосферы; энергия фазовых переходов.

ОСНОВНЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ГИПОТЕЗЫ

Термогравитационная эволюция Земли. В настоящее время завоевала широкое признание гипотеза холодного образования Земли, выдвинутая О. Ю. Шмидтом и детально разработанная В. С. Сафроновым.

В соответствии с этой концепцией образование Земли произошло путем эволюции допланетного облака, в котором в результате конвективной неустойчивости и влияния магнитных полей возникли зоны турбулентности и образовался пылевой слой. Под действием гравитационного поля во вращающейся системе произошли коагуляция пылевого вещества, уплотнение материала протопланеты и его разогрев. Энергия ударов частиц поднимала температуру, но уравновешивалась конвекцией. Конвекция локализовывалась в слоях глубиной не более 400 км, подвергавшихся ударному перемешиванию. В результате образовывался верхний слой, который на глубине 100—500 км нагревался до температуры плавления. В конце процесса аккумуляции и после него в зонах максимальных температур на глубине 300—500 км в расплавленной массе возникал активный процесс дифференциации и развивалась неустойчи-

вость на крупных неоднородностях. Происходил прорыв легкого вещества на поверхность Земли — глобальный вулканизм и погружение твердого вещества к центру Земли. Ядро возникало по мере вытеснения силикатов из центральной области.

Последующая эволюция Земли связывалась с образованием ядра в процессе гравитационной дифференциации с учетом выделения радиогенного тепла. Детальные исследования этого вопроса проводились А. В. Витязевым, С. В. Маевой, В. В. Николайчик, В. А. Калинин и Н. А. Сергеевой, А. С. Мониним и В. П. Кеондзяном. Были получены данные об изменении радиуса, момента инерции, гравитационной и внутренней энергии, перераспределении масс и внутреннего давления Земли. Для разных моделей Земли определены изменения радиуса от уменьшения на 80—100 км до уvelичения на 100—250 км.

Большинство исследователей полагают, что гравитационная дифференциация не исчерпала себя и является в настоящее время одним из главных энергетических факторов, определяющих геодинамику планеты. Рассматриваются оба варианта ядра — как железистое, так и с металлизацией металлогена. Наиболее разработанной представляется модель Е. В. Артюшкова, по которой на границе нижней мантии и ядра происходит полный распад породы на оксиды и переход твердой фазы в более плотное жидкое металлическое состояние. Таким образом, предполагается, что жидкое ядро — это металлизированный оксид железа с плотностью 8,5—9,1. При металлизации предполагается увеличение плотности на 10—20 %, что вполне реально.

Контракционная гипотеза. Это первая достаточно логически построенная гипотеза, основанная на теории Лапласа, согласно которой Земля возникла из раскаленного облака туманности и ее последующая эволюция происходила в результате остывания и, следовательно, контракции. Внутренние источники тепла, в том числе радиоактивные, не принимались во внимание.

В настоящее время развиваются представления о прогрессивном уменьшении массы Земли вследствие диссипации массы летучих компонентов. Образование астеносферы объясняется скоплением под твердой оболочкой диффундирующих летучих веществ, главным образом водорода и гелия. Механизм потери Земли летучих компонентов, принимаемый как основной фактор, определяющий контракцию, физически не обоснован ни качественно, ни количественно. Оценка энергетического баланса показывает, что если исходить из современных данных по теплосодержанию Земли, то потери тепла при контракции должны быть на два порядка выше наблюдаемых [13]. В. В. Орленком приведено много убедительных примеров объяснения масштабных геологических явлений с точки зрения контракционной гипотезы [17]. Положительный момент этой гипотезы — объяснение причин наличия сжимающих напряжений в земной коре. Как показывают последние исследования, действительно, в земной коре примерно на 95 % ее поверхности преобладают напряжения сжатия.

Гипотеза расширяющейся Земли. Эта гипотеза в последнее время достаточно активно разрабатывается. С. Кери принял ее после того как нашел, что континенты значительно лучше смыкаются друг с другом на сфере меньшего радиуса. Предполагается, что наибольшее расширение Земля испытала в последние 200—300 млн. лет.

В настоящее время делаются попытки найти геофизическое обоснование расширения Земли. Так, В. Н. Ларин [11] исходит из гипотезы об изначальном гидридном составе Земли. Предполагается, что все главнейшие геологические явления связаны с дегазацией водорода, протекающей во всем объеме планеты. В гипотезе отсутствуют космохимические соображения о гидридном составе, не развит физико-химический механизм дегазации водорода и его диффузионного просачивания сквозь толщу Земли.

Для обоснования расширения Земли привлекаются космические гипотезы, основанные на теории Р. Дикке, который развивает новые положения теории относительности, выходящие за рамки классических представлений. По теории Р. Дикке предполагается существование в масштабах нашей галактики изменение постоянной всемирного тяготения по закону

$$G = G_0 \left(1 + 2 \frac{v^2}{c^2} \right),$$

где v — скорость галактики относительно далеких масс вселенной; c — скорость света.

Рассматривая применение закона Дикке к изменению силы тяжести на Земле, Н. Н. Парийский [19] отмечает, что есть обоснованные данные по скорости движения Солнца относительно реликтового излучения — 360 км/с в направлении созвездия Льва. Если закон Дикке правилен, то это дало бы периодическое годичное изменение ускорения свободного падения в $55 \cdot 10^{-10}$ м/с², а суточный член в приливной волне на экваторе — в $0,9 \cdot 10^{-10}$ м/с², что на несколько порядков выше наблюдаемого. Эти соображения показывают, насколько осторожно следует подходить к использованию новых космических гипотез в геодинамических построениях.

Следует отметить, что в настоящее время накоплен большой экспериментальный материал, обобщенный Ю. Д. Буланже, по изменению ускорения свободного падения Земли, составляющего $(0,5 \div 1) \cdot 10^{-10}$ м/с². Однако нет оснований считать причинами этих изменений космические факторы. Они могут быть связаны с перераспределением плотности в недрах Земли, обусловленным глубинными процессами, в том числе гравитационной дифференциацией.

Е. Е. Милановский [15] приводит ряд убедительных геологических доказательств расширения Земли с образованием системы трещин, разделяющих блоки в 20—30 км в поперечнике. Однако он считает, что расширение Земли происходило в значительно меньших масштабах, чем это допускается исходя из гипотезы расширяющейся Земли по С. Кери.

Пульсационная гипотеза. Идея пульсации весьма привлекательна, поскольку объясняет цикличность процессов в геологической истории Земли. По существу, пульсационная гипотеза может использовать все положительные моменты гипотез контракции и расширяющейся Земли, удачно объясняющих геологические ситуации. Однако до сих пор не было предложено обоснованного физического механизма возникновения пульсаций.

Д. Джели предполагает, что пульсации возникают в результате изменения теплоотдачи Земли за счет периодического обнажения участков горячего субстрата при движениях континентальных плит. Горизонтальные перемещения плит происходят в отдельные эпохи, когда подкорковый субстрат вследствие накопления тепла радиоактивного распада начинает плавиться и высвобождаются ротационные и приливные силы, которые и приводят в движение континентальные плиты. Таким образом, здесь одна гипотеза объясняется несколькими, столь же необоснованными.

Г. Н. Каттерфельд связывает возникновение пульсаций с внутренней неустойчивостью процесса гравитационного сжатия и дифференциацией Земли; однако этот вопрос им только намечен.

Пульсационная гипотеза безусловно заслуживает внимания, так как она объясняет такие факты, как крупные колебания уровня океана, сопряжение процессов рельефообразования и литогенеза, их глобальную периодичность, планетарный характер изменения напряженного состояния коры, но для ее развития необходима разработка обоснованного физического механизма.

Ротационная гипотеза. Эта гипотеза в основном исходит из действия ротационных сил, которые рассмотрены ранее. Предполагается, что твердые приливы в земной коре с одновременным замедлением вращения создают широтную и долготную сети напряжений, которые приводят к ее дроблению по этим направлениям. Под влиянием прецессий в районе 35-й параллели Земля испытывает максимальное попеременное сжатие — растяжение, что создает условия для образования глубинных разломов. В экваториальной зоне также имеет место концентрация напряжений сжатия — растяжения.

Сторонники ротационной гипотезы утверждают, что хотя напряжения, создаваемые ротационными эффектами, невелики, но ввиду их длительного действия они оказывают существенное влияние на тектонические процессы. Этот тезис представляется необоснованным, поскольку длительное действие малых напряжений при реально мыслимом реологическом законе не может быть причиной роста напряжений, а будет обуславливать появление медленных течений и соответствующее медленное перераспределение масс.

Используя построения ротационных гипотез, нельзя объяснить образование трещиноватости коры, а тем более разрывов и глубинных разломов. Здесь требуются другие подходы, основанные на взаимодействии ротационных сил с более мощным энергетическим фактором, при котором ротационные силы проявляются как направляющий элемент.

Гипотеза глубинного диапиризма. В основе этой гипотезы лежит предположение, что в процессе гравитационной дифференциации возникают крупные образования из легкого глубинного вещества — диапиры (астенолиты), имеющие пониженную плотность, которые, всплывая, приводят к вертикальным поднятиям земной коры, образованию зон интенсивного магнетизма и развитию крупных разломов.

В теории диапиризма используются результаты теоретических и экспериментальных исследований Х. Рамберга по гравитационной неустойчивости. Эти исследования были развиты Е. В. Артюшковым и У. Уайтхедом, показавшими, что при определенных условиях возникают куполовидные образования с появлением зон сильного растяжения между куполами и расходящегося течения внутри области. Радиальное растяжение сопровождается тангенциальным сжатием. Если вязкость покрывающего слоя значительно больше вязкости легкого слоя, диаметр и расстояние между куполами растут. При погружении тяжелого слоя появляется краевое течение; одновременно нижний слой стремится прорвать опускающийся слой с максимальной силой прорыва в центре. Складчатые области образуются в результате вертикального движения при одновременном соскальзывании поверхностных слоев. При малой вязкости легкого вещества могут возникать условия, когда поднимающееся вещество будет создавать грибообразные структуры с последующим растеканием легкого вещества.

Основные теоретические работы по диапиризму охватывают решения упрощенных линейных задач и могут быть использованы только для получения качественной картины явлений.

Новая глобальная тектоника (НГТ). Основная идея НГТ заключается в том, что наружная оболочка Земли подвергается сильным деформациям только вдоль относительно узких линейных подвижных поясов. Эти подвижные пояса разделяют литосферу на серию жестких плит, которые не подвергаются заметным внутренним деформациям. Границами плит являются границы рифтов, где образуется новая кора, лежащая вдоль срединно-океанических хребтов, зоны сжатия, фиксируемые сейсмической активностью, и трансформные разломы, вдоль которых происходит смещение плит друг относительно друга.

Предполагается, что в результате направленного движения плит от срединно-океанических хребтов происходит обновление дна океанов за счет вулканических излияний, возникающих в рифтовых зонах этих хребтов. Одновременно в сейсмически активных зонах происходят погружение (субдукция) и разрушение плит. Ряд плит жестко сопряжен с континентами и их движение создает дрейф континентов в последние 200—300 млн. лет. На основе анализа кинематики плит осуществляется палеорекострукция континентов.

Концепция НГТ претендует на объяснение происхождения ряда поверхностных и коровых структур Земли, в том числе: активное новообразование коры в зоне океанических хребтов; образование глубоководных океанических желобов в районах субдукции плит;

образование зон с островными дугами на континентальной стороне океана, где происходят сжатие и надвиг или поддвиг плит.

Модели тепловой конвекции НГТ. Аналитическое построение теории тепловой конвекции проводится путем совместного решения уравнений гидродинамики, уравнения теплопереноса и уравнения неразрывности в приближении Буссинеска—Обербека, когда жидкость принимается несжимаемой, учитывается зависимость плотности и энтропии от температуры и не учитывается диссипация энергии.

Система уравнений сводится к нелинейной системе, содержащей две переменных: скорость течения и температуру. Предполагая малым возмущение, производится линеаризация, которая позволяет определить условия, когда возможен переход от стационарного состояния к конвективному движению. Обычно условия такого перехода характеризуются безразмерным критерием Рэлея, зависящим от градиента температур, коэффициента линейного расширения, температуропроводности, вязкости и толщины слоя.

495к
Линейная задача позволяет получить размеры конвективных ячеек при малом возмущении системы. Естественно, при линеаризации не представляется возможным определить время установления процесса, и амплитудные значения скорости и температуры, которые возникают в системе. По развитию и уточнению этой теории был выполнен большой цикл работ, в том числе при задании теплового потока на границе, при введении внутренних источников тепла, о влиянии фазовых переходов, учете градиентов вязкости. Результаты теории показывают, что при локализации конвекции в верхней мантии размеры конвективных ячеек и литосферных плит, с которыми оперирует НГТ, отличаются на порядок.

В. Н. Жарковым исследована возможность возникновения конвекции, охватывающей всю мантию, при которой размеры конвективных ячеек приближались бы к размерам плит. При этом было показано, что развитие конвекции в нижней мантии приводит к выносу тепла и понижению температуры в недрах Земли. В результате снижается температурный градиент, нарушается условие возникновения конвекции и процесс прекращается. Снижение температуры обуславливает повышение вязкости. Таким образом создается механизм, по которому вязкость в нижней мантии поддерживается на уровне 10^{22} — 10^{23} Па·с, что исключает распространение конвекции на всю мантию [7].

Выше указывалось на ограниченные возможности линейной теории. Ф. Бюссе развит метод малого параметра, который для ограниченных по амплитуде возмущений дает ответ об устойчивости конвективных течений при первых бифуркациях. Показана возможность существования трех стационарных форм конвекции: двух с гексагональными ячейками и одной роликовой. Если задается тепловой поток на границе, то появляется пульсирующая конвекция. При повышении амплитуды стационарной остается только роликовая форма конвекции, граница ее второй бифуркации не установлена.



Другой аналитический подход к решению нелинейной задачи, основанный на использовании приближения пограничного слоя, развит Д. Теркоттом [33]. Были получены достаточно полные решения с численными значениями, характеризующие как кинематический, так и тепловой режим в конвекционной ячейке. Горизонтальный размер ячейки определен в 2100 км при глубине в 1500 км и скорости движения $1,24 \cdot 10^{-7}$ см/с. Парные ячейки создавали центральный вертикальный восходящий плюмаж, два расходящихся горизонтальных и два нисходящих вертикальных потока. Эта теория была использована Д. Теркоттом и рядом зарубежных исследователей как физическое обоснование НГТ. Несмотря на привлекательность, этой теории присущ крайне серьезный недостаток — использованная модель не была проверена на устойчивость.

Выполненная нами проверка показала, что система с пограничным слоем характеризуется только локальной устойчивостью [11]. Поэтому уже при скоростях горизонтального течения на порядок меньших, чем принимаемые в НГТ, возникают бифуркации и мелкомасштабные конвективные вихри.

Наряду с аналитическими решениями нелинейной теории был выполнен ряд исследований тепловой конвекции путем численного решения задачи. У нас эти исследования выполнялись В. П. Трубицыным, за рубежом Д. Мак Кензи, Ф. Рихтером и др. Были получены существенные результаты по времени установления стационарной конвекции.

В. П. Трубицыным задача решалась с учетом внутренних источников тепла. При мощности тепловых источников, соответствующих стационарному тепловому потоку Земли $0,06$ Вт/м², в течение 22 млрд. лет устанавливается метастабильный режим конвекции. Мантия прогревается внутренними источниками. Возникает режим однопочечковой конвекции. Затем, спонтанно и резко перестраиваясь, возникают новые течения в виде двух одинаковых вытянутых по вертикали вихрей. Время установления во всей мантии конвекции, соответствующей данным параметрам, оказывается существенно бóльшим возраста Земли. Поэтому во всей мантии в настоящее время тепловая конвекция может еще не быть в своем стационарном или квазистационарном состоянии.

Было исследовано влияние различных ступенчатых распределений источников тепла по глубине, получено время установления стационарной конвекции — для верхней мантии 1 млрд. лет, для всей мантии 20 млрд. лет [37].

Модель плотностной конвекции по О. Г. Сорохтину. Эта модель основывается на теории концентрационной конвекции бинарных смесей, разработанной В. Г. Шапошниковым. Предполагается, что все вещество мантии является смесью легкого и тяжелого веществ. Гравитационная дифференциация происходит на границе ядро — мантия, создавая непрерывное обновление смеси легким веществом. Вводится критерий для бинарной смеси, аналогичный критерию Рэлея, значение которого из-за малости коэффициента диффузии для Земли оказывается очень большим, а именно

$Ra = 10^{23}$, что на двадцать порядков превышает критическое значение числа Рэлея. Отсюда делается вывод, что плотностная конвекция в мантии может и будет возникать практически при любом, сколь угодно малом сверхадиабатическом перепаде плотности, связанном с химической неоднородностью вещества земли [31]. В соответствии с этим постулируется образование конвективных ячеек, охватывающих всю мантию с размерами ячеек, которые совпадают с размерами плит согласно НГТ. Предполагается, что конвекция будет проходить на бифуркациях (смена режимов) в том числе одноячейная конвекция с переходом на двухъячейную с закрытыми и открытыми ячейками.

Полная аналитическая теория, основанная на решении уравнений конвекции для бинарной смеси, О. Г. Сорохтиным не приводится. Между тем, такая система будет характеризоваться перекрестными эффектами действия сил плавучести, обусловленными температурным расширением и изменением концентрации. Как показали работы Дж. Тернера [34], область возникновения конвективных течений сужается, и наиболее вероятной является форма так называемой пальчиковой конвекции.

Из теории бинарных смесей следует, что плотностная конвекция может возникнуть, если во всей мантии образуется бинарная смесь с наадиабатическим градиентом плотности. Такой градиент может возникнуть только путем диффузии легкого вещества, выделяющегося в результате процесса гравитационной дифференциации на границе ядро — мантия. Даже если предположить, что процессом диффузии будет охвачена только малая часть мантии, а во всем объеме диффузия легкого компонента будет развиваться вторично после возникновения пальчиковой конвекции, то и тогда время образования адиабатического (а тем более наадиабатического) градиента плотности во всей мантии будет значительно превышать время существования Земли. Если же предполагать наличие в бинарной смеси градиента плотности, существенно меньшего адиабатического, то это будет так называемый «подкритический режим», при котором в системе могут возникать только нестационарные пульсационные движения [5].

Модель плотностной конвекции по В. П. Кеонджуану. В основе этой модели лежит разработанная Г. И. Баренблатом теория о взвешивании частиц в потоке газа.

Рассматривается двухкомпонентная ньютоновская несжимаемая жидкость, состоящая из тяжелой и легкой компонент. Строится замкнутая система уравнений, включающая уравнения количества движения неоднородной жидкости, уравнения баланса массы и неразрывности [10].

Тензор напряжений сдвига принимается таким же, как и в однородной вязкой жидкости, с учетом энштейновской поправки на вязкость, что справедливо только при небольших объемах взвешенных частиц. Вводится величина гидравлической крупности, которой придается смысл скорости гравитационного осаждения уеди-

ненной тяжелой частицы в вязкой жидкости, подчиняющейся закону Стокса.

В таком виде замкнутая система без линеаризации была решена численным методом. При численных экспериментах варьировались профиль вязкости и гидравлическая крупность (a). Выявилось, что роль параметра (a) двоякая: с одной стороны, его увеличение усиливает мелкомасштабное перемешивание и тормозит развитие конвективной неустойчивости, с другой — увеличивая поток тяжелого компонента в ядро, способствует повышению конвективной неустойчивости. Таким образом есть область параметра a , где конвекция максимальная.

С помощью численных экспериментов удалось подобрать величину гидравлической крупности (a), соответствующую размеру тяжелой частицы 10^2 м, и были получены следующие приемлемые параметры конвекции:

сначала слабая одноячейстая конвекция; через 200 млн. лет активная двухъячейстая со скоростью 10 см/год; через 400 млн. лет опять слабая одноячейстая конвекция; в интервале 700—900 млн. лет медленная трансформация к трехъячейстой конвекции.

Расчеты показали принципиальную нестационарность процесса при наличии колебательных характеристик режима на фоне медленного тренда.

По предложенной В. П. Кеонджяном модели можно сделать следующие существенные замечания. Используемая система основных уравнений справедлива лишь при малой концентрации легкого вещества. При повышении концентрации легкого вещества вязкие силы не могут оцениваться только за счет энштейновской поправки, а должны включать все поле тангенциальных напряжений, которые определяются движением и взаимодействием обоих компонентов. Определение скорости гравитационного осаждения по формуле Стокса для уединенной частицы без учета влияния других частиц может проводиться только до определенных концентраций, когда этим влиянием можно пренебречь.

В модели не учитывается не только сжимаемость, но и температурное расширение. Между тем, очевидно, что изменение плотности вследствие температурного расширения оказывает существенное влияние на возникновение конвективных течений. При этом, как и в любой бинарной смеси, возможно появление перекрестных эффектов, крайне усложняющих вид течений. Принято в модели на поверхности Земли условие, по которому через нее проходит поток легкого вещества, не корректно. Оно предполагает наличие гипотетического механизма ассимиляции легкого вещества в литосфере. И, наконец, полный произвол при расчетах модели выбора размера тяжелой частицы в 10^2 м.

Модель Эльзассера. Модель основана на гравитационной неустойчивости плит. Ввиду противоречий, возникших при использовании тепловой конвекции, Эльзассер предложил модель, по которой не мантийные течения приводят в движение литосферные

плиты, а наоборот, погружающиеся блоки литосферы увлекают нижележащую мантию, приводя ее в движение.

В. А. Магницкий и Е. В. Артюшков [32] детально рассмотрели и на основе исчерпывающей критической оценки отвергли эту модель. Главные их аргументы — погружение литосферных плит в мантию не может служить источником сил, создающих горизонтальные движения земной коры, и при «субдукции» литосферные плиты раскалываются на отдельные блоки, не представляющие единого целого.

Модель Е. В. Артюшкова. В этой модели развивается конкретный механизм гравитационной дифференциации на границе ядро — мантия [2]. Предполагается, что в результате гравитационной дифференциации тяжелая фракция погружается в жидкое ядро, а легкая собирается в блоки порядка 100 км и всплывает. Подъем происходит по каналам с пониженной вязкостью и в верхнюю мантию вязкое вещество поступает аномально нагретым. Из-за понижения давления легкое вещество частично расплавляется и происходит вторичная дифференциация.

Ввиду нелинейной вязкости вещество поднимается не непрерывно, а только после накопления определенной толщины слоя. Толщина слоя и размеры блоков искусственно подбираются такими, чтобы получить геологический цикл порядка 200 млн. лет и обосновать образование ядра современных размеров за геологическую историю Земли. Предполагается, что каналы располагаются на большом расстоянии (несколько тысяч километров) и могут создавать линейную структуру. Обоснования образования подобных структур Е. В. Артюшков не приводит.

В верхних слоях за счет аномально легкого вещества возникает слой аномальной мантии с резко пониженной вязкостью 10^{19} пуаз и повышенной температурой. Легкий материал, поднявшись до астеносферы, приводит к местному поднятию литосферы с образованием срединно-океанических хребтов. Астеносфера под этими поднятиями растекается и одновременно происходит гравитационное сползание плит. Основным движущим механизмом плит являются силы гравитационного сползания, силы, возникающие при растекании аномальной мантии и, наконец, силы отрицательной плавучести при субдукции плит. Все тектонические явления, в том числе горообразование, геосинклиальный процесс, вулканизм объясняются с единой позиции действия аномальной мантии.

В модели, развиваемой Е. В. Артюшковым, делается попытка количественно обосновать наличие сил, достаточных для реализации кинематики НГТ. По методике расчета можно сделать следующие замечания: все расчетные схемы строятся по упрощенной гидродинамической модели, в которой не учитываются реакция упругой литосферы и силы трения на границах плит. Если при этом иметь в виду достаточно большой произвол в выборе основных параметров аномальной мантии, определяющей кинематику движения (температуру, вязкость, плотность), то ясно, что значения сил и скоростей движения плит могут изменяться на порядок и более.

Таблица 2. Значения коэффициента переноса движения в тектонике плит

Толщина плиты, км	Вязкость слоя, Па·с	Скорость движения плиты, см/год	Сопротивления		$K_{\Pi} = \frac{R_c}{R_{\Pi}}$
			плиты R_{Π}	вязкого подслоя R_c	
40	10^{17}	1	8	0,2	0,025
80	10^{17}	1	32	0,1	0,003
40	10^{18}	1	8	2	0,25
80	10^{18}	1	32	1	0,03
40	10^{17}	10	1,6	0,2	0,12
80	10^{17}	10	6,4	0,1	0,016
40	10^{18}	10	1,6	2	1,25
80	10^{18}	10	6,4	1	0,16

Проблема дефицита сил в НГТ. В аналитических решениях задач по движению плит заведомо закладываются граничные условия, не описывающие реальной силовой ситуации процесса. В них используются условия свободной или зажатой границы на внешней поверхности. Между тем, реальная литосферная плита не свободна, а если ее принимать зажатой, то это означает, что она неподвижна. Реальная скорость движения плиты может быть оценена путем учета как сопротивления вязкого подслоя, так и сопротивления, обусловленного силами трения, возникающими на границах плит. Даже при наличии разрывов, разломов они из-за нарастания геостатического давления с глубиной будут расти и достигать достаточно высоких значений при небольших глубинах.

В табл. 2 приведены оценки сопротивлений плит и вязкого слоя при горизонтальном движении плит. Сопротивление вязкого слоя определялось в приближении Пуазейлевого течения: сопротивление плиты по контуру определялось исходя из предположения, что при контакте движущейся и неподвижной плит параллельно подключены два сопротивления: вязкой деформации литосферных плит и сухого трения между плитами. В соответствии с этим сопротивление плит R_{Π} по контуру следующее

$$R_{\Pi} = \frac{\rho g h^2 l \eta_{\Pi}}{\eta_{\Pi} v + h^2 \rho g k},$$

где h , l — толщина и длина плиты; η_{Π} — вязкость плиты; ρ — плотность плиты; v — скорость движения плиты; k — коэффициент трения плит; g — ускорение свободного падения.

В расчетах принималось: размеры плит 5000×2500 км², средняя вязкость литосферных плит 10^{22} Па·с; коэффициент трения 0,1 — для скорости 1 см/год и 0,2 — для скорости 10 см/год.

Отношение сопротивлений R_c/R_{Π} , равное отношению скоростей движения, имеет физический смысл коэффициента переноса движения. Можно предполагать, что движение плит будет происходить при значениях коэффициента переноса более 0,2—0,3.

Расчетные данные (см. табл. 2) показывают, что при любой форме переноса движения от вязкого слоя к плите возникает дефицит сил, который ставит под сомнение правомочность кинематических построений НГТ. Если пытаться обосновать возможность существенного снижения сил трения на границах плит, например, предполагая наличие смазки разогретым за счет трения веществом или влиянием водяных слоев, то тогда исчезают силы, которые могли бы обуславливать накопление упругой энергии, необходимой для возникновения сейсмических явлений. Между тем, именно по локализации сейсмических областей намечаются и определяются границы плит.

Правомочность постулата «жесткости плит». Жесткость плит определяется не только их прочностью, но и статической и динамической устойчивостью на изгиб. Теория этого вопроса, достаточно хорошо разработанная в механике, показывает, что устойчивость характеризуется предельными значениями напряжений при продольной нагрузке, выше которой наступает изгиб и «складывание» плиты. Величина этого предельного напряжения обратно пропорциональна третьей степени отношения длины плиты к ее толщине. Предел устойчивости существенно снижается при наличии первоначальной кривизны плиты, которая для литосферы определяется кривизной Земли.

Порог устойчивости также сильно падает при наличии резкого изменения поперечного сечения плиты, а это как раз и имеет место при переходе океанической плиты в континентальную.

Оценки этих величин показывают физическую нереальность ситуации, когда тонкая литосферная плита будет без потери устойчивости «двигать» континент.

Палеорекострукции дрейфа магнитного полюса. Проработка этого вопроса свидетельствует о дрейфе континентов, если предполагать, что Земля в течение длительного геологического времени обладала стабильным дипольным магнитным полем.

Г. Н. Петрова [20] отмечает, что при использовании теории дрейфа континентов для всех эпох расстояние магнитного центра от центра Земли и степень недипольности поля не должны отличаться от современного. Однако такая ситуация далеко не очевидна. Механизм образования магнитного поля Земли обусловлен сложными магнитодинамическими явлениями в жидком ядре и характеризуется существенной нестационарностью, вероятностью возникновения турбулентных течений, возможностью перестройки их структуры. В результате этих явлений совершенно реальны переходы от мультидипольного поля к современному дипольному.

Г. Н. Петрова [21] не отрицает возможности палеорекострукций, при которых отсутствуют движения континентов [35]. При этом предполагается существование мультидипольного поля с фиксированным положением основного диполя и при инверсиях с обращением поля всех диполей. Правда, при этом возникает трудно объяснимый факт смещения магнитного центра в глубь мантии на

1600—2000 км, но эта проблема представляется преодолимой. Упорядоченная инверсия магнитного поля, создающая магнитные аномалии, убедительно свидетельствует о постепенном упрощении в геологическое время главного геомагнитного поля.

Процесс гравитационной дифференциации, протекающий при большой длительности цикла (200—300 млн. лет), сопровождается возникновением сильных течений при погружении тяжелого вещества в жидкое ядро и не может не вызвать перестройку магнитного поля Земли.

Вопрос о палеомагнитных реконструкциях должен быть детально проанализирован с учетом новых данных теории магнитного динамо и с позиции, не принимающей аргюи постулат дрейфа континентов.

Одним из основополагающих геофизических фактов, определивших сначала появление гипотезы спрединга, а затем концепции НГТ, явилось открытие линейных магнитных аномалий. По существу, они являются основой для определения скоростей и направления движения плит и континентов в НГТ. С точки зрения теории магнетизма такая трактовка линейных магнитных аномалий вполне корректна, однако не единственна. Еще Б. И. Биргер дал иное объяснение образования магнитных аномалий, используя теорию термоконвективных волн [3]. Нами в главе VII развернута близкая, но более широкая трактовка этого вопроса.

Глава II

ВОЛНОВАЯ ГЕОДИНАМИКА

ОСОБЕННОСТИ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ

В основе развиваемой концепции лежит предположение о том, что в Земле на разных уровнях и в разных масштабах времени и пространства возникают и существуют волновые процессы, при которых взаимосвязанно изменяются основные параметры, характеризующие состояние земных оболочек и определяющие ход физических процессов в Земле. К этим параметрам относятся давление, напряжения, температура, смещения, скорости течений.

Волновой процесс отличается сочетанием периодичности изменения параметров во времени и пространстве. Периодичность во времени определяется длительностью цикла (период колебаний) или его частотой. Периодичность волнового процесса в пространстве определяется длиной его волны. При распространении в среде волновой процесс образует линейные, кольцевые или более сложные, но всегда упорядоченные в пространстве структуры. Это является имманентным свойством волнового процесса, проявлением его способности к самоорганизации.

Волновой процесс возникает в сплошной среде, в которой возмущение параметра может передаваться с определенной скоростью. В системе должна существовать возможность возникновения воз-

вращающих сил, действующих в противофазе или с некоторым сдвигом фаз относительно возмущающих сил. Система, в которой развивается волновой процесс, может обладать резонансными свойствами, когда существует определенная область частот, при которой возможно резкое повышение всех энергетических характеристик процесса. Если такие резонансные явления возникают, то они всегда сопровождаются существенным повышением коэффициента преобразования энергии. Возникновение резонансных явлений имеет место, когда на систему действует периодическая возбуждающая сила, частота которой близка к так называемой собственной частоте системы, которая определяется свойствами системы.

Аналитически уравнения, описывающие волновой процесс, представляют собой систему гиперболического или квазигиперболического типа, в которой производные параметров от времени (обобщенные ускорения) линейно связаны с производными параметров по координатам. Для гиперболических систем характеристическое уравнение, связывающее частоту и волновое число (величину, обратную длине волны), является алгебраическим уравнением второго или более высокого порядка, а коэффициенты этого алгебраического уравнения должны удовлетворять условиям получения действительных решений для частоты и волнового числа. Могут быть случаи, когда свойства системы таковы, что отсутствуют действительные решения. Если при этом имеется комплексное решение с малой мнимой частью, то возникает волновой процесс с затуханием. Если мнимая часть велика, то волновой процесс не возникает. Система уравнений в этих случаях вырождается в параболическую.

Основными характеристиками волнового процесса являются частота, волновое число, или длина волны, скорость распространения волны, равная отношению длины волны к периоду колебаний, коэффициент затухания. С точки зрения характера распространения волны могут быть одномерные, пространственные, с волноводным распространением, с цилиндрическим или сферическим ослаблением.

Возникновение того или иного типа волны определяется свойствами среды, условиями приложения возмущения и граничными условиями.

ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ В СПЛОШНЫХ СРЕДАХ

В физике известен и изучен целый ряд типов волновых процессов, которые могут возникать в Земле. Ниже даются их краткий перечень и характеристики.

Акустическая волна возникает в среде, обладающей сжимаемостью, и характеризуется большой скоростью распространения. Для воды она равна 1600 м/с. Возникновение ее определяется взаимодействием инерционных сил и сил, противодействующих сжатию.

Упругие волны возникают в сплошных средах, в которых связь между деформацией и напряжениями подчиняется законам

упругости. Скорость упругих волн весьма велика и для Земли лежит в пределах 5000—10 000 м/с. Их возникновение определяется взаимодействием инерционных и упругих сил. Частным случаем упругих волн являются сейсмические волны, возникающие и распространяющиеся при землетрясениях.

Гравитационные поверхностные и гравитационные внутренние волны возникают тогда, когда сжимаемостью и вязкостью среды можно пренебречь и происходит взаимодействие гравитационных сил и сил инерции. В физике Земли они могут проявляться только в жидкотекучих средах.

Капиллярные и капиллярно-гравитационные волны — чисто поверхностные волны, в которых взаимодействуют силы поверхностного натяжения, гравитационные и инерционные силы. Скорость их распространения лежит в довольно широких пределах и они могут проявляться, например, в растекающихся лавовых потоках. Ввиду большой скорости распространения эти волны могут оказывать существенное влияние только на быстро протекающие тектонические процессы и не влияют на глобальную геодинамику.

Вязкие волны возникают в средах, обладающих большой вязкостью и малой сжимаемостью. Их описание осуществляется с использованием уравнений параболического типа, для которых характерно отсутствие сил, противодействующих возмущению. Этим определяется природа очень сильного затухания вязких волн.

Тепловые волны возникают в любой теплопроводящей среде и с точки зрения математического описания и большого затухания аналогичны вязким волнам. Несмотря на большое затухание, вязкие и тепловые волны, особенно при их взаимодействии, могут играть определенную роль в геодинамических процессах.

Термоконвективные волны были достаточно подробно изучены в работах А. В. Лыкова. Их возникновение вытекает из решения уравнения конвекции для вязкой и упругой среды, которая характеризуется комплексным модулем вязкости. Термоконвективные волны — это взаимодействие температурных возмущений и вязких поперечных волн. Когда гидродинамическая скорость конвективного движения много меньше скорости выравнивания температуры, термоконвективные волны вырождаются в быстро затухающие температурные возмущения. При возрастании гидродинамической скорости происходит взаимодействие течения с вязкими волнами и возникает термоконвективная волна. Таким образом, при определенном согласовании частот и параметров среды вязкие и архимедовы силы действуют в одном направлении и тогда возникают условия для появления слабо затухающих термоконвективных волн.

Возникновение термоконвективных волн непосредственно связано с явлением колебательной неустойчивости конвективного течения, когда наличие постоянно действующей возбуждающей силы создает условия для возникновения волнового процесса.

Так же, как и теория конвекции, аналитическая теория этих

волн строится на решении уравнения Навье — Стокса и теплопроводности в приближении Буссинеска и предположении о несжимаемости жидкости. Применительно к физике Земли конвективные волны были изучены Б. И. Биргером [3].

Среда моделировалась реологией по закону Андраде. Рассматривалась трехслойная оболочка, в которой наадиабатический градиент температуры предполагался существующим только в верхней мантии. Для параметров литосферы, верхней и нижней мантии, принятых в пределах обычных оценок, получены длина волны 3000 км и цикл в 10^{10} лет. Поскольку в уравнения условие возбуждения не вводилось, то амплитудные решения были определены при амплитуде смещения на поверхности Земли в 1 км. Было получено, что в тех регионах земной поверхности, которые поднимаются термоконвективной волной, тепловой поток выше на 2 %, толщина литосферы уменьшается на 0,5 км, а максимальные растягивающие напряжения достигают 300 МПа.

Для регионов, где поверхность Земли максимально опускается, отмечаются отрицательные аномалии теплового потока, утолщения литосферы и появление сжимающих горизонтальных напряжений. В этих регионах горизонтальные компоненты смещения скоростей равны нулю. Напротив, в тех регионах Земли, где отсутствует вертикальное смещение, в рамках рассматриваемой модели были получены максимальные горизонтальные смещения порядка 0,6 км.

Описанные типы регионов должны чередоваться на поверхности земли через каждые 3000 км. Значения волновых характеристик, указанные выше, были получены для верхней мантии в 1000 км. При уменьшении толщины все размерные соотношения будут также уменьшаться. Таким образом, рассмотренная модель может в принципе объяснить целый ряд тектонических явлений, происходящих в литосфере земли.

В последнее время В. А. Дубровским [6] были изучены длиннопериодные возмущения в упругой литосфере, лежащей на астеносфере с меньшей плотностью. Обоснована возможность возникновения тектонических волн с периодом 3000 лет и менее. Эти волны использовались для оценки ряда современных движений в литосфере. Однако в этих исследованиях не была учтена вязкость не только литосферы, но и астеносферы.

Термоконвективные и тектонические волны следует рассматривать как частные случаи волновых процессов в геодинамике, полученные при определенных упрощениях физической модели. Поскольку эти волны характеризуются медленными скоростями распространения, их воздействие на тектонические процессы безусловно должно учитываться.

ОБЩАЯ ВОЛНОВАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ

Ниже развивается общая физическая модель, из которой вытекает многообразие возможных волновых явлений в геодинамике.

Математическое описание модели осуществляется следующей

замкнутой системой уравнений. Определяющими являются три уравнения, соответствующие трем основополагающим законам: сохранения количества движения, сохранения массы, сохранения энергии. В этих условиях основные параметры — давление, скорость и температура в виде комбинаций этих величин и их производных по времени и координатам связываются в единую систему, которая может иметь решения, описывающие волновой процесс.

Итак, имеем:

1) уравнение движения вязко-упругой сжимаемой жидкости с учетом в нем как тангенциальных, так и нормальных градиентов скоростей; при этом вводятся два комплексных множителя, характеризующих вязкоупругие свойства (первая и вторая комплексные вязкости);

2) уравнение непрерывности, в котором изменение плотности, обусловленное сжимаемостью, температурным расширением и гравитацией, уравнивается соответствующими течениями жидкости;

3) уравнение переноса тепла, записываемое как равенство изменения энтропии системы сумме диссипативных потерь и теплового потока.

Для замыкания этих уравнений используются уравнения состояния в виде зависимости плотности и энтропии от давления и температуры и реологическое уравнение. Учет этих зависимостей позволяет в системе иметь только три независимых параметра — давление, скорость и температуру (p, v, T). Следует уточнить, что скорость и соответственно уравнение движения являются векторными; т. е. могут быть представлены как три независимые составляющие скоростей по координатам и три соответствующих уравнения движения. Таким образом, в координатной форме в общем виде система представляет собой пять уравнений с пятью неизвестными (p, v_x, v_y, v_z, T).

Связь между скоростями движения, давлением и напряжениями устанавливается реологическим уравнением, в котором определяющее значение имеют введенные величины двух комплексных вязкостей. Они определяют релаксационные свойства среды, имеющие место при любых видах деформации.

При решении системы используется известный имеющий явное физическое обоснование метод, когда параметры P, V, T представляются в виде суммы стационарных величин и возмущения. Для определения стационарных значений может быть использованы хорошо изученные в геофизике стандартные модели Земли. Внешние и внутренние массовые силы (имеются в виду обобщенные силы, включающие и источники тепла) также представляются в виде суммы постоянно действующих и зависящих от времени возмущений. Постоянно действующие факторы создают в Земле направленное изменение параметров, которое достаточно хорошо изучено (например, теориях термо-гравитационной эволюции земли, см. гл. I).

После соответствующих упрощений система уравнений будет содержать в виде числовых коэффициентов следующие величины, характеризующие свойства среды: коэффициент сжимаемости $\beta_{из}$; коэффициент температурного расширения α ; коэффициент теплопроводности λ ; теплоемкость при постоянном давлении и объеме c_p, c_v ; коэффициенты комплексной вязкости η_1, η_2 ; ускорение свободного падения g ;

характеристики стационарного состояния:

— плотность и ее градиент $\rho_0, \frac{d\rho_0}{dz}$;

— относительный температурный градиент $\frac{dT_0}{dz}/T_0$.

Путем введения безразмерной формы уравнения эти коэффициенты могут быть сведены к пяти безразмерным параметрам — критериям подобия. Безразмерная форма решений позволяет использовать одни и те же аналитические соотношения для геофизических ситуаций с разным масштабом размеров и времени.

Преобразованная система исходных уравнений приведена в приложении 2.

УЧЕТ ЯВЛЕНИЙ НЕРАВНОВЕСНОЙ ТЕРМОДИНАМИКИ

При сжатии и расширении, нагреве и охлаждении в среде нарушается термодинамическое равновесие и начинаются внутренние процессы, стремящиеся восстановить это равновесие. Обычно эти процессы проходят настолько быстро (время их релаксации настолько мало), что принимается описание среды с равновесными значениями термодинамических величин.

Однако в условиях высоких температур и давлений земных недр и учитывая негомогенность среды, ее сложную кристаллическую структуру и возможность фазовых переходов, необходимо для описания процессов использовать представления и аппарат термодинамики неравновесных процессов.

В уравнения неравновесной термодинамики входят не только обычные термодинамические величины, но и их производные по времени. В них вводится так называемый локальный термодинамический потенциал и учитываются все типы переноса вещества, включая эффекты самодиффузии, диффузии, термодиффузии, бародиффузии. При этом процессы рассматриваются на субкристаллическом и молекулярном уровнях, т. е. подлежат учету не только движение примесей и неоднородностей состава, но и движения дефектов решетки, эффекты переползания дислокаций, движения вакансий. Такой методике соответствует теория диффузионной вязкости по Ф. Наббаро и К. Херрингу и теория высокотемпературной ползучести по Л. Виртману.

Явления, описываемые уравнениями неравновесной термодинамики, порождают релаксационные эффекты. Представляется возможным отразить основные релаксационные эффекты в двух комплексных частотно-зависимых коэффициентах: первой вязкости, определяющей сдвиговые напряжения при течении среды, и второй

вязкости, определяющей напряжения сжатия и растяжения при течении. Введение в уравнения комплексных вязкостей, характеризующихся соответствующими частотными зависимостями, создает дополнительные условия для возникновения волновых процессов. Следует отметить, что учет релаксационных эффектов путем введения комплексных коэффициентов существенно упрощает аналитическое решение задачи.

Необходимость учета второй вязкости вытекает из общих положений нестационарной термодинамики. Основы теории этого вопроса были развиты Л. И. Мандельштамом и М. А. Леонтовичем. Для медленных процессов, когда установление равновесия в микрообъеме тела также происходит медленно, в частности связано с самодиффузией ионов или с диффузией неоднородностей, макроскопические свойства вещества будут описываться введением второй вязкости и комплексной сжимаемостью. Период релаксации напряжений будет непосредственно определяться постоянной времени диффузионного процесса, протекающего в локальном объеме тела, за который можно принять кристаллическое зерно породы.

Если время релаксации этого процесса будет сравнимо с длительностью цикла волнового процесса, то значение второй вязкости может существенно превосходить первую вязкость, особенно в том случае, когда определять тангенциальную вязкость будут явления переползания дислокаций. Одновременно может наблюдаться рост мнимой составляющей второй вязкости, которая по знаку может отличаться от знака таковой для первой вязкости. Эти особенности играют существенную роль в возникновении волновых процессов.

Учет закономерностей термодинамики нестационарных процессов был предложен В. П. Мясниковым в его работах по построению общей гидродинамической модели Земли [16]. В этих работах среда рассматривалась как бинарная смесь. Полный диффузионный поток вводился как сумма парциальных потоков, обусловленных эффектами концентрационной диффузии, термодиффузии и бародиффузии.

Для того чтобы судить о целесообразности применения такой модели, необходимо оценить роль диффузионного потока в бинарной смеси, в которой развиваются вязкие течения. Как показывают оценки, в породах земли, находящихся в твердой фазе, для которых коэффициенты диффузии, баро- и термодиффузии лежат в пределах 10^{-8} — 10^{-11} , диффузионные потоки будут существенно меньше, чем гидравлические потоки, обусловленные вязким течением. Поэтому для твердой фазы использование модели бинарной смеси является нецелесообразным, так как приводит к излишнему усложнению аналитических решений.

Для зон с фазовыми переходами, где вещество близко к расплавлению или является расплавом, представление о среде как бинарной смеси необходимо. Действительно, ввиду возрастания энергии активации резко увеличиваются все диффузионные коэффициенты и, следовательно, роль диффузионного потока становится существенной.

Приведенная в приложении 2 замкнутая система уравнений существенно отличается от системы в приближении Буссинеска, используемой обычно для описания конвективных движений. Все три уравнения движения, неразрывности и переноса тепла содержат члены в виде производных по времени основных параметров процесса: скорости, давления и температуры. Кроме того, уравнения содержат два комплексных частотно-зависимых коэффициента — тангенциальной и объемной вязкости. Именно эти особенности лежат в аналитической природе волновых решений.

Приводимая система является наиболее общим описанием гидродинамических процессов, происходящих в Земле. При определенных упрощениях из нее могут быть получены частные уравнения волновых процессов, конвективных течений, теплопроводности, вязкого течения, гравитационной термоупругости, гравитационного, гидростатического и геостатического равновесия. Линейные волновые решения системы могут быть получены путем проведения обычными для акустики способами линеаризации и составления характеристического уравнения для частоты (периода) волнового процесса. Естественно, эти линейные решения справедливы до определенного уровня возбуждения волнового процесса, который, как это будет показано ниже, может быть установлен после получения решений. Учет нелинейных членов производится методами, разработанными в нелинейной акустике.

Ранее указывалось, что обе комплексные вязкости обладают частотной зависимостью, которая сильно проявляется, когда времена релаксации и периоды волновых процессов имеют один порядок. Поэтому в принципе эта частотная зависимость должна быть отражена в характеристическом уравнении системы. Это особенно важно, если ставится задача нахождения условий возникновения резонансных явлений. Однако когда ищется общее решение задачи, а значения вязкостей недр Земли оцениваются приближенно, можно для упрощения процедуры решения предполагать, что частотная зависимость вязкостей учтена при выборе их значений для оболочек Земли. Тогда характеристическое уравнение явится алгебраическим уравнением четвертой степени относительно частоты и волнового числа и будет иметь серию решений, которые определяют зависимости между частотой, длиной волны и скоростью распространения возмущений. Для получения полных решений к этим уравнениям добавляются граничные условия, которые формулируются из реальной геодинамической обстановки. В геодинамике главный интерес имеют решения, описывающие «медленные» волны, для которых роль инерционных сил пренебрежимо мала.

Можно наглядно представить модель физического процесса, описываемого такими волновыми решениями. При возникновении в системе возмущения давления или температуры оно путем теплопроводности, сжимаемости и течений передается близлежащим слоям. В то же время в зоне, где возникло возмуще-

ние, оно гасится противодействием гидростатического давления, противодействия ближайших сжимаемых слоев, вязкими силами, обусловленными течением жидкости. Полные решения системы, если детерминировано условие приложения возбуждающей силы, дают амплитудные и фазовые зависимости давлений, температур и скоростей в волне. Амплитудные значения решений пропорциональны возбуждающей силе.

Наряду с волновыми решениями система может дать также стационарное решение, описывающее конвективные течения. В отличие от решений в приближении Буссинеска эти решения дают более мелкий масштаб конвекционных ячеек и будут характеризоваться существенно более неустойчивым режимом. Поэтому в геотектоническом плане такого типа конвективные движения могут породить небольшие горизонтальные течения и движения. Одновременно их роль весьма существенна в увеличении теплообмена и выравнивании тепловых потоков.

Возможны нелинейные решения. Уравнения гидравлической модели наряду с нелинейностью коэффициентов характеризуются структурной нелинейностью. В каждом из этих уравнений присутствуют так называемые конвективные члены, которые содержат произведение градиента параметра на скорость. Эти члены вызывают дополнительные возбуждающие силы в системе, которые при росте амплитуд создают нелинейные искажения волнового процесса, а при большом нарастании амплитуд порождают бифуркации.

Изучение этих нелинейных взаимодействий выходит за рамки настоящего рассмотрения. Однако следует отметить одну особенность нелинейных взаимодействий, когда система может быть сведена к уравнению типа уравнения Кортвега — Девриза. Это уравнение описывает возникновение и распространение «уединенной волны». Образование уединенных волн представляет большой интерес, так как может создавать весьма специфические явления в геодинамике.

УСЛОВИЯ ВОЗБУЖДЕНИЯ ВОЛНОВОГО ПРОЦЕССА

Возникновение и поддержание волнового процесса может происходить за счет энергии гравитационной дифференциации, энергии фазовых переходов, тепловой энергии радиоактивного распада.

Соответствующая часть энергии преобразуется в энергию волнового процесса одним из следующих путей: воздействием на систему постоянно действующей периодической силы; воздействием на систему импульсной силы, действующей в течение короткого (относительно периода колебаний) времени; наличием в системе периодически изменяющихся свойств.

Для конкретизации условий возбуждения представляется целесообразным уточнить модель процесса гравитационной дифференциации слоя D'' . В принципе может быть принята модель Артюшкова (см. гл. I), по которой после накопления определенной толщины слой легкого вещества поднимается в виде крупных капель.

Здесь предлагается другой, более детерминированный механизм процесса. Слой Д'' как слой, в котором эффективно происходят процессы фазового перехода, характеризуется пониженной аномальной сжимаемостью. При стекании тяжелого вещества в жидкое ядро возникают возбуждающие силы, которые вызывают резонансные колебания этого слоя. Когда амплитуда искажения границы раздела становится сравнимой с толщиной слоя, возникают явления потери динамической устойчивости и происходят отрыв и всплывание частиц по всей поверхности слоя Д''. Естественно, в результате неоднородности слоя такое всплывание может иметь зональные нарушения, что должно коррелироваться с вариациями толщины слоя астеносферы.

Принимая такую схему гравитационной дифференциации в слое Д'', представляется возможным ввести в систему следующие условия возбуждения.

1. Возникновение импульса давления в момент отрыва частиц при потере устойчивости слоя. Цикличность возникновения этого импульса будет определяться скоростью роста толщины слоя Д''.

2. Параметрическое возбуждение, обусловленное изменением свойств мантии при движении частиц легкого вещества (плотности, температуры и вязкости). Частота параметрического возбуждения будет определяться скоростью движения частиц легкого вещества, которая будет зависеть от их размера и вязкости мантии. В такой постановке вопроса задача определения частоты возбуждения имеет аналитическое решение.

Еще одним процессом, создающим возбуждающую силу, являются фазовые переходы на границах нижней и верхней мантии.

Как известно, в мантии в настоящее время выделены наиболее важные фазовые переходы: оливин-шпинель на глубине 400—420 км и шпинель-окислы на глубине 670 км.

В. П. Трубицыным [36] было показано, что эффект смещения фазовых границ при изменении температуры слоя эквивалентен появлению в мантии тонких слоев с аномальной сжимаемостью. Это означает, что в определенных условиях слой с фазовым переходом становится мягкой, податливой, но упругой средой. Система будет характеризоваться пороговой нелинейностью. После достижения определенного уровня амплитуды давления сжимаемость скачком переходит в нормальное состояние, т. е. среда становится жесткой. При этом должны происходить скачкообразные изменения параметров системы. Радиальная волна, возникая в нижней мантии, после отражения от жесткой границы — литосферы возбуждает на одной из своих гармоник толщинные колебания верхней мантии в объеме, ограниченном мягкой границей — слоем с фазовыми переходами. Частота этих колебаний может быть на порядок выше, а цикл — на порядок ниже основных радиальных колебаний.

Когда возмущение, отраженное от верхней границы, доходит до слоя с аномальной сжимаемостью, последний скачком переходит в другое состояние с резким выделением тепла и изменением объема. Возникает мощный импульс возмущения температуры и

давления, который увеличивает амплитуду волнового процесса в верхней мантии, и реализуются условия для самовозбуждения слоев верхней мантии, инициированного процессами в слоях с фазовыми переходами, при которых происходит эффективное преобразование энергии фазовых переходов в волновую энергию. Этот высокоэнергетический процесс может быть причиной мощных тектонических явлений.

Наконец, может иметь место процесс возбуждения, вызываемый местным выделением тепла источниками радиоактивного распада. Этот процесс с точки зрения возбуждения волновых и колебательных явлений следует рассматривать как импульсный с недетерминированным распределением во времени и пространстве.

Описанные здесь механизмы требуют более детального аналитического и геофизического изучения. Однако в любом случае можно утверждать, что в системе могут возникать возбуждающие силы в широком спектре частот с высоким энергетическим потенциалом.

ВИДЫ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗЕМЛЕ

Вид волнового процесса существенно зависит от условий возбуждения и отражения на границах раздела, т. е. на границах слоев или зон, существенно отличающихся по своим свойствам.

Как было показано, главным источником возбуждения следует считать процесс гравитационной дифференциации, протекающий на границе ядро — нижняя мантия и характеризующийся сферической симметрией. В соответствии с этим возникает радиальная волна, в которой могут быть широтные и азимутальные составляющие, обусловленные неизбежными сферическими вариациями в объемах и скоростях подъема легкого вещества после дифференциации. Частота (цикличность) этой радиальной волны определяется длительностью цикла накопления и отрыва легкого вещества от слоя Д'' на границе ядро — нижняя мантия. Возбуждение волны усиливается параметрическими эффектами.

Если скорость распространения возмущения удовлетворяет условию: $C \approx d/\tau$, где C — скорость возмущения, d — расстояние от границы ядро — нижняя мантия до поверхности Земли, τ — длительность цикла, то радиальная волна создает общеглобальные пульсации Земли. Как показывают результаты расчетов (см. табл. 4, 5), при длительности цикла, лежащей в пределах 250—500 млн. лет, это условие выполняется.

Таким образом, эта концепция радиального волнового процесса дает возможность строгого физического обоснования пульсационной геодинамической гипотезы. При этом радиальные колебания имеют две фазы: сжатия, т. е. контракции, и расширения.

Аналитически могут быть определены функциональные зависимости распределения плотности, температуры и вязкости по глубине, при которых процесс возбуждения радиальной волны будет усиливаться. Физически это означает, что температурные возмущения, возмущения давления, обусловленные изменением плотности,

и возмущения давления, обусловленные вязким течением, в относительно больших объемах нижней и верхней мантии совпадут или будут близки по фазе. При выполнении этих условий амплитуда пульсации Земли будет возрастать. Этот вопрос, намеченный здесь лишь качественно, при детальном изучении может выявить количественные закономерности, которые должны быть откоррелированы с соответствующими моделями Земли.

Фазовые превращения на границе верхней и нижней мантии, возникающие локально, могут создавать возбуждающую силу, имеющую наряду с радиальной и тангенциальную составляющую. Это будет порождать возникновение тангенциальной (горизонтально-поляризованной) линейной волны. Местные (точечные) источники возбуждения, обусловленные, например, импульсным воздействием при локальных внутренних источниках тепла, будут создавать волну с кольцевой структурой и сферическим ослаблением. Существенное влияние на вид возникающих волн оказывает механизм преобразования на границах раздела, где свойства среды меняются скачкообразно. Естественно, такой главной границей является литосфера. Процесс преобразования усложняется в зонах, где литосфера имеет большие горизонтальные градиенты по толщине, например, на границе континентальной и океанической коры.

При преобразовании радиальная волна порождает возникновение двух разнонаправленных тангенциальных волн. Эти волны будут иметь преимущественно линейную структуру, а на направление их поляризации существенное влияние могут оказывать массовые силы в уравнениях движения, порождаемые ротационными эффектами. Действие этих небольших ротационных сил объясняется тем, что в двух уравнениях движения для тангенциальных составляющих скоростей отсутствует массовая сила тяжести, направленная радиально. Поэтому их небольшие значения в этих уравнениях не будут нивелироваться силой тяжести, на несколько порядков превосходящей по величине ротационные силы. В этом, вероятно, заключается аналитическая и физическая природа меридиональной и широтной ориентировки ряда геологических структур.

При преобразовании волн в условиях отражения на границе с литосферой, имеющей резкие изменения мощности (толщины) по горизонтали в одном направлении, могут распространяться не одна, а две (а точнее, несколько) волн, резко отличающихся по длине и коэффициенту затухания — одна длинноволновая с малым затуханием, вторая — коротковолновая с большим затуханием. Это свойство преобразования волн может дать объяснение ряду особенностей геодинамической и тектонической ситуаций, имеющих место на границах континент — океан.

При распространении волны вдоль оболочек Земли должны возникать интерференционные явления. Здесь могут иметь место следующие ситуации.

1. Наложение двух волн, возбуждаемых двумя независимыми источниками; например, возникновение на противоположных границах океана двух волн и их встреча и наложение в середине оке-

ана с образованием стоячей волны. Таким механизмом Б. И. Биргер объясняет образование срединно-океанических хребтов за счет интерференции двух термоконвективных волн.

2. Наложение прямой и отраженной распространяющихся волн с образованием системы стоячих волн. Отражение горизонтальной волны может происходить также на границе с резким изменением мощности литосферы.

3. Полное огибание волной поверхности Земли и образование системы стоячих волн, охватывающих всю Землю.

АНАЛИЗ РЕШЕНИЙ АНАЛИТИЧЕСКОЙ ТЕОРИИ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ В ГЕОДИНАМИКЕ

При изложении аналитической теории волновых процессов в геодинамике для упрощения выкладок система уравнений сведена к двумерной, прямоугольной (см. приложение 2). Это существенно уменьшает объем выкладок и в то же время позволяет выявить основные качественные и количественные закономерности решений.

Решения доведены до расчетных формул, позволяющих определять длительность цикла, волновые числа и длины волн колебательных и волновых процессов, устанавливать связь и определять волновые числа для процессов с вертикальной и горизонтальной поляризациями, получать численные значения для скоростей движения и возмущений температуры и давления, создаваемых волновым процессом при заданных условиях возбуждения.

Решения получены после соответствующей линеаризации уравнений. Одновременно определены условия по амплитудам возбуждающей силы, в частности давления, при которой такая линеаризация допустима.

Безразмерная форма уравнений позволила получить унифицированные формулы для решений, охватывающие все оболочки Земли — нижнюю мантию, верхнюю мантию, астеносферу, литосферу. Представилось возможным найти форму решений (уравнение 8), когда имеются только два определяющих безразмерных параметра — число Прандтля Pr и критерий $K = v^2/d^3g$; учет соотношений между ними позволяет существенно упростить аналитические выражения, используемые в решениях.

Значения этих критериев для всех оболочек Земли и ориентировочные значения других безразмерных параметров, входящих в аналитические выражения уравнений и расчетных формул, приведены в табл. 3.

Анализ полученных решений позволяет сделать ряд существенных выводов о закономерностях и характеристиках волновых процессов в Земле.

1. Для всех оболочек Земли существуют условия, при которых возможно возникновение волновых процессов. Затухание этих процессов будет определяться вкладом нелинейного диссипативного члена в уравнение переноса тепла. Ввиду нелинейности затухание

Таблица 3. Сводные данные по параметрам оболочек Земли

Параметр	Литосфера	Астеносфера	Верхняя мантия	Нижняя мантия
d , м	$8 \cdot 10^4$	10^5	$6 \cdot 10^5$	$3 \cdot 10^6$
ν , м ² /с	$0,5 \cdot 10^{20}$	10^{16}	10^{16}	10^{20}
κ , м ² /с	$0,5 \cdot 10^{-6}$	$0,5 \cdot 10^{-6}$	10^{-6}	$2 \cdot 10^{-6}$
μ , Н/м ²	$0,3 \cdot 10^{11}$	$0,3 \cdot 10^{11}$	$1,5 \cdot 10^{11}$	$3 \cdot 10^{11}$
α , °К ⁻¹	10^{-4}	10^{-4}	$3 \cdot 10^{-5}$	$2,5 \cdot 10^{-5}$
$\beta_{из}$, Па ⁻¹	$2 \cdot 10^{-11}$	$1,5 \cdot 10^{-11}$	10^{-11}	10^{-11}
ρ , кг/м ³	$3,5 \cdot 10^3$	$3,5 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^3$
a^*	0,2	0,06	0,02	0,02
n_1^*	0,05	0,05	0,5	0,7
N^*	10^{-2}	10^{-4}	$0,9 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-2}$
sh^*	0,03	0,05	0,25	0,75
Di^*	0,05	0,05	0,3	0,8
$\tau_x = \frac{d^2}{\kappa}$, с	$0,5 \cdot 10^{16}$	$2 \cdot 10^{16}$	$3 \cdot 10^{18}$	$0,4 \cdot 10^{20}$
$\tau_v = \frac{d^2}{\nu}$, с	$2,5 \cdot 10^{-13}$	10^{-6}	$3 \cdot 10^{-7}$	$0,8 \cdot 10^{-7}$
$\tau_g = \sqrt{\frac{d}{g}}$, с	70	100	$2,5 \cdot 10^2$	$6 \cdot 10^2$
$\tau_g = \frac{\eta_1}{\mu}$, с	$1,1 \cdot 10^{13}$	$1,1 \cdot 10^7$	$1,2 \cdot 10^9$	$1,5 \cdot 10^{13}$
$Pr = \nu/\kappa^*$	10^{26}	$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$0,5 \cdot 10^{26}$
$K = \nu^2/d^3 g^*$	$0,5 \cdot 10^{21}$	10^{12}	$0,5 \cdot 10^{16}$	$3,5 \cdot 10^{19}$
Pr/K^*	200	$2 \cdot 10^8$	$2 \cdot 10^6$	$1,3 \cdot 10^6$
$K^{-1/2}$ *	$0,4 \cdot 10^{-12}$	10^{-6}	$1,3 \cdot 10^{-8}$	$1,6 \cdot 10^{-10}$
K/Pr^*	$0,5 \cdot 10^{-4}$	$0,5 \cdot 10^{-8}$	$0,5 \cdot 10^{-6}$	$0,7 \cdot 10^{-6}$

* Безразмерные величины.

будет увеличиваться по мере роста амплитудных значений параметров процесса.

2. Из уравнения 8 следует, что существует определенное значение параметра K/Pr , при котором уравнение существенно упрощается и преобразуется в уравнение 9. Это значение параметра K/Pr определяется величиной коэффициентов a , b , которые представляют собой многочлены от волновых чисел k_1 , k_2 не выше чем пятой степени. Поскольку наибольший интерес для волновой геодинамики представляют процессы с длиной волны, сравнимой с толщиной слоя, то порядок коэффициентов a , b составляет π^5 , т. е. лежит в пределах 300—400. Это значение определяет неравенство $K/Pr \leq 400$, при котором можно пользоваться уравнением 9.

3. Решение уравнения 9 относительно периода волнового процесса, приведенного к размерному виду, не содержит коэффициента температуропроводности. Этот факт имеет глубокий физический смысл, заключающийся в том, что есть критическое значение толщины слоя, выше которого температуропроводность не сказывается на решениях волнового уравнения. Это условие выполняется для

Таблица 4. Длительность цикла (τ) основного волнового процесса *

Параметр	Литосфера	Астеносфера	Верхняя мантия	Нижняя мантия
τ_x	$0,5 \cdot 10^{16}$	$2 \cdot 10^{16}$	$3 \cdot 10^{18}$	$0,4 \cdot 10^{20}$
sh	0,03	0,05	0,25	0,75
K	$0,5 \cdot 10^{24}$	10^{12}	$0,5 \cdot 10^{16}$	$3,5 \cdot 10^{19}$
Pr	10^{26}	$2 \cdot 10^{20}$	10^{22}	$0,5 \cdot 10^{26}$
N	10^{-2}	10^{-2}	$0,6 \cdot 10^{-2}$	$0,6 \cdot 10^{-2}$
τ, c	10^{12}	$0,5 \cdot 10^9$	$4,5 \cdot 10^{13}$	$3 \cdot 10^{15}$

* Принимается $k^2=2 \mu^2$ и $\varepsilon=0,5$.

всех оболочек Земли, кроме литосферы, у которой она лежит на нижнем пределе.

4. Может быть определен класс волновых процессов, для которых аналитические решения резко упрощаются. Этот класс охватывает весьма важные случаи, когда волновые числа являются действительными или мнимыми величинами. Методом малого параметра эти решения могут быть распространены на случаи с комплексными волновыми числами, но при условии $Re k \ll Im k$ или $Re k \gg Im k$.

Упрощенная форма решений получается при выполнении следующих условий: а) $Im b=0$, $k_1=Re$, $k_2=iRe$ и б) $Re b=0$, $k_1=iRe$, $k_2=Re$.

Выполнение этих условий приводит к достаточно простым соотношениям между волновыми числами, приведенными в формулах 14 и 16.

5. Особо простая форма решений получается для случая, когда $k_1^2 \approx -k_2^2$. Эти случаи имеют вполне реальный физический смысл и могут иметь определяющее значение в волновой геодинимике. При этом для колебаний всей мантии и верхней мантии следует принимать действительным k_1 , т. е. вертикальное распространение волны и затухание волновых возмущений по горизонтали. Для процессов в астеносфере и литосфере, наоборот, следует принимать действительными k_2 , т. е. горизонтальное распространение волны с затуханием ее по глубине.

6. Простейшие решения для этих волновых процессов приведены в формулах 18, 19, а числовые данные — в табл. 4. Решения имеют две формы, определяющие более быстрые и более медленные колебания. Простая форма решений позволяет в явном виде установить влияние параметров Земли на длительность цикла, а именно она увеличивается с вязкостью и сжимаемостью, сложным образом зависит от относительных градиентов стационарного распределения плотности и температуры.

Таблица 5. Длительность цикла (τ) основного волнового процесса

Параметр	Литосфера	Астеносфера	Верхняя мантия	Нижняя мантия
ν , м ² /с	10^{19}	10^{16}	$5 \cdot 10^{16}$	10^{20}
$\beta_{\text{из}}$, Па ⁻¹	$2 \cdot 10^{-11}$	$1,5 \cdot 10^{-11}$	10^{-11}	10^{-11}
ρ , кг/м ³	$3,5 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^3$	$4 \cdot 10^3$	$4,5 \cdot 10^3$
N^*	10^{-2}	10^{-4}	$0,5 \cdot 10^{-3}$	$0,3 \cdot 10^{-2}$
n_1^*	0,25	0,1	0,5	0,75
\bar{a}^*	0,8	0,94	1	1
τ_1 , с	$0,8 \cdot 10^{14}$	$1,5 \cdot 10^{10}$	10^{13}	$4 \cdot 10^{15}$
τ_2 , с	$0,5 \cdot 10^{13}$	$3 \cdot 10^9$	$0,3 \cdot 10^{13}$	$2,2 \cdot 10^{15}$
ϵ^*	1	1	5	5
γ_1^*	-0,2	-0,01	-0,1	-0,1
γ_2^*	-0,5	-0,1	-0,2	-0,2

* Безразмерные величины.

7. Из формул 18, 19 видна весьма большая роль второй вязкости ($\epsilon_2 = \frac{\eta_2}{\eta_1}$) и мнимых составляющих вязкостей. Могут быть такие соотношения этих параметров, что числитель выражения будет обращаться в ноль. Это означает, что в системе будет возникать слой, не пропускающий волновые возмущения. Эти явления, физическая природа которых, по всей видимости, лежит во взаимодействии вязких течений и релаксационных эффектов, обусловленных первой и второй вязкостями, представляют большой интерес и подлежат дальнейшему изучению.

8. Полученные решения в явном виде показывают роль ротационных сил при образовании широтно и долготно ориентированных линейных геологических структур, связывая их с волновыми процессами, возникающими в верхних оболочках Земли. Как показывает формула 7, в общем случае роль ротационных сил ввиду малости отношения $\Delta g/g$ практически равна нулю. Однако могут возникать условия, которые носят компенсационный характер, когда влияние ротационных сил существенно возрастает и должно учитываться. Эти условия выражаются следующим соотношением, связывающим параметры оболочки с длительностью волнового цикла: $\frac{\nu}{dg} = \tau$ или $\tau \nu = \tau g^2$. Анализ этого выражения показывает, что оно в принципе реализуемо и дальнейшие исследования этого вопроса представляют большой интерес для геотектоники и вулканизма.

9. В таблицах 4 и 5 приведены также данные о волновом процессе, который может возникать в литосфере. Необходимо отметить, что для расчетов взяты максимальные значения толщин литосферы (80 км) и минимальные значения ее вязкости (10^{22} Па·с). Уже при этих значениях величина безразмерного критерия K , определяющего возможность использования решений уравнения 9, ле-

жит на нижнем пределе. В связи с этим более детальный анализ волновых процессов в литосфере должен проводиться без упрощений уравнения 8 и с обязательным учетом комплексных значений первой и второй вязкостей. Кроме того в литосфере отмечаются явления неустановившейся ползучести, когда реологические свойства существенно нелинейны. Как это показано В. Н. Жарковым, повышение уровня напряжений в литосфере весьма существенно, на несколько порядков снижает ее вязкость. Такое снижение вязкости будет облегчать возникновение волновых процессов. Ввиду больших времен релаксации в литосфере имеет место сложное напряженное состояние, на которое будут накладываться эффекты термоупругости.

Все сказанное выше показывает, что волновые процессы в литосфере требуют специального изучения. Вследствие увеличения вязкости в верхних слоях волновой процесс будет локализоваться в нижних слоях литосферы, одновременно существенно влияя на распределение напряжений по всей ее толще.

10. Полученные решения также дают определенную информацию об условиях возникновения резонансных режимов. Из формул 21, 22 следует, что при уменьшении значения общего волнового числа амплитудные значения решений для скоростей и температуры будут возрастать. Рост амплитуд ограничивает диссипативный нелинейный член в уравнении баланса тепла. Эти явления могут рассматриваться как резонанс системы. Приближение к нулю полного волнового числа может происходить только когда распространяющаяся волна направлена по одной координате, а по другой — происходит быстрое экспоненциальное ослабление процесса.

Наличие в системе двух вязкостей с мнимыми коэффициентами, сравнимыми с единицей, и имеющими разные знаки, может создать условия для возникновения резонансных явлений, не связанных с уменьшением значения общего волнового числа. Этот процесс связан с тем, что объемная и тангенциальная релаксации будут иметь существенные сдвиги по времени.

Резонансное возбуждение, как уже говорилось, может быть связано с вовлечением слоя с фазовыми переходами в волновой процесс, а также специфическими условиями, возникающими при параметрическом возбуждении.

11. Формулы 23—25 дают простые выражения для определения основных параметров волнового процесса: вертикальной и горизонтальной скоростей движения, возмущения температуры, возмущения давления при заданном значении возбуждающей силы. В качестве таковой проще всего рассматривать импульс давления, возникающий на границе ядро — мантия при отрыве легкого вещества. Количественные характеристики этого процесса возбуждения нуждаются в уточнении. Однако предварительные оценки показывают, что такой процесс радиального возбуждения даже при отсутствии резонансных явлений будет создавать возмущения давления и температур, достаточные для инициирования всех тектонических явлений.

12. Формулы 23, 24 также позволяют оценить соотношения между вертикальными и горизонтальными скоростями движения. Эти соотношения можно выразить следующей простой зависимостью:

$$\frac{v_z}{v_x} = \frac{k_2^2}{-\frac{\Delta g}{g} k_1 + k_2}$$

Получение данных о горизонтальных скоростях движения литосферы и, следовательно, земной коры позволяют по-новому подойти к фиксируемым по геологическим данным горизонтальным движениям литосферных плит, рассматривая их как знакопеременные пульсационные движения, обусловленные волновым процессом. При этом реальные скорости перемещения и общая длина перемещения за один цикл (половину периода) могут варьировать в широких пределах.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ВОЗБУЖДАЮЩЕЙ СИЛЫ И ОЦЕНКИ ПАРАМЕТРОВ ВОЛНОВЫХ ПРОЦЕССОВ

Из рассмотренных преобразований энергии, которые могут быть причиной возникновения волнового процесса, нам представляется наиболее вероятным и достаточно просто описываемым механизмом, создающим периодическую возбуждающую силу, процесс гравитационной дифференциации, протекающий на границе ядро — нижняя мантия.

Для конкретизации условий задачи примем за основу некоторые положения теории, развитой Е. В. Артюшковым. В частности предполагается, что в течение цикла длительностью 150—200 млн. лет в слое D'' в результате гравитационной дифференциации накапливается слой «легкого» вещества мощностью (h) до 100 км с плотностью $\frac{\Delta \rho}{\rho} \approx 0,05$.

В отличие от теории Е. В. Артюшкова, по которой подъем легкого вещества происходит по отдельным каналам, нами развита иная концепция, основанная на положении об аномальной сжимаемости слоя D'' и возникновении в нем высокоамплитудного волнового процесса. В результате потери динамической устойчивости возмущенной границы предполагается, что отрыв блоков легкого вещества происходит по поверхности слоя D'' , составляющей значительную часть ее общей площади. В силу неоднородностей и наличия в условиях потери динамической устойчивости конечной амплитудной области процесс отрыва блоков легкого вещества растягивается на достаточно длительный период. Для упрощения расчетов он принимается равным половине длительности периода накопления.

Используя формулы разложения в ряд Фурье треугольного асимметричного периодического импульса, можно получить аналитическое выражение для возбуждающей силы в виде возмущения

Таблица 6. Данные по параметрам волновых процессов

Параметр	Астеносфера	Верхняя мантия	Мантия
Амплитуда давления (возбуждающая сила)	1,5 МПа	3,0 МПа	250 МПа
Вертикальная составляющая скорости	50 см/год	20 см/год	1 см/год
Горизонтальная составляющая скорости	15 см/год	6 см/год	0,3 см/год
Возмущения температуры	150°	40°	300°
Длительность цикла	10 ⁸ лет	0,3 млн. лет	100 млн. лет
Суммарное вертикальное смещение за половину цикла	0,15 км	20 км	300 км
Суммарное горизонтальное смещение за половину цикла (<i>n</i> — число полуволн при распространении волны вдоль слоя)	<i>n</i> · 0,05 км	<i>n</i> · 6 км	100 км

давления, приложенного к нижней границе слоя, в котором возбуждается волновой процесс:

$$P = \Delta \rho g h \frac{\sqrt{3}}{\pi} \left(\cos \omega t - \frac{1}{3} \sin 2\omega t + \frac{1}{9} \cos 3\omega t - \dots \right).$$

Применяя эту формулу и данные по образованию и отрыву «легкого» вещества, образующегося в процессе гравитационной дифференциации, представляется возможным определить численные характеристики радиальной волны, распространяющейся по всему объему Земли.

Как показывают данные, приведенные в табл. 6, значение возбуждающей силы, возникающей в недрах Земли на границе ядро — мантия, оказывается достаточным для создания радиальных пульсаций Земли с амплитудой смещения в несколько сотен километров и образования температурных возмущений в верхних слоях Земли в несколько сотен градусов при длительности цикла пульсаций в 100—200 млн. лет. Естественно, эти цифры ориентировочны и существенно зависят от значений принимаемых в расчетах исходных параметров.

Для внешних оболочек Земли детерминированный подход к определению значений возбуждающих сил и условий их приложения к слою является более сложным. Следует учитывать, что собственная частота для этих систем на несколько порядков выше (см. табл. 4, 5). Важно также отметить, что их добротность также существенно выше, чем у Земли в целом. Здесь речь идет не о добротности упругих колебаний Земли, а о характерной добротности волнового процесса, определяемого по вкладу диссипативных потерь в уравнение баланса энтропии.

Внешние оболочки (верхняя мантия, астеносфера), главным образом ввиду значительно более низких значений вязкости, характеризуются резким увеличением «податливости», т. е. снижения возбуждающей силы, создающей волновой процесс с высоким уров-

нем скоростей и смещений. Относительная величина увеличения податливости для верхних оболочек Земли по сравнению с нижней мантией достигает нескольких порядков.

Из приведенных данных следует, что могут рассматриваться различные условия возникновения возбуждающих сил, создающих волновые процессы в верхних оболочках. Не исключено возбуждение на высших гармониках основного радиального процесса. Необходимая возбуждающая сила может возникать при вхождении отдельных астенолитов в слои фазовых переходов на нижней границе верхней мантии, а также в астеносферу. Как уже отмечалось, большое значение имеют процессы, возникающие в слоях с фазовыми переходами. Все эти вопросы подлежат дальнейшему исследованию.

В соответствии с этим данные табл. 6, касающиеся верхней мантии и астеносферы, следует рассматривать как иллюстративные, свидетельствующие о возможности возникновения волновых процессов в верхних оболочках Земли при весьма ограниченных значениях возбуждающих сил.

Ниже приводятся формулы в размерных величинах, использованные при расчетах в табл. 6 (условные обозначения см. прил. 2).

$$\text{Вертикальная составляющая скорости } v_1 = \tau_v \frac{1}{d_p k_1} 10^9 p, \text{ см/с.}$$

$$\text{Горизонтальная составляющая скорости } v_2 = \tau_v \frac{1}{d_p k_1 k_2} 10^9 p, \text{ см/с.}$$

$$\text{Добротность } Q = \frac{2c_p}{ak^2} \frac{dN}{v v_1}.$$

Суммарные вертикальные смещения за половину цикла

$$L_1 = v_1 \frac{\tau}{2\sqrt{2}}, \text{ см.}$$

Суммарные горизонтальные смещения за половину цикла, отнесенные к длине слоя, равного $1/2$ длины волны, $L_2 = v_2 \frac{\tau}{2\sqrt{2}}, \text{ см.}$

$$\text{Возмущение температуры } \theta = \frac{\beta}{\alpha} \left[\frac{k_1}{\text{sh}} + \frac{v}{\tau dg k_1} \right] 10^9 p, \text{ }^\circ\text{C.}$$

Данные табл. 6 получены для оболочек со свободными границами. Естественно, введение границ с конечным сопротивлением будет резко снижать уровень скоростей и смещений. Но одновременно с этим будут возрастать значения давлений и напряжений на границах слоев. Аналитическая теория, развитая в прил. 2, позволяет производить расчеты и оценки при различных вариантах граничных условий. В общем случае решения должны удовлетворять не только волновому уравнению, но и комплексу граничных условий: должны быть выполнены четыре граничных условия по механической стороне (по два на каждой границе слоя) и два условия по

температуре. Физически обосновано — оставить нижнюю границу недетерминированной по температуре. Волновое уравнение при закрепленной частоте, приравниваемой к частоте возбуждающей обобщенной силы, представляет алгебраическое уравнение пятой степени для одного волнового числа при заданном втором. Следовательно, оно имеет пять корней, действительных и комплексных, которые будут определять пять независимых решений. Используя комбинацию этих решений, представляется возможным удовлетворить пять граничных условий. Решение соответствующей линейной системы уравнений позволяет получить одно трансцендентное уравнение, связывающее между собой второй зависимостью волновые числа. Таким образом достигается полное решение задачи в общем случае.

Следует отметить, что трансцендентное уравнение (дисперсионное уравнение по акустической терминологии) имеет множество решений, из них можно выбрать те, которые соответствуют рассматриваемой физической ситуации. Решения дисперсионного уравнения дают для волновых чисел значения в виде $n\pi + \varphi_n$, т. е. величины, близкие к $n\pi$. Переходя к размерным величинам, мы получим соотношение $k_n d = n\pi + \varphi_n$, из которого следует, что с уменьшением толщины слоя будет увеличиваться волновое число и, следовательно, уменьшаться длина волны волнового процесса.

СОПОСТАВЛЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ ВОЛНОВОЙ ГЕОДИНАМИКИ С ГЕОЛОГИЧЕСКИМИ ФАКТАМИ

На основе теории, развитой в предыдущих разделах, может быть создан единый подход к расшифровке и предсказанию тектонических явлений. Весьма показательно, что исходя из геологических фактов, не опираясь на физическую базу, в современной тектонике представлены концепции, которые весьма близки или совпадают с развитой выше волновой геодинамикой. В качестве иллюстрации приведем несколько цитат из докладов Всесоюзного тектонического совещания 1986 года. «Тектонические явления, возникающие в земной коре, являются результатом интерференции и наложения действия тектоно-динамических систем разных рангов. При этом особую роль играет наличие различных положительных и отрицательных обратных связей между системами. Наложение разноранговых явлений определяет принципиальную трудность и неоднозначность при различных неотектонических построениях. Очевидно, что неопределенность подобных представлений существенно бы уменьшилась, если при исследовании были бы выделены составляющие рассматриваемых процессов, отвечающие действиям тектоно-динамических систем каждого ранга»*.

* Николаев П. Н. Ранговая соподчиненность полей тектонических напряжений и деформаций. Сб. тезисов докладов XIX Всесоюзного тектонического совещания. М., МГУ, 1985.

Говоря о новейших тектонических движениях, которые изучаются непосредственно, Н. И. Николаев отмечает, что они проявляются повсеместно, неравномерно в пространстве и во времени и вместе с тем глобально. Это заставляет признать их планетарную природу и сложный механизм, который отражает еще мало познанные глубинные и внешние процессы, определяющиеся различными силовыми и энергетическими полями, заставляющими функционировать планету как сложную динамическую систему.

Использование закономерностей волновой геодинамики может существенно прояснить сложные проблемы, возникающие при различных геотектонических построениях. Важно отметить, что сопоставляя данные волновой теории с геологическими фактами, представляется возможным, с одной стороны, уточнить параметры волнового процесса, а с другой — дать конкретную трактовку тектонических явлений. Обратимся к геологическим фактам и ситуациям, подтверждающим результативность построений волновой геодинамики.

Цикличность. Цикличность отмечается и постулируется во всех теоретических построениях истории Земли. По Ф. И. Шуберту, геологическая история Земли характеризуется семью мегациклами, кратными 720 млн. лет. Эти выводы основываются на 5000 радиологических определений.

По Е. Е. Милановскому, предполагается четыре мегацикла со средней длительностью 600—900 млн. лет. Наряду с этими крупными циклами прослеживаются циклы в несколько сотен миллионов лет и более короткие циклы эндогенной активности в 40—50 млн. лет. По А. А. Богданову, отмечается шесть циклов со средней длительностью 400—500 млн. лет. По В. В. Белоусову, крупные эндогенные циклы характеризуются длительностью 200 млн. лет и подразделяются на подциклы в 30—40 млн. лет.

По Ф. Мунергаузену, тектонические процессы характеризуются циклами длительностью 35—40 млн. лет. Во всех гипотезах о пульсирующей земле Д. Джолли, В. Бухер, В. А. Обручев, М. А. Усов указывают наличие крупных циклов длительностью от 200 млн. до 500 млн. лет. В своих геодинамических построениях О. Г. Сорохтин и Е. В. Артюшков предполагают наличие циклов в 200 млн. лет.

Решение частотного уравнения (см. табл. 4 и 5) для усредненных параметров известных моделей Земли дает значение циклов радиальных колебаний длительностью от 100 млн. до 300 млн. лет. Каждый цикл включает две фазы максимальной тектонической активности, соответствующие максимальным значениям положительных и отрицательных волновых возмущений. Циклы радиальных локальных колебаний верхней мантии, возбуждаемой процессами фазовых переходов, имеют длительность 30—40 млн. лет.

Двух-трехмерные волновые процессы верхней мантии, создающие систему линейных возмущений и возникающие в результате преобразования волн, могут иметь циклы во всем диапазоне от 30 млн. до 300 млн. лет.

Волновые процессы в астеносфере и на границе астеносферы с литосферой, в том числе тектонические волны В. А. Дубровского, могут иметь циклы от 10^3 до 10^6 лет.

Используя всю эту широкую гамму циклов и проведя соответствующий анализ геологических фактов, можно построить достаточно детерминированную картину волновых процессов, охватывающих как Землю в целом, так и отдельно ее оболочки.

Линейность. Линейность и ее волновой характер проявляются во всех геологических структурах и отмечаются многими исследователями. Так, В. Е. Хаин указывает, что геотектонические процессы характеризуются миграцией волн погружения — поднятия: волны, накатываясь на систему глыб коры, интерферируют с движениями отдельных глыб, унаследованных от ранних периодов их истории.

В. В. Белоусов (1978 г.) отмечает, что геометрическая закономерность тектонических простираний указывает на то, что глубинные процессы развиваются в пространстве земных недр не беспорядочно, а сосредоточены вдоль некоторых линий, преимущественно прямых, подчиненных определенным направлениям. Но в чем причина этого, пока остается загадкой.

В новейших геодинамических построениях делается попытка обоснования линейных структур. В тепловой конвекции это границы ячеек, в концепции Сорохтина — Моница — это зоны перестройки конвективных ячеек, обусловленные бифуркациями. В концепции Артюшкова — это линейное расположение каналов, по которым происходит поднятие аномальной мантии.

Однако во всех гипотезах, за исключением тепловой конвекции, физический механизм возникновения линейных структур не вскрыт. Для волновой геодинамики линейность является имманентным свойством процесса, характеризующим его самоорганизацию.

Используя иерархию волновых процессов, можно объяснить такие глобальные явления, как планетарные разломы, вытянутость и направленность зон активных геосинклиналей, линейную структуру срединно-океанических хребтов и протяженных горных хребтов.

Напряженное состояние Земли. Достаточно широко распространенная точка зрения заключается в том, что Земли характеризуется общеглобальной системой напряжений. Особый интерес представляет напряженное состояние земной коры. Оно определяется геологическими данными о формировании неотектонических структур, непосредственными измерениями в литосфере, путем анализа сейсмических данных о смещениях в очагах землетрясений.

Оказывается, что даже в самых верхних слоях земная кора до глубины 3—5 км находится практически в состоянии сильного горизонтального сжатия, достигающего значения 30—50 МПа. Скалывающие напряжения имеют значения 2,5—4 МПа, изредка достигая значений 10—15 МПа. Существует достаточно хорошо подтверждаемая экспериментальным материалом формула Хаста, определяющая линейную зависимость сжимающих напряжений от глубины залегания породы. По выводам П. Н. Кропоткина, современное

напряженное состояние земной коры, характеризующееся интенсивным горизонтальным сжатием, имеет место на площади, охватывающей более 95 % поверхности Земли.

Все эти факты в какой-то мере можно объяснить тем, что напряжения сжатия почти не релаксируют, в отличие от растягивающих и скальвающих. Но результаты измерения показывают, что наряду со сжатием всегда наблюдаются еще скальвающие напряжения со значениями от 10 до 15 МПа, которые исходя из реологических свойств литосферы должны были спадать во времени.

Данные о напряженном состоянии Земли могут быть получены решением системы уравнений (см. прил. 2) с учетом реологических зависимостей и явлений термоупругости. Из-за сложности этих решений приведем лишь общие соображения, объясняющие глобальное распространение напряжений сжатия в коре.

В настоящее время Земля в масштабах общеглобальных радиальных пульсаций находится в начальной фазе сжатия. Это создает общий фон сжимающих напряжений. На этот фон накладываются температурные напряжения и локальные возмущения волновых процессов. Учет релаксации приводит к существенному снижению уровня растягивающих напряжений; что касается напряжений сдвига, то несмотря на существенную релаксацию, их рост инициируется благодаря непрерывно действующему волновому возмущению. Зона растягивающих напряжений, возникающая в течение положительной фазы волны, резко сужается за счет образования разрывов и сопутствующих магматических излияний.

Сейсмичность. Несмотря на огромный фактический материал, теория сейсмичности до настоящего времени имеет много нерешенных проблем. По существу, теория сейсмичности разделяется на две главных проблемы: механизм накопления упругой энергии и механизм ее быстрого сброса. Для обоснования процесса накопления упругой энергии используется эффект термоупругости. С позиций современных представлений о тепловой истории Земли Е. А. Любимовой и В. А. Магницким была показана количественная согласованность темпа накопления энергии термоупругой деформации с темпом сбрасывания сейсмической энергии. При этом получена хорошая сходимость.

Достаточно разработанной теорией, объясняющей сброс упругой энергии и ее преобразование в энергию землетрясения, является теория упругой отдачи. Однако она применима для мелкофокусных землетрясений с очагами, расположенными на глубине всего 10—20 км. На больших глубинах силы трения резко возрастают, а их учет сводит на нет основные теоретические положения, на которых основана теория упругой отдачи.

Для объяснения более глубоких землетрясений была предложена теория крипа, по которой при определенных условиях может наступать лавинообразный процесс разрушения материала, приводящий к резкому высвобождению накопленной упругой энергии.

Однако теория крипа не объясняет, как возникает сейсмический скачок в зоне высокотемпературной ползучести, в которой из-за

резкого снижения вязкости будет иметь место сильное затухание сейсмической волны.

Использование концепции волновой геодинамики может существенно продвинуть решение принципиальных вопросов теории сейсмичности. Прежде всего упрощается решение вопроса о причинах накопления упругой энергии. Волновой процесс может дать существенно более высокие скорости изменения температуры, чем общеглобальный тренд температуры, определяемый тепловой историей Земли. Отсюда будет возникать более высокий темп накопления упругой энергии.

Локальное снижение температуры и поддержание высоких градиентов давлений в волне, несмотря на протекающие процессы релаксации, объясняют возможность накопления упругих напряжений при больших глубинах. Наличие больших горизонтальных градиентов давлений в коротковолновых процессах создает дополнительные условия для локального накопления больших упругих напряжений.

Для объяснения процессов сброса и развития самого сейсмического процесса может быть привлечен аппарат потери динамической устойчивости системы, перестройки движений и напряженного состояния.

Особо результативным может быть использование эффектов возникновения резонансного возбуждения волн в зонах фазовых переходов. Высокая добротность этой системы может дать адекватный механизм, объясняющий сброс накопленных упругих напряжений. В частности, при сбросе накопленной упругой энергии в протяженных областях можно объяснить наблюдаемую упорядоченность системы напряжений в фокальных областях. С другой стороны, появляется возможность объяснения катастрофических землетрясений, связанных с эффектом одновременного сброса напряжений в большой (по объему) области и, следовательно, высвобождения больших значений упругой энергии.

Глава III

ОБЩАЯ ГЕОДИНАМИКА ВУЛКАНИЗМА

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ВУЛКАНИЗМ

Создание физически обоснованной геодинамической модели вулканизма Земли должно проводиться с учетом всех особенностей вулканического процесса — от условий зарождения магмы до формирования земной коры. Вулканизм проявлялся во всей истории Земли, начиная от стадии аккреции, кончая современным периодом. Действительно, стадия аккреции завершилась созданием расплавленной зоны примерно на глубине 500 км, что привело к широкомасштабным процессам вулканических излияний.

Во всех эпохах тектонические процессы сопровождалась активизацией вулканизма и магматизма. В ряде случаев отмечается

ареальный вулканизм, сыгравший решающую роль в образовании континентов и океанов. Глубинная структура земной коры отражает процессы, связанные с вулканизмом. Геодинамический механизм вулканообразования и вулканической деятельности в том или ином масштабе времени и пространства характерен для большинства геологических ситуаций.

Важно отметить то, что ряд особенностей и закономерностей вулканизма проявляется не только в условиях Земли, но и присущ многим планетам Земной группы, о чем свидетельствуют равнинная морфология, обусловленная ареальным вулканизмом, возникновение куполообразных вулканов, аналогичных вулканам Гавайского типа, с разветвленной системой трещин. Отмечаются процесс базальтового вулканизма и наличие обширных пространств, покрытых молодой корой базальтового типа.

Вулканизм естественно рассматривать как экстремальную стадию геодинамического процесса, при котором происходит разрыв внешней оболочки — коры и излияние расплавленной магмы. Отсюда следует, что вулканизм может возникнуть при наличии местных возмущений давления и температуры в слоях верхней мантии и локальных зон растяжения и снижения прочности в литосфере. Волновые процессы в Земле, возникающие в результате преобразования энергии в ее недрах, создают локальные и глобальные возмущения главных энергетических факторов — давления и температуры, что и обуславливает процессы вулканизма и управляет их развитием.

Главными видами преобразования энергии в недрах Земли, определяющими геодинамические процессы, являются гравитационная дифференциация, протекающая на границе ядро — нижняя мантия, и процессы фазовых переходов, протекающие в верхней мантии. Эти волновые возмущения лежат в основе всех тектонических процессов. Совместное действие эндогенных факторов с экзогенными создает все многообразие тектонических явлений, протекающих в земной коре и на дневной поверхности Земли.

Основными факторами, определяющими образование и развитие вулканизма с учетом закономерностей волновой геодинамики, являются:

а) возмущения давления (ΔP) и температуры (ΔT) в слоях верхней мантии, прилегающих к подошве литосферы, обусловленные волновым процессом; б) мощность и площадное развитие астеносферы, поднятие астенолитов к кровле литосферы; в) мощность литосферы; г) напряжения в коре; д) проницаемость коры — наличие трещиноватости, степень проявления блоковой структуры, наличие и развитие разломов.

ВУЛКАНИЗМ И ВОЛНОВЫЕ ПРОЦЕССЫ

Среди волновых процессов, оказывающих определяющее влияние на возникновение и развитие процессов вулканизма, отметим следующие.

Радиальная общеглобальная волна, создающая пульсации Земли. В положительной фазе волны в коре возникают растягивающие напряжения. Состояние равномерного растяжения оболочки характеризуется динамической неустойчивостью и в реальном физическом теле будет вырождаться в систему с локально распределенными максимумами напряжений. При наложении этих максимумов на зоны пониженной прочности коры будут возникать разломы, трещины и каналы для магмы. Каналы в свою очередь создают местное снижение давления в верхних слоях мантии, понижение температуры плавления магмы и образование очагов вулканизма.

Радиальная локальная волна. Возникает в зонах, которым соответствуют протяженные, расположенные на определенной глубине верхней мантии области фазовых переходов, в первую очередь переходы оливин—шпинель, шпинель—окислы. Слой с фазовыми переходами ввиду его аномальной сжимаемости является нижней (мягкой) границей для волнового процесса. Могут возникнуть условия для резонансных радиально-толщинных колебаний слоя верхней мантии. При этом уровень возмущения давления и температуры резко возрастает. Также возрастает уровень напряженного состояния в литосфере и коре, инициирующий образование трещин, разломов.

В тех случаях когда зона радиально-толщинных колебаний совпадает с областью перехода континент—океан, возникают активные флексуры с характерным для них вулканизмом. Когда этим зонам соответствуют континентальные платформы, возникают условия для континентального рифтогенеза и сопровождающего его вулканизма, а также условия для траппового и внутрикорового магматизма.

В обоих описанных случаях имеет место обратное влияние вулканизма на волновой процесс. При вулканизме на активных флексурах на больших площадях происходит обрушение континентальной коры, которое вызывает вторичные возмущения, создающие местные линейные волны. Эти волны, распространяясь по океанической литосфере и астеносфере, могут создавать подводные океанические вулканы.

При континентальном вулканизме обширные трапповые и внутрикоровые излияния будут существенно изменять интегральные параметры литосферы (главным образом ее вязкость) и, следовательно, граничные условия для радиально-толщинных колебаний. В результате будут возникать условия для медленного угасания волнового процесса и соответственно вулканизма на континентальных платформах.

Линейная общеглобальная волна. Эта волна возникает в результате преобразования радиального возмущения при отражении на границе с литосферой. При этом имеет место ее определенная поляризация, обусловленная действием ротационных сил. Волна может опоясывать весь земной шар, создавая линейные про-

тяженные структуры повышенной тектонической активности, в первую очередь вулканизма.

Линейная местная волна. Причины возникновения этой волны весьма различны. Все определяется характером соответствующей возбуждающей силы. Наиболее важным для вулканизма случаем является образование местной линейной волны в результате преобразования радиальной волны на границе с резко изменяющимися параметрами, например, толщины литосферы. При этом возникает линейная волна с малой длиной, в соответствии с чем зоны с растягивающими напряжениями и положительными возмущениями температуры будут непосредственно соседствовать с зонами сжимающих напряжений и отрицательными возмущениями температур. Такая ситуация будет обуславливать сопряженность зон вулканизма и сейсмичности, характерную для ряда вулканических регионов.

Волновое возмущение в литосфере. Скорость распространения такого возмущения может быть высокой. На нее существенно влияет взаимодействие вязких и упругих напряжений в поле гравитационных сил. Физическая природа и параметры волн зависят от характеристик нелинейной ползучести материала. Условия их возникновения и свойства требуют дальнейшего изучения. Такого типа волны будут создавать в литосфере сложно-напряженное состояние, которое из-за неустойчивости волнового процесса, обусловленного его нелинейностью, может мигрировать. В свою очередь, это сложно-напряженное состояние будет причиной образования в литосфере разнонаправленных трещин, на которых будет развиваться вулканизм. Предварительные расчеты показывают, что длина волны в литосфере может лежать в пределах от десятков до сотен километров при длительности цикла от тысяч до сотен тысяч лет.

Возмущающей силой для образования волн в литосфере могут быть возмущения давления при обрушении кровли литосферы, при рифтогенезе, местные фазовые превращения, сопровождающиеся изменением удельного объема. Наконец, эти волны могут возникать при преобразовании коротковолновых возмущений в верхней мантии на границе с литосферой.

При анализе волновых процессов, возникающих в Земле, необходимо оценить их взаимодействие с тектоническими и вулканическими процессами. Любой волновой процесс возникает как распространяющееся от зоны приложения возбуждающей силы возмущение — бегущая волна, характеризующаяся определенной скоростью распространения. Могут иметь место следующие ситуации при распространении волнового возмущения.

а. Возмущение не производит необратимых изменений в среде. Тогда можно наблюдать действие этого возмущения в заданный момент времени только в данном месте, определяемом по скорости распространения возмущения и расстояния до зоны приложения возмущающей силы.

б. Возмущение производит необратимые изменения в среде, но затраты энергии, расходуемой на эти изменения, малы по сравнению с общей энергией волны; на поверхности Земли они будут выглядеть как последовательность событий, выстроенная в хронологический ряд в шкале геологического времени.

В качестве примера можно привести шкалу линейных магнитных аномалий, которые могут создаваться бегущей термо-конвективной или термо-гравитационной волной, распространяющейся по нагретой литосфере, коре, остывающему слою магмы.

в. Возмущение производит достаточно энергоемкие необратимые изменения в среде. Это условие реализуется, когда волновой процесс инициирует процессы вулканизма. Вулканизм сопровождается существенными изменениями и преобразованиями земной коры, в том числе рифтогенезом, обрушением кровли литосферы, мощными трапповыми излияниями, орогенезом. Действие этих процессов можно интерпретировать как появление сосредоточенных в зонах вулканизма новых граничных условий для распространяющейся волны. А это означает, что здесь будет происходить ее преобразование в две волны — стоячую и новую, распространяющуюся с измененными параметрами и ослабленной интенсивностью. Именно такая ситуация наиболее вероятна при взаимодействии процессов вулканизма с волновыми процессами.

г. Распространяющееся возмущение доходит до зоны, в которой существенно меняются свойства и параметры среды, например, зоны перехода океан — континент при резком изменении толщины литосферы. Тогда возникают естественные условия для отражения, интерференции и преобразования вида волн.

В результате этих преобразований образуется по крайней мере одна стоячая волна. В пучностях ее возникают большие возмущения давления и температуры и создаются условия для развития вулканических явлений.

д. Распространяющаяся волна встречает на своем пути другую волну, возникает интерференция и, если частоты встретившихся волн достаточно близки, в зоне их встречи образуется мощная стоячая волна.

Из рассмотрения указанных ситуаций следует, что зона вулканизма является своего рода зоной стока энергии волнового процесса, что существенно сказывается на энергетическом балансе вулканизма (в сторону его повышения).

В соответствии с концепцией волновой геодинамики волновые процессы, возникающие и протекающие в Земле, лежат в основе тектонических явлений, наблюдаемых во внешних оболочках Земли. Поэтому вулканизм взаимосвязан с геосинклинальными процессами, с орогенными процессами, с процессами образования, развития и трансформации континентов и океанов, преобразования океанической и континентальной коры.

Несмотря на глубокие взаимосвязи вулканизма со всем комплексом тектонических процессов и их специфичность для каждого вулканического региона, представляется возможным выделить ряд

вопросов, относящихся к «собственно» вулканизму. Ниже рассматриваются геодинамические модели этих общих проблем вулканизма, в том числе: а) обобщенная модель вулканического процесса от образования очага до истечения магмы и обрушения кровли вулкана; б) модель истечения магмы по каналу в литосфере; в) модель затухающей по энергии извержений цикличности вулканизма; г) модели цикличности процесса извержения.

ЭНЕРГЕТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ВУЛКАНИЗМА

Главные факторы, определяющие энергетические характеристики вулканизма,— давление и температура. В волновом процессе возмущения они связаны между собой линейными соотношениями, в которые в качестве коэффициентов входят частота, длина волны и безразмерные параметры, определяемые по физическим свойствам среды (см. прил. 2, формулы 23—25). Следует отметить, что при линейной связи между давлением и температурой будет существовать как временной, так и пространственный сдвиг фаз, т. е. их максимумы могут быть сдвинуты относительно друг друга по времени и координате. Это имеет существенное значение для объяснения сопряженности, но не для совпадения поясов вулканической и сейсмической активности.

В положительной фазе волнового процесса давление в слоях верхней мантии, прилежащей к литосфере, существенно превышает геостатическое. Как показывают расчеты, превышение давления (ΔP) может достигать 10^2 — 10^3 МПа, причем по мере утолщения литосферы оно возрастает. Ясно, что местное превышение давления будет вызывать поднятие литосферы и появление в коре растягивающих напряжений, значения которых могут быть достаточны для образования разрывов. Одновременно в этих зонах с повышенным ΔP имеет место повышенный (сверхадиабатический) градиент давления, который будет обуславливать появление вертикальных течений.

Повышение температуры снижает вязкость астеносферы, что способствует усилению течений. По существу, возникновение этих течений эквивалентно образованию интенсивной мелкомасштабной конвекции, вызывающей резкое повышение тепломассопереноса в этих зонах. Повышение температуры, естественно, будет приводить к образованию магматических очагов и способствовать проникновению магмы в разрывы и трещины в литосфере, возникающие под действием растягивающих напряжений. Существенное влияние на энергетику вулканизма будут оказывать характеристики астеносферы. Как известно, мощность астеносферы существенно изменяется в разных регионах; астеносфера практически отсутствует под древними платформами, под рифтовыми зонами составляет 60—70 км, в современных активных вулканических областях — до 200 км, под океанической корой — от 60 до 200 км. В качестве причины этого принимают неравномерное поступление аномальной мантии при гравитационной дифференциации.

Астеносфера, обладающая пониженной вязкостью, является зоной магмообразования, и чем она мощней, тем большими производительностью и ресурсами будут обладать магматические очаги.

Важным вопросом является характер, размеры и форма всплытия легкого вещества после дифференциации. Как было показано в главе II, в ряде концепций принимается, что поднятие легкого вещества происходит в форме крупных диапиров — астенолитов, что весьма существенно для построения моделей вулканизма. Однако развитый нами несколько иной подход к образованию астенолитов и их поднятию обосновывает их более равномерное сферическое распределение с уменьшением наиболее вероятных размеров. С другой стороны, в теории диапиризма задача о подъемной силе диапира (астенолита) при его подходе к литосфере решалась без учета упругой реакции литосферы в условиях растекания вещества астенолита под кровлей литосферы.

Как показали предварительные оценки, значение астенолитов как главного фактора, определяющего поднятия, образование сводов и вулканизма, существенно преувеличено, хотя не исключена их роль в образовании изолированных поднятий, преобразующихся в одиночно действующие вулканы.

Итак, можно сделать вывод о том, что высокоэнергетический вулканизм, характеризующийся большой выделяемой энергией, большим тепломассовыделением и длительностью действия (с учетом цикличности), будет возникать тогда, когда в определенных зонах — регионах под кровлей литосферы положительные волновые возмущения давления, температуры будут сочетаться с наличием широко развитой аномальной мантии.

ВЛИЯНИЕ СОСТОЯНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ НА ВУЛКАНИЗМ

Наряду с мощностью литосферы и коры весьма существенное влияние на процессы вулканизма оказывает комплекс их характеристик, которые можно объединить под общим понятием — проницаемость, включающим наличие разломов, разрывов, трещиноватости. Все эти явления наряду с прочностными свойствами породы определяются напряженным состоянием коры. Напряжения вызывают деформации и после достижения определенного уровня напряжения в коре возникают разрывы, т. е. местное разрушение.

Теоретическая прочность горных пород достигает 10^4 — 10^5 МПа. Реальная прочность достаточно хорошо описывается теорией Гриффита, по которой макроскопическая прочность меньше теоретической из-за наличия в породах микротрещин. Теория дает совпадающий с экспериментальными данными результат, по которому реальная прочность меньше теоретической на 3—4 порядка; т. е. избыточные давления, обусловленные волновым процессом, создают в литосфере и коре растягивающие, главным образом горизонтально ориентированные напряжения, которые превышают реальную прочность коры и приводят к нарушению сплошности.

По геологическим данным в земной коре наблюдаются:

— широко распространенная общая трещиноватость, создающая диффузную проницаемость коры;

— внутрикоровые разрывы с раскрытием от 0,01 м до нескольких метров. (Встречаются разрывы со смещением типа сдвигов, сбросов, надвигов; в ряде случаев эти разрывы рассматриваются как блоковые);

— разломы, обнаруживающиеся как в континентальной, так и океанической литосфере, имеющие большую протяженность (тысячи километров).

М. А. Садовский развивает концепцию блокового строения коры, намечая иерархию блоков от 500 до 3200 км с определенной упорядоченной градацией их размеров. Такая блоковая структура хорошо вписывается в концепцию волновой геодинамики, по которой образование блоков, создающих дополнительные граничные условия при распространении волнового процесса, можно рассматривать как элемент самоорганизации. Этим можно объяснить и создать физическую базу наблюдаемой закономерности дискретности числового ряда размеров блоков.

Большее значение в развитии процессов вулканизма играют разломы, как путепроводы для поднятия магмы. Отмечается большая глубина разломов, проникающих вглубь верхней мантии. Особую группу разломов составляют сверхпротяженные планетарные линейменты, обычно имеющие долготное и широтное направления. Эти разломы располагаются с достаточно выдержанным расстоянием порядка тысячи километров и предполагается, что они возникли в раннем протерозое.

До настоящего времени образование планетарных разломов, их строгая линейность и параллельность не находили адекватного объяснения. С позиций волновой геодинамики их образование можно представить как результат глобального волнового процесса, протекавшего в ранней геологической истории Земли. Их широтная протяженность объясняется влиянием приливных сил, которые в несколько раз превосходили современные из-за меньшего расстояния до Луны.

Длительное существование и возможность унаследованности разрывов относятся не только к планетарным разломам. В первом приближении можно дать следующее объяснение этому феномену.

После образования разрыва в фазе растяжения его залечивание и аннигиляция в фазе сжатия не происходит. Фаза сжатия сопровождается понижением температуры, что замедляет диффузионные процессы, снижает пластичность и ползучесть материала. Между тем залечивание разрыва может происходить только в результате диффузии, которая ускоряется процессами сдвиговых деформаций. Поэтому если в фазе сжатия при практически полном закрытии разрыва в его зоне не будут создаваться сдвиговые деформации, разрыв будет длительно существовать.

Аналитическая оценка определения напряженного состояния коры может проводиться по следующей схеме. Устанавливается длительность цикла, конкретизируется тип волнового процесса,

определяются температурные градиенты, а по ним напряжения термоупругости в гравитирующей среде. Затем оценивается дополнительное давление к геостатическому, создаваемое волновым процессом, его действие суммируется с термоупругими напряжениями и, наконец, учитываются релаксационные явления по определенному реологическому закону.

Как следует из всего изложенного, анализ, оценка и учет напряженного состояния коры имеют важное значение в теории вулканизма. Действительно, под действием напряжений кора и литосфера становятся в определенной степени пронизываемыми для разогретого магматического материала, что существенно сказывается на развитии и локализации процессов вулканизма, на структурных, морфологических особенностях вулканов.

Учет напряженного состояния коры необходим при оценке цикличности, прогнозе активизации вулканической деятельности.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПРОЦЕССА

Общая модель процесса включает: образование очага; образование канала извержения; подъем давления в очаге; поднятие и утонение литосферы над очагом; прорыв канала и собственно процесс извержения; обрушение свода вулканического образования.

Образование очага. Могут реализовываться следующие варианты процесса.

1. Очаг создается астенолитом, поднявшимся к кровле литосферы. Может быть выведена закономерность, по которой с увеличением размеров астенолита увеличивается глубина его залегания. Соотношение между размерами астенолита и глубиной его залегания определяется безразмерным критерием:

$$H/d \geq \frac{\eta}{\mu} \frac{\rho}{\Delta \rho} \frac{P_r}{P_v + P_r} \frac{h_l}{h_{аст}^2} \kappa,$$

где κ — коэффициент температуропроводности; $h_{аст}$ — толщина слоя астеносферы; P_r — геостатическое давление; P_v — волновое давление; d — диаметр астенолита; H — глубина залегания астенолита; h_l — толщина кровли литосферы; η — вязкость астеносферы; μ — упругий модуль литосферы; $\Delta \rho$ — разность плотностей вещества астенолита и астеносферы.

В крупных, глубоко залегающих очагах могут возникнуть условия для образования связанных с ними периферийных мелких очагов. Они определяются наличием неравномерных тектонических напряжений в кровле, покрывающей астенолит.

В подошве лавовых плато на глубине 1—2 км промежуточные очаги, поставляющие магму, имеют вид силлообразных тел, соединяющихся с поверхностью трубками взрыва — диатремами. При наличии коровых разломов периферические очаги могут иметь длину в несколько десятков километров.

2. Очаг создается волновым процессом в верхней мантии с достаточно малой длиной волны, образующей локальные зоны с по-

ложительным возмущением температуры. Когда эти зоны совпадают с расположением унаследованных разломов или вблизи их возникают и развиваются трещины, происходит снижение давления, приводящее к расплавлению вещества верхней мантии и образованию очага.

3. Система мелких очагов, рассеянных по большой площади и мигрирующих с течением времени. Такая система создается в положительной фазе радиальной волны в зонах, где имеются слои перегретой астеносферы с достаточно большим ареалом.

Образование канала извержения. Могут реализовываться следующие варианты процесса.

1. Канал возникает на унаследованном разломе. При положительном возмущении давления, обусловленного волновым процессом, происходит расширение щели и оживление канала.

2. Канал образуется на трещинах, возникающих под действием растягивающих напряжений в литосфере, обусловленных положительным возмущением давления при волновом процессе.

3. Канал возникает на трещинах, образующихся в результате сложнонапряженного состояния, возникающего в литосфере при воздействии волнового процесса, локализующегося в самой литосфере. В этом случае появляется система трещин, для которых характерен процесс миграции. Этот процесс миграции объясняется тем, что параметры волновых процессов в литосфере из-за существенной нелинейности, обусловленной неустановившейся ползучестью, зависят от напряженного состояния литосферы, которое чувствительно к изменениям ее реологических свойств и, следовательно, температуры в литосфере, изменяющейся в процессе подъема магмы по каналу.

Подъем давления в очаге. Этот подъем давления естественным образом связан с волновым процессом, но может ускоряться и усиливаться процессами фазовых переходов, при которых происходит выделение тепла и увеличение удельного объема вещества.

Поднятия и утонение литосферы над очагом. Этот процесс может происходить как в результате подъема давления, обусловленного волновым процессом, так и под действием сил, возникающих при подъеме астенолита. Может иметь место также и совместное действие обоих факторов.

Следует отметить, что возможность образования сводов и куполов при воздействии астенолита существенно ограничена тем, что при подъеме одновременно происходит процесс растекания его в слоях астеносферы. Могут быть установлены следующие безразмерные критерии, при которых следует учитывать воздействие астенолита на подъем кровли литосферы:

$$\frac{\eta_1}{\eta_2} \frac{1}{\eta_3 - \eta_1} \frac{h_a}{h_a^2} \Delta \rho g \tau d^2 > K,$$

где d — диаметр астенолита; η_1 — вязкость вещества астенолита; τ — цикл волнового процесса; $\Delta \rho$ — разность плотностей вещества астенолита и астеносферы; K — коэффициент формы (безразмер-

ный; η_2 — вязкость астеносферы; h_L — толщина литосферы; h_a — толщина слоя астеносферы; η_3 — вязкость литосферы.

Эти критериальные соотношения показывают, что подъемное действие астенолита возникает только тогда, когда слой астеносферы существенно меньше толщины литосферы, а его вязкость приближается к вязкости литосферы. Для реальных значений параметров выполнение этих условий практически эквивалентно отсутствию подстилающих слоев астеносферы и определяется ограниченное влияние астенолитов на вертикальные движения земной коры.

Прорыв канала и собственно процесс извержения. Этот процесс поддается достаточно простому и адекватному математическому описанию, приводимому в следующем разделе.

Теория показывает, что влияние и роль флюидов на процессы извержения ограничиваются только последней стадией истечения на протяжении последних (верхних) километров длины канала. Именно в этой зоне возникают явления, создающие особенности в строении верхних ярусов вулканов. В частности, при незначительном количестве растворенных в магме флюидов образуются щитовые вулканы и извержение носит плавный характер. Наоборот, при наличии большого объема флюидов образуются шлаковые вулканы и извержение может сопровождаться выбросами туфового материала, в том числе с возникновением вулканических взрывов. В промежуточных случаях образуются стратовулканы с характерным для них смешанным типом извержения.

Обрушение свода вулканического образования. После определенного числа извержений создаются условия для обрушения свода вулканического образования. Могут быть случаи, когда такое обрушение происходит после первого извержения. Возможность обрушения определяется, с одной стороны, нарастанием сил, вызывающих прогиб свода вулкана, а, с другой — уменьшением прочности материала свода. Силы, вызывающие прогиб, пропорциональны разности внешних сил, создаваемых утяжелением литосферы за счет лавового покрытия, и внутренних сил, определяемых спадом давления в вулканическом очаге в результате излияний магмы.

Условия для обрушения свода вулканического образования (при рифтогенезе этим условиям будет соответствовать обрушение кровли литосферы) можно выразить в виде нижеследующего безразмерного критерия:

$$\frac{(\Delta p + \rho_1 h_1 g + \rho_2 h_2 g) L_n}{\kappa \mu h_1} \geq 1, \text{ где } \Delta p \ll \left(\frac{\Pi \eta}{L_0} \right)^{1/2} \frac{1}{\tau}.$$

Здесь: h_1 — толщина литосферы; L_n — протяженность излияния; ρ_2 — плотность лавы; ρ_1 — плотность литосферы; h_2 — толщина слоя лавы; Δp — величина спада давления в очаге или под кровлей литосферы; μ — модуль сдвига литосферы; κ — коэффициент прочности литосферы; Π — производительность вулканического извержения по массопереносу; η — вязкость магмы; τ — цикл волнового процесса; L_0 — линейный размер очага.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЧЕСКИХ ИЗВЕРЖЕНИЙ

Точное и полное описание явлений требует привлечения всей совокупности уравнений гидродинамики и теплопереноса. При этом необходимо учесть, что процесс истечения магмы сопровождается химическими реакциями, главным образом образованием воды из диссоциированных элементов и газовой выделением, в основном паров воды. Оба процесса зависят от давления и температуры и их учет вносит существенные осложнения в систему уравнений.

Ниже рассматривается модель, по которой в канале литосферы происходит истечение магмы под действием давления, возникшего под кровлей литосферы. Для решения задачи целесообразно установить ряд критериальных условий, выполнение которых позволяет существенно упростить аналитические выкладки. В результате границы и корректность ее применения для конкретных ситуаций устанавливаются по условиям выполнения этих критериев.

Этими критериями являются условия:

- отсутствие вертикальной конвекции, обусловленной температурным расширением (сжатием) магмы;
- отсутствие горизонтальной конвекции, обусловленной горизонтальными градиентами температур в канале;
- малое влияние флюидов на процесс истечения;
- малое влияние тепловыделения и теплопоглощения, обусловленных образованием воды и пара.

При решении задачи принимаются:

- постоянный градиент температуры в литосфере γ_0 ,
- постоянный градиент температуры плавления магмы по давлению $\left(\frac{dT}{dp}\right)$,
- закон (полуэмпирический) изменения вязкости расплавленной магмы от температуры

$$\eta(T) = \eta_0 \eta_1 \left[\eta_1 + \eta_0 \left(\frac{T - T_{пл}}{T_{пл}} \right)^2 \right]^{-1},$$

где η_0 — вязкость вблизи температуры плавления; η_1 — вязкость жидкотекучего расплава.

В общем случае процедура получения решения из-за существенной двумерности достаточно сложна. Однако можно установить условия, когда решение можно представить как наложение двух одномерных зависимостей. Физический смысл этих условий состоит в том, что перенос тепла за счет течения магмы по каналу должен существенно превосходить теплоотдачу на стенки канала за счет теплопроводности.

В аналитическом виде это условие имеет вид: $T_n/T_0 < v\delta/\kappa$.

Здесь κ — коэффициент температуропроводности; T_n — температура на стенке канала; T_0 — температура магмы под кровлей литосферы; v — скорость истечения магмы; δ — ширина канала исте-

чения. Выполнение этого условия также определяет возможность пренебрежения горизонтальными конвективными течениями.

Условие малого вклада в теплоперенос вертикальной конвекции существенно зависит от коэффициента теплового расширения и определяется выражением: $\delta \rho g \alpha dT/dp < 1$, где g — ускорение свободного падения; ρ — плотность; dT/dp — температурный градиент по давлению.

Учет влияния флюидов должен проводиться в том случае, когда давление в канале меньше критического давления парообразования, определяемого по фазовой диаграмме. Для воды критическое давление составляет 22 МПа при критической температуре 374 °С. Из этого следует, что наличие флюидов начинает сказываться на процессе истечения магмы только на глубине 1,5—2 км и менее. Также только на этом участке истечения должен проводиться учет теплопоглощения при парообразовании.

Что касается тепловыделения при образовании воды из диссоциированных атомов водорода и кислорода, то этот процесс происходит при достаточно высоких давлениях на глубине, сравнимой с толщиной литосферы, и может быть учтен в тепловых расчетах путем эквивалентного повышения температуры магмы под кровлей литосферы.

С учетом изложенных представлений были получены в весьма простой форме аналитические зависимости, определяющие параметры истечения магмы по одиночному каналу, в том числе скорость истечения магмы, температуру истечения, продуктивность вулканизма по тепло- и массопереносу, а также критические условия, когда возможно возникновение вулканизма. Основными факторами, определяющими режим истечения и, следовательно, вулканизма, являются размеры канала (в большей степени его ширина, или радиус), давление и температура под кровлей литосферы, температура плавления и вязкость магмы. Ниже приводятся полученные расчетные формулы.

Критические размеры канала:

$$\frac{h^2}{\delta^4} = \frac{(T_0 - T_h) \Delta p \left[\bar{T}_0 + T_h + 2 \sqrt{T_h \bar{T}_0} \right]}{\alpha \eta_c \bar{T}_0^2}; \quad \eta_c = \sqrt{\eta_1 \eta_2}.$$

Скорость истечения при надкритических размерах канала:

$$v = \frac{(\bar{T}_0 - T_h)(\bar{T}_h - T_h) \Delta p \delta}{h^2 \eta_c T_0^2}.$$

Эквивалентное увеличение ширины канала за счет разогрева стенок канала:

$$\Delta \delta = \frac{1}{2 \sqrt{2}} \sqrt{\alpha \frac{h}{v}}.$$

Скорость истечения магмы при размерах канала, равных критическим:

$$v = \sqrt{\frac{2 \alpha \Delta p (T_h - \bar{T}_h)}{\eta \bar{T}_0}}.$$

Температура магмы при истечении для надкритических размеров канала:

$$T = \frac{T_h}{1 + 2\kappa h / \delta^2 v}$$

Продуктивность вулканизма по теплопереносу: $\frac{c_p \rho T_h}{2\kappa h \delta^2 + v} v^2 \delta L$.

Продуктивность вулканизма по массопереносу: $v \delta \rho L$.

Условные обозначения: δ — ширина канала; h — мощность литосферы; κ — коэффициент температуропроводности магмы; η_1 — вязкость магмы вблизи температуры плавления; η_2 — вязкость магмы в жидко-текучем состоянии; v — скорость истечения магмы; Δp — давление под кровлей литосферы; T_h — температура под кровлей литосферы; \bar{T}_0 — температура плавления магмы при атмосферном давлении; \bar{T}_h — температура плавления магмы под кровлей литосферы; L — ширина канала.

Анализ закономерностей истечения магмы по каналу позволяет сделать ряд важных для теории вулканизма выводов.

1. Существует критический размер канала по ширине раскрытия, при котором возможен вулканизм. Этот размер в широком диапазоне толщины литосферы не зависит от нее и определяется вязкостью, температурой плавления магмы и превышением температуры магмы под кровлей литосферы над ее температурой плавления на этой глубине.

2. Наличие критического размера канала лежит в основе возникновения трещинного (щелевого) вулканизма: при достижении трещин в литосфере критического раскрытия «щелевой» вулканизм может образоваться в литосфере практически любой мощности.

3. Существуют условия, когда критический размер раскрытия резко падает с толщиной литосферы. Они возникают, если положительные возмущения давления под кровлей литосферы по отношению к нормальному для данной глубины достигают определенного (тоже критического) значения. При этом литосфера становится практически проницаемой для расплавленной магмы. Реализуются условия для образования ареального вулканизма, который может охватить огромные площади земной коры.

4. Скорость истечения магмы, а следовательно и продуктивность вулканизма, резко возрастают при превышении ширины канала по отношению к критическому размеру. Если при этом в астеносфере образуется локализованный, но достаточно мощный по размерам очаг, то возникает вулканизм центрального типа, продуктивность которого может достигать больших значений.

Выводы о видах вулканов по типу извержения, полученные из теории, совпадают с классификациями, основанными на фактическом геологическом материале.

Так А. Гики еще в 1897 г. выделил три типа извержений: 1) центральный (везувийский), 2) трещинный (плато, образованные массовыми излияниями базальтов), 3) тип Пюи (область Овернь).

названный позднее ареальным или многовыходным. Это геологическое разделение основано на различии в предполагаемом механизме извержений, который связан с геологической структурой основания вулканов.

По А. Н. Заварицкому, слабодифференцированные лавы достигают земной поверхности в разных местах, где им облегчают путь трещины, и извергаются с образованием шлаковых конусов. При этом господствует тип извержений, названный Д. Тиррелем многовыходным, в отличие от центрального или трещинного. Ареальные излияния не сосредоточиваются длительное время в одном месте; многочисленные кратковременные небольшие лавовые излияния происходят хаотически.

ЦИКЛИЧНОСТЬ ПРОЦЕССОВ ВУЛКАНИЗМА

Цикличность процессов вулканизма определяется периодом волнового процесса, создающего вулканическую обстановку, и внутренними факторами, характерными для собственно процесса вулканизма. Цикличность, обусловленная внутренними факторами, всегда существенно (на порядок) меньше волнового цикла; она и является по существу цикличностью вулканизма.

Действие внутренних факторов и их цикличность могут быть оценены по соответствующим моделям, описывающим всю совокупность тепловых, гидродинамических и механических явлений, протекающих в зоне вулканизма. В общем виде модель будет сводиться к системе уравнений геодинамики (см. гл. II), но с определенными упрощениями, допустимыми для данной модели. Для количественных расчетов здесь весьма эффективно использование метода эквивалентных сопротивлений. Значения главных энергетических величин ΔP и ΔT определяются из решений волновых задач.

Рассмотрим три наиболее важные модели цикличности: вулканизм с телескопированным рифтогенезом, вулканизм с крупным глубоко расположенным очагом и щелевой вулканизм.

Цикличность телескопированного рифтогенеза. Цикл включает следующие составляющие процесса:

— время истечения магмы по магматическому каналу, которое определяется перепадом давления и гидравлическим сопротивлением канала. (При ареальном вулканизме, когда толщина литосферы мала, а сечение каналов велико, это время мало и его можно не учитывать);

— время течения магмы по внешней поверхности литосферы, которое определяется по скорости растекания магмы и по скорости ее охлаждения до температуры потери текучести. Эти скорости вычисляются с использованием данных гидравлического сопротивления растекания и теплового сопротивления при охлаждении магмы;

— время обрушения кровли, которое определяется скоростью погружения литосферных плит, утяжеленных остывшей магмой;

— время прекращения излияния. Оно определяется по скорости охлаждения астеносферы, обусловленной погружением литосферных плит, повышением теплового потока при обрушении кровли;

— время роста давления в астеносфере после прекращения излияния. Оно определяется тепломассопереносом от нижней (наиболее нагретой) границы астеносферы к верхней границе.

После прохождения полного цикла процесс излияния повторяется, но уже на менее высоком энергетическом уровне, т. е. при более низких значениях ΔP и ΔT . Естественно, снижения эти будут приводить к сужению ареала вулканизма, а ступени снижения до уровня, когда процесс совсем прекратится, определяют число циклов и общую длительность процесса рифтогенеза.

В ряде случаев, в частности для ареального вулканизма, на процесс телескопированного рифтогенеза накладывается волновой процесс. При этом распространяющаяся от центрального рифта линейная или кольцевая волна создает условия для образования соответствующих геометрически ориентированных (линейных или кольцевых) зон обрушения кровли литосферы и телескопированных зон омоложения литосферы. Если процесс происходит на океанических платформах, то это последовательное омоложение фиксируется магнитными аномалиями (более подробно этот вопрос см. в гл. VII).

Цикличность очагового вулканизма. Цикл будет складываться из следующих составляющих процесса:

— время истечения магмы по магматическому каналу. Способ определения аналогичен изложенному ранее;

— время прекращения излияния, которое определяется скоростью спада давления в магматическом очаге. Эта скорость может быть вычислена по методике, предложенной У. Уайтхедом;

— время роста давления в очаге, которое определяется скоростью движения стенки очага при изменении его радиуса в связи с истечением массы вещества. (Эта скорость определяется решением соответствующей гидравлической задачи).

Цикличность щелевого вулканизма. Цикл будет складываться из:

— времени истечения магмы по магматическому каналу, которое определяется критическим размером канала и перепадом давления;

— времени охлаждения магмы до потери текучести при протекании через канал, которое зависит от теплового сопротивления канала и запаса тепла в магме, находящейся в канале. Это время определяет момент прекращения излияния;

— времени нарастания давления в магматическом очаге до значений, создающих напряжения, достаточные для образования вторичных разрывов в щели и возобновления истечений. Оно определяется длиной волны и амплитудой давления волнового процесса.

Следует отметить важную особенность вулканизма, заключающуюся в его обратном влиянии на характеристики волнового процесса. Имеются в виду необратимые изменения в коре и литосфере при вулканизме, обусловленные разрывами, излияниями и последующим появлением новых твердых образований при затвердевании магмы.

В связи с этим после прохождения полного цикла волнового (колебательного) процесса состояние литосферы будет другим. Это может создавать новые виды деформаций, напряженного состояния и вносить изменения в параметры волнового процесса.

Описанные модели далеко не охватывают все разнообразие ситуаций, возникающих в различных вулканических регионах. Они приведены скорее как примеры и иллюстрация методологического подхода при установлении цикличности процессов вулканизма.

Однако есть одно общее свойство вулканизма, проявляющееся в любых ситуациях, на основе которого может быть создана универсальная геодинамическая модель. Это — характерная для вулканизма затухающая цикличность, при которой затухание распространяется на мощность, энергию, производительность по тепло-массопереносу вулканических извержений и ареалу вулканической области.

Ниже приводится обобщенная геодинамическая модель угасающей (затухающей) цикличности вулканизма. Этапами этого процесса являются: образование вулканического очага; образование канала извержения; повышение давления в очаге до значения, при котором происходит прорыв канала; излияние и сопутствующий этому излиянию спад давления в очаге; повышение давления в очаге за счет гидродинамического и теплового взаимодействия очага и прилегающих слоев верхней мантии; новый прорыв канала и вторичное извержение.

Для этой последовательности этапов характерны следующие закономерности: 1) после каждого извержения давление в очаге не поднимается до первоначального уровня и 2) объем очага также после каждого извержения уменьшается.

Произведение изменения давления в очаге на его объем равно изменению энергии очага. Таким образом, каждое извержение сопровождается соответствующим уменьшением запаса энергии вулканизма. Относительная величина уменьшения энергии очага, которое будет определять темп угасания вулканизма (коэффициент затухания цикличности), будет существенно зависеть от вида волнового процесса в вулканическом регионе, его стадийности (т. е. какой фазе волнового процесса соответствует возникновение вулканизма), от первоначальных размеров и глубины залегания астенолита. В определенной степени количественные характеристики затухания могут быть получены путем использования предельных в настоящей главе формул и критериев.

ФЛЕКСУРЫ — ГЛОБАЛЬНЫЕ ДЕФОРМАЦИИ КОРЫ

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФЛЕКСУР

Тектоника земной коры и морфология геологических структур определяются движениями, происходящими на глубинах в сотни километров и возбуждающими в свою очередь поверхностные деформации и магматизм. Поверхностные структуры связаны с первичными структурами, заложенными на больших глубинах, а процессы их становления — с вертикальными напряжениями и перемещениями.

Окраины континентов граничат с океаном по «уступу» континента, опускающемуся ко дну океана. Континентальный уступ — общее понятие конструктивной и деструктивной границ континент — океан — двух типов глобальных флексур.

Понятие флексуры включает следующие основные структурные элементы континентальных окраин (рис. 1): а) глубинные разломы и вулканизм островных дуг, зоны глубоководных землетрясений; б) надвиговые и поддвиговые зоны вдоль глубоководных желобов; в) сбросовые уступы континентов, пересекающие складчатые структуры; г) глубокие окраинно-континентальные прогибы с мощным осадочным заполнением; д) вулканический пояс, сопряженный с зоной расширения в верхнем крыле флексуры; е) сдвиговая зона по разломам вдоль границы континентальной и океанической коры.

Пассивные (деструктивные) окраины континентов погружаются на дно океана по флексурному прогибу континентального склона, осложненного сбросами и сопровождающегося вулканизмом траппов с внедрением даек по разломам. В результате опускания блоков континентальной коры на разные глубины океана образуются подводные плато. При этом, как правило, обрушение окраин океанов происходит вслед за платформенным излиянием траппов. Огромные площади дна океанов покрыты траппами, вскрытыми при глубоководном бурении на вершинах многих океанических плато. Континентальная кора, пронизанная дайками и силами траппов, как считает В. В. Белоусов, испытывает метаморфизм с образованием эклогитов, увеличивающих ее массу, приводя к погружению

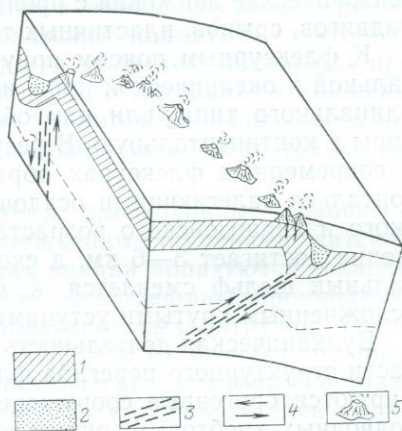


Рис. 1. Флексура на границе континента и океана.

1 — тектоносфера; 2 — осадки в глубоководном желобе; 3 — разломы; 4 — направления сдвигов; 5 — вулканы

в мантию. Излияние траппов и базальтов происходит в условиях разделения континентальной коры на блоки утонения с изменением структуры при ее погружении. В результате вертикальных движений, сопровождающихся вулканизмом, кора испытывает волнообразные колебания с образованием сводово-глыбовых структур, рифтов, глубоких впадин.

Распространение траппов на дне океанов свидетельствует о континентальной природе их фундамента, а кинематика процесса базальтовых излияний вписывается в структурообразование телескопированного рифтогенеза. Возрастание древности траппов по направлению к континентальной окраине служит доказательством центростремительного омоложения вулканических излияний в процессе рифтогенеза.

Флексуры представляют собой деформации земной коры глобального масштаба. Их образование, связанное с вертикальными дифференцированными движениями, происходит преимущественно вдоль континентальных уступов в процессе опускания впадин, достигающих размеров океана. При этом на границе континента и океанической впадины стираются четкие различия между геосинклинальными, рифтовыми и океаническими структурами. Флексуры образуются и в зоне растяжения в пределах современных материков. Глобальную флексуру можно рассматривать как комплекс структур, относимых к геосинклинальной зоне, разделяющей континент и океаническую впадину. Другими словами, континентальная глобальная флексура — это длительно формирующееся сочленение континента и ложа прогибающегося океана. Она образуется путем прогибания океанической впадины и представляет собой зону активных вулкано-тектонических движений, связанных с магматизмом. Для таких флексур характерны дифференцированные тектонические движения с проявлением напряженной складчатости, надвигов, срывов, пластичных течений.

К флексурным поясам приурочена зона перехода от континентальной к океанической коре, иногда выделяемая как кора геосинклинального типа, или как область консолидации океанической коры в континентальную. В результате погружения нижнего крыла в современных флексурах образуется прогиб, заполненный горизонтально залегающими осадочными отложениями позднемезозойского и кайнозойского возраста. Амплитуда вертикального погружения достигает 3—6 км, а скорость 0,02—0,04 мм/год. Континентальный шельф сменяется к океану континентальным склоном, осложненным крутыми уступами ступенчатых сбросов.

Вулканическая деятельность связана с растяжениями в тыловой части структурного перегиба флексуры. На верхнем крыле ее формируются орогенные сооружения — вначале в форме островных и подводных хребтов; фронтальное крыло испытывает прогибание с образованием впадин окраинных морей, чередующихся с островными дугами. Различные типы флексур, исходя из общих принципов кинематики, являются одинаково успешно проводниками вулканизма. Флексуры, авлакогены, рифты участвуют в качестве состав-

ных элементов в структурах переходных зон, геосинклиналей, орогенов, активизированных платформ.

В горных системах, подобно окраинно-континентальным орогенам, происходит преобразование флексур во взбросо-надвиги. Такие краевые флексуры, ограничивающие сводовые поднятия, изучены во многих районах Тянь-Шаня, Скалистых Гор Северной Америки и других местах. Надвиги, образующиеся при опрокидывании крыла краевой флексуры, прослеживаются на тысячи километров.

Флексура на краю континентального прогиба состоит из трех элементов: 1) впадины на нижнем крыле, заполненной мезозойско-кайнозойскими отложениями; 2) остаточной возвышенности на сводовом крыле, разбитой разломами растяжения и сопровождающейся грабенами, горстами и проявлениями вулканизма с выходом на поверхность интрузивных пород; 3) тылового массива у верхнего крыла платформы, сложенной древними породами.

Коленчатый изгиб флексуры определяется опусканием ее нижнего крыла, сохраняющего горизонтальное залегание, т. е. опусканием днища впадины, компенсируемым накоплением осадков. При этом опускающемуся дну впадины противостоит сводовое крыло, состоящее из отложений платформы или траппов. Это соединительное крыло флексуры представляет собой недоразвитые разломы растяжения, затухающие в толще платформенных отложений на фоне медленного опускания впадины. В процессе проседания и изгиба флексуры у верхнего крыла образуются купола, грабены и трещинные зоны, проницаемые для магмы. Согласно представлениям П. Е. Оффмана [18], у флексуры отсутствует взброшенное, воздымающееся верхнее крыло и формирование ее полностью основано на прогрессирующем проседании впадины. Оффман отрицает существование абсолютных тектонических поднятий — тектонической инверсии, являющейся суммарным эффектом локальных прогибаний, последовательно смещающихся по латерали, и снижения уровня океана с осадконакоплением. При этом равнозначность опускания — поднятия не доказуема, ее можно установить только при анализе геологической карты.

По бортам флексур формируются плоскодонные грабены — обширные впадины дна океана, осложненные ступенями, антеклизмами и синеклизмами. На сочленениях впадин образуются эскарпы, на вершинах которых возникают куполы и трещины, проницаемые для вулканизма глубинных и приповерхностных интрузий. Типично развитие флексур вдоль границ перехода от базальт-долеритовых плато окраин континентов к океаническим впадинам, а также у подножий остаточных возвышенностей как показателей разновременного опускания. Так, Ж. Обуэн полагает, что возникновение поднятий на ранних стадиях эволюции геосинклиналей является результатом относительно замедленного опускания этих поднятий по сравнению с опусканием прогибов, и что говорить можно только о вертикальных движениях, причем движениях, свидетель-



Рис. 2. Вулканы активной окраины континента. Вулкан Ключевской, Камчатка

ствующих о дифференцированном опускании, так как поднятия опущены не менее прогибов.

Начиная с позднего мезозоя и в кайнозое окраины материков особенно интенсивно погружались, образуя при изгибе поверхности складчато-метаморфического фундамента глобальную флексуру. Этот флексуорообразный изгиб, осложненный глыбовыми ступенчатым и сбросовыми уступами, является структурой, относящейся к наиболее протяженным глобальным структурам Земли, более чем вдвое превосходящей по длине мировую систему срединно-океанических хребтов. Совсем недавно срединно-океанические хребты еще рассматривались как непрерывное обрамление глобальной трещины, опоясывающей земной шар и поставляющей базальты, раздвигающие континенты. В настоящее время океанологические исследования установили продольную неоднородность срединно-океанических хребтов, повсеместно нарушающую их гипотетическое глобальное единство. Срединно-океанические хребты, как и континентальные орогены, разделены на отдельные блоки. Структура рифтовых долин для каждого блока определяется региональными чертами его строения. Следовательно, представление о мировой системе непрерывных рифтовых трещин Земли протяженностью свыше 65 тыс. км неверно.

Флексуры вдоль окраин континентов, согласно Ф. Лерху (1929 г.), отражены в гравитационных ступенях, в то время как рифты срединно-океанических хребтов не выражены в гравитационном поле, измеренном со спутников [47]. Это свидетельствует о глобальной роли флексур, захватывающих глубокие структуры земной коры, и о поверхностном строении рифтов, не проникающих в мантийную оболочку. Флексуры являются наиболее мобильными поясами земного шара с современным вулканизмом и землетрясениями, по расходу энергии многократно превышающими все прочие пояса Земли (рис. 2). При спокойном моноклинальном залегании слоев верхнего и нижнего крыла флексуры ее коленчатый изгиб подобен «волшебной шкатулке», заключающей все многообразие кинематики переходной зоны.

Тихоокеанские — активные и атлантические — пассивные окраины различаются по структурным условиям, возрасту и энергетике вулканизма и сейсмичности. Сейсмичность тихоокеанских флексур связана с зоной Заварицкого — Беньофа в желобах у подножия континентального склона на окаймлении островодужного пояса, к которому приурочена вулканическая деятельность известково-щелочного состава, характеризующая вулканы центрального типа на внутренних кордильерах островных дуг.

В пределах окраинно-континентальных флексур происходит перестройка земной коры в двух направлениях. На окраинах тихоокеанского типа доминирует аккреция — утолщение континентальной коры и формирование орогенных морфоструктур, поднятых над уровнем океана. На платформенном крыле флексуры океанический режим сменяется континентальным — развиваются рифтовые вулканические пояса, подводные орогены выдвигаются над уровнем океана, отчленяя бассейны внутренних морей, разделенные островными дугами и прогибами с внешними желобами.

Флексуры тихоокеанского типа характеризуются встречными перемещениями континентальных и океанических блоков с преобразованием верхнего крыла флексуры в надвиг. При этом на нижнем крыле флексуры образуются осадочные бассейны как в глубоких котловинах, так и на шельфе, у подножия островодужных кордильер и бордерлендов, определяя геосинклинальное осадконакопление. Дифференциальные движения сопровождаются формированием горного рельефа, приуроченного к континентальному крылу флексуры. На опускающемся крыле флексуры в процессе надвига верхнего (сводящего) крыла флексуры образуются шельфовые террасы абразионного происхождения.

Для тихоокеанского типа флексур характерно преобладание окраинных морей и островодужного обрамления. Амплитуды изгиба флексур в несколько километров и протяженностью в тысячи километров в условиях гетерогенности основания придают им структурное многообразие. Глобальные крупные флексуры находят отражение в геофизической структуре переходной зоны: так, мощность коры верхнего крыла флексуры (Охотское море) утоняется до 20 км, под островной дугой она увеличивается до 40 км и выклинивается в глубоководном желобе.

На окраинах атлантического типа господствует деструкция — разрушение континентальной коры и образование океанической, с опусканием на дно океана нижнего крыла флексуры. Флексура атлантическая менее сложна и состоит из моноклинали континентального склона и прогиба океанического крыла. Диапазон вертикальных перемещений окраинно-континентальных флексур определяет разделение главных гипсометрических уровней Земли — континентального и океанического.

Для флексур атлантического типа характерно продолжение океанической коры континентальной окраины под осадочным чехлом континентального склона и подножия. Переходная зона имеет гетерогенную структуру с мощным мезозойско-кайнозойским плат-

Форменным чехлом, активизацией краевых швов и землетрясениями с неглубокими очагами. Формирование флексуры континентальной окраины атлантического типа сопровождается образованием многочисленных краевых плато, отделенных от континента ступенями и впадинами, заполненными мелководными осадками, и при опускании по разломам достигающих абиссальных глубин. В результате медленного погружения нижнего крыла флексуры образующийся прогиб заполняется субгоризонтально залегающими позднемезозойскими и кайнозойскими осадками.

Окраины атлантического типа формировались начиная с позднего мезозоя в виде флексурного изгиба платформ в сопровождении системы сбросов, погружающих континентальный склон на различную глубину в зоне перехода между континентальной и океанической корой. Здесь окраинно-континентальные рифты трансформируются в океанические. Флексуры вдоль континентальных окраин Атлантического океана были заложены на склонах триасовых эвапоритовых грабен, вдоль материкового склона.

При формировании флексур проявляется вулканизм двух типов: а) базальтовые платоизлияния, заканчивающиеся роем даек на изгибе флексуры;

б) щелочно-базальтовые излияния на океаническом подножии флексуры.

Они связаны с формированием сводовых поднятий как на континентальной коре, так и на океанической, а также надстроек на втором слое океанической коры. В случае разломов, пересекающих окраину континента, вулканы на сводовых поднятиях дна океана продолжают в виде ряда, выходящего на континентальную окраину и протягивающегося в глубь материка (Камерунский разлом).

КИНЕМАТИКА И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ ФЛЕКСУР

Кинематика окраинно-континентальной флексуры является переходной от континента к геосинклинали. Внешнее крыло флексуры лежит на платформе, а осевая прогнутая часть и внутреннее крыло принадлежат геосинклинали и дну океана.

Платформенное крыло флексуры как зона растяжения отличается проявлением основного вулканизма, оно осложнено ступенчатой системой разрывов и рифтов. Граница между платформой и геосинклиналью проходит по внешнему краю прогиба, с наибольшими мощностями осадков. Здесь находятся зоны разломов кристаллического фундамента и наиболее резко выражен перегиб флексуры. Сопряженность вертикальных тектонических движений на платформе и в прилегающей геосинклинали соответствует кинематике флексуры, выражающейся в однозначности погружений платформ и геосинклиналей.

Авлакогены, возникающие большей частью на платформах, яв-

ляются рифтообразными погружениями фундамента с проявлением основного вулканизма предрифтовой стадии и заполняются мощными осадочными толщами в течение погружения. Миогеосинклинали на погружающемся океаническом крыле флексуры отличаются от более сложных эвгеосинклинальных прогибов отсутствием вулканизма и континентальной корой.

Современные пассивные флексурные переходы континент — океан отличаются от активных (с вулканизмом) отсутствием перикоанического глубинного разлома — надвига, падающего под континент. Этот разлом (зона Заварицкого — Беньофа) служит границей между верхним и нижним крыльями окраинно-континентальной флексуры активной зоны перехода. Рельеф глубоководного желоба и отрицательная гравитационная аномалия, связанная с ним, возникают в результате сбросов растяжения на океаническом крыле флексуры в переходной зоне шириной 50—100 км. Таким образом, развитие глобальной флексуры континент — океан включает кинематику превращения глубинных сбросов в надвиговые зоны Заварицкого — Беньофа. Флексура генетически связана со сбросами, которые развиваются при последовательном ее изгибе на соединительном колене крутопадающих слоев. При этом разрыв происходит вдоль как верхнего, так и нижнего колена флексуры.

Верхнее крыло и зона изгиба (разрыва) флексуры подвержены наиболее сложным деформациям — это области наиболее сильных растяжений, поэтому для них характерна приуроченность магматических процессов. Сбросы, горсты, грабены, террасы — неотъемлемые элементы флексуры — вместе с вулканизмом присущи окраинно-континентальным флексурам. Рассматривая флексуру как вытянутый по простиранию сброс, можно найти в ней элементы структур различного типа — от рифтов до надвигов, достигающих наибольшей сложности в окраинно-континентальных зонах.

У окраины континента геосинклинальная область отделяется крутопадающими разломами от орогенного пояса, образующего приподнятую кордильеру. По флексуре, разделяющей эти области, формируются взбросо-надвиги с поверхностью скола, падающей под своды горного сооружения. У границы с предгорной впадиной происходит опрокидывание крыла флексуры под действием тангенциального сжатия и гравитационных сил. Взбросо-надвиг перерастает в шарьяж со скалыванием и надвигом осадочной оболочки, параллельными горизонтальной слоистости (рис. 3). Подвиг фундамента с поперечным сокращением мобильного пояса и разломы, падающие под углом под континентальную окраину, сопровождаются зоной землетрясений. Это соответствует представлениям об окраинно-континентальном поясе напряжений, перпендикулярном к окраине континента. Зона сжатия совпадает с проявлением землетрясений, глубина гипоцентров которых возрастает до нескольких сотен километров. Зона растяжения со сводовым вздутием верхнего крыла флексуры сопровождается тепломассопереносом, проявляющимся в виде вулканизма. Дифференцированные движения достигают 12—15 км. При этом по краям горного поднятия лежат разно-

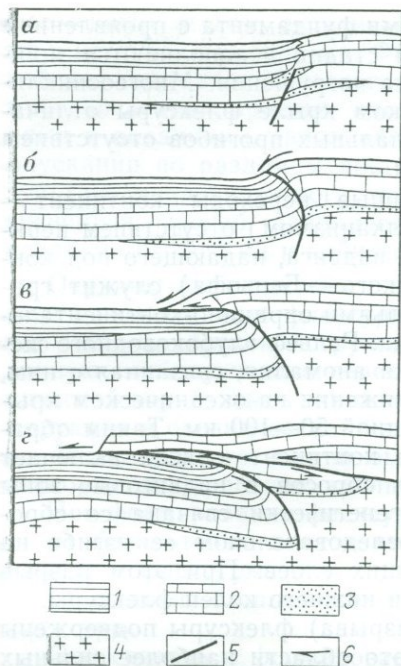


Рис. 3. Стадии развития флексуры в кристаллическом фундаменте, с преобразованием складчатого надвига в шарьяж (по И. И. Белостоцкому).

а — конседиментационный сброс, продолжающийся в кристаллическом фундаменте; б — трансформация сброса во взбросо-надвиг; в — опрокидывание верхнего крыла флексуры под действием гравитационных сил; г — расщепление образовавшегося шарьяжа параллельно слоистости основания. 1 — глина; 2 — известняки; 3 — песчаники; 4 — кристаллический фундамент; 5 — разломы; 6 — направление смещения шарьяжей

стройке земной коры. При этом состав формаций определяется глубинной природой их происхождения. Флексурный изгиб пластов равноценен их смещению по разлому, в который может переходить флексура, или где образуются тектонические ступени, горсты, грабены и прочие сопряженные структуры. К ним следует отнести эшелонированные сбросы, ограничивающие прогибающиеся бассейны, а также уступы материкового склона, иногда переходящего в глубоководные желоба. Примером сложной глобальной флексуры служит геосинклиальная область островных дугвых комплексов, состоящая из рифтовых поясов островных дуг и глубоководных желобов на границе континента и океанического прогиба.

возрастные формации, позволяющие установить, что их склоны были разновозрастными и опускания по краям флексуры образовались в результате дифференцированных движений. При этом опускание одного крыла флексуры создавало видимость воздымания противоположного, фактически стабильного и не взброшенного.

Вертикальные тектонические движения — основной процесс, определяющий строение и тип земной коры в области перехода от континента к океану. Как правило, области, поднятые над уровнем океана, обладают континентальным типом коры, опущенные значительно ниже его уровня — имеют тип коры, переходный к океанической коре в зависимости от глубины погружения. Следовательно, погружение земной коры до океанических глубин — основное условие преобразования ее в океаническую. Это сопряжено с процессом, ведущим к превращению океанической коры в континентальную, с ростом орогена при складчатости осадочных толщ и проникновением в них магматических пород.

Существенную роль играет образование вулканоплутонических формаций, определяющих характер разных типов перестройки земной коры.

Глобальные флексуры на границе континентов и океанов, где прогибание и накопление осадков происходит сопряженно, проходят этап траппового вулканизма в позднемезозойское — палеогеновое время. Вулканизм приурочен к растягивающемуся переходному колуну флексуры, где формируется серия телескопированных рифтов. Глобальная система флексур по окраинам континентов определяет положение геосинклинальных поясов. Вулканические структуры обычно расположены вдоль перегиба флексуры — в системе островных дуг, формирующихся в условиях блоков — антиклинальных структур, впадин у нижнего крыла флексуры, а также вдоль разломно-надвиговых деформаций у верхнего крыла.

Общая закономерность кинематики рифтового структурообразования и вулканизма заключается в связи покровных трещинных излияний с областями сводовых поднятий, подвергающихся обрушению вдоль сводов. В дальнейшем в зонах обрушений формируется система линейных телескопированных рифтов, в поясах предшествующих куполовидных или горстовых поднятий. Вулканы центрального типа образуются на пересечениях внутририфтовых разломов. Весь процесс, начиная от создания обширных рифтовых поясов и кончая небольшими кальдерными проседаниями, подчинен единой закономерности — компенсации дефицита вещества, возникшего в результате опустошения вулканических очагов. При этом глубина залегания этих очагов определяет глубину формирующихся депрессий.

В зависимости от магматических процессов выделяются два типа флексур.

1. Флексуры, образованные на границах щитов и платформ и отражающие крупные вертикальные движения, сопряженные с магматизмом. Они служат проводниками магматических расплавов, использующих трещины растяжения, возникающие в процессе радиальных нарушений.

2. Флексуры, связанные со складчатостью в условиях тангенциального сжатия, не сопровождающиеся магматическими процессами. Эти флексуры являются разновидностью складчатости.

Радиальные движения, образующие флексуры с тангенциальной системой смещений, сопровождаются процессами платформенного вулканизма. Разрывы, возникающие при растяжении крупных флексур, служат подводными путями для магмы и обычно заполняются дайками. При этом радиальная кинематика флексуорообразования сопровождается тангенциальной, позволяющей магме перемещаться в горизонтальном направлении с образованием пластовых тел долеритов.

Флексуры параллельны континентальным окраинам и срединным океаническим хребтам как центральным сводам, с обрушением которых связаны рифты, обрамленные моноклиналями. Приуроченность излияний к трещинам, согласным с простираем флексур, сопровождается увеличением мощности трапповых покровов у

их верхнего крыла и формированием системы даек, параллельных простиранию флексуры. Сопряженность излияний с флексурами сопровождается структурные условия разных фаций излияний и их дифференциацию. Внедрение магмы во флексуры подчинено полям напряжений, определяющим зоны растяжений на ее пути к земной поверхности. Силлы, дайки и некки, образующиеся по окраинам плато-эффузивов в условиях флексурных перегибов, обычно синхронны вмещающим лавовым покровам. Дайки вдоль флексур имеют более молодой возраст, являясь корнями самых верхних порций излияний. Дайки выходят в выпуклой части флексур и отсутствуют в вогнутой, свидетельствуя о том, что они связаны с трещинами растяжения, образованными вдоль границы опускания дна океана или рифта. В континентальных обстановках флексуры образуются вдоль сочленения синеклиз и антеклиз платформ. В зонах растяжения крупных флексур количество, протяженность и мощность даек увеличиваются.

При подводном вулканизме трещинные излияния происходили вдоль флексур, соединяющих эвгеосинклинальные прогибы с поднятиями. Крупные подводные излияния базальтов характерны для склонов геосинклинальных поднятий на дне бассейнов, о чем свидетельствует переслаивание туфов с радиоларитами. Мощные лавовые потоки испытывали гравитационную дифференциацию, в результате чего наиболее основные лавы залегают в основании крупных офиолитовых тел.

В начальные стадии геосинклинального процесса излияния офиолитов происходили на склонах внутригеосинклинальных поднятий. Ж. Обуэн отмечает синхронность между возрастом офиолитов и временем максимальных поднятий. Последующие опускания соответствуют рифтообразованию, сопровождающему фазу прекращения вулканизма и осадконакопления в сформировавшемся прогибе.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ОБРАЗОВАНИЯ И ЭВОЛЮЦИИ ФЛЕКСУР

Закономерности образования и эволюции флексур, основанные на концепции волновой геодинамики, должны соответствовать и объяснять геологические факты и особенности кинематики.

Флексуры представляют собой деформации земной коры глобального масштаба, по протяженности превосходящие все линейные структуры Земли. Они характерны для всех окраин континентов, граничащих с океанами, причем при переходе от континентальной к океанической коре отмечается резкое по простиранию изменение толщины литосферы: от нескольких десятков и даже сотен километров для континентальных платформ до нескольких километров для океанической литосферы. Для переходной зоны всегда существует значительная деформация изгиба коры, в которой концентрируются большие растягивающие напряжения.

В зонах перегиба флексур либо сосредоточено большое количество действующих вулканов, либо фиксируется мощный трапповый вулканизм, имевший место в более ранние геологические эпохи. Деформации на флексурах могут иметь весьма сложный характер, включающий не только растяжения и изгиб, но и надвиги, сбросы, складчатые структуры.

Исходя из положений волновой геодинамики образование и развитие флексур обусловлено особенностями волнового процесса при наличии больших неоднородностей в граничных условиях. Эта неоднородность определяется градиентом толщины литосферы. Большое значение градиента соответствует тому, что в зоне утоненной литосферы границу можно принимать свободной, т. е. пренебрегать реакцией коры, а в зоне мощной континентальной литосферы — принимать границу жесткой, т. е. пренебрегать смещениями коры. Такие неоднородные граничные условия обуславливают возникновение коротковолновых возмущений, локализованных в самых верхних слоях мантии и проникающих в толщу литосферы. В результате в коре создается сложно-напряженное состояние с концентрацией растягивающих напряжений в зоне изгиба флексуры.

Сложно-напряженное состояние коры вызывает образование разноразнонаправленных трещин, в том числе нормальных к поверхности литосферы в зоне изгиба флексур и тангенциально направленных в прилегающих зонах. По мере увеличения длины волны, что связано с уменьшением продольного градиента толщины литосферы, протяженность тангенциальных трещин увеличивается. Коротковолновые возмущения накладываются на регулярный волновой процесс. Они могут возникать на фоне как общих радиальных пульсаций Земли, так и протяженной линейной волны и накладываться на резонансные колебания верхней мантии. В соответствии с этим на флексурах возникают различного типа вулканизм и преобразования коры. В случае наложения на линейную волну процесс локализуется в достаточно узких протяженных зонах, но может проходить более активно с образованием сводовых поднятий. В других случаях возникает длительно существующий трапповый вулканизм, охватывающий широкие ареалы континентов и океана. Наличие тангенциально направленных трещин создает условия для внутрикоровых излияний магмы и переработки коры в больших объемах.

При возникновении зоны высокоактивного вулканизма образуются большие сводовые поднятия, развивается орогенный процесс, образуются глубоководные желоба. Длительность процесса на порядок меньше, чем в двух первых случаях. Это обусловлено тем, что период (цикл) радиальных колебаний верхней мантии значительно короче, чем линейной волны.

Изложенные геодинамические закономерности объясняют особенности вулканизма и тектонических движений во флексурах атлантического и тихоокеанского типов.

Флексуры восточной части Тихого океана, где они сопровождаются широтными разломами, по кинематике близки к флексурам островных дуг и сопоставимы с процессами рифтогенеза, сопровождающего вулканизм в этих районах. Изучение отдельных зон разломов и их возрастных соотношений позволяет понять последовательность вулкано-тектонического структурообразования и воссоздать пространственные и временные изменения термодинамических характеристик, определяющих развитие вулканизма.

Флексуры изучаются на основе сходства термомеханических напряжений как на границах континентов и океанов, так и в пределах континентальных щитов и на дне океанов, где они также сопровождаются вулканическими хребтами. Флексуры являются изгибами земной коры, сопровождаемыми разломами, рифтами и вулканическими хребтами.

Глава V

РИФТОГЕНЕЗ И ВУЛКАНИЗМ

ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РИФТОГЕНЕЗА

Тектонические процессы в мобильных зонах Земли различны по напряжениям сжатия и растяжения. Там, где доминирует сжатие, происходит горообразование, преобладание растяжений ведет к обрушению сводовых поднятий, сопровождаемому вулканизмом и рифтогенезом. Рифтогенез в соответствии с пульсацией процессов тепломассопереноса происходит как правило стадийно. По мере прекращения тепломассопереноса рифтовые структуры вырождаются до небольших вулкано-тектонических депрессий и кальдер. В различных геологических структурах рифтогенез связан с разными этапами генерации магматических расплавов, поднимающихся к земной поверхности по линейным или кольцевым вулкано-тектоническим структурам. Формирование магматических резервуаров прослеживается в вертикальном направлении начиная от астеносферных слоев и вулканических очагов и завершается в земной коре и в основании крупных вулканических сооружений на ее поверхности.

Разрядка напряжений имеет различные причины и структурную выраженность в разных типах вулканических областей. Рифтогенез сопутствует эпивулканическим процессам, протекающим в различных геотектонических регионах Земли, на разных стадиях эволюции литосферы. Рифты возникают как в раннегеосинклинальных условиях, так и во время орогенеза и консолидации континентальных платформ, вплоть до формирования океанов.

Поднятия и вулканизм, предшествующие образованию рифтов, происходят в различных масштабах, зависящих от региональных условий. В отличие от грабенов, представляющих типичные тектонические структуры, рифты являются структурами обрушения, связанными с вулканизмом и криптовулканическими процессами.

Представления о связи рифтогенеза с различными стадиями тектонического развития земной коры неоднократно изменялись. Общие принципы образования платформенных рифтов были сформулированы еще в 1932 г. Н. С. Шатским. Е. Е. Милановский (1970 г.) в орогенных областях относит рифтогенез к структурным обрушениям сводов, сопряженным с вулканизмом, и рассматривает его как общий процесс образования различных типов разномаштабных вулcano-тектонических депрессий — от линейных океанических рифтов до гигантских кольцевых структур и кальдер.

Рифтогенез следует за извержениями и охватывает осевую часть сводов, подверженную наибольшему растяжению, как структурообразование, типичное для всех вулканических областей. Следует подчеркнуть связь рифтогенеза с различными ярусами земной коры, начиная от подкоровых рифтов и кончая рифтами щитовых вулканов. При обрушениях формируются не только линейные рифтовые структуры, но и кальдеры, и вулcano-тектонические депрессии с образованием телескопированных рифтов как линейных, так и кольцевых. Этот процесс сопровождается постепенное истощение вулканической энергии — рифтовые структуры уменьшаются до небольших вулcano-тектонических депрессий и кальдер.

Поднятие астенолитов с образованием «мантийной подушки» и последующим магматическим обрушением (по Р. Дэли) соответствует модели мантийных диапиров с проявлением рифтогенеза после прекращения вулканизма. При этом в соответствии с уменьшением обрушений магматические подушки уменьшаются до размера небольших периферических очагов.

Согласно Е. Е. Милановскому, формированию сводово-вулканического рифта предшествует образование сводового поднятия, сопровождаемое мощными извержениями. Свод характеризуется гравитационным минимумом, обусловленным линзами разогретого материала и отдельными магматическими очагами, в которые происходит проседание блоков коры при разгрузке очагов во время извержения.

Рифтовые зоны как планетарные, региональные и локальные структуры различаются по протяженности, глубине рифтов, типу и масштабу вулканизма. Рифты, проникающие вглубь на несколько десятков километров, соответствуют обрушениям земной коры в глубинные очаги. Интенсивность магматизма и типы магм — от основных толеитовых до щелочных — находятся в соответствии со стадиями рифтогенеза. Отмечается взаимосвязь между величиной поднятий, предшествующих рифтогенезу, и вулканизмом, сопутствующим поднятиям.

Рифтогенез в рамках геосинклинальных, орогенных, платформенных структур является проявлением тектоно-магматической активизации, и нет оснований противопоставлять его этим структурам. Во время эволюции мобильных поясов от геосинклинального к орогенному рифтогенез, сопутствующий формированию вулканических зон, претерпевает структурно-магматическую эволюцию в

соответствии с изменением глубины вулканических очагов. На разных этапах эволюции очагов изменяются глубина рифтов, их протяженность и структурные положения и, вероятно, можно говорить о глубине вулканических очагов как об индикаторе глубины рифтогенеза. В соответствии с изменением глубины питания вулканизма глубина рифтов изменяется от подкоровой (мантийной) до субповерхностной, иногда ограниченной лишь структурой вулканов. О глубине рифтогенеза в ряде случаев можно судить по повторному метаморфизму в условиях высокого теплового потока, ведущего к поднятию сводов, вулканизму и телескопированному рифтообразованию. Несомненна генетическая связь между активным тепломассопереносом к земной поверхности, сводовыми поднятиями, вулканизмом и рифтовыми обрушениями. Связь геосинклинального процесса и рифтообразования прослеживается начиная с древних геологических эпох и проявляется на разных глубинных уровнях магмо- и структурообразования. Таким образом, рифтогенез является стадией структурообразования в течение вулканического геосинклинального процесса и сопровождается также последующие стадии развития земной коры. Рифтовые структуры проявляются в виде депрессий грабен-синклиналей, а также вулканотектонических обрушений. Если в ходе развития геосинклинально-орогенных поясов рифтовые структуры по мере роста горных поднятий деформировались и разрушались эрозией, то на континентальных и океанических платформах рифтогенез выражен в морфотектонике более четко и рифты хорошо сохраняются. В зависимости от типа земной коры и геоморфологического уровня вулканизма рифтообразование различается по масштабу, структурам, формам проявления и составу магматических продуктов. Так, толеитовый вулканизм типичен для геосинклинальных рифтов и рифтов океанических платформ; известково-щелочные вулканы характерны для рифтовых поясов орогенов. Щелочной магматизм рифтов типичен для континентальных платформ.

По сравнению с геосинклинальным рифтогенезом развитие рифтов на платформах отличается значительно большей продолжительностью, охватывающей несколько тектоно-магматических циклов, что подтверждает многоэтапность телескопированного рифтогенеза. Следует учитывать также глубинное строение области, тектоническую стадию рифтовой зоны, масштаб и тип вулканических процессов, предшествующих рифтогенезу и сопровождающих его.

Глубоководное бурение показало, что под базальтами залегают более древние осадочные толщи. При драгировании океана в районах срединных хребтов были подняты 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 горизонтально-слоистое строение океанической коры свидетельствует о ее формировании за счет покровных излияний и осадкообразования.

ОКЕАНИЧЕСКИЕ РИФТЫ

Рифтогенез как процесс, сопровождающий вулканизм, имеет наибольший масштаб на дне океанов, где грандиозные излияния перегретых толеитовых базальтов были сопряжены с обширными сводовыми поднятиями, за которыми после окончания тепломассопереноса следовали рифтовые обрушения.

Рифты на дне океанов — это глобальные структуры, сопоставимые по протяженности с флексурами. Это рифты срединно-океанических хребтов, асейсмичных океанических хребтов и островных дуг. Геофизические исследования Гавайских островов и Новой Зеландии определили принадлежность здесь рифтов соответственно к коровым и подкоровым типам.

Многоэтажность рифтогенеза, захватывающего различные ярусы земной коры, наиболее ярко проявляется в переходных зонах от континента к океану. Крупнейшими структурами океанической коры являются срединно-океанические хребты, образующие широкие пояса подводных поднятий со сложнорасчлененным вулканотектоническим рельефом, амплитудами высот в 2—4 км и осевыми рифтовыми ущельями. Гребни срединных хребтов сложены толеитовыми базальтами. Наиболее молодые излияния приурочены к рифтовым долинам. Отходящие в сторону хребты и прилегающие к ним плато образованы базальтами и надстроены вулканическими островами с действующими вулканами. Общими для срединно-океанических хребтов Мирового океана являются отсутствие непрерывной рифтовой долины и прерывистость самих хребтов, разделенных трансформными разломами на отдельные горсты и своды. В центре каждого свода срединно-океанического хребта происходили ареальные вулканические излияния, образуя базальтовое плато с вулканами центрального типа. Разломная тектоника характерна для сводов Срединно-Атлантического хребта, где поперечные трансформные разломы разделяют отдельные своды, удаленные на сотни километров один от другого. Рифтовые долины в пределах сводов хребта ориентированы под углом к оси хребтов, создавая их эшелонированную структуру. Выклинивание рифтовых долин к флангам отдельных сводов, образующих срединно-океанические хребты, сопровождается уменьшением ширины рифтовых долин вдоль их простираия. Вблизи пересечения рифтов трансформными разломами увеличивается интенсивность вертикальных движений, происходит углубление рифтовых долин по направлению к разломам и их расширение вблизи разломов. Общая ширина рифта увеличивается и возрастает амплитуда вертикальных перемещений блоков, наряду с интенсивным дроблением земной коры и образованием глыбового рельефа на погружении хребтов.

Детальные исследования рифтовых зон срединно-океанических хребтов при помощи многолучевых эхолотов установили отсутствие вдоль сводов хребтов непрерывной трещины — планетарного раздвига рифта, — предполагавшегося на основе рекогносцировочных маршрутов Б. Хизеном и Д. Юингом в 1955 г. Выявлена сложная

ячеистая эшелонированная структура рифтов, замыкающихся в пределах склонов отдельных сводов хребта, сопряженных по трансформным разломам. Выклинивающаяся и локальная система рифтов исчезает на протяжении нескольких десятков километров и свидетельствует о неоднородности строения срединно-океанических хребтов, глубинные границы которых независимы от рифтовых долин. Таким образом, идея о раздвигании литосферных плит по планетарной рифтовой трещине не получила подтверждения. Срединно-океанические хребты состоят из эшелонированных звеньев сводовых поднятий, на фоне воздымания которых идет углубление рифтовых долин, образующих кулисообразные прогибы на сводах хребтов.

Минимальное значение теплового потока в рифтовых долинах срединно-океанических хребтов подчеркивает роль рифтовых долин как структур обрушения, следующего после исчерпания вулканических излияний.

Сопоставляя рифты срединно-океанических хребтов с континентальными, следует отметить сходство их структуры и магматизма. Если рифты характеризуются толеит-базальтовым вулканизмом, то трансформные разломы отличаются вулканизмом щелочного типа. При этом в Восточно-Африканском рифтовом поясе с трансформными разломами связаны излияния ультраосновной, щелочной и карбонатитовой магмы, а в срединно-океанических хребтах — щелочные базальты и долериты.

Исследования в Срединно-Атлантическом хребте показали многообразие магматических пород рифтов, близких к породам континентальных рифтов. В офиолитах срединно-океанических хребтов выявлена серия альпинотипных интрузий, от дунитов до плагиогранитов. Гипербазитовый магматизм океанических рифтовых зон имел многоэтапный характер и был сходен с магматизмом ранних этапов развития геосинклинальных областей.

Исходя из кинематики вулканических процессов в зоне Срединно-Тихоокеанского поднятия, «оси вулканического растяжения» также не существует; новейший и современный вулканизм проявляются здесь на всей площади рифта, захватывая и фланги хребта, где по обе стороны от него действуют кальдерные вулканы.

В основе любой геодинамической модели формирования земной коры лежат данные и представления о распределении напряжений сжатия и растяжения. Реальная картина напряженного состояния земной коры, по П. Н. Кропоткину, отличается от схем, созданных на основе идей тепловой конвекции или подкорковых течений, связанных с гравитационной дифференциацией [9]. Наличие у кратонов жестких «корней» до глубины 400—600 км, а также закономерности распределения геостатических давлений в мантии до глубины 200 км не согласуются, согласно Кропоткину, с мобилистическими моделями тепловой конвекции, где сжатие относится к зонам гипотетической субдукции, а растяжение — к осям срединных океанических хребтов.

По П. Н. Кропоткину, на 95 % площади земного шара напряжения происходят в обстановке сжатия, только 2 % ее приходится на обстановку растяжения и 3 % — на напряжения сдвиговых деформаций. Эти выводы ставят под сомнение основной тезис тектоники плит о площадях океанов как зонах расширения земного шара и совпадают с результатами сейсмологических исследований. Последние показали, что в срединно-океанических хребтах происходит разрядка всего 5 % сейсмической энергии Земли, в то время как землетрясения у континентальных окраин ее продуцируют более 80 %. Такая диспропорция ставит под сомнение положения, что процессы, раздвигающие литосферу в центре океанов, порождают у их окраин горообразование. Фактически энергия, проявляющаяся вследствие гипотетического спрединга, оказывается слишком малой по сравнению с якобы порождаемой ею энергией субдукции. При этом землетрясения в срединно-океанических хребтах связаны главным образом с трансформными разломами, перпендикулярными к направлению «спрединга», в то время как у окраин континентов разломы параллельны простираанию островных дуг и связаны с надвигом континентальных окраин на океаническое дно. Здесь происходит взаимодействие двух сред с разными температурами, вызывающее надвиг разогретых континентальных масс на холодное дно океана по поверхности, наклоненной под континент (зона Заварицкого — Беньофа).

Разломы, расколовшие Гондвану и Лавразию в начале мезозоя, относятся, согласно П. Н. Кропоткину, не к срединно-океаническим хребтам, а являются рифтами, которые при наличии у кратонов жесткой «подушки» должны были достигать зоны астеносферы на глубине 400—600 км. Следовательно, пластичный субстрат, якобы способный раздвигать континенты, должен поступать в разломы с этих глубин. По представлениям П. Н. Кропоткина, контракция Земного шара является единственным механизмом, способным при сжатии выдавить требуемый для дрейфа мантийный субстрат при помощи другого гипотетического процесса — расширения, суммирующегося в зонах рифтогенеза. Таким путем приводится в действие пульсационно-контракционный процесс — осуществление дрейфа континентов под действием горизонтальных напряжений, вызванных знакопеременным изменением радиуса Земли, при котором якобы возникает крупномасштабная вынужденная конвекция, образующаяся в результате непрерывности сплошной среды. При этом следует отметить, что часто отрицается возможность применения физики сплошных сред к литосфере, термобарические напряжения в которой создают неравновесные системы.

Если в докембрийских кратонах мощность жесткой литосферы (корней материков) достигает 400—600 км, то по мере омоложения континентальной коры к периферии конструктивного обрамления континентов северного полушария мощность их коры уменьшается. Континенты оказываются лежащими на утоняющемся к океану фундаменте, в то время как континенты Гондванской группы обрамлены круто обрывающимися уступами континентальной коры.

Соответственно морфологический профиль американских континентов представляется лодкообразным, со скошенной со стороны Атлантики «кормой» и выклинивающимся «носом», обращенным к Тихому океану. Астеносфера появляется лишь в мобильных зонах, а кратон колоссальной мощности «дрейфует» наряду с океанической корой, мощность которой всего 6—8 км.

ТЕЛЕСКОПИРОВАННЫЙ РИФТОГЕНЕЗ НА ДНЕ МОЛОДЫХ ОКЕАНОВ

Кинематика телескопированного рифтогенеза основана на анализе строения вулканических поясов Камчатки, Новой Зеландии, Восточной Африки, Красного моря. Телескопированный рифтогенез на дне океанов включает как начальные обрушения обширных сводов, охваченных вулканизмом, так и следующие за ними вулканотектонические обрушения, образующие последовательную серию рифтов, ступенчато вложенных друг в друга и замыкающихся рифтом срединно-океанического хребта. Вулканизм, начинаясь излияниями на обширных площадях сводовых поднятий, эволюционирует до центральных типов извержений в системах сужающихся рифтовых долин заключительных стадий вулканизма. При этом на дне ранее сформированных крупных рифтов возникают системы вложенных более узких молодых рифтов.

Кинематика телескопированного рифтогенеза фиксируется палеомагнитными аномалиями и по геологическим результатам равноносилга гипотетическому спредингу дна океана. Полосовые палеомагнитные аномалии, наблюдаемые по периферии срединных океанических хребтов, объясняются различной намагниченностью лавовых потоков и даек, все более молодых по мере замыкания рифтогенеза в центре океана.

Результаты бурения с НИС «Гломар Челленджер» доказали многослойность дна океана, противоречащую идее о раздвижении дна путем вторжения в трещины рифтов магмы. Самые молодые осадки лежат на самых молодых лавах в рифтах срединных хребтов, возраст которых не превышает 1 млн. лет. Под древними осадками ближе к континентам лежат соответственно все более древние лавы, образующие океаническую кору.

На склонах срединно-океанических хребтов кровля молодых базальтов перекрывается известняками. Когда же при «растяжении» дна океана толщи известняков, смещенные на склоны срединного хребта, отодвигались от его оси и испытывали погружение, на них отлагались глубоководные глинистые илы, мощность и возраст которых увеличивались к окраинам океанов по мере погружения дна. Так гипотеза тектоники плит объясняет «триаду» — базальты, известняки, глины океанического дна.

Характерно симметричное расположение разновозрастных толщ «триады» относительно оси рифта срединно-океанического хребта. При формировании океанического дна на нем образуются три слоя осадков, а возраст слоев этого «конвейера» постепенно увеличива-

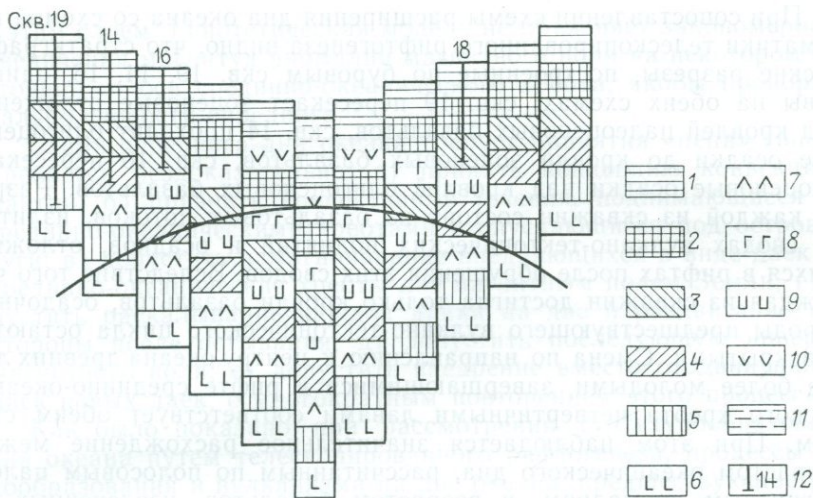


Рис. 4. Схема кинематики телескопированного рифтогенеза при образовании вулканотектонической структуры дна океана.

Отложения: 1 — четвертичные, 2 — плиоценовые, 3 — миоценовые, 4 — олигоценовые, 5 — эоценовые, возраст базальтов сводовых излияний: 6 — палеоценовый, 7 — эоценовый, 8 — олигоценовый, 9 — миоценовый, 10 — плиоценовый, 11 — четвертичный; 12 — скважины; дуга — фронт ассимиляции

ется, и у подножия континентов по обе стороны от срединного хребта составляет более 180 млн. лет.

В результате вторжения в рифтовую трещину срединного хребта базальтового «клина» и раздробления этого блока новым «клином» с расширением дна океана подразумевается, что океаническая кора целиком состоит из базальтов.

Телескопированный рифтогенез на дне молодых океанов ведет к образованию мощной толщи слоистых пород первого и второго слоев океанической коры, в котором чередуются породы различных возрастов.

Наличие базальтовых покровов, образованных на суше, а позднее погружившихся на дно океана и перекрытых морскими осадками, свидетельствует о крупных вертикальных движениях, сопровождающих вулканизм.

Модель телескопированного рифтогенеза образования молодых океанов позволяет построить эволюционный ряд структур океанического дна. При этом прослеживается аналогия между образованием телескопированных рифтов вулканических поясов и вулканотектоническим процессом формирования молодых океанов.

В южной части Атлантического океана на траверсе 30° ю. ш. (Рио-Гранде — Китовый хребет) с НИС «Гломар Челленджер» был пробурен створ скважин, использованный для обоснования гипотетической модели расширения дна океана. Эти скважины достигли кровли базальтов второго слоя океанической коры, лежащей под осадочной толщей дна океана (рис. 4).

При сопоставлении схемы расширения дна океана со схемой кинематики телескопированного рифтогенеза видно, что стратиграфические разрезы, построенные по буровым скв. 19, 14, 16, одинаковы на обеих схемах: скв. 19 пересекает эоценовые отложения над кровлей палеоценовых базальтов, скв. 14 проходит олигоценые осадки до кровли эоценовых базальтов, скв. 16 пересекает миоценовые осадки над кровлей олигоценых базальтов. Разрез по каждой из скважин состоит из базальтовых потоков, излитых на сводах вулканотектонических поднятий и осадков, отложившихся в рифтах после обрушения этих сводов. Вследствие того что каждая из скважин достигла только кровли базальтов, осадочные породы предшествующего вулканотектонического цикла остаются нескрытыми. Смена по направлению к центру океана древних лав все более молодыми, завершающимися в рифте срединно-океанического хребта четвертичными лавами соответствует обеим схемам. При этом наблюдается значительное расхождение между возрастом океанического дна, рассчитанным по полосовым палеомагнитным аномалиям, и возрастом базальтов, извлеченных из буровых скважин. Эти расхождения, иногда в несколько десятков миллионов лет, также подрывают достоверность схемы растяжения дна океана. Вертикальная смена магнитности разного возраста соответствует наращиванию разреза пород снизу вверх при базальтовых излияниях, а не смещениям океанической коры при расширении дна океана по обе стороны от оси срединно-океанического хребта.

Ф. Вайн и Д. Метьюз в 1963 г. выдвинули гипотезу об образовании магнитоактивного слоя в океанической коре под влиянием инверсии геомагнитного поля во время раздвигания океанического дна и внедрения в рифт срединно-океанического хребта расплавленной астеносферы. В качестве носителя аномалии рассматриваются базальтовые лавы, в суммарной намагниченности которых преобладает естественная остаточная намагниченность, более чем на порядок превышающая индуктивную намагниченность и имеющая прямую и обратную полярность. Определение возраста коры производится по магнитным аномалиям и путем абсолютной геохронологии, получаемой для базальтов начиная от юрского времени до современной эпохи.

Сопоставление наблюдаемых аномалий с данными магнитного моделирования на основе гипотезы раздвижения дна позволило предположить, что скорость раздвижения в разные периоды мезозойской и кайнозойской эпох изменялась.

Вертикальная мощность магнитоактивного слоя соответствует верхней части второго слоя океанической коры — слой пиллоу-лав с высокой намагниченностью имеет предполагаемую мощность около 0,5 км и подстилается менее намагниченным дайковым горизонтом. Колебание интенсивности положительных и отрицательных магнитных линейных аномалий предполагается в связи с изменением мощности слоя базальтов при относительно постоянной величине их намагниченности. Аномалии могут быть связаны не только

с этим слоем. Гипотетическая модель не объясняет закономерности увеличения магнитуд аномалии магнитного поля на некотором расстоянии от оси срединно-океанического хребта, якобы пропорционально скорости спрединга.

Схема спрединга дна океана требует принятия «цепи» гипотез. Требуется бездоказательно: а) принять концепцию конвекции в мантии; б) признать конвективные течения, поднимающиеся под срединно-океаническими хребтами и опускающиеся под островные дуги; в) допустить намагничивание внедряющихся в виде даек под срединно-океанические хребты лав магнитным полем Земли; г) допустить раскалывание каждой дайки на две и раздвигание их в стороны после остывания; д) допустить последующую инверсию магнитного поля; е) допустить внедрение вместо отодвинувшихся даек новых даек, с многократным повторением этого процесса.

Как было показано при рассмотрении структурообразования дна океана путем телескопированного рифтогенеза, процессы сводообразования и вулканизма на дне океана, предшествующие рифтогенезу, соответствуют этапу «спрединга» по НГТ. Этапы «остановки спрединга» отвечают этапам обрушения вулканотектонических рифтов на сводах срединно-океанических хребтов и мощному осадкообразованию в рифтовых впадинах. «Перескоки спрединга и образование его новой оси» соответствуют возобновлению вулканотектонического сводообразования на дне рифта предшествовавшего вулканотектонического этапа. Таким образом, существуют реальные геологические события, гипертрофированные в понятия НГТ. Анализ общих принципов помогает при разработке частных вопросов. Например, такая практическая задача, как изучение условий эксплуатации месторождений, образующихся на кровле базальтов второго слоя океанического дна, не может быть решена без решения вопроса о происхождении этих базальтов.

Согласно принципам мобилизма базальтовая кора при спрединге в срединно-океаническом хребте отодвигается к окраинам континентов. Следовательно, руды, встречаемые на кровле базальтов в срединно-океанических хребтах, должны продолжаться по всей поверхности базальтового слоя. Однако этого не наблюдается — базальты вне рифтов срединно-океанических хребтов лишены трещинной системы и гидротермальных изменений, свойственных базальтам рифтов.

Жизненность любой гипотезы заключается в объяснении фактов, но теория должна их предсказывать. Телескопированный рифтогенез объясняет строение дна океана на основе простых геологических процессов и предсказывает многоэтажное разновозрастное строение океанического дна, где базальтовые покровы второго слоя являются не первичной океанической корой, а продуктом вулканических излияний на дне.

Схема телескопированного рифтогенеза дает возможность понять эволюцию дна океана и объяснить основные черты его структуры, не прибегая к гипотезе спрединга и субдукции. Телескопированный рифтогенез широко распространен в геосинклиально-

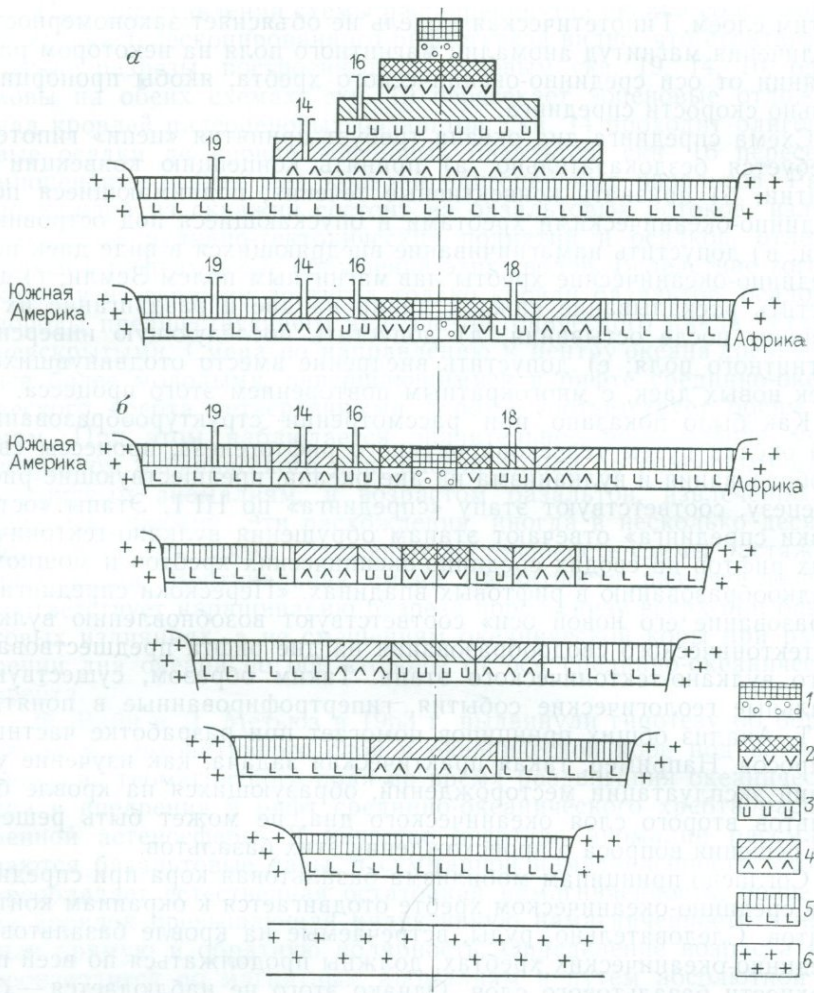


Рис. 5. Соотношение структур дна океана по схеме телескопированного рифтогенеза (а) и схеме спрединга (б).

Рифтовые отложения — осадки, отложенные после обрушения сводов и излитые на сводах базальты: 1 — плиоцен-четвертичные, 2 — плиоценовые, 3 — миоценовые, 4 — олигоценные, 5 — эоценовые; 6 — континент

орогенных областях (Камчатка, Новая Зеландия, Анды), при эпиплатформенном рифтогенезе (рифты Восточной Африки, Красного моря, Исландии). Суть его заключается в закономерной эволюции вулканического цикла: излияния начальной стадии охватывают наиболее обширную область, а в дальнейшем сокращаются, сосредоточиваясь во все более узких и молодых грабенах — рифтах, последовательно вложенных один в другой (рис. 5). На основе кинематики телескопированного рифтогенеза объясняется целый ряд

проблем. Это симметричное увеличение возраста океанической коры Атлантического океана по направлению к его окраинам; образование «триады» в строении океанического дна — базальтовых покровов оснований и последовательно перекрывающих и близких по возрасту слоев известняков и глинистых илов, связанных с опусканием океанического дна после очередного излияния базальтов в системе сужающихся к центру океана рифтов; полосчатое расположение палеомагнитных аномалий, возраст которых уменьшается соответственно возрасту базальтовых излияний во все более молодых рифтах по направлению к центру океана; история мезозойских и кайнозойских морских трансгрессий и регрессий на континентах — наибольшие трансгрессии на континентах происходили в эпохи максимальных поднятий дна океана, сопровождавшихся площадными излияниями, а завершающие излияния при опускании дна океана вызвали быстрые регрессии. По мере сокращения площадей излияний к концу кайнозоя размеры трансгрессий уменьшались, охватывая лишь окраины континентов.

Перенесение представлений об эволюции вулканических поясов путем телескопированного рифтогенеза из континентальных, геосинклинальных и орогенных районов на площади рифтогенных океанов основано на подобии рифтовых вулканических поясов, обусловленном общей закономерностью вулканизма. Структура дна рифтогенных океанов, аналогичная структуре рифтовых вулканических поясов, подтверждает универсальность телескопированного рифтогенеза, определяющего формирование вулканических поясов разных рангов. Схема телескопированного рифтогенеза — структурная формализация геологического строения дна океана — основана на аналогии между рифтовыми структурами различных рангов. Такая аналогия в структурах рифтов, рифтовых морей и океанов различных размеров показывает, что эти структуры не являются последовательно расширяющимися до океанических размеров рифтами. Аналогичны также палеомагнитные характеристики различных рифтогенных поясов — линейность («зебровость») в пределах срединно-океанических хребтов и фрагментарность для глубоководных котловин и окраин континентов.

Принципиальные положения концепции телескопированного рифтогенеза предлагают исходные данные для создания схемы геологического развития рифтовых океанов. Подобие телескопированных рифтов разных типов дает основание для выведения определенных пропорций между их структурами, показывающих, что соотношения масс вещества и энергии, формирующих различные этапы телескопированных рифтов, постоянны, независимо от размеров структур. Полный цикл телескопированного рифтогенеза заканчивается истощением тепломассопереноса, питавшего вулканический пояс путем пульсационного расходования потенциального запаса энергии, до полного угасания вулканизма. Так, вулканизм, возрождаясь во все более узких поясах рифтогенеза, завершится 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 — глубоководные глины, симметрично расположенной по обе стороны от оси срединно-океанического хребта.

Последовательность изменения возраста базальтов и перекрывающих их осадочных пород установлена в океанах начиная с позднемелового времени. Эта закономерность связана с цикличностью процесса вулканизма и сопровождающих его вертикальных вулкано-тектонических движений, которые, в свою очередь, обусловлены цикличностью тепломассопереноса к земной поверхности, чередующегося с его отступанием в глубь Земли.

Вулкано-тектонические движения и изостатическое выравнивание дна океана приводят разновозрастные осадочные толщи и подстилающие их базальты соседних рифтов к одному уровню. Поэтому дно океана оказывается сложенным непрерывно повторяющейся трехслойной толщей (базальты — известняки — глины), которая омолаживается к центру океана, а ее фациальные границы пересекаются стратиграфическими.

Каждый этап рифтового обрушения свидетельствует об отступании теплового фронта. Вулкано-тектонические поднятия, чередующиеся с рифтогенезом, охватывают значительные отрезки времени, в течение которых происходит изменение знака магнитного поля в базальтовых потоках и дайках рифтов. Палеомагнитными аномалиями обладают базальтовые потоки мощностью более 900 м. Увеличение возраста палеомагнитных аномалий установлено в базальтах за пределами активной вулканической зоны, по направлению к окраинам океана. При этом ближе к континентам четкость палеомагнитных полос уменьшается, так как древние потоки базальтов у континентальных окраин все глубже погружаются под осадочные толщи.

При телескопированном рифтогенезе происходит соответствующее уменьшение возраста линейных магнитных аномалий к оси срединно-океанического хребта, что соответствует его строению, вдохновившему Ф. Вейна и Д. Меттьюза на создание гипотезы раздвижения дна.

Рассматривая гипотезу дрейфа континентов с позиций преобразования энергии, следует подчеркнуть, что латеральное движение литосферных плит происходит при значительно меньших значениях коэффициентов преобразования энергии по сравнению с вертикальными движениями земной коры и поэтому их реализация маловероятна.

Представления волновой геодинамики согласуются с кинематикой телескопированного рифтогенеза. Коротковолновые процессы создают условия для рифтогенеза в геосинклинальных и орогенных поясах, а длинноволновые — на континентальных и океанических платформах. Линейность рифтовых разломов обусловлена волновыми процессами.

Для обоснования адекватной геодинамической модели рифтогенеза перечислим главные особенности процесса и структурообразования. В зависимости от типа земной коры рифтообразование существенно отличается по масштабу и структуре.

Общими чертами образования рифтов являются сводовое поднятие, вулканизм и последующее обрушение свода.

Для рифтогенеза характерны пульсационная стадийность и цикличность с постепенным уменьшением производительности вулканизма по тепломассопереносу, сокращением размеров и вырождением до небольших вулкано-тектонических депрессий и кальдер.

Большинство рифтов характеризуются высокой сейсмичностью с положением очагов землетрясений в наиболее глубоких структурных зонах рифтогенеза.

Соответственно можно наметить три типа исходных ситуаций, при которых происходит развитие процесса рифтогенеза.

1. Наличие унаследованного разлома. В положительной фазе волнового процесса при возникновении положительных возмущений температуры (ΔT) и давления (ΔP) происходит активизация разлома и возникают условия для вулканизма. Процесс может развиваться без образования локализованного очага. Сводовое поднятие на первых фазах извержений не образуется.

2. Наличие астенолита у нижней кровли литосферы. В положительной фазе волнового процесса при повышении давления до определенного предела начинается вертикальное движение астенолита, возникают сводовое поднятие, появление в литосфере растягивающих напряжений с последующим разрывом и образованием рифта. Наличие положительных возмущений температуры и давления создают условия для вулканизма. Зона астенолита преобразуется в глубокий очаг вулканизма.

3. Наличие ареальных зон перегретой астеносферы, образовавшейся в результате растекания астенолитов под кровлей тонкой литосферы. В положительной фазе волны создаются условия для ареального вулканизма с множеством очагов, образовавшихся в зонах активного трещинообразования. Последнее может носить как унаследованный характер, так и образовываться в областях повышенных напряжений, создаваемых волновым процессом. Мощные извержения при достаточно тонкой литосфере и перегретой астеносфере приводят также к обширным обрушениям коры. При последующих циклах извержений площадь обрушения уменьшается, а наличие линейного волнового процесса приводит к поясовому простиранью зон вулканизма. Вдоль этих зон возникает система рифтов с образованием сводовых поднятий.

В описанных трех ситуациях процесс рифтогенеза характеризуется цикличностью. При каждом излиянии после определенного промежутка времени в результате спада давления у нижней кромки вулканического канала нарушаются критические условия излияний. После прекращения излияний давления возрастают за счет локаль-

ных течений, восстанавливающих фронт основного волнового процесса. Одновременно происходит рост температуры магмы за счет прекращения тепломассопереноса. Возникают условия для повторного прорыва канала и излияний. После определенного числа извержений создаются условия для обрушения кровли литосферы.

Каждый акт обрушения существенно снижает запас тепла (тепловую энергию) очага вулканизма. За счет общей энергии волнового процесса будет происходить частичное возмещение потери энергии со скоростью, зависящей от отношения частоты к длине волны волнового процесса. Однако такой процесс возмещения будет происходить с затуханием, в результате чего мощность вулканизма будет уменьшаться, а пространственная область рифтогенеза сужаться. Процесс может закончиться полным прекращением вулканизма и превращением рифта в небольшую депрессию, заполняемую осадками.

Сейсмичность рифтовых зон, в которых вулканические очаги и очаги землетрясений располагаются упорядоченно и в непосредственной близости, может быть объяснена следующим образом. При рифтогенезе после процессов, когда действуют растягивающие напряжения, происходят процессы обрушения, создающие напряжения сжатия. В зоне, прилегающей к рифтам, возникает сложное напряженное состояние, которое распространяется на достаточно большую глубину. Ввиду большой скорости истечения магмы, и следовательно, теплопереноса, зоны рифтогенеза характеризуются большими градиентами температур. Эти эффекты усугубляются волновым процессом, который либо инициирует процесс рифтогенеза, либо накладывается на него.

В результате взаимодействия этих эффектов время релаксации напряжений может существенно превосходить постоянную времени, характеризующую рост напряжений. Это может иметь место в зонах, непосредственно примыкающих к очагам вулканизма. Отсюда возникают условия для общего возрастания уровня напряжений и, следовательно, для сейсмичности рифтовых зон и образования поясов глубокофокусных землетрясений.

РИФТОГЕНЕЗ И ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА

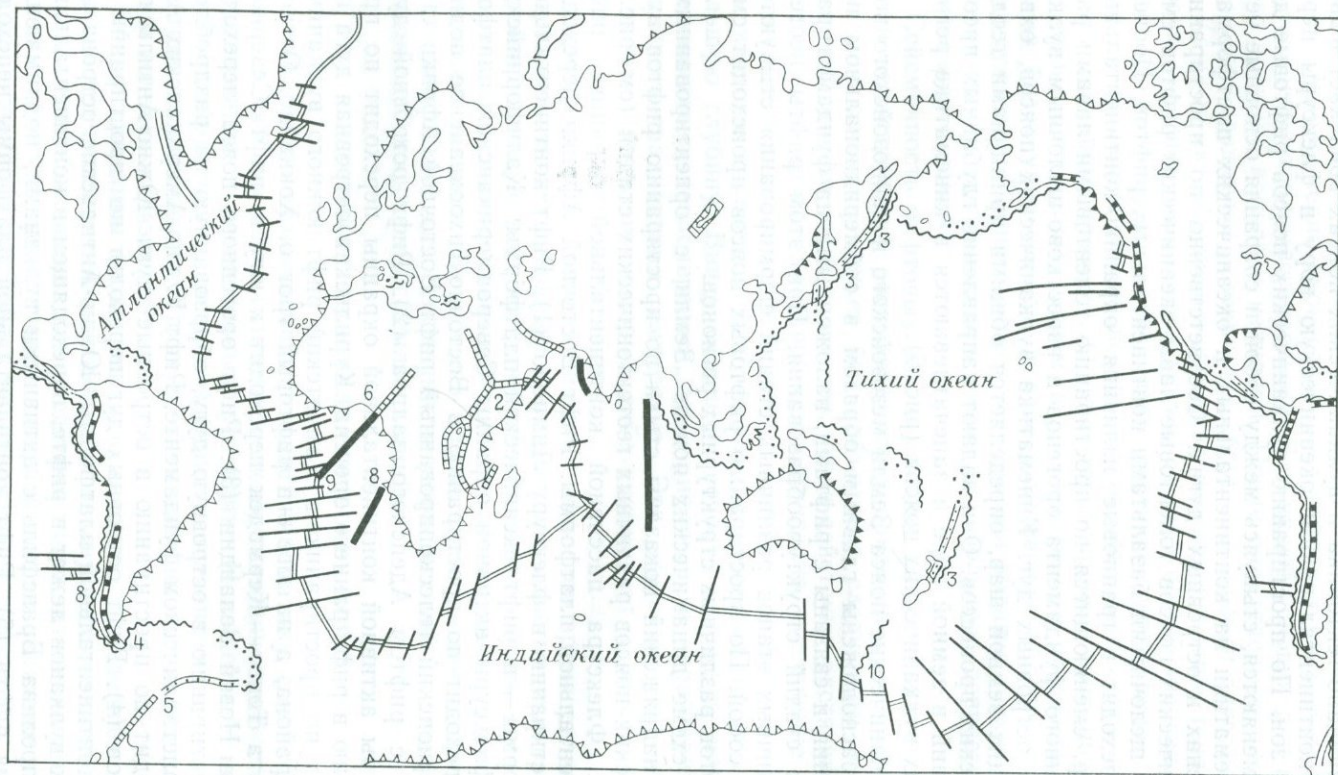
Геодинамика вулканизма порождает кинематику, соответствующую стадиям последовательного вулкано-тектонического структурообразования в региональных условиях. Наложенный процесс структурообразования, сопровождающего вулканизм, пронизывает все типы геологических структур, налагаясь на них в виде линейных и кольцевых разломов.

Общие принципы геодинамики вулканизма определяют единообразие его кинематики, слагающейся из двух элементарных процессов: сводообразования как следствия гидростатического напора их магматического резервуара на первой стадии излияния и падения напряжений и обрушения при окончании извержений — на второй стадии излияния. Налагаясь на региональные структуры земной

коры, вулcano-тектоника в вулканических поясах вовлекает в движение континентальную и океаническую кору и флексуры переходных зон. По простиранию вулканических поясов рифтовые долины сменяются, стыкуясь между собой и сохраняя основные черты кинематики на континентальных и океанических платформах, в орогенах и островных дугах. Соответственно по простиранию вулканических поясов толеитовые лавы океанических рифтов сменяются щелочными базальтами континентальных рифтов. Последние переходят в трапповые излияния окраинно-континентальных флексур, сменяющиеся по простиранию толеитовыми лавами раздробленного фундамента орогенов и известково-щелочным вулканизмом островных дуг. Кинематика вулканических поясов, охватывающих земной шар, определяется общими принципами геодинамических процессов. Они задают направление глубинных преобразований в земной коре и запечатлеваются в кинематике региональных вулканических поясов (рис. 6).

Вулканические пояса Земли мезозойского и кайнозойского возраста расположены главным образом в субмеридиональном направлении и связаны с рифтами, наложенными на фундамент различных стадий структурообразования. При этом рифты неоген-четвертичных этапов различных стадий формирования стыкуются между собой. По простиранию рифтовых поясов происходит смена рифтов различных структурных регионов.

На схеме динамических поясов Земли с ориентированными осями напряжений показаны стыки по простиранию рифтов вулканических поясов различных геотектонических стадий (см. рис. 6, 1—10). Флексура пассивной континентальной окраины — рифт континентальной платформы. Рифт Восточной Африки переходит по простиранию в флексуру Лимпопо (1). Рифт континентальной платформы — в рифт океанической платформы. Калифорнийский рифт флексуры активной окраины Североамериканской платформы переходит по простиранию в Восточно-Тихоокеанское поднятие. Эфиопский телескопированный рифт Восточной Африки стыкуется с рифтом Аденского залива (2). Рифт островной дуги флексуры активной континентальной окраины переходит по простиранию в рифт раннего орогена. Курильская островная дуга переходит по простиранию в Камчатский рифт южного вулканического района, а на юге — в рифтовый трог о. Хоккайдо. Островная дуга Тонго — Кермадек переходит к югу в рифт Северного острова Новой Зеландии (3). Рифт орогенного пояса переходит по простиранию в островную дугу, образованную на раздробленном кристаллическом фундаменте. Рифт Южно-Американских Анд переходит по простиранию в островные дуги Южно-Антильских островов (4). Рифт островных дуг переходит по простиранию в рифт континентальной платформы. Южно-Антильские острова активных вулканов лежат в рифте, переходящем в континентальный рифт пролива Брансфильд с активными вулканами, поднимающимися из рифта (5). Рифт континентальной платформы переходит по простиранию в рифт океанической платформы, в позднем мезо-



- | | | | | | | | | | | | | |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|------|----|
| 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 | 9 | 10 | 11 | 1-10 | 12 |
|---|---|---|---|---|---|---|---|---|----|----|------|----|

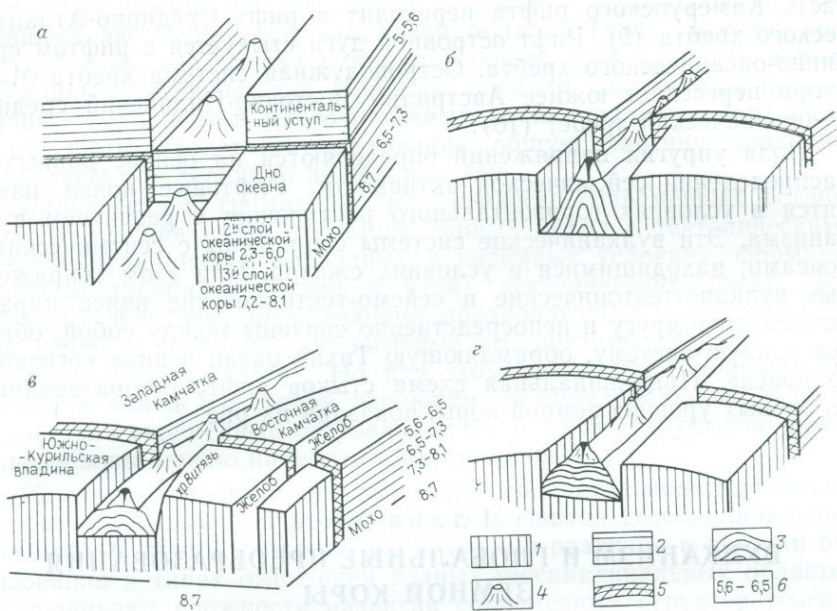


Рис. 7. Принципиальные схемы стыков рифтов, образованных на разных уровнях земной коры.

а — континентальный рифт, переходящий по простиранию в рифт океанической платформы; *б* — рифт островной дуги, переходящий по простиранию в рифт раннего орогена; *в* — рифт островной дуги, переходящий по простиранию в рифт континентальной платформы (вне срединно-океанического хребта). 1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора; 3 — островная дуга с действующими вулканами; 4 — вулканы; 5 — разломы на стыках рифтов разных типов земной коры; 6 — скорости сейсмических волн, км/с

зое характеризовавшейся вулканизмом континентального типа. Камерунский рифт, простирающийся от Срединно-Атлантического хребта до Центральной Африки — позднемезозойский рифт на дне океана, который стыкуется с континентальным рифтом Бенуэ, включающем рифт вулкана Камерун (6). Океанический рифт переходит во флексуру пассивных континентальных окраин. Восточно-Индийский хребет стыкуется с флексурой Пенвел на восточном побережье Индостана (7). Рифт океанического хребта стыкуется с флексурой активных континентальных окраин. Юго-восточный рифт Восточно-Тихоокеанского поднятия переходит в Южно-Американский рифт Анд (8). Рифт срединно-океанического хребта стыкуется с рифтом на океанической платформе. Океаническая

Рис. 6. Динамические пояса Земли.

1 — вулканы; 2 — вулканы в рифтах островных дуг и ранних орогенов; 3 — сейсмо-тектонический пояс; рифты: 4 — срединно-океанических хребтов, 5 — континентальных платформ, 6 — океанических платформ, 7 — орогенов; флексуры: 8 — пассивных окраин континентов; 9 — активных окраин континентов; разломы: 10 — океанические, 11 — трансформные; 12 — стыки региональных структур рифтов (1—10)

часть Камерунского рифта переходит в рифт Срединно-Атлантического хребта (9). Рифт островной дуги стыкуется с рифтом срединно-океанического хребта. Островодужная система хребта Маккуори пересекает южнее Австралии Восточно-Индийский срединно-океанический хребет (10).

Поля упругих напряжений определяются на основе данных о распределении сейсмической активности. Рифтовые пояса находятся в условиях горизонтального растяжения с развитием вулканизма. Эти вулканические системы сопряжены с сейсмическими поясами, находящимися в условиях сжатия. При этом сопряженные вулкано-тектонические и сейсмо-тектонические пояса параллельны друг другу и непосредственно связаны между собой, образуя единую систему, обрамляющую Тихий океан в виде «огненного пояса». Принципиальная схема стыков рифтов, образованных на разных уровнях земной коры, показана на рис. 7.

Глава VI

ВУЛКАНИЗМ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Для неотектонического периода геологической истории имеются определенные данные о связи вулканической деятельности с вертикальными тектоническими поднятиями. Это касается как современных геосинклинальных и океанических областей, так и областей новейшего рифтогенного горообразования на континентальных платформах (Прибайкалье, Восточная Африка). Наиболее общие представления Г. Клооса (1931 г.) говорят о сопряженности вулканических излияний с рифтовыми тектоническими нарушениями при сводообразных поднятиях горных сооружений. Однако эти связи рассматриваются в такой форме лишь для горных областей, являющихся заключительной орогенной стадией геосинклинального процесса. Для ранних стадий геосинклинальной эволюции — преобладающего прогибания геосинклинальных областей — существуют разнообразные умозрительные построения, исходящие в ряде случаев из представлений об отсутствии современных геосинклиналей, которые могли бы явиться объектами для геологических наблюдений.

При рассмотрении Тихоокеанского пояса вулканических островных дуг отметим его сходство с древними геосинклинальными областями. Это даст возможность отбросить некоторые несущественные черты, отличающие его от геосинклинальных областей, находящихся в стадии погружения, как принято считать, исходя из представления об эволюции структур: геосинклиналь — ороген — платформа. Это позволит также сравнить условия образо-

вания Средиземноморского пояса альпийской геосинклинали с условиями эволюции северо-западной области Тихого океана, поднявшейся со дна океана и продолжающей свое развитие в виде окраинных островных дуг. При этом обратим внимание не на различия, кроющиеся в многочисленных провинциальных признаках, а на черты сходства, выявляющие общую картину эволюции структуры и вулканизма подвижных зон.

Линейность и громадная протяженность современных островных дуг, тесная связь формаций горных пород с тектоническими зонами, вулканизм в подводных и наземных условиях, формирование внутренних поднятий в узких тектонических зонах — вот основные факторы, позволяющие предполагать в островных дугах черты вулканизма, аналогичные его древним стадиям в геосинклинальных областях. Но при этом сравнении возникают вопросы, к какой же стадии эволюции геосинклинальной области относятся современные островные дуги и какие структурно-фациальные зоны можно наметить в их строении?

Изучение геологических формаций сравнительно-историческим методом указывает на необратимость развития геосинклинальных областей. С другой стороны, значительные различия в истории образования и типах отложений разных геосинклинальных областей подчеркивают сложность развития современных структур геосинклинального типа по аналогии с древними геосинклиналями. Наряду со сходными структурными чертами в ряде древних геосинклинальных областей имеются значительные различия в последовательности формаций, заполняющих геосинклинальные прогибы. В одних случаях в основании залегают осадочные породы — глинистые сланцы и песчаники, в других — геосинклинальная серия начинается вулканическими породами, сменяющимися отложением осадочных толщ.

Существенные различия наблюдаются и в фациальной зональности различных геосинклинальных областей. В значительной степени эта зональность зависит от структурного положения геосинклинали — окраинно-платформенного или межплатформенного. Поскольку каждый из складчатых поясов крупных платформ возник в процессе миграции структурных зон геосинклинальной области бесспорно происходило суммирование различий геосинклинальных зон, обусловленное причинами, заложенными на более ранних стадиях структурной эволюции. Поэтому следует исходить из того, что каждая геосинклинальная зона унаследовала элементы структуры предшествующей геосинклинали, в значительной степени отличные и от соседних геосинклинальных областей. Сходными признаками различных геосинклинальных областей являются резкие дифференцированные движения, возникающие вследствие нарушения структуры земной коры и кроющиеся в гравитационных причинах, вулканизме и мощном осадконакоплении. Индивидуализация геосинклинальных областей начинается уже с площади, охваченной движениями, протяженности структурных зон, типа вулканизма, фаций осадконакопления.

Существенные различия в направленности тектонических процессов сопряжены с вулканизмом в различных тектонических регионах — геосинклинальных, орогенных, платформенных.

Вопрос о трещинных и центральных типах вулканических излияний требует изучения соотношения зон трещин и центральных вулканических извержений с режимом вертикальных тектонических движений и с региональными разломами.

Развитие геосинклинальных областей начинается в доскладчатую стадию образованием и постепенным расширением морских бассейнов, в которых накапливаются вулканогенные породы или терригенные осадки — будущие формации аспидных сланцев. При дальнейшем прогибании внутренних частей бассейнов образуются грабены и рифты, ограниченные глубокими разломами с подводными извержениями основной магмы. В последующую стадию происходит инверсия этих глубоких прогибов с образованием интраэвгеоантиклиналей и с внедрением интрузий и складчатостью вулканогенно-осадочных толщ. Процесс поднятия интраэвгеоантиклиналей сопровождался регрессией морских бассейнов с накоплением угленосных отложений. Подводная вулканическая деятельность прекращалась, а вулканизм проявлялся вновь как завершающий процесс, характеризуясь связью с развитием неглубоких прогибов, образованных на уже консолидированных участках, захватывающих и срединные массивы. По типу магмы этот вулканизм иногда соответствовал платформенному. В относительно глубоких прогибах продолжали накапливаться флишевые осадки, но уже при отсутствии подводной вулканической деятельности, метаморфизма и интрузий гранитоидов.

В завершающую стадию геосинклинального развития происходили складкообразование в миогеосинклинальных зонах и общая инверсия, завершающаяся горообразованием. Континентальный вулканизм был сопряжен со сводово-блоковыми поднятиями горных стран, датировался по перекрываемым лавами речным террасам.

В свете современных данных подводный вулканизм ранних стадий развития геосинклиналей следует связывать с инверсионными структурами, т. е. с внутренними поднятиями, в дальнейшем образующими островные гряды, увенчанные вулканами (рис. 8). При этом инверсионные поднятия в эпоху ранней геосинклинальной стадии имеют пульсирующий характер, ритмично сменяясь опусканиями, что приводит к накоплению мощных формаций, сложенных переслаивающимися вулканическими и осадочными породами [29].

Аналогичный ход структурно-вулканических процессов на ранней стадии геосинклинального развития и в заключительные эпохи формирования островных дуг делает совершенно естественным образование сходных ассоциаций вулканических пород. Сторонников представления о подводных излияниях начальных стадий геосинклинального вулканизма в условиях вулканической деятельности по разломам, ограничивающим грабен глубоководной эвгеосин-



Рис. 8. Вулкан Вилучинский, Камчатка

клинали, обычно приводит в недоумение такое сходство формаций двух противоположных, казалось бы, по своему характеру процессов. Однако вулканизм с самых ранних стадий развития эвгеосинклиналей характеризует инверсионные структуры и происходит в условиях, близких к уровню моря, с образованием автохтонных грубообломочных фаций пирокластических пород. При переходе от инверсионных поднятий к прогибам более широко развиты фации мелкообломочных вулканогенно-осадочных пород.

Вулканические породы, относящиеся по своим петрохимическим, геохимическим и минералогическим особенностям к единому магматическому этапу, образуют эффузивный комплекс, по Н. С. Шатскому — вулканогенную формацию. Несколько таких комплексов, формирующихся в той или иной геосинклинальной области от момента ее зарождения до консолидации и включающих интрузивные породы, образуют тектоно-магматический цикл. Под вулканическим циклом подразумевается период времени, в течение которого отлагаются продукты вулканизма, разделяемые перерывами, подобными несогласиям в осадконакоплении. Ко времени этих перерывов обычно приурочена интрузивная деятельность, свидетельствующая о смене тектонической обстановки меж-

ду периодами формирования эффузивных комплексов. Эффузивной деятельности способствовали непрерывные тектонические движения, суммарный итог которых выявлен в эрозионном срезе в виде несогласия. Если при этом учесть, что тектонические движения, сопровождающие вулканизм, выражаются в вертикальных дифференцированных поднятиях и опусканиях, станет очевидным, что складчатость при этом будет происходить только в соседних прогибах, выполненных рыхлыми отложениями, а лавовые потоки окажутся залегающими горизонтально на подстилающих породах.

В итоге рассмотрения только части сложных вопросов взаимоотношения вулканизма и тектоники следует, что эти процессы проявляются ритмично и сопряженно в развитии геосинклинальной области в течение определенного временного цикла. Периодичность вулканизма выражается в чередовании вулканических толщ с несогласиями, возникающими при отложении вулканических пород нового цикла на эрозионную поверхность, выработанную на ранее излившихся вулканических породах. Эрозионные циклы фиксируют тектонические нарушения, сопровождавшие вулканическую деятельность.

Подчеркивая связь кислого вулканизма с поднятыми структурами, а основного — с относительно опущенными, можно утверждать, что во втором случае извержения сопровождали более крупные тектонические обрушения. При этом исходя из конечных результатов процесса в виде накоплений в прогибах продуктов основных излияний, нельзя уверенно сказать, что центры вулканической деятельности всегда находились в прогибах, а не на поднятиях, с которых лавы стекали в смежные котловины, как это наблюдается в современных вулканических регионах.

Условия сноса и накопления осадков в районах островных дуг в значительной степени определяются положением вулканов, увенчивающих вулcano-тектонические поднятия по отношению к уровню моря (рис. 9).

Формирование островодужной структуры современного вулканического пояса происходит стадийно. Первая — базальтовая — стадия состоит в поднятии обширного свода с базальтовыми покровами. Окончание вулканизма фиксируется обрушением свода, образованием рифтовой депрессии, ограниченной моноклинальными гребнями. Следующая стадия вулканизма знаменует поднятие на дне рифта вулканического хребта, увенчанного рядами вулканов конусовидного типа. При слиянии их оснований образуются ряды вулканических островов внутреннего пояса островных дуг.

В зависимости от морфологического положения основных элементов островодужного пояса по отношению к уровню моря наблюдаются три типа дуг (рис. 10). Одиная островная дуга образуется при условии, когда над уровнем моря поднимается только пояс действующих вулканов, а его рифтовое обрамление скрыто под водой. Двойная островная дуга образуется при поднятии над уровнем моря помимо вулканической дуги, в виде гряды островов части ее рифтового обрамления. Тройная островная дуга

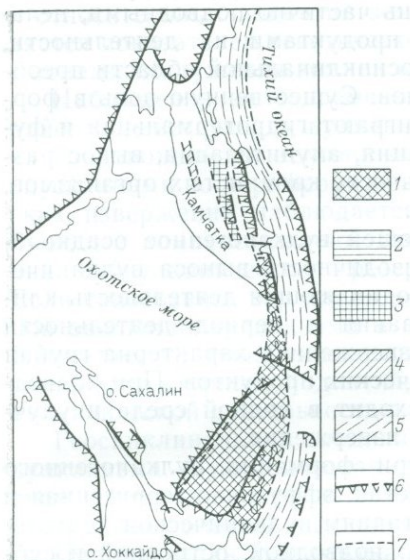


Рис. 9. Рифтовые вулканические пояса Курильских островов и Камчатки.
 Вулканические пояса: 1 — Курило-Камчатский, 2 — Восточно-Камчатский; 3 — Центрально-Камчатский; 4 — Северо-Камчатский; 5 — земная кора субконтинентального типа; 6 — гравитационные ступени; 7 — разломы

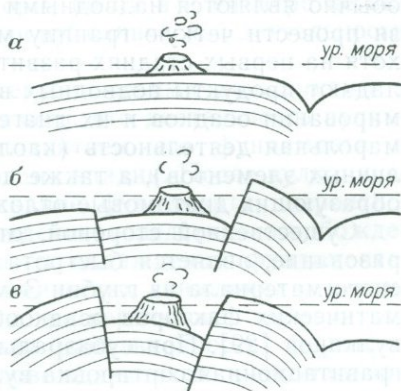


Рис. 10. Принципиальная схема типов островных дуг: одинарные (а), двойные (б), тройные (г)

образуется при выходе над поверхностью моря всех трех элементов островодужной системы. В ряде случаев на дне моря отчетливо прослеживаются внешний или внутренний пояс обрамления вулканической гряды, например подводный хребет Витязь к востоку от Курильской дуги. Тройной островной дугой являются и острова Тонга — Кермадек. Западной, внутренней границей рифта на месте обрушенного в позднем неогене свода служит хребет Лау-Колвилл с крутым восточным уступом, перекрытым мощным осадочным чехлом. Активная дуга вулканов окаймляется с востока невулканической дугой, обрамленной глубоководным желобом. Внутридуговой бассейн имеет глубину 2,5—4,5 км и является обширным рифтом с телескопированной структурой, отмеченной полосовыми магнитными аномалиями. Эволюция системы островных дуг происходит в течение палеогена и неоген-четвертичного времени.

Морские осадки, формирующиеся в условиях подводной вулканической деятельности, когда вулканы еще не поднимаются над уровнем моря, существенно отличаются от морских осадков, образующихся у берегов вулканических островов. В первом случае отсутствуют терригенные компоненты материала осадков, во втором — значительную роль играют продукты разрушения вулканических пород вследствие деятельности рек, временных потоков и абразии. Донные осадки при этом близки по составу к пирокластическим. Поскольку в островных вулканических дугах вулканы

обычно являются надводными и лишь частично подводными, нельзя провести четкую границу между продуктами их деятельности, хотя на первых стадиях развития геосинклинальной области преобладают продукты подводных вулканов. Существенную роль в формировании осадков и их диагенеза играют гидротермальная и фумарольная деятельность (каолинизация, алунификация, вынос различных элементов), а также деятельность кремнистых организмов, образующих диатомовые отложения.

Существенной стороной, отличающей вулканогенное осадкообразование, является быстрота и эпизодичность выноса вулканического материала из глубин Земли, подавляющая деятельность климатических факторов осадкообразования в период деятельности вулканов [29]. При субаэральных извержениях характерна грубая гравитационная сортировка вулканических продуктов. При подводных извержениях сортировка происходит в водной среде и улучшается по мере удаления от центров извержения.

Выделенные Н. М. Страховым три формации вулканогенного происхождения — эффузивно-кремнистая, эффузивно-терригенная и эффузивная — соответствуют трем стадиям вулканической деятельности в геосинклинальных областях: подводной, островной и субаэральной. При этом эволюция геосинклинальных областей происходит в направлении смены подводных излияний первой стадии основными и субаэральными извержениями последующих стадий замыкания геосинклинали путем разрастания внутренних поднятий и постепенного образования горной страны.

Наконец, необходимо остановиться на проблеме связи вулканической деятельности с определенным типом тектонических движений. На основе наблюдающейся в подвижных зонах более или менее полной компенсации погружения земной коры вулканогенно-осадочной толщей принято считать, что вулканическая деятельность генетически связана с образованием прогибов или с отрицательными движениями земной коры. Именно гравитационная компенсация и образование в связи с нею прогибов, заполненных осадками, является процессом, совершенно безразличным по отношению к типу отложений, вызывающих ее, и равным образом существуют прогибы, выполненные как осадочными, так и вулканическими породами или даже льдом, как это наблюдается в Антарктиде. Подобно тому как осадочные породы, заполняющие геосинклинальные прогибы, принесены в них из смежных зон размыва, вулканические отложения в мощных вулканогенно-осадочных толщах имеют главным образом также аллохтонное происхождение и, как это наблюдается в современных вулканических областях побережий Тихого океана, образованы главным образом за счет абразии вулканических островов. Вулканическая подводная деятельность, сопровождающаяся отложением вулканических продуктов, не вносит в рассмотрение вопроса принципиально нового, равно как и осадкообразование, которое может происходить путем переноса осадков в самой зоне осадконакопления. Мощность осадконакопления отражает структурный план распределения погружений

и относительных поднятий земной коры, но ни в коей мере не является показателем генетической связи вулканической деятельности с зонами погружения земной коры.

Наблюдения за современными тектоническими движениями в районах действующих вулканов показали, что деятельность вулкана сопровождается тектоническим поднятием его фундамента и опусканиями по периферии прилегающих впадин. После вулканических извержений наблюдается опускание фундамента, вероятно, имеющее компенсационное происхождение вследствие освобождения субвулканического резервуара и охлаждения фундамента. Если сопоставить эти данные о тектонических движениях с картиной эволюции вулканизма в течение четвертичного времени на Камчатке, то обнаруживается общая направленность формирования структурных поднятий, сопровождающихся региональной вулканической деятельностью.

Геосинклинальная впадина является структурной позицией для вулканизма. Вулканическая деятельность сопровождается поднятием вещества из глубин Земли и сопровождается структурной перестройкой областей опусканий.

Периодизация вулканизма и движений земной коры, предложенная В. В. Белоусовым, основана на эмпирических данных и отражает внешнюю сторону явления. Он считает, что эпоха горообразования — время наиболее значительной проницаемости земной коры, так как в эту эпоху кора интенсивно растрескивается. Вулканизм стадии геосинклинального прогибания является сохранившимся от эпохи горообразования. Прекращение вулканизма в дальнейшем, при опусканиях в доинверсионную стадию, связывается с накоплением осадочных толщ и закупориванием сквозных каналов застывающей в них магмой.

В. В. Белоусов выделяет пять стадий развития геосинклинали, связанных с проявлением магматизма. 1. Происходит возникновение и развитие внутренних поднятий в интрагеосинклинальных зонах, совпадающее с прекращением извержений; магматизм при дальнейшем поднятии проявляется в интрузивной форме. 2. В конце цикла опускания магма вырывается наружу и начинается прогибание, продолжающееся до конца излияния и наиболее сильное в местах, где на поверхность выбрасывается большое количество вулканических продуктов. 3. Эффузии основной магмы тесно связаны с прогибанием земной коры и сопутствуют развитию прогибов, а с поднятием ассоциирует кислая магма (интрузии, экструзии и эффузии). 4. В процессе волнового движения земной коры в геосинклиналих образуются кислые интрузии, тогда как в соседних краевых прогибах продолжается излияние базальтов. 5. Под земной корой в интрагеосинклиналих накапливается энергия, вызывающая расширение и мобилизующая подкоровые расплавы к их выбросу; эта энергия исчерпывается, как только для магмы представится возможность выйти на поверхность. Потеря энергии путем излияния глубинного вещества ведет к сжатию, проявляющемуся в прогибании земной коры. В отдельных случаях эффу-

живная магматическая деятельность как бы заменяет поднятие земной коры.

Однако эти положения В. В. Белоусова недостаточны для того, чтобы четко проследить связь между магматизмом и тектоническими движениями, и ряд положений о вулканических процессах в истории геосинклинального развития и связанного с ним горообразования оказывается противоречивым. Например, указание на связь основной магмы с прогибанием земной коры, а кислой — с ее поднятиями не соответствует общей концепции Клооса. Не учитываются роль осадочных нагрузок в прогибании земной коры и значение гравитационных уровней в вулканической деятельности.

Образование прогибов и грабенов является предпосылкой для вулканической деятельности. При поднятиях вулканическая деятельность происходит лишь до определенного уровня, лимитируемого, подобно росту гор, гравитационными силами. Следующие положения характеризуют динамику вулканизма в геосинклинальных областях.

1. Тектонические прогибы являются исходными предпосылками для развития региональной вулканической деятельности.
2. Обычное направление эволюции вулканической деятельности в геосинклинальной области — от основных лав к средним и кислым, соответствует гомодромному циклу развития магматизма в геосинклинали, преобразующейся в складчатую область.
3. Глубокие прогибы способствуют излияниям основных лав. Смена вулканической деятельности (основные, средние и кислые лавы) связана с поднятием геоморфологического уровня вулканических извержений (ГУВИ).
4. При пульсации тектонических движений, т. е. чередовании поднятий с опусканиями, наступают перерывы вулканических излияний.
5. На последних стадиях эволюции геосинклинальной области поднятия в ходе пульсационных движений преобладают над опусканиями и приводят к образованию горно-складчатой страны, в которой вулканизм замирает.

Эволюция ГУВИ опирается на волновую геодинамику, обосновывающую затухание пульсационных процессов. Снижение запасов энергии происходит в вулканических поясах по мере их поднятия. Подкоровые рифты низких ГУВИ охватывают на начальных стадиях обширные площади, сужающиеся по мере завершения вулканических процессов. В ходе разрядки напряжений происходит поэтапное понижение ГУВИ, с уменьшением ширины и глубины рифтов по мере завершения цикла вулканизма. Следовательно, упругие деформации и их разрядка — геодинамическая основа единого для всех геологических структур процесса вулканизма, энергоемкость которого падает по мере затухания тектономагматического цикла. Разрядка напряжений сопровождается рифтообразованием, создавая систему телескопированного рифтогенеза. Соответственно происходит изменение состава продуктов вулканизма. Для океанических рифтов на низком геоморфологическом уровне подкоровых рифтов островных дуг характерны излияния из глубоких вулканических очагов, поставляющих толеито-

вые базальты. Рифты на высоких геоморфологических уровнях образованы на вулканических сводах, сложенных расплавами внутрикоровых очагов, поставляющих андезито-дацитовые лавы. В орогенных поясах телескопированный рифтогенез проходит путь от подкоровых рифтов до высоко поднятых орогенов.

Перечисленные здесь закономерности вулканизма в геосинклинальных областях укладываются в общие положения волновой геодинамики. В основе любого геосинклинального процесса лежат также волновые движения земной коры, усложненные сопутствующими процессами экзогенного характера, в том числе седиментационными и денудационными. С позиций волновой геодинамики влияние этих экзогенных процессов можно свести к изменению граничных условий для соответствующего волнового процесса. Таким образом, общая геодинамическая природа геосинклинального процесса вулканизма и сопутствующего ему рифтогенеза, основанная на концепции волновой геодинамики, позволяет находить взаимосвязи, преемственность и общие характеристики этих процессов, в том числе линейность структур, цикличность и стадийность. Частные закономерности также находят объяснение. Развитие геосинклинали в складчатую область соответствует фазе сжатия основного волнового процесса. Последующая активизация вулканизма уже происходит в фазе расширения волнового процесса, который хотя и инициирован основным, но преобразован в связи с существенными изменениями граничных условий за счет образования масштабных зон складчатости. Цикличность вторичного волнового процесса существенно выше основного (цикл может быть на порядок короче), длина волны короче и локализация по дневной поверхности меньше. Это обуславливает перерывы в вулканической деятельности, а большие градиенты напряжений в литосфере при малом значении длины волны создают напряжения сжатия в зоне орогенеза, где вулканизм прекратится.

ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

Рассмотрим поэтапное развитие орогенного процесса эпигеосинклинального типа.

1. Подводный орогенез. Вулканизм проявляется на фоне поднятия горст-антиклинальных сводов в двойных дугах. Соответственно, вулканы формируются в наземных и подводных условиях островных дуг и подводных гряд, сопровождаясь отложением морских моласс в мелководных условиях. Морская (нижняя) молассовая формация заполняет позднегеосинклинальные прогибы при поднятии островных дуг и эрозии в мелководных условиях подводного орогенеза. Мощная земная кора, увеличенная за счет гранитного слоя до 25—40 км, сближает островные дуги с эпигеосинклинальными орогенами, что усиливает общий процесс консолидации орогенного пояса. Подводные орогены (кордильеры) являются зародышами горных складчатых сооружений окраин континентов.



Рис. 11. Вулкан Ичинский, Камчатка

2. Ранний этап орогенеза соответствует стадиям начальной консолидации островных дуг в горные горстовые поднятия, плато и депрессии. При этом значительную роль играет вулканическая деятельность с излияниями базальтов и андезито-базальтов, сменяющихся вулканизмом кислого типа. Этому этапу отвечает среднегорная страна с ярко выраженными тектоническими, вулканическими и вулкано-тектоническими структурами.

Раннеорогенный вулканизм в субаэральной обстановке сопровождается отложением наземных моласс и мощных вулканических толщ. Вулканические плато образуют выровненные поверхности, а конусы вулканов, насаженные на блоки гор, увеличивают их высоты. Вулкано-тектонические нарушения образуют расчлененные формы рельефа. Развитие вулканизма происходит в продольных рифтах и крупных вулкано-тектонических депрессиях (Камчатка, Новая Зеландия, Япония, Новая Гвинея и др.). Вулканы андезито-базальтового типа наследуют кальдеры щитовых вулканов (рис. 11). Образуются базальтовые покровы, увенчанные лавовыми щитовыми вулканами (извержения ареального типа, переходящие в щитовые центральные), крупные кальдеры обрушения, перемежающиеся со взрывными кальдерами, и вулкано-тектонические

депрессии, заполненные туфами, андезито-базальтовые стратовулканы центрального типа, сложенные лавами и туфами; возрастает роль эксплозивной деятельности. Вулкано-тектонические структуры деградируют от обширных депрессий и трогов на базальтовых лавовых плато до небольших кальдер с вулканами центрального типа.

3. В поздний этап орогенеза образуются предельно высокие горы. Преобладает вулканизм андезитового и дацитового типов с развитием купольных структур и кальдерных депрессий (Кавказ, Анды, Кордильеры) при подчиненном значении вулканических и вулкано-тектонических форм. Позднеорогенный вулканизм контролируется крупными поднятиями. Число вулканов и их высота уменьшается, исчезает преемственность структур. Невысокие вулканы оказываются поднятыми на складчатые пьедесталы (Казбек, Эльбрус и др.).

4. Посторогенный этап (тафрогенный). Происходит распад горной страны на блоки по крупным системам нарушений, формирование горстограбеновой структуры с линейными и кольцевыми вулкано-тектоническими структурами со сквозной линейной системой разломов (вулкано-купольные структуры). Орогенный вулканизм сопровождается поднятием вулканических очагов с известково-щелочными лавами все более кислого типа по мере повышения ГУВИ и смены рифтов вулкано-тектоническими депрессиями кальдерного типа. Следовательно, на низких ГУВИ формируются самые энергоемкие площадные излияния толеитовых магм, формирующие площади молодых океанов на фоне обширных вулкано-тектонических поднятий. Завершение излияний на каждой стадии телескопированного рифтогенеза знаменует разрядку напряжений, сопровождающуюся обрушением, создающим депрессию рифта, с последовательным сужением серии рифтов, вплоть до заключительного на своде срединно-океанического хребта.

Дно океана является ареной последовательной серии излияний, продолжающихся пульсационно до полного падения потенциала конвективного тепломассопереноса. В начале этого процесса избыточный расплав выносится с максимальной порцией энергии и по мере ее последовательного истощения завершается цикл телескопированного рифтогенеза. Геодинамика процесса складывается из гидростатического расширения вулканического очага, сопровождающегося извержениями, и его разрядки, знаменующейся обрушением рифтов, серия которых замыкается на срединном океаническом хребте.

Циклы телескопированного рифтогенеза ограничены рамками вулканических процессов формирования молодых океанов и геосинклинальных орогенных поясов. Разномасштабные циклы пульсации — расширения и разрядки напряжения — укладываются в тектоно-магматические эпохи. Структурообразование, наложенное на разные типы коры, аналогично по кинематике, но различно по глубинам вулканических очагов и масштабам рифтогенеза. Захваты-

вая разные по мощности и составу типы коры, этот процесс обуславливает разные типы вулканических излияний.

Выявлению четких закономерностей сопряженности структурообразования и вулкано-тектонических процессов способствует рассмотрение этих процессов в течение продленного периода вулканической деятельности, охватывающей несколько стадий геологического развития.

Возможно выявление закономерностей перехода тектоно-магматических стадий и через границы тектонических эпох. Это достигается путем изучения районов сопряженного развития рифтовых поясов геосинклинально-орогенного вулканизма, переходящих по простиранию в эпиплатформенные рифтовые пояса. Наглядным примером структурного единообразия тектоно-вулканического процесса эволюции таких поясов является область, связывающая вулканический пояс Южно-Американских кордильер с Антарктическим поясом рифейской платформы, активизированной со среднего палеозоя. Позднекайнозойский орогенез охватил в этих районах как геосинклинальный, так и платформенный фундаменты, определяя единообразие вулкано-тектонического структурообразования, формирующегося путем рифтогенеза.

Вулканы островных дуг Южно-Сандвичевых и Южно-Аркнейских островов представляют известково-щелочную эпигеосинклинально-орогенную формацию, сменяясь по простиранию эпиплатформенными рифтовыми вулканами, относящимися к щелочной оливин-базальтовой формации. Следует подчеркнуть единство кинематических условий вулканизма разного типа, соответствующих единой геодинамической обстановке. Проявляется во всех случаях общий закон — связь вулканической деятельности с тепломассопеносом, направленным к земной поверхности, с последующим рифтообразованием. Вулканы о. Пенгвин образованы на базальтовом плато, опущенном в рифте Брансфильд, и являются голоценовыми представителями вулканического пояса, соединяющего зоны эпиплатформенного и эпигеосинклинального вулканизма.

Рассмотренные закономерности вулканизма при эпигеосинклинальном орогенезе показывают, что эти процессы играют существенную роль при преобразовании рельефа земной коры. Учитывая, что подводный орогенез, орогенез на ранней и средней стадиях в основном протекают на границе континент — океан, вулканизм в этих регионах может быть определяющим в образовании окраинных морей, островодужных систем и влиять на процессы преобразования океанической коры в континентальную, и наоборот.

Рассмотрим геодинамический механизм орогенного вулканизма с точки зрения положений волновой геодинамики. Линейность структур и цикличность (стадийность) процессов естественным образом подтверждают правомерность волновых представлений. Начальная фаза линейной волны соответствует ранним этапам орогенеза. Наличие уже в этой фазе вулканических излияний при рельефе среднегорной страны свидетельствует о том, что между возмущениями температуры и давления в волне имеет место сдвиг

фаз с опережением температурного возмущения. В начальной стадии процесса отмечается наличие депрессий. Их возникновение происходит потому, что при местном растяжении литосферы под действием возмущения давления имеют место градиенты давления, которые на определенном расстоянии от максимума ΔP могут давать соответствующее изменение знака ΔP . Только в конце раннеорогенного этапа появляются сводовые поднятия, обусловленные увеличением давления и определяемые волновым процессом.

Поздний этап орогенеза соответствует максимальным значениям волнового давления, обуславливающего возникновение предельно высоких гор. При больших значениях градиентов напряжений в пучностях волны сопряженно с зонами растяжения возникают зоны интенсивного сжатия. В этих зонах вулканизм подавляется и возникают различного типа структуры смятия.

Посторогенный этап соответствует фазе снижения волнового давления, опережающего снижения возмущения температуры. Но при этом проявляется еще сдвиг фаз по отношению к напряженному состоянию коры: напряжения релаксируют и снижаются значительно медленнее. Это определяет все особенности горной страны при тафрогенезе.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ

Трапповый магматизм охватывал огромные площади континентальных платформ в разных районах Земли в мезозое и кайнозое и был сходен по типу магмы. Временные и тектонические связи между трапповыми излияниями Африки, Индии, Сибирской платформы, Северной Атлантики, Северного Ледовитого океана, Антарктиды и других регионов площадных излияний позволяют считать, что поднятие на земную поверхность огромных объемов базальтовой магмы предшествовало образованию океанов. Начало трапповых излияний в этих областях происходило на континентах, когда море покинуло платформы, образовавшие плоские плато над окружающими их обширными прогибами. В результате проявления вулканизма сформировались наложенные синеклизы, генетически связанные с вулканизмом и сложенные магматогенными формациями, внедрившимися в осадочные толщи и перекрывшие их. К вулкано-тектоническим (магматогенным) структурам относятся как наложенные синеклизы, так и флексуры на континентальных окраинах, пограничных с океаническими прогибами.

Кинематика траппового вулканизма различна для двух его фаз — интрузивной и эффузивной. Например, на Сибирской платформе наиболее интенсивный трапповый вулканизм связан с герцинской перестройкой структуры (поздняя пермь — средний триас).

Последовательность в интрузивной и эффузивной деятельности определяется геодинамической обстановкой напряжений. Так, в северо-западной краевой части Сибирской платформы мощность эффузивов превышает 3 км, а комплекс силлов составляет до 50 %

мощности этой толщи. Тектоно-магматические фазы соответствуют гиадокластитовым и лавовым проявлениям вулканизма.

Первые стадии извержений характерны для периодов скопления магмы в подкорковых очагах и насыщения ее летучими, при взрывах которых выбрасывалась пирокластика. При этом линейные разломы были закрыты и происходили извержения центрального типа. В стадии прекращения сжатия изливались лавы, покрывающие огромные площади, накапливалась толща покровов мощностью более 500 м. Процесс сопровождался обрушениями с образованием вулкано-тектонических прогибов. При этом в начале изливались насыщенные кремнеземом базальты, образовавшие кровлю, под которую позже внедрились sillы более основных долеритов. Завершающие этапы извержений представлены пикритовыми базальтами, особенно характерными для районов последовательных извержений туфов, пересыщенных кремнекислотой толеитовых базальтов и оливиновых толеитов (Норильский район). Они менее распространены, чем другие вулканические породы. В условиях траппового вулканизма лимбургиты и океаниты представляют собой продукты той же магмы, не испытавшие гравитационной кристаллизации. Неравномерные блоковые движения, сопровождавшие вулканизм по субмеридиональным и широтным разломам, создавали сложную смену тектонических напряжений с чередованием приподнятых и опущенных глыб. Трапповые формации сложены типичными магматическими породами континентальных платформенных областей. Наряду с доминирующими интрузивными, часть пород представлена эффузивными образованиями.

Рассмотрим, какие общие черты свойственны геодинамическим условиям платформенного вулканизма и вулканизма других тектонических регионов Земли — океанических, геосинклинальных и орогенных областей. По масштабу вулканизма и тектоническому режиму к континентальным платформам приближаются стабильные платформы дна океанов, отличающиеся геоморфологическим уровнем вулканических излияний и геофизическими особенностями, позволяющими предполагать иные мощности и строение коры.

Первичные флюидо-базальты занимают громадные площади континентов. Закономерности их излияний во времени и пространстве изучены еще недостаточно. Их источником предположительно являются глубины Земли, лежащие ниже гранитной оболочки.

Естественен вопрос, каковы причины излияния базальтов сквозь гранитный слой континентальной коры? Являются ли они продуктом дифференциации глубинных магматических резервуаров или результатом прямого расплавления первичных слоев?

Дифференциация пород базальтовой магмы возможна в условиях: 1) фракционной кристаллизации, 2) гравитационных процессов, 3) сегрегации шлифов пегматитов, 4) ассимиляции и метасоматоза осадочных пород при повторном поднятии газов.

Вероятно, что в последние фазы кристаллизации происходило переплавление вмещающих пород и часть долеритов образовалась

при ассимиляции и фракционировании расплава алевролитов на глубине.

По классическим представлениям В. Кеннеди (1933 г.), существуют два типа первичных магм: оливин-базальтовая (источник щелочных пород) и толеит-базальтовая — родоначальная для известково-щелочного вулканизма. Следовательно, продукты последующей дифференциации определяются природой этих первичных магм. Неизвестно, каков их источник — другие родоначальные магмы или дифференциация в «общем» глубинном очаге? Согласно Х. Куно, «первичная магма» толеитов имеет оливин-базальтовый состав и произошла из более основной первичной оливин-эвкритовой магмы. В. Вебман предполагает, что источник толеитов — это сверхглубокая зона высоких давлений, перепады которых вызвали излияние лав плато Деккана.

Между интрузивной и эффузивной фациями магматизма Сибирской платформы существует тесная связь, позволяющая не только определять последовательность в развитии траппового магматизма, но также и объем магмы изверженной на поверхность по отношению с ее объемами, скрытыми в земной коре. Базальты одного состава изливались здесь от поздней перми до позднего триаса и имеют комагматичные интрузивные долериты.

В условиях эксплозивной деятельности были образованы вулканы центрального типа, а лавовые покровы заливали обширные площади, достигая мощности более полукилометра в условиях растяжения и оседания земной коры. Объемы наложенных синеклиз, образованных вулканотектоническими опусканиями, вероятно, соответствуют объемам изверженного материала. Борты наложенных синеклиз осложнены флексурами, сбросами и трещинами, пронизываемыми для расплавов и представляющими зоны скопления даек, силлов, трубок взрыва и других магматических заполнений коровых систем мощной эффузивной толщи.

Учитывая соответствие между объемами эффузивных и интрузивных фаций в условиях трещинных извержений ареального типа, согласно теоретическим расчетам, можно предполагать, что весь объем земной коры более чем на 50 % насыщен магматическими интрузиями.

На Сибирской платформе и в Красном море отмечается уменьшение глубин образования магмы с одновременным увеличением объема мантийных выплавов в соответствии с моделью поднятия мантийного диапира. При выплавлении первичных щелочных магм происходит истощение астеносферного слоя на начальных этапах рифтообразования при вертикальной неоднородности астеносферы. В дальнейшем при разрыве континентальной коры изливаются примитивные толеиты.

Наиболее общепринятое представление о механизме трапповых вторжений — это гидростатический процесс выжимания базальтовой магмы под влиянием опускания крупных блоков земной коры. Важным элементом формирования траппов является гравитационная дифференциация, осложняемая ассимиляцией вмещающих по-

род. Перед внедрением в вулканический пояс базальтовый астенолит сформировал глубоко залегающую магматическую экструзию (клин), в которой происходила дифференциация, образовавшая разнообразные пластовые интрузии (силлы), дайки, покровы, сложенные долеритами, габбро, пикритами. Структурное и петрографическое сходство трапповых формаций всего мира свидетельствует о сходстве геологических условий их формирования.

Континентальные условия образования платформенных траппов подчеркиваются фаціальными типами переслаивающихся с ними озерноосадочных отложений, мощность которых позволяет оценить длительность перерывов между излияниями лав, сопряженными с вулкано-тектоническими колебаниями земной коры. Импульсы поступления долеритовой магмы сопровождалась поднятиями области излияний. Хотя внедрение магмы происходило по плоскостям наименьшего сопротивления, кровля долеритовых силлов приподнималась, а их основание опускалось. По кольцевым трещинам также происходило опускание крупных блоков осадочных пород в очаговую область, из которой магма поднималась к поверхности. При распространении вдоль горизонтальных пластов осадочных пород магма проникала вкrest слоев по дайкам, играющим роль подводящих каналов к долеритовым силлам. Встречаются и шлаковые конусы, из которых не происходило лавовых излияний. Эти неглубокие источники извержений являются диатремами, освобождающими коровые вулканические бассейны от избытка газов. В Базутоленде (Африка) также известна вертикальная дайка, прослеженная на расстоянии более 60 км при ширине до 275 м, заполняющая трещину. В горизонтальном направлении в осадочные породы внедрялись силлы в виде межслойных пластов. Силлы — интрузивные пласты, или согласные интрузии (межпластовые или межформационные) на границе верхнего и нижнего структурных ярусов; в нижнем структурном ярусе — кристаллическом цоколе платформы — это пластинообразные пологозалегающие тела. Пластовые силлы траппов окраины Сибирской платформы залегают согласно со слоистостью толщ нижнего палеозоя. Внедрение силлов обусловлено гидростатическим давлением основной магмы, проникающей по межпластовым поверхностям, с опусканием равного объема осадочных толщ, подстилающих пластовую интрузию, поднявшуюся из питающего очага. В областях трапповых покровов континентов мощность консолидированной коры сокращается. При этом граница Мохо поднимается к земной поверхности, а гранитный слой коры исчезает. В зависимости от последовательности рифто- и океанообразования океанизация земной коры вначале локализуется вдоль рифтов, а в океанах охватывает обширные площади соответственно масштабу подвергшихся обрушению площадей континентов.

Утяжеление и сокращение коры континентов можно связывать с непосредственной нагрузкой трапповых покровов. Известно, что объем магмы, излитой на поверхность, определяется экспоненциальной разгрузкой избыточного ее давления. Магма, накопившаяся

в огромной системе магматических очагов, питающих извержения, составляет несколько тысяч кубических километров. Поражающее воображение «моря» базальтовой лавы, излитой на земную поверхность и утяжеляющей ее кору, вероятно, представляют собой доли процентов от объема магматических бассейнов, лежащих в глубинах Земли. Корни ареальных базальтовых излияний представляют собой силлы, образующиеся при внедрении магмы и поднятии кровли. Длина силлов, судя по их выходам на поверхность, — десятки километров, а мощность — сотни метров.

Происхождение толеитовых базальтов в результате ассимиляции континентальной коры щелочной оливин-базальтовой магмой объясняет образование огромных объемов толеитовой магмы. Обрушение континентальной коры и ее переплавление приводят к дефициту силикатической коры на дне океанов. Таким образом, с излияниями базальтов связана кардинальная проблема истории Земли — образование океанов. Одновременность или узкие рамки времени площадных излияний удивительны: базальты Гренландии и Фарерских островов начали изливаться одновременно с базальтами Деккана, достигая мощности более 10 км, большая часть траппов Деккана обрушена на дно Аравийского моря и Бомбейского залива, а объем их на поверхности составляет 400 тыс. км³.

Цикличность трапповых излияний как закономерность платформенного вулканизма связана с этапами платформенной активизации. Неясна зависимость платформенного вулканизма от развития прилегающих геосинклиналей. Вероятно предположение, что автономия траппового магматизма связана с вертикальным тепломассопереносом в пределах локализованных структур.

ТРАППОВЫЕ ФОРМАЦИИ ОКРАИН КОНТИНЕНТОВ И ОКЕАНОВ

Поздний мезозой выделяется в истории Земли как этап формирования на огромных площадях молодой океанской коры в результате мощного рифтогенеза, определившего границы континентов. Соответственно, начиная с поздней юры, вулканизм в пределах океанов нарастал, знаменуя увеличение интенсивности глобальной океанизации. Трансгрессии на континенты происходили синхронно с вулканическими излияниями. Отмечается одновременность вулканизма в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах, причем Тихий океан отличается значительным преобладанием океанического базальтового и островодужного вулканизма. Толит-базальтовый вулканизм дна океана, образовавший второй слой океанической коры, сменился к концу мезозоя и в кайнозойе щелочно-базальтовым вулканизмом подводных гор на океанической коре и известково-щелочным островных дуг. По подсчетам А. Б. Ронова, объем вулканических островных и подводных гор равен приблизительно 8,6 млн. км³. Суммарный объем пород вулканических островов, плато и хребтов достигает 12,6 км³, что почти в 25 раз меньше объема океанических толеитовых базальтов позднего мезозоя — кайнозоя (506 млн. км³), но лишь вдвое уступает по объему кон-

тинентальным вулканитам (25 млн. км³). Сходство структурного проявления и типа вулканизма стабильных платформ океанов и континентов подчеркивает преобладание структуры континент — океан как субстрата излияний платформенного типа. Толентовые базальты континентов и океанов не менее чем на два порядка превышают распространенность орогенных и островодужных базальтов среднего и кислого составов, а также щелочных базальтов, надстроженных на континентах и океанах в кайнозое.

Общий объем излияний траппов составил в раннемеловую эпоху 1 млн. км³, захватив площади различных материков с синхронными и более ранними излияниями, распространенными около их окраин. Например, Амазонская синеклиза — прогиб Бразильской платформы, не достигшая стадии флексуры на границе с океаном, была охвачена огромными базальтовыми внедрениями, создавшими уже в юре и триасе систему даек диабазов.

В Южной Америке лавовые покровы мелового времени изливались по восточным окраинам, в то время как базальтовые формации здесь отсутствуют, что позволяет говорить о самостоятельности вулканизма. Траппы Сьерра-Жерал (р. Парана) и другие площади излияний прослеживаются на погружениях окраин континентов. На юго-востоке Африки излияния происходили в связи с флексурой Лебомбо, а на юго-западе — на краю платформы (базальты Каока). Список окраинно-континентальных базальтовых и трапповых излияний можно продолжить базальтами Лабрадора, Атлантики и Северного Ледовитого океана, Шпицбергена, Земли Франца-Иосифа и Новосибирских островов. Важно отметить, что среди осадочных формаций раннемелового возраста преобладали карбонатные, иногда пелагические.

Рифтогенез континентальных окраин обусловил неправильные очертания грабенов, заполненных мощными толщами осадков, образовавших линзы вдоль подножий континентов. Наибольшую роль играют юрские песчано-глинистые и битуминозные формации ранне- и среднемелового возраста. Важное значение приобрели раннемеловые траппы. Общий объем вулканической деятельности увеличился к концу мезозоя с явным преобладанием в океанах. Накопление карбонатных осадков следует связать с эпохой трапповых излияний, происходивших в обстановке мелководья и поставлявших в океан большое количество углекислого газа.

Позднемеловая эпоха знаменовалась ускоренным погружением континентальных окраин, углублением океанов. Однако уже в первую половину эпохи погружение дна океана замедлилось, хотя увеличилась контрастность рельефа дна — поднялись подводные вулканические хребты, особенно крупные по площади в центральной и западной частях Тихого океана. Вулканизм на фоне поднятия хребтов и снижения скорости общего погружения дна океана сопровождался увеличением площади карбонатных осадков. Наряду с этим расширилась область позднемеловой трансгрессии. Повышение уровня Мирового океана, вероятно, сопоставимо с увеличением площади вулcano-тектонических поднятий, вытеснявших океа-

нические воды на континенты, создавая эвстатическую причину трансгрессии конца позднего мела. Вероятно, этим можно объяснить перевес осадконакопления на континентальных площадях с их смещением на шельфы и материковые подножия к концу мела по сравнению с площадями обмелевших океанов, покрытых вулканическими хребтами и продуктами их извержений. Одновременно происходило увеличение роли вулканических формаций в зонах флексурных переходов от континента к океану — в поясах островных дуг в позднем мелу — палеогене, их объемов на дне океанов. Свидетельством позднемезозойских трансгрессий на континенты являются карбонатные и эвапоритовые формации материковых окраин, сходные с континентальными формациями.

Подводя общие итоги вулканизма на дне океанов, следует подчеркнуть, что крупное накопление вулканогенных формаций на дне океана относится к началу позднего мезозоя и связано с вулканизмом, питавшим образование второго слоя земной коры океанов. Базальтовый вулканизм более чем на два порядка преобладал над андезитовым. При этом его проявление совпадало с существованием континентов на обширных площадях современных океанов. Этот этап вулканизма завершился в срединно-океанических хребтах излияниями в рифтовых долинах, многократно уступавших по мощности островодужному вулканизму и вулканизму сводово-глыбовых хребтов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ТРАППОВЫХ И ВНУТРИКОРОВЫХ ИЗЛИЯНИЙ

Как было показано выше, трапповые излияния начиная со среднего протерозоя создавали на поверхностях континентов и в переходных зонах континент — океан огромные площадные лавовые покровы. При этом в литосферу внедрялись внутрикоровые интрузии.

Рассмотрим геофизические и геодинамические условия, при которых возникали и развивались эти процессы. Для всех трапповых и внутрикоровых излияний характерны: а) низкая вязкость магмы; б) достаточно большая толщина лавового покрова, обеспечивающая уменьшение относительной удельной теплоотдачи при охлаждении; в) повышенная температура земной коры, снижающая теплоотдачу лавовых покровов, что увеличивает путь излияния магмы на дневную поверхность; г) наличие большого гидростатического давления, «выжимающего» магму через узкие каналы; д) наличие протяженной системы трещин в литосфере и коре, ориентированных не только вертикально, но и под углом, и параллельно поверхности. Предлагаемая геодинамическая модель воспроизводит условия и основные закономерности образования трапповых и внутрикоровых излияний.

В положительной фазе радиальной волны, локально сосредоточенной под континентальными и океаническими платформами на большом ареале под кровлей литосферы, создавались возмущения давления и температуры. Одновременно с этим в толще континен-

тальной литосферы возникали литосферные волны. Возбуждающей силой для них служили фазовые переходы в верхних слоях мантии, а также возмущения, вызываемые обрушением на границе континент — океан. Они характеризовались малой длиной волны, коротким циклом и большим затуханием. При значительной величине возбуждающей силы волны создают сложноплавленное состояние в литосфере и коре с образованием разнонаправленных трещин.

Давление радиальной волны создавало существенное превышение над равновесным геостатическим, вызывая раскрытие трещин и образование сети каналов. Достаточно низкая вязкость базальтовой магмы обуславливала длительные истечения, несмотря на малое раскрытие каналов. Из-за высокой температуры магмы, литосферы и коры происходили излияния на обширном ареале. Магма по многочисленным каналам растекалась на больших площадях, сохраняя низкое значение вязкости благодаря медленному охлаждению. Механизм растекания магмы по внутрикоровым трещинам был аналогичен.

Ниже приведен ряд соотношений, характеризующих трапповые и внутрикоровые излияния.

а. Условие возникновения трапповых излияний

$$\frac{\Delta p \tau^3 L}{\eta_{\text{мк}} \delta} \geq 1.$$

б. Площадь лавового покрытия

$$L_{\text{ф}} L_{\text{и}} \geq \frac{1}{\eta_{\text{и}}} \left[\frac{1}{2} (T_{\text{и}} - T_{\text{к}}) - T_{\text{з}} \right] c_p \rho \tau h^2,$$

здесь: $\eta_{\text{мк}}$ — вязкость магмы в канале; $\eta_{\text{и}}$ — вязкость магмы после излияния; $L_{\text{и}}$ — протяженность излияния; δ — раскрытие канала; Δp — давление избыточное над геостатическим (возмущение давления); $T_{\text{к}}$ — температура коры; $T_{\text{и}}$ — температура магмы при истечении; $T_{\text{з}}$ — температура застывания магмы; h — толщина лавового покрытия; $L_{\text{ф}}$ — активная протяженность флексуры; τ — цикл волнового процесса; c_p — теплоемкость магмы; ρ — плотность магмы.

ПРОБЛЕМЫ ОКЕАНИЗАЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Предполагаются многообразные причины преобразования континентальной коры в океаническую, в том числе: деструкция и утяжеление путем эклогитизации, утонение при растяжении и образовании листрических сбросов с последующим погружением под тяжестью осадочных толщ, мантийная эрозия подошвы коры и ее утяжеление за счет пород мантии, термальный метаморфизм, приводящий к утонению и базификации континентальной коры; термальная контракция; перекрытие коры трапповыми покровами с насыщением внутрикорового пространства силами, достигающими более 80 % от объема осадочных пород. (Объем базальтовой магмы, заполняющей периферические очаги внутри коры, превышает,

по геофизическим данным, в несколько тысяч раз объем лав, излившихся на поверхность.) Исходя из перекрытия коры траппами нетрудно представить, что при массовых площадных излияниях траппов естественно ожидать обрушений земной коры, достигающих океанического масштаба.

Началу обрушения континентов сопутствует излияние траппов, лежащих на осадки субаэральные и мелководные, распространяющиеся вплоть до глубоководных котловин. Континентальный склон и поверхность краевых плато, переходя в шельфы, при выравнивании покрываются мелководными осадками, образуя ступени, погружающиеся в абиссальные глубины. Прогреты фундамента заполняются осадками континентального подножия (аллювиальные выносы) и уходят в глубины океана в пределы распространения океанической коры.

Структуры акустического фундамента различных районов дна океанов соответствуют разным стадиям океанизации континентальной коры. По мере прогрессирующей океанизации происходит сокращение мощности слоев со скоростями сейсмических волн 4,3—5,4; 5,7—6,3; 6,6—6,9 км/с и увеличивается мощность слоев со скоростями 7,0—7,6 км/с. В ходе океанизации земная кора с высоким гипсометрическим положением в структуре континентов по мере опускания под уровень океана теряет континентальные свойства. Долериты и эвапоритовые толщи, в частности мелководные эпиконтинентальные отложения юрского и мелового возраста, вскрыты в разрезах океанической коры в глубоководных районах центральных частей океанов (поднятия Хесса, Шатского и др.).

Континентальный фундамент, переходящий от мелководного шельфа к батии, известен в зонах шириной более 1000 км и не имеет принципиального ограничения, так как заходит в пределы типичных структур дна океанов. В пользу предположения о погружении огромных площадей континентальных платформ указывают данные буровых работ, проводимых в связи с поисками нефти на шельфах. Разрезы скважин являются показателями вертикальных движений громадной амплитуды, что позволяет допускать возможность преобразования континентальной земной коры в океаническую в результате дискретного уплотнения при погружении на более низкий геоморфологический уровень [42]. Наиболее общедоступным и недвусмысленным примером такого изменения геофизических параметров являются данные, полученные в результате бурения скважины на Кольском полуострове. Как известно, в сверхглубокой скважине сейсмические волны проходят в гранито-гнейсах со скоростями, характерными уже для базальтового слоя земной коры. Обычно обширные континентальные окраины, находящиеся в процессе деструкции и опущенные на дно океана на глубины более 3,5 км, еще сохраняют на дне структуру глыб континентальной коры с геофизическими свойствами океанической.

Мобильные зоны земной оболочки могут быть разделены по трем признакам: сейсмичности, вулканической деятельности и рельефу. Вспомогательную роль играют геофизические поля — гра-

витационные, тепловые, магнитные, электрические. Переходная зона конструктивного типа заложена в геосинклинальных условиях контрастного рельефа, характеризующихся сейсмичностью, вулканизмом и проявлением мезозойско-кайнозойской складчатости. Континентальная кора формируется здесь в процессе эпигеосинклинального орогенеза, создающего материк. В переходных зонах можно определить границы сопряженных вулканотектонических поясов расширения и сейсмо-тектонических поясов сжатия.

Преобразование двухслойной океанической земной коры небольшой мощности в трехслойную мощную континентальную земную кору — процесс, приписываемый геологической эволюции геосинклиналей, консолидирующихся в орогены и платформы. В течение ряда стадий, обобщенных под общим названием геосинклинального развития (раннегеосинклинальная, островодужная — подводный ороген, раннеорогенная, позднеорогенная) и последующей консолидации платформ и щитов формируется континентальная кора. Этот конструктивный процесс, относящийся к орогенной стадии геотектонического цикла, может быть прерван деструкцией земной коры на любом из этапов. При этом в соответствии с разностадийностью эволюции структур океанизацией или деструкцией может быть захвачена каждая из вновь образованных структур. Их переработка глубинными процессами сопровождается дроблением, раздвижением и опусканием глыб континентальной земной коры, превращающейся в океаническую.

В структуре дна океана проявляются в первую очередь многочисленные тектонические, вулканотектонические и вулканические процессы. Морфологический и стратиграфический разрыв между третьим и вторым слоями океанического дна, вероятно, аналогичен разрыву, наблюдаемому между платформенным субстратом и трапповыми покровами на континентах. Бурение базальтов второго слоя океанической коры показало присутствие осадочных пород между базальтовыми покровами. Это позволяет считать, что площадные излияния базальтов перемежались с процессами осадкообразования, подобно континентальным трапповым формациям.

Изучение участков континентальной коры дна океана имеет важное значение для понимания кинематики процессов океанизации континентальной окраины. Расширение областей переработки континентальной коры в океаническую поставило под сомнение и основную концепцию дрейфа континентов — подобие окраин Западной Африки и Америки; очертания подводных континентальных плато у их берегов оказались лишенными такого подобия.

Морфоструктурные и геофизические данные подчеркивают горизонтальную изменчивость строения и плотностей земной коры дна океана и характер ее вертикальных перемещений, являющихся причиной различий в динамической обстановке. Это прежде всего — резкие изменения строения земной коры, сопутствующие крупным перемещениям по разломам, контролирующим глобальные морфоструктуры — континент и океан. Различия же мощностей слоев коры контролируются геофизическими показателями.

В тектонике дна океана значение вертикальных движений подтверждается глубоководным бурением, доказавшим погружение в верхнемезозойское — кайнозойское время мелководных осадков на большие глубины и поднятие крупных горстов и сводов к его поверхности.

Взаимопереходы океанической и континентальной коры свидетельствуют об их близком родстве. Разрезы океанической коры по величинам скоростей сейсмических волн очень близки к континентальным. Аналоги слоев океанической коры можно найти в континентальной коре. Поэтому вероятность латеральных переходов континентальной коры в океаническую возможна. Этот процесс сопровождается погружением континентальной коры на дно океана, часто происходящим после образования траппов, типичных континентальных излияний. Известно правило Юинга и Пресса, согласно которому на глубинах океана свыше 3,5—4 км земная кора является океанической. Учитывая возможность взаимопереходов континентальной и океанической коры, теряется необходимость рассматривать эти типы коры как принципиально различные структуры Земли.

Деструкция континентальной коры в процессе тектоно-магматической активизации приводит к развитию различных структур, в той или иной степени ведущих к океанизации земной коры, с образованием геосинклиналей, авлакогенов, рифтов. При этом рифты имеют различные масштабы, начиная от внутриконтинентальных и кончая межконтинентальными и океаническими. Растяжение в рифтовых зонах сопряжено с тепломассопереносом к земной поверхности, который пропорционален величине площади, охваченной обрушением. В результате активизации происходит образование океанической коры (офиолитовая ассоциация с гипербазитами), а в геосинклинальных областях — образование континентальной земной коры. Линеаменты сверхглубинных зон переходят с континента на океаны. Например, такая грандиозная структура пересекает Средиземноморскую зону Альпийско-Гималайского складчатого пояса на северном продолжении рифтовой системы Восточной Африки.

Вопросы различия генезиса океанической и континентальной коры остаются на заднем плане, поскольку трансформация и реконструкция коры, происходящая в переходной зоне континент — океан, свидетельствует о наличии взаимопереходов этих типов коры. Исходя из различных принципов расшифровки структуры океанической и континентальной коры, определяемых как особенностями строения, так и различной доступностью исследования, мы останавливаемся только на выделении признаков, констатирующих этапы и типы вулканической деятельности. При этом нельзя забывать о том, что различия в принципах расшифровки вулканических структур на континентальной и океанической коре определяются физико-географическими условиями вулканизма и эрозионных процессов на дне океана и на поверхности континентов. На океаниче-

ском дне четко прослеживается конформность вулканических морфоструктур и структур земной коры.

Районирование структуры фундамента дна океана недостаточно обосновано и построено преимущественно по геофизическим данным. Переход океанических геосинклинальных поясов в континентальные орогены, равно как и рифтовых поясов — на континенты, происходит по простирацию этих структур и сопровождается вулканизмом, тектонический режим которого для океанической и континентальной коры сходен.

Гипотеза тектоники плит как представление о расширении дна океана (спрединг) вовлекла в тектонический круговорот всю литосферу земли. При этом допускается возможность формирования первичной океанической коры в процессе поступления глубинного вещества в рифтовую зону срединно-океанических хребтов. Кажущаяся простота и стройность этих построений подкупает геофизиков, получающих возможность представить глобальные процессы развития Земли, опираясь лишь на геофизические расчеты.

Для геологов после первоначального увлечения новой глобальной тектоникой возникли вопросы: можно ли построить по законченной схеме спрединга геологическую теорию и дополняет ли концепция литосферного спрединга геосинклинальную теорию или же они несовместимы?

Пытаясь соединить два эти представления, Г. Б. Удинцев [38] предполагает, что спрединг следует ограничить зоной срединно-океанических хребтов, в то время как окраины океанов сложены опущенными континентальными плитами и здесь развиваются регенерированные геосинклинальные пояса.

При анализе стабильных структур дна океана обнаружилась важная роль крупных океанических плато, являющихся подводной разновидностью микроконтинентов. Эти плато отличаются спокойной морфологией поверхности, горизонтальным залегающим осадочного чехла, отсутствием вулканов и полосовых палеомагнитных полей. К таким плато, являющимся блоковыми структурами, относятся Исландское плато, отделенное хребтом Кольбенсей от Гренландии, Азорское плато, сочлененное рифтовой структурой с Азорскими островами, лежащими севернее; плато островов Св. Елены и Тристан-да-Кунья к югу от зоны разлома Вима, обширное плато Вима, связанное с разломом Вима.

Существование подводных плато чрезвычайно усложняет проблему дрейфа континентов, так как если деструктивные окраины континентов и совпадают по очертаниям, то при пристраивании к ним плато эти совпадения границ нарушаются.

Плато служат показателями крупных вертикальных движений земной коры; например, плато Воринг (фрагмент континентальной коры) высоко поднято, а под Лофотенской котловиной блок погружен. Континентальное плато Роккол высоко поднято, а соседний блок в Норвежском море — опущен. Также приподнято континентальное плато Блейк по сравнению с соседней котловиной. Плато Тристан-да-Кунья сложено крупными блоками, асимметрично

наклоненными в сторону срединно-океанического хребта, что мобилисты объясняют «торошением» и наполнением глыб земной коры во время спрединга.

Наряду с этим наблюдаются резкие различия между структурами океанических котловин и срединно-океанического хребта, разделяющего их по центру океана, не позволяющие считать котловины погруженными хребтами. Для срединно-океанического хребта характерно грядовое строение, которое хорошо выявляется геофизически даже при перекрытии гряд рельефа чехлом осадочных пород у окраин хребта. В то же время океанические котловины, в которые по условиям спрединга погружается срединный хребет, перекрываясь чехлом осадочных пород, продолжают сохранять выявляемые по геофизическим данным спокойные структуры фундамента, весьма сходные с платформенными.

Асейсмичные подводные хребты находятся вне пределов океанических рифтовых хребтов и, являясь глыбовыми структурами, отличаются горизонтальным залеганием осадочного чехла и спокойным магнитным полем. Это заставляет предполагать, что такие хребты — фрагменты древней континентальной коры. В число таких хребтов входят Китовый хребет в Атлантическом океане, перекрытый осадочным чехлом мощностью более 4,5 км, Сейшельский хребет в Индийском океане и ряд других подводных поднятий.

Эти данные соответствуют предположению, что океаническая платформа сформирована в результате блоковых движений и рифтогенеза при переработке континентальных окраин. Следовательно, за пределами срединно-океанических хребтов, являющихся динамической структурой, 2/3 дна океана образовано за счет опускания континентальной коры. Если полагать, что в зоне срединного хребта, занимающего 1/3 океанического ложа, происходит процесс спрединга, то погружение молодой океанической коры, образующейся в рифте, должно происходить по зоне Заварицкого — Беньофа, непосредственно находящейся у склонов срединного хребта. Однако ни зоны Заварицкого — Беньофа, ни погружения по ней избытка океанической коры здесь нет. Таким образом, «дуализм», допускающий спрединг, наряду с обрушениями континентальной земной коры, не оправдан. Расширение рифтовой долины срединно-океанических хребтов следует признать реальным лишь в масштабах нормального расширения вулканических поясов в континентальных орогенах.

ТРАНСГРЕССИИ И РЕГРЕССИИ КАК СЛЕДСТВИЯ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИКИ

Представления о трансгрессиях и регрессиях океанов вследствие изменения объемов излияний базальтов на дно океанов обсуждаются с разных позиций. Прежде всего следует отметить разницу в подходе к проблеме. С одной стороны, в качестве причины колебаний уровня океана выдвигаются тектоно-магматические процессы на континентах — регрессии определяются континентальным

орогенезом, а трансгрессии — паузами между орогеническими эпохами. Учитывается также и роль оледенений и процессов эволюции гидросферы. С другой стороны, по мере расширения океанологических исследований возникает серия представлений, связывающих трансгрессии и регрессии с изменениями объемов океанических бассейнов.

С позиций НГТ причиной трансгрессий является спрединг срединно-океанических хребтов, в результате которого хребты «разбухают» и вытесняют воды океана на сушу. Глобальность колебаний уровня океана обеспечивается трансокеаническим протяжением срединных хребтов, охватывающих все океаны Земли. При этом отрицаются вертикальные перемещения земной коры — поднятия суши и углубления океанических впадин. Главная роль приписывается скорости спрединга при раздвижении континентов: при малых скоростях спрединга предполагается образование узких хребтов, отличающихся малым объемом, при большой скорости спрединга хребты образуют мощные вздутия на дне океанов, вытесняющие большие объемы воды.

Кинематика телескопированного рифтогенеза объясняет изменение величины трансгрессий и регрессий в связи с центростремительным рифтогенезом. Также решается проблема скорости поднятия уровня океана при трансгрессиях: вулканизм проявляется постепенным поднятием и накоплением объемов лав; обрушение вулканического свода, прототипом которого является кальдерообразование, происходит внезапно и влечет за собой резкое понижение уровня океана.

Различаются глобальные (эвстатические) изменения уровня океана, охватывающие одновременно все континенты, и региональные, связанные с тектоническими и вулкано-тектоническими поднятиями или опусканиями отдельных участков суши.

Основные причины изменения объема океанических котловин, сказывающегося на размерах глобальных мировых трансгрессий и регрессий, следующие: тектонические колебания; излияния вулканических пород и вертикальные вулкано-тектонические перемещения дна океана; изменения количества воды за счет глубинных процессов мантийной генерации воды, конденсации и испарения. После эоцена важнейшую роль также приобретает околополюсное оледенение, поглощающее или увеличивающее (при таянии ледников) объем воды в океанах (уровень моря в современную эпоху колеблется от -150 до $+70$ м). Это требует признания крупных вертикальных движений обширных площадей в связи с тектоникой и вулканизмом.

Причины повышения и понижения уровней мирового океана в различные геологические эпохи меняются. В позднемеловое время отсутствовало покровное оледенение; следует учитывать значение вулкано-тектонических процессов, о чем свидетельствуют: а) наибольшие по объему базальтовые излияния, образующие второй слой океанической коры; б) значительная роль вулканизма островных дуг, поставлявшего продукты при орогенезе континен-

тальных окраин; в) локальный щелочно-базальтовый вулканизм сводовых и куполовидных поднятий на толлит-базальтовом ложе океанов.

В проблеме колебаний уровня океана, приводящих к глобальным трансгрессиям и регрессиям, важную роль играет изучение перерывов в осадках как на суше, так и на дне океана. Во время глобальных трансгрессий океан наступал на сушу повсеместно, образуя обширные эпиконтинентальные моря. В течение фанерозоя наиболее крупные трансгрессии происходили пятьсот и сто миллионов лет назад, сменяясь регрессиями, при которых в некоторые эпохи, например в триасе, уровень моря достигал современного.

Общепризнанная роль излияний базальтов в образовании второго слоя океанической Земной коры, может быть оценена с разных позиций. 1. Объяснение трансгрессий и регрессий в связи со спредингом в срединно-океанических хребтах наталкивается на противоречие между непрерывным, согласно гипотезе новой глобальной тектоники, процессом генерации базальтов при спрединге и ритмичностью глобальных колебаний уровня океана. 2. Ритм флюктуации трансгрессий и регрессий в мировом океане соответствует ритму пульсации телескопированного рифтогенеза, сопровождающего формирование второго слоя океанической коры, согласно наблюдающемуся на дне океанов сужению площадей вулканических излияний до пределов рифтов срединно-океанических хребтов в течение верхнего мезозоя — неоген-четвертичного времени.

В процессе телескопированного рифтогенеза происходило закономерное уменьшение объемов базальтовых излияний (соответствующее уменьшению размеров трансгрессий) и рифтовых обрушений, следующих после излияний и по размерам соответствующих уменьшению размеров регрессий. В случаях, когда эпохи тектономагматической активизации совпадают с трансгрессиями (ранний кембрий), можно полагать, что наибольший масштаб активизации охватывал дно океанов.

Известно, что глобальные трансгрессии и регрессии связаны с крупными тектономагматическими эпохами на континентах и океанах. Исходя из представления о глобальной цикличности этих процессов приходится полагать, что колебания уровня океанов подвержены влиянию сочетания континентального и океанического орогенеза. Если учесть при этом многочисленность представлений о развитии гидросферы, становится ясной сложность причин колебаний уровня океанов. В конечном счете режим трансгрессий и регрессий регулируется изменениями рельефа Земли и объема гидросферы. Увеличение объема гидросферы и контрастности рельефа определили современные границы океанов. Однако исходя из того, что океаническая оболочка — часть оболочки Земного шара, «настоящими океанами» следует считать области, захваченные глубинами, под которыми лежит океаническая земная кора. Отсюда все области континентальной коры, покрытые океанами и морями, являются трансгрессивными. Законное место океанов — в ложе на

океанической коре — может быть достигнуто полной глобальной регрессией.

Проблема соотношения континентов и океанов определяется эпигеосинклинальным конструктивным наращиванием площадей континентов и деструктивным их обрушением и формированием океанических впадин. Единство океанов — как комплекса глубоких впадин и крупных объемов вод — является главной закономерностью развития земных оболочек и глобального рельефа Земли. Нет океанических впадин, не заполненных океанами. Это закон гравитации. Контрастность рельефа Земли, увеличивающаяся в течение геологической истории, могла вызываться преимущественно нарастанием массы земной коры континентов, без прогрессивного прогибания дна океанов.

Рассмотрим роль вулканических поднятий в заполнении объема океанических впадин. Мы обсудим вулканические структуры, связанные с образованием второго слоя океанической коры и четвертичных сводово-вулканических поднятий и куполов. Вулканические излияния создают рельеф, достигающий уровня океана. Иногда уровень Мирового океана изменяли оледенения, связанные с климатическими факторами и колебаниями солености его вод, но мы не касаемся этих проблем.

Массовые излияния базальтов второго слоя происходили в мелководных условиях, что подтверждается отложением карбонатных осадков на лавовых покровах, а также мелководных угленосных фаций.

Периоды вулканической деятельности в подводных условиях являются факторами изменения фаций осадкообразования, а в наземных — знаменуют палеогеографические изменения. Во всех случаях вулканизм прерывает нормальное осадкообразование и служит причиной стратиграфического перерыва, захватывающего сравнительно узкий период времени. Когда формируются вулканотектонические структуры, вулканизм может быть сопряжен с крупными поднятиями, иногда образующими перерывы в отложениях на дне океана. При этом многие исследователи полагают, что периоды максимальной внутриокеанической вулканической деятельности отвечают периодам максимальных трансгрессий — происходит осушение больших площадей океанического дна, например, в Тихом океане поднятие Дарвина возвышается над уровнем океана.

Исходя из структурообразования телескопированного рифтогенеза эти предположения становятся закономерностями. Уменьшение площадей, захваченных трансгрессиями в течение мезозоя и кайнозоя, соизмеримо с уменьшением масштабов вулканизма в процессе телескопированного рифтогенеза, сходящего на нет в срединно-океанических хребтах в четвертичное время. Следует подчеркнуть, что вулканизм, проявляющийся в телескопированных рифтах, сопровождает формирование зон растяжения на сводах внутри рифтов, где происходит разрядка тепломассопереноса, завершающаяся обрушением свода с образованием рифта. Поэтому

каждая стадия усиления тепломассопереноса сопровождается формированием сводового поднятия, реализующегося внутри предшествующего рифта в виде внутририфтового хребта. Такие хребты изучены как в континентальных, так и в океанических рифтах. К ним приурочена самая молодая вулканическая деятельность в виде излияний трещинного и центрального типа.

Зависимость уровня мирового океана от скорости спрединга является гипотезой. Если заменить спрединг реальным геологическим процессом — расширением и поднятием вулкано-тектонического свода срединного океанического хребта, тогда при крупных объемах излияний базальтов на дно океана произойдет поднятие, сопровождаемое обмелением океана и отложением известняков. Трансгрессия охватит континенты в соответствии с величиной поднятий океанического дна. Окончание вулканизма, ослабление тепломассопереноса ознаменуются быстрыми процессами обрушения дна, сопровождающимися углублением океана и отложением глубоководных илов, регрессией моря с континентов. Рифт с осадкообразованием — последующая стадия процесса. «Перескок оси спрединга» — попытка объяснить новый этап вулканизма в связи с формированием свода внутри обрушенного рифта. Циклический процесс исчерпания вулканической деятельности приведет к телекопированному рифтогенезу с срединным океаническим хребтом, увенчанным самым молодым рифтом в центре вулканического пояса. Циклическость морских трансгрессий и регрессий следует сопоставлять с циклическостью эпох вулканических излияний на дне океанов, сопровождающихся поднятиями, сгоняющими часть океанических вод на сушу континентов.

Общий объем вулканической деятельности увеличился к концу мезозоя с явным преобладанием в океанах. Накопление карбонатных осадков следует связать с эпохой трапповых излияний, происходивших в обстановке мелководья и поставлявших в океан большое количество углекислого газа. Позднемеловая эпоха знаменовалась ускоренным погружением континентальных окраин, углублением океанов. Однако уже в первую половину позднемеловой эпохи погружение дна океана замедлилось, хотя увеличилась контрастность рельефа дна — поднялись подводные вулканические хребты, особенно крупные по площади в центральной и западной частях Тихого океана. В первую половину позднемеловой эпохи вулканизм на фоне поднятия хребтов и снижения скорости общего погружения дна океана сопровождался увеличением площади карбонатных осадков. Наряду с этим расширилась область верхнемеловой трансгрессии. Повышение уровня Мирового океана, вероятно, сопоставимо с увеличением площади вулкано-тектонических поднятий, вытеснявших океанические воды на континенты, создавая эвстатическую причину трансгрессии конца позднемелового времени. Вероятно, этим объясним перевес осадконакопления на континентальных площадях с их смещением на шельфы и материковые подножия к концу мела по сравнению с площадями обмелевших океанов, покрытых вулканическими хребтами и продуктами их

извержений. Одновременно происходило увеличение роли вулканических формаций в зонах флексурных переходов от континента к океану — в поясах островных дуг в позднем мелу — палеогене, их объемов на дне океанов. Свидетельством позднемезозойских трансгрессий на континенты являются карбонатные и эвапоритовые формации материковых окраин, сходные с континентальными формациями.

Подводя общие итоги оценки вулканизма, следует подчеркнуть, что преобладающие вулканические извержения дна океана относятся к низам позднего мезозоя и связаны с вулканизмом, питающим образование второго слоя земной коры океанов. Поздний мезозой выделяется в истории Земли как этап формирования на огромных площадях молодой океанской коры в результате мощного базальтового вулканизма и рифтогенеза, определившего границы континентов.

Позднеюрская эпоха характеризовалась широкой морской трансгрессией вплоть до кимериджского века. Максимальная площадь морских бассейнов в пределах суши составляет, по А. Б. Ронову, до 64 млн. км², или 32 % общей площади континентов. Соответственно, начиная с поздней юры вулканизм на дне океанов достиг максимума и уменьшался по площадям и объемам излияний в рамках телескопированного рифтогенеза. Трансгрессии происходили синхронно с излияниями на площадях океанообразования. Отмечается одновременность вулканизма в Тихом, Атлантическом и Индийском океанах. Тихий океан при этом отличается от других значительным преобладанием океанического базальтового и островодужного вулканизма. Базальтовый вулканизм, образовавший второй слой океанической коры, сменился к концу мезозоя щелочно-базальтовым вулканизмом островных дуг и подводных гор на океанической коре. По подсчетам А. Б. Ронова, объем вулканических островных и подводных гор равен приблизительно 8,6 млн. км³. Суммарный объем вулканитов/островов, плато и хребтов составляет 12,6 млн. км³, что почти в 25 раз меньше объема океанических толеитовых базальтов позднего мезозоя — кайнозоя (506 млн. км³), но лишь вдвое уступает по объему континентальным вулканитам (25 млн. км³). Сходство структурного проявления и типа вулканизма стабильных платформ континентов и океанов подчеркивает преемственность структуры континент — океан как субстрата излияний платформенного типа. Толеитовые базальты континентов и океанов не менее чем на два порядка превышают распространенность орогенных и островодужных базальтов среднего и кислого составов, а также щелочных базальтов, надстроженных на континентах и океанах в кайнозое. Финалом океанического вулканизма явилось образование срединно-океанических хребтов, вулканизм которых был связан с излияниями в рифтовых долинах, многократно уступавших по мощности островодужному вулканизму и вулканизму хребтов, воздвигнутых позднее на океанической коре.

Существует ряд вопросов, позволяющих оценить правильность моделей, объясняющих механизм трансгрессий и регрессий.

Почему размеры трансгрессий и регрессий в течение мезозойского и кайнозойского времени постепенно уменьшаются? Почему плавный ход наступающих трансгрессий сменяется быстрым падением уровня океана и регрессией?

Прежде всего следует наметить методологический подход. Система принципов, основанная на известных фактах о строении океанов, должна отличаться наибольшей простотой и глобальностью решения поставленных задач. Должен быть также предложен и опробован единый механизм, лежащий в основе главных решений.

Исходя из структурообразования на основе реального процесса телескопированного рифтогенеза, мы получаем ответ на вопросы, не объяснимые с позиций НГТ — уменьшение с конца мезозоя площадей трансгрессий соответствует последовательному уменьшению объемов базальтовых излияний на вулканотектонических сводах срединно-океанических хребтов, являющихся завершающим поднятием.

Постепенное расширение трансгрессий и быстрый ход регрессий соответствуют темпу постепенного нарастания объема вулканитов в процессе извержений и быстрому обрушению вулканотектонических сводов после прекращения извержений.

Глава VII

ГЕОДИНАМИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

КЛАССИФИКАЦИЯ

Вулканизм взаимосвязан с геосинклинальными и орогенными процессами и определяет ход и развитие глобальных процессов земной коры, в том числе рифтогенеза, образования трапповых формаций, преобразования континентальной и океанической коры.

Предлагается следующая классификация регионального вулканизма: а) орогенный вулканизм в эпигеосинклинальных областях, в том числе подводный орогенез (ранний и поздний этапы развития) и тафрогенез (посторогенный этап); б) вулканизм при эпиплатформенном орогенезе (дейтероорогенез); в) вулканизм на окраинах континент — океан (на флексурах активного, пассивного типов); г) вулканизм на континентальных платформах; д) вулканизм на океанических платформах; е) ареальный вулканизм преимущественно океанического типа.

Последний тип вулканизма нами выделяется отдельно ввиду его особого значения в процессах преобразования земной коры и образования океанов и континентов. Ареальный, большей частью многоканальный вулканизм может проявляться в различных вулканических регионах.

Предложенная классификация допускает, что некоторые типы вулканизма и вулканические регионы могут на отдельных этапах развития совпадать. Например, подводный орогенный вулканизм

развивается чаще всего на активных флексурах, платформенный — может развиваться как вулканизм при дейтерогенезе, и т. д. Однако эта классификация представляет возможность достаточно полно охарактеризовать соответствующую геодинамическую обстановку и создать адекватные геодинамические модели.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

В основе орогенного вулканизма эпигеосинклинального типа лежит действие стоячей линейной волны, определяющей линейность орогенов и стадийное развитие в геологическое время. Генетическая связь орогенных образований с геосинклиналями обуславливает их достаточно стабильное состояние на поверхности Земли.

Орогенный процесс может развиваться на протяжении нескольких циклов волнового процесса. При этом в течение положительной фазы волны происходит поднятие коры с ее растяжением и возможным появлением вулканизма. В течение отрицательной фазы волны в зоне возникают напряжения сжатия, под воздействием которых вулканизм прекращается, а в орогенной области возникают деформации смятия, надвиги.

Для среднего и позднего этапов орогенеза в фазах максимального волнового давления характерно образование высоких гор. В большинстве случаев вулканизм подавляется большими напряжениями сжатия, возникающими в результате действия геостатического давления. Возможно образование периферических вулканических очагов, имеющих обычно кольцевую структуру. Эти очаги возникают в зонах перемены знака напряжений в орогенной области.

В некоторых случаях на линейную волну накладывается действие радиально-толщинных колебаний верхней мантии. Если создаются условия для резонанса этих колебаний (главным образом при вовлечении в процесс фазовых переходов), энергия и амплитуда волнового процесса резко возрастают и соответственно возникают зоны высокоактивного вулканизма и сопряженных с ними сейсмических зон. Такой процесс всегда имеет место на флексурах активного типа.

При эпиплатформенном орогенезе вулканизм связан с горными сооружениями, возникающими на континентальных платформах, длительное геологическое время находившихся в стадии покоя. Этот период соответствовал фазам затухающего волнового процесса, при котором возмущения давления и температуры падали до такого низкого уровня, что их воздействие на континентальную литосферу практически отсутствовало. С возникновением возмущений температуры и давления в зонах фазовых переходов, например в зоне оливин — шпинель, начался нестационарный процесс, обусловивший их рост. Причиной первоначального возмущения можно считать либо активизацию местного радиоактивного распада, либо внедрение поднимающегося астенолита. При совпадении постоянной

времени этого возмущения с периодом основного волнового процесса возникали резонансные явления, которые постепенно охватывали слои вышележащей мантии. Происходило возбуждение местной радиальной волны и возникали локальные резонансные радиально-толщинные колебания верхней мантии. Под кровлей континентальной литосферы возрастали возмущения давления и температуры и появлялись условия для орогенного процесса и сопряженного с ним вулканизма. При этом из-за большой мощности литосферы вулканизм проявлялся на заключительных стадиях образования горной страны.

В зависимости от локализации активной зоны фазовых переходов и мощности литосферы геометрические формы орогенных сооружений и вулканизма могли быть различными, в том числе линейные, кольцевые, а также в виде одиночных поднятий и вулканов. Во всех случаях вулканизм характеризовался глубокозалегающим очагом, а вулкан относился к центральному типу.

Вулканизм на континентальных платформах обычно не связан непосредственно с орогенным процессом. Определяющая его геодинамическая обстановка характеризуется максимальными значениями температурного возмущения (ΔT) и превышением давления над геостатическим (ΔP), а также мощной литосферой, локальным максимумом растягивающих напряжений, локализацией крупного астенолита в верхних частях мантии.

Могут реализовываться две волновые ситуации: 1) положительная фаза линейной стоячей волны, при которой образуется протяженный хребет с разобщенными сводовыми образованиями и 2) одиночная волна, создающая изолированно расположенный вулкан.

На континентальных платформах вулканизм характеризуется большой длительностью образования, которая обусловлена малой скоростью деформации изгиба мощной литосферы и медленным ее утонением с последующим образованием свода, а затем разрыва. После извержений также происходит обрушение кровли и сужение ареала вулканизма. Длительность действия вулканизма может лежать в больших пределах, зависящих от мощности прилегающей астеносферы.

Вулканизм на океанических платформах определяется геодинамической обстановкой, для которой характерны большие значения температурного возмущения, средние или небольшие значения превышения давления над геостатическим, средняя мощность литосферы с унаследованной проницаемостью (разрывы, разломы), локальное распределение растягивающих напряжений, неглубокие магматические очаги, волновой процесс с малой длиной волны и малой амплитудой давлений.

Динамика процесса: перерастание унаследованного разрыва в щелевой канал для магмы, постепенное проникновение главным образом за счет температурного воздействия магмы в щелевой канал, излияния малой мощности.

Ввиду того что волновой процесс при тонкой океанической литосфере весьма чувствителен к изменениям граничных условий, которые могут быть обусловлены резкими изменениями мощности литосферы, наличием унаследованных разломов и рифтовых образований, могут происходить преобразования волн с одиночными волновыми возмущениями. В связи с этим форма и структура вулканических образований на океанических платформах весьма разнообразна: возникают подводные вулканические хребты, имеющие линейную форму, одиночные вулканы как щелевого, так и центрального типов.

Вулканизм на окраинах континент — океан, в том числе на флексурах активного и пассивного типов, в большинстве случаев является одновременно вулканизмом эпигеосинклинального орогенеза, особенно на его подводной и раннеорогенной стадиях.

Для вулканизма активных флексур характерны:

а) активный, высокоамплитудный волновой процесс, обусловленный резонансным возбуждением верхней мантии и создающий большие значения ΔP и ΔT ;

б) короткая длина продольной волны при преобразовании радиальной волны на переходной зоне континент — океан и вследствие этого наличие больших горизонтальных градиентов давлений и температур dP/dx , dT/dx ;

в) образование мощных глубинных магматических очагов, обусловленных наличием больших горизонтальных градиентов dP/dx , dT/dx в верхней мантии.

Ввиду высоких энергетических характеристик волнового возмущения процесс отличается быстрым и резким горообразованием, возникновением разрывов в молодой литосфере, не имеющей унаследованности, мощными короткопериодными излияниями.

Короткая длина волны и большие значения градиентов давлений и температуры в зонах активных флексур практически всегда обуславливает на океанической стороне глубоководные желоба, создавая сопряженные и достаточно близко расположенные зоны повышенной сейсмичности, в том числе с глубокофокусными очагами.

Для вулканизма на пассивных флексурах характерны:

а) большие значения ΔP и ΔT ;

б) наличие в литосфере унаследованных разломов;

в) волновой процесс, обусловленный возбуждением радиальных колебаний верхней мантии.

Динамика процесса: медленное развитие разрывов, разломов в литосферной платформе под действием большого волнового давления. Выжимание в образовавшиеся каналы магмы и длительные, медленные излияния. Трапповый вулканизм.

Ареальный, многоканальный вулканизм на океанических платформах. Для геодинамической обстановки характерны: развитая высокотемпературная астеносфера большой протяженности и мощности; максимальные значения тем-

пературного возмущения и превышение давления над геостатическим, обусловленные волновым процессом; распределенный характер горизонтальных растягивающих напряжений; тонкая, достаточно проницаемая литосфера.

Могут реализовываться два варианта волнового процесса.

1. Общеглобальная радиальная волна, при которой процесс будет характеризоваться длительным циклом, крупномасштабным ареалом, охватывающим обширные поверхности Земли (до 30—40 %). Величина поверхности этого ареала и расположение зон вулканизма будут определяться наложением зон простираания высокотемпературной астеносферы и тонкой литосферы.

2. Наложение на радиальные колебания линейной волны. Процесс будет характеризоваться меньшим ареалом, выраженной линейностью расположения очагов вулканизма, более коротким циклом.

Динамика процесса: при нарастании давления происходит повышение уровня растягивающих напряжений. В результате этого по разрывам коры образуются многочисленные прямоточные каналы для магмы. Локализованные магматические очаги могут не образовываться. Происходит широкое излияние. В результате дополнительного прогрева литосферы со стороны магмы, излившейся на поверхность, ее прочность уменьшается. Нагрузка магмы при снижении давления у подошвы литосферы (за счет излияния) и понижение прочности литосферы вызывают обрушение кровли. Процесс характеризуется цикличностью с постепенным угасанием.

ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ИХ ГЕОДИНАМИКА

Вулкано-тектонические пояса характеризуются линейной структурой, преимущественно меридионального направления. В глобальном масштабе выделяется шесть крупных структурных поясов: Тихоокеанский хребет (Восточно-Тихоокеанское поднятие), горная цепь Анд — Кордильеры, Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Африканский рифтовый пояс, Индийский срединно-океанический хребет, островные дуги запада Тихого океана. Большинство этих линейных структур характеризуются сопряженным вулканизмом и сейсмичностью.

Четко выявляются особенности окраин Тихоокеанского типа: геометрическая сопряженность и близость зон активного горообразования, вулканизма на континенте и глубоководных желобов в океане; сильная сейсмичность этих зон с большим числом глубоководных землетрясений.

Существенно отличаются срединно-океанические хребты и окраины в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах. Для Атлантического и Индийского отмечается достаточно ярко выраженная осевая симметрия расположения относительно границ континентов при отсутствии активных окраин и одиночных глубоководных желобов, для Тихого характерны активные окраины и желоба при

резко выраженной асимметрии расположения срединно-океанического хребта.

Следует отметить различие структуры океанических хребтов. Если для срединно-океанических хребтов характерен резкий, высокий и сложный рельеф с наличием высоких поднятий в виде подводных гор и вулканов, то Тихоокеанское поднятие отличается плавным рельефом. Существенные отличия наблюдаются и в строении рифтовой долины, которые ярко выражены для срединно-океанических хребтов, имеющих большую ширину 25—100 км. На Восточно-Тихоокеанском поднятии в ряде случаев такая долина отсутствует.

Период, относящийся к началу мезозоя (200—300 млн. лет назад), соответствовал последней фазе расширения Земли, обусловленной радиальным волновым процессом. Вследствие сферической неоднородности поднятия аномальной мантии возникла сферическая асимметрия, которая проявилась в появлении тангенциально-поляризованных волн. Аналитическое определение длины волны достаточно хорошо совпадает с расстояниями между основными линейными структурами, и возникшая волна может быть охарактеризована как шестимодовая с длиной волны по экватору порядка 10 000 км.

Следует отметить, что на это волновое распределение в процессе дальнейшего развития геодинамических процессов накладывались другие волновые возмущения, которые искажали линейность и непрерывность структур. Однако первичный волновой процесс в течение всего геодинамического цикла проявлялся как направляющий фактор.

В результате радиального расширения Земли возник общий фон растягивающих напряжений с максимумами, соответствующими пучностям тангенциальной волны. Создались условия для возникновения ареального вулканизма с зонами максимальной активности, локализованными в областях, где максимумы линейного волнового процесса совпали с зонами максимального поступления аномальной мантии. Осями этих зон являются зоны древней локализации срединно-океанических хребтов.

Процесс ареального вулканизма сопровождался циклическими излияниями с последующим обрушением континентальной коры и образованием дна океана. В каждую тектоническую эпоху происходило сужение зоны излияний в течение 6—10 циклов и образование современного центрального рифта. Этот крупномасштабный процесс телескопированного рифтогенеза дает естественное объяснение омоложения коры при приближении к центральному рифту.

Развитие процессов на новой границе континента существенно зависело от строения древнего континента, которое определяло активность, резкость и масштабы одновременного обрушения континентальной коры. При этом различались: высокая активность, соответствующая быстрым, резким обрушениям больших масс коры, характерная для Тихого океана; средняя активность для Индийского океана; слабая активность для Атлантического океана.

При высокой активности обрушения, характерной для Тихого океана, резкие изменения температуры и давления на границе континент — океан создали волновое возмущение, которое обусловило возникновение радиальных колебаний верхней мантии. Возмущение было настолько большим, что оно инициировало колебательный процесс в слое с фазовыми переходами. Возникла резонансная автоколебательная система, которая создала условия для максимальной активизации процессов на окраинах континента.

Как было отмечено в гл. II, высокоамплитудная радиальная волна в результате преобразования порождает тангенциальные волны. Для данной ситуации это преобразование реализовалось в возникновении двух волн, одной коротковолновой, быстро затухающей, второй длинноволновой, с малым затуханием.

Первая волна из-за большого значения волнового числа создала большие градиенты давлений и температур. В результате возникли условия, при которых в непосредственной близости размещались зоны высоких температур и растягивающих напряжений и зоны пониженных температур и сжимающих напряжений. В этих зонах возникали горные сооружения островных дуг и континентов с высоким вулканизмом и образовывались глубоководные желоба и очаги глубоководных землетрясений.

Длинноволновые возмущения в виде распространяющихся с двух противоположных сторон океана бегущих волн, встречаясь, образовывали стоячее возмущение, которое в свою очередь образовывало поднятие срединно-океанических хребтов с вулканическими и сейсмическими зонами. Ввиду вторичности волнового процесса вулканизм и сейсмичность характеризуются здесь умеренными значениями.

Вследствие унаследованных особенностей строения древнего континента резкие обрушения коры на окраинах Тихого океана происходили не одновременно. В более ранний период они возникли на восточной окраине, в последующий — на западной. Это подтверждается геологическими фактами, из которых следует, что островные дуги являются более молодыми образованиями, чем горные системы Анды — Кордильеры.

В результате сдвига по времени процессов по обе стороны океана находит объяснение асимметричное расположение Восточно-Тихоокеанское поднятие. Возникшая в более ранний период у восточного берега Тихого океана волна в первом цикле колебаний, пройдя весь путь до западной окраины и не встретив другой волны, создала на западной окраине сильные возмущения, которые ускорили и расширили начавшиеся процессы обрушения. Образовавшаяся в результате обрушений на западном берегу волна встретилась с волной восточного берега, возникшей во втором цикле колебаний. В результате интерференции двух волн на месте их встречи возникло крупное Восточно-Тихоокеанское поднятие.

Так как волна от западного берега возникла раньше, чем от восточного, она проделала больший путь и, следовательно, зона нало-

жения неизбежно должна была находиться в восточной окраине океана.

Для Индийского океана картина была несколько иной. На восточной окраине процессы развивались аналогично описанному для Тихого океана. Отсюда — образование внутренней островной дуги и желоба в районах Индонезийского архипелага.

На Западной окраине океана из-за наличия массивной континентальной платформы Африканского континента условия преобразования волн были другие и коротковолновая волна не возникала. Основная энергия радиальных колебаний верхней мантии в этой зоне расходовалась на образование вулканического свода.

Ввиду большой мощности литосферы этот процесс развивался сравнительно медленно, в связи с чем горные образования Восточной Африки являются более молодыми сооружениями.

Для Атлантического океана процесс происходил существенно иначе. Вследствие достаточно плавного обрушения коры условия для возбуждения радиальных колебаний в верхней мантии не создавались. Обрушение порождало только возникновение двух распространяющихся навстречу волн. Из-за сходства береговых зон древних материков процесс обрушения на обеих окраинах происходил достаточно симметрично и синхронно по времени. Поэтому волны, возникнув практически одновременно, прошли одинаковые пути до встречи и образовали по оси океана симметричный Срединно-Атлантический хребет.

Ввиду отсутствия расщепления на две волны энергетически бегущая волна у Атлантического океана была более мощной, чем таковая у Тихого океана. Этим можно объяснить более высокий и резкий рельеф, и более развитую рифтовую зону Срединно-Атлантического хребта по сравнению с Восточно-Тихоокеанским поднятием.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛНОВОГО ПРОЦЕССА В ОКЕАНИЧЕСКОЙ ЛИТОСФЕРЕ

Как известно, при исследовании дна океанов были открыты магнитные аномалии, характерные своей линейной структурой в основном параллельной хребтам и последовательной сменой направлений намагниченности.

Для объяснения магнитных аномалий была предложена гипотеза Вайна — Мэтьюза, утверждающая, что в некоторый момент мантийный материал после вулканического излияния охлаждается ниже точки Кюри и намагничивается в соответствии с полярностью геомагнитного поля в данный период. Охлаждение мантийного материала происходит на гребне срединно-океанических хребтов. При этом формируется новая океаническая кора, которая по мере извержений непрерывно движется в обе стороны от гребня хребта, неся магнитную запись геомагнитного поля.

Когда говорят о скоростях движения литосферных плит (спрединге), имеют в виду скорости, определенные именно этим мето-

дом. Фактически эта гипотеза служит основным аргументом, подтверждающим построения новой глобальной тектоники. Определенные таким образом скорости перемещения плит лежат в пределах 1—10 см/год.

Б. И. Биргер [3], используя эффект возникновения термоконвективной волны, дает другое объяснение возникновения магнитных аномалий. Принимается реологическая модель, которая порождает термоконвективную волну без затухания. Предполагается, что амплитуда волны такова, что на глубине 2 км под океаническим дном, т. е. в океаническом слое, сложенном из пород, обладающих сильной намагничиваемостью, температура превосходит точку Кюри. Тогда после прохождения гребня волны породы, расположенные вдоль линии параллельно фронту волны, приобретают намагниченность, определяемую геомагнитным полем, существовавшим в момент охлаждения этих пород. Таким образом, используя эти объяснения, скорость, определенная по расположению магнитных аномалий, может рассматриваться не как скорость движения плиты, а как скорость распространения термоконвективной волны.

В теории волновой геодинамики используется более адекватное, чем термоконвективная волна, описание волнового процесса. Однако общие закономерности поверхностного распространения тангенциальной (см. гл. I) и термоконвективной волн достаточно близки. Отметим только, что рассмотрение позволяет путем выбора надлежащего параметра и реологии мантии и литосферы получить значительно более широкий диапазон скоростей распространения, чем определяемый по магнитным аномалиям. Волновой процесс является организующим геометрическим фактором процесса телескопированного рифтогенеза, давая строгое объяснение линейной структуре магнитных аномалий. С другой стороны, циклически сужающиеся по ареалу обрушения и последующие излияния магмы усиливают воздействие волнового процесса на распределение температур в верхних слоях мантии и океанической коре.

В НГТ при расшифровке магнитных аномалий отмечается существенное различие скоростей для различных океанов. Максимальная скорость фиксируется для Тихого океана (до 6—10 см/с), меньшая — для Индийского (2—4 см/с), минимальная — для Атлантического океана (1—1,5 см/с). В соответствии с этим мы можем констатировать и соответствующее различие в скоростях бегущих волн. Это различие не случайно. Аналитические решения показывают, что если в результате преобразования происходит расщепление волнового процесса на две или более волны, то имеет место приближенный закон, по которому среднеквадратичное значение волновых чисел мало зависит от числа расщепления. По этому правилу волновое число распространяющейся волны будет падать при возникновении второй коротковолновой (следовательно, с большим волновым числом) волны. Уменьшение волнового числа эквивалентно увеличению скорости и длины волны возмущения. Таким образом, различия в условиях возникновения волновых процессов в Тихом и Атлантическом океанах, рассмотренные ранее,

коррелируются с наблюдаемыми различиями в скоростях распространения волн, определяемых по магнитным аномалиям.

Крайне интересным и достаточно трудно объяснимым геологическим фактом является наличие у всех срединно-океанических хребтов трансформных разломов. Не вызывает сомнения их сопряженность с более древними и протяженными (в ряде случаев планетарными) разломами.

Необходимо отметить четко выявляемое различие трансформных разломов в океанах. Если в Атлантическом океане длина активной части мала и лежит в пределах 10—40 км, то в Тихом океане в среднем длина активной части составляет 150 км. Для Индийского океана имеют место промежуточные значения этих величин. Очевидной представляется корреляция между длиной активной части разлома и скоростью бегущей волны — чем больше скорость волны, тем длиннее активная часть трансформного разлома. Трансформные разломы нарушают линейность срединно-океанического хребта. Если исходить из механизма образования хребта, по которому он возникает в зоне встречи двух бегущих волн, то смещение оси хребта в зоне разлома означает скачкообразное изменение скоростей распространения волн в этой зоне. Такому скачкообразному изменению скорости волн можно дать четкое физическое толкование. Когда волна распространяется в пространстве между двумя поперечными разломами, в ее движении появляются особенности, связанные с появлением двух дополнительных границ, ориентированных вдоль направления распространения волны. Эти границы создают условия для волноводного распространения, при котором возникает дисперсия скоростей, причем изменение скорости будет зависеть от расстояния между поперечными разломами и их глубины. В принципе эта задача поддается аналитическому решению, результаты которого можно сопоставить с данными по геометрии разломов. Корреляция этих данных явилась бы весьма убедительным доказательством правильности изложенной выше теории.

Фактические данные по геометрии трансформных разломов могли бы быть исходными для определения характеристик планетарных разломов, в том числе глубины их простираения, величины раскрытия, физических и геологических характеристик внутренних поверхностей разломов.

ВУЛКАНИЗМ И СЕЙСМИЧНОСТЬ

Как известно, вулcano-тектонические пояса отличаются односторонней и двусторонней сейсмичностью. Анализ напряженного состояния коры в активных сейсмических зонах, выполненный А. В. Введенской (1972 г.), показывает, что в активных сейсмических зонах существует упорядоченная система напряжений, которая характеризуется двумя типами: 1) в горизонтальной плоскости

перпендикулярно структуре действует сжатие и 2) в горизонтальной плоскости перпендикулярно структуре действует растяжение.

При сопоставлении этих закономерностей видно, что активные пояса, обладающие односторонней сейсмичностью, характеризуются преобладающими напряжениями сжатия, а пояса с двусторонней сейсмичностью — напряжениями растяжения. Первые пояса обладают значительно более высокой сейсмичностью и наличием глубокофокусных землетрясений. Характерно также, что поясами с односторонней сейсмичностью являются зоны активных окраин континентов и островных дуг, у которых вулканизм непосредственно соседствует с глубоководными желобами.

На основе этого сопоставления и волновой трактовки можно сделать следующие выводы. Двусторонние сейсмические зоны возникают при длинноволновом возмущении, когда имеет место достаточно плавный спад растягивающих напряжений от зоны максимума, где произошли разрывы и излияния. При этом температурные горизонтальные градиенты могут быть достаточно велики в связи с увеличенным тепломассопереносом в зоне излияния. Такая закономерность в изменении растягивающих напряжений и температуры создает условия для возникновения зон сейсмичности там, где одновременно будут существовать достаточно большие растягивающие напряжения при пониженных температурах и соответственно высоких значениях вязкости литосферы. Реализуются условия для накопления упругой энергии и ее сброса в виде землетрясений. Можно показать, что экстремальные условия для накопления упругой энергии будут возникать в литосфере на небольшой глубине. Ввиду достаточно симметричного изменения растягивающих напряжений и температуры относительно оси хребта пояс будет характеризоваться двусторонней сейсмичностью.

Иная геодинамическая обстановка имеет место в поясах активных окраин. Как уже указывалось, здесь возникают коротковолновые возмущения с большими градиентами давления и температуры, которые создает образовавшаяся в результате эффекта преобразования тангенциальная волна.

Большие градиенты давлений и температур обуславливают возникновение активной сейсмической зоны, локализующейся на достаточно большой глубине и создающей глубокофокусные землетрясения. Односторонняя направленность волны естественно обуславливает и одностороннюю сейсмичность вулкано-тектонического пояса. Хотя акты проявления вулканизма и сейсмичности не совпадают во времени, отмечается их корреляция за более длительный (но короткий в масштабе тектонических циклов) период. Это обусловлено тем, что при излиянии возникает импульс давления, который, распространяясь, доходит до зоны, где происходит накопление упругой энергии. Этот импульс давления при определенных условиях может участвовать в спусковом механизме сброса напряжений и проявления землетрясения.

ГЕОСИНКЛИНАЛЬНО-ОРОГЕННЫЙ ВУЛКАНИЗМ

ВУЛКАНИЗМ ПРИ ПОДВОДНОМ ОРОГЕНЕЗЕ

Позднекайнозойская орогенная система Курильских островов образована из внешней дуги, сложенной моноклинальной толщей, наклоненной к юго-востоку. Эта древняя рама — уступ обрушенного вулканотектонического свода — сложена верхнемеловыми и палеогеновыми мелководными эффузивно-осадочными толщами, частично продуктами подводных излияний. Вулканических построек не сохранилось. В ксенолитах лав многочисленны обломки гнейсов, гранито-гнейсов, щелочных эффузивов и изверженных пород континентального происхождения. В верхнем палеозое и в мезозое проходили вулканические пояса, наложенные на древний фундамент [4].

Горст-антиклиналь внутренней островной дуги увенчана активными вулканами и, начиная с миоцена, является поясом вулканизма. Стадиальные поднятия в ней соответствуют этапам вулканической деятельности, а опускания — осадконакоплению. Вдоль всего тихоокеанского островодужного пояса здесь залегает толща зеленых туфов олигоцен-миоценового возраста. На внутреннюю островную гряду, в свою очередь, накладывались процессы рифтогенеза и кальдерообразования, сопровождавшиеся вулканизмом. Внутренняя горст-антиклинальная структура представляет систему эшелонированных островов, разбитых продольными и поперечными разломами. Поперечные разломы Курильской гряды достигают большой глубины, простираясь в океанском и охотоморском направлениях и свидетельствуя о неоднородном блоковом строении подводного орогена с различным геологическим составом блоков и гравитационными ступенями между ними.

Курильские острова с запада обрамлены уступом Курильской глубоководной котловины, образованным на позднемезозойской плите Охотского моря. Это дает основание рассматривать Курильскую глубоководную котловину как западную часть рифта, заключающего Курильскую островную дугу. При этом в северном направлении охотский уступ этого рифта продолжается на Камчатку, обрамляя сужающийся к северу трог, из которого поднимается гряда вулканических островов, с востока обрамленная подводным хребтом Витязь. В пользу этого свидетельствуют ее возраст и продолжение на север в виде южно-камчатского рифта, с которым котловина стыкуется у мыса Лопатка.

Данные по геологическому и геофизическому изучению шельфов и береговых частей района островных дуг Курил и Сахалина позволяют дать характеристику условий формирования вулканогенно-осадочных толщ, погруженных на дне Охотского моря (Курильская глубоководная котловина), во впадине между Малой и Боль-

шой Курильскими грядками и на Тихоокеанском склоне Курильских островов.

Для сахалинского и курильского склонов Курильской глубоководной котловины наиболее характерно срезание слоев осадочной толщи шельфа материковым склоном, для северного и хоккайдского склона — в основном согласное их залегание. В прикурильской части котловины осадочно-вулканогенная толща островной дуги срезается на всем протяжении материкового склона и в глубоководной котловине практически не прослеживается; в присахалинской части материковым бортом срезается лишь верхняя часть осадочного чехла шельфа, нижняя простирается в котловину; на севере и вблизи о. Хоккайдо большая часть осадочных толщ шельфов протягивается в котловину. Учитывая, что осадочные толщи северного и частично хоккайдского шельфов протягиваются в глубоководную котловину, можно предположить, что она обособилась в сравнительно недавнее время, в основном после формирования чехлов этих шельфов; ранее же участок южной части Охотского моря, ныне занимаемый глубоководной котловиной, в тектоническом отношении составлял единое целое с северным (сахалинским) и хоккайдским шельфами. Причинами срезания осадочной толщи на курильском и сахалинском склонах могут быть опускание котловины по разломам, что наиболее характерно для первого из них, и размыв осадочной толщи в наземных условиях или подводными течениями, сопровождаемый сбросами, — для второго. Возможно также, что курильская глубоководная котловина заложилась вскоре после образования акустического фундамента и формировалась в основном вместе с осадочным чехлом шельфов. При крутом, сложном и в значительной степени разломном рельефе, характерном для сахалинского и курильского шельфов, осадки выклиниваются, размываются, а из-за отсутствия пологих поверхностей, способных удерживать осадочные накопления, смещаются в результате оползней, мутьевых потоков и иногда сбросов [38]. Вероятнее всего, заложение котловины следует относить к миоцену, а ее окончательное оформление — к позднему плиоцену — четвертичному периоду.

Приконтинентальный склон Курильских островов — это система блоков, надвинутых с северо-запада на юго-восток на дно глубоководного желоба (рис. 12). Осадки в нижней части приостровного склона желоба сложены обвальными отложениями, сползшими при развитии надвигов с приостровного склона. Эти оползни перекрыли тектоническую ось желоба, лежащую на 10—15 км северо-западнее ее современного положения. Турбидитовая линза терригенных образований перекрывается обвальными отложениями. С востока при смыкает окраинный вал Зенкевича — поднятая океаническая плита, увенчанная потухшими вулканами.

Прогиб Южно-Курильской котловины отделен от Охотского моря уступом, сложенным верхнемеловыми и палеогеновыми толщами, симметричными аналогичному уступу Малой Курильской дуги. Из прогиба в позднеолигоцен-миоценовое время поднялась подвод-

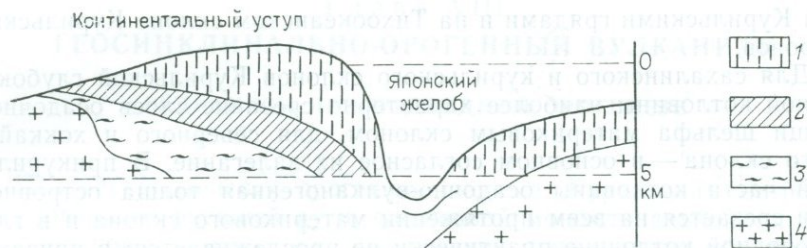


Рис. 12. Профиль через Японский глубоководный желоб.

1 — четвертичные отложения; 2 — палеогеновые породы; 3 — складчатый комплекс мелового возраста; 4 — древний фундамент

ная кордильера Большой Курильской дуги, увенчанная действующими вулканами. Извержения начиная с позднего олигоцена происходили в мелководных и наземных условиях, поставляя андезитовые и дацитовые лавы. При этом вулканы образовали не только ряды, продольные простиранию дуги, но и поперечные, параллельные проливам по разломам, пересекающим дугу и выходящим на северо-западный склон Курильской котловины за пределы Большой Курильской дуги.

Алеутская островная дуга обладает двойной восточной частью с внутренним хребтом, увенчанным активными вулканами. К западу внешняя гряда погружается на дно океана. Вулканизм внутреннего гребня островной дуги мало активен; основной период субэаральных извержений стратовулканов с базальт-андезит-дацитовой магмой плиоцена охватывал тыловую сторону дуги, обращенную к Беринговому морю. В четвертичное время вулканизм распространился в центральной и восточной частях Алеутской дуги, где на эродированной поверхности плиоценовых вулканов были воздвигнуты вулканы центрального типа, поставлявшие базальты, андезиты и риолиты. Для Алеутского пояса характерно размещение эпицентров землетрясений между желобом и островной грядой с наибольшей активностью в восточной части Алеутской дуги. Океанический склон желоба разбит многочисленными сбросами, осевая часть его в начале формирования осадочной линзы располагалась ближе к островам, а затем по мере осадкообразования оттеснялась на восток.

В системе одинарных островных дуг Алеутского подводного хребта, несмотря на их отличие от двойных и тройных островных дуг других океанических окраин, участвуют аналогичные процессы кинематики вулканизма. Рифтовая депрессия Балдир, расположенная на северной окраине Алеутского хребта, образует прямолинейную крупную впадину, параллельную цепи действующих вулканов вдоль хребта. Рифт образован в неогене и заполнен толщей плейстоценовых турбидитовых и пелагических отложений мощностью около 300 м. Эти осадки снесены с плато северных склонов Алеутского хребта. Очевидно, рифт является северной частью вулканотектонической депрессии, ограничивающей вулканический пояс. Ее

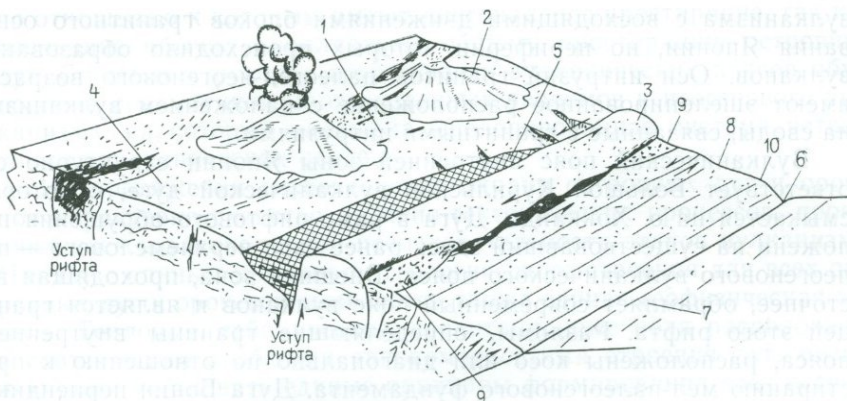


Рис. 13. Геокинематическая схема вулканического пояса Юго-Западной Японии (по А. Тайра, 1983).

1 — эшелонированные разломы — пути лавовых излияний; 2 — внутренняя вулканическая дуга; 3 — внешняя невулканическая дуга; 4 — внутренний рифт; 5 — междудуговой бассейн; 6 — глубоководный желоб; 7 — океаническая платформа; 8 — аккреционная линза; 9 — шельф; 10 — надвиговый комплекс

южная граница глубоко погружена на дно океана, образуя внешнюю зону островной дуги, сложенную верхнемеловыми — палеогеновыми вулканитами, фланги которой выходят на востоке и западе Алеутской гряды.

Внутренняя зона Японских островов четко отделена от невулканической внешней зоны и состоит из множества вулканов, образующих тесный ряд, параллельный осевому хребту Северо-Восточной Японии. Внутренний пояс вулканизма островных дуг является унаследованной зоной активности вулканов, существовавшей в неогене, развитие которой продолжалось в четвертичное время. С восточной стороны вдоль всей системы островных дуг северо-западной части Тихого океана пролегает внешняя, невулканическая островная дуга, занимающая положение тектонической рамы, ограничивающей рифтовый пояс активного вулканизма. Эта тектоническая рама ограничена горстовой системой хребтов, образуя рифт, внутри которого лежит двойной пояс плиоцен-четвертичных вулканов. Вулканы, возвышающиеся близ берегов внутреннего моря, представляют собой внутренний ряд, а вулканы, стоящие вблизи внешней невулканической дуги, — внешний ряд (рис. 13).

Западный внутренний ряд вулканов сложен андезито-базальтовыми лавами, богатыми щелочами, а восточный — лавами известково-щелочного состава. Во внутреннем ряду действующие вулканы расположены реже, чем во внешнем, и содержат кроме обычных лав щелочные. Зоны трещиноватости пояса вулканизма окаймляют воздымающуюся массу поднятых гранитных массивов и опускающийся бассейн. По этим трещинам внедрялись интрузии и шли мощные вулканические излияния вдоль интрузивных поясов, лежащих по оси вулканических зон. Характерна связь кислого

вулканизма с восходящими движениями блоков гранитного основания Японии, по периферии которых происходило образование вулканов. Оси интрузий гранитов палеоген-неогенового возраста имеют эшелонированное расположение с наложением вулканизма на своды, связанные с гранитными интрузиями.

Вулканический пояс внутренней зоны Японии структурно соответствует Большой Курильской вулканической дуге, с которой смыкается на о. Хоккайдо. Дуга в раме рифтового обрушения наложена на существовавший здесь ранее свод верхнемелового — палеогенового вулканического пояса. Внешняя зона, проходящая восточнее, обрамляет современный пояс вулканов и является границей этого рифта. Разломы, определяющие границы внутреннего пояса, расположены косо или диагонально по отношению к простиранию мел-палеогенового фундамента. Дуга Бонин перпендикулярна структуре пояса о. Хонсю, а район Фосса Магна соответствует внутреннему поясу дуги Идзуситито — Бонин. Следовательно, пояс Фосса Магна можно отождествить с поперечной наложенной зоной Авачинско-Корякского пояса Камчатки. Однако подобие неполное, так как во внутренних поясах обычны мощные неогеновые толщи, а во внешнем поясе преобладают мел-палеогеновые отложения. Крупные дугообразные разломы являются границами вулканических поясов островных дуг и обращены выпуклой стороной к Тихому океану, соответствуя дугообразному простиранию островов в островных дугах.

Вдоль **Японо-Курило-Камчатского пояса** с востока протягивается краевой океанический вал, в мезозое относившийся к континенту. В настоящее время он является подводным орогеном, увенчанным вулканами, сложенными щелочными лавами. Среди них — вулкан Виноградова, который формировался в островных условиях, а в дальнейшем образовал гайот, опустившийся ниже уровня моря.

В эшелонированной системе островных дуг японских островов, лежащей к западу, геосинклинальный раннеорогенный вулканизм связан с зоной зеленых туфов — современной внутренней островной дугой, где он унаследован с неогенового времени. Это относится к началу миоцена, когда разломы дугообразного простирания определили границу между внешним и внутренним поясом островных дуг. Одновременно возникла система мелких разломов, образовавших систему горстов и грабенов, обративших зону зеленых туфов в прогиб осадконакопления. В плиоцен-четвертичное время пояс зеленых туфов был приподнят в виде эшелонированного внутреннего пояса островной дуги, на котором выросли четвертичные и современные вулканы, расположенные дугообразно в виде цепочек, диагональных к простиранию границ пояса. Вулканические цепи часто лежат параллельно, образуя систему эшелонированных кулис, косо пересекающих общую дугообразную структуру. Цепи вулканов расположены вдоль линий эшелонированных разломов внутренней зоны, направленных диагонально к основному простиранию дуги. Выводные каналы современных вулканов проходят вдоль линий разломов и могут быть четко отделены от миоценовых разломов,

по отношению к которым имеют диагональное простирание, так как последние обычно параллельны общему простиранию островных дуг. Сложная структура современных вулканических поясов обусловлена кинематикой многочисленных разломов и неогенового вулканизма, на который наложена эшелонированная система четвертичных вулканических цепей.

На протяжении тихоокеанских окраин островных дуг и орогенов характерно сходство вулкано-тектонических процессов, проявляющихся в закономерной последовательности этапов вулканизма. Наряду с единым принципом геологического строения для всех островных дуг и орогенов выявляется также единая геофизическая модель. Тепловые, сейсмические, гравитационные поля расположены в соответствии с общими закономерностями строения дуг, позволяющими установить единые принципы формирования всех островных дуг и орогенов мира как общепланетарных геодинамических структур.

Вулканический фронт проходит по оси вулканического пояса и характеризуется неглубоким положением вулканических очагов и поверхности изолиний точки Кюри. Вулкано-тектоническая призма отличается низкой сейсмичностью от расположенной ближе к океану сейсмо-тектонической призмы. Поверхность погружения в восточном направлении изолиний точки Кюри соответствует погружению кровли вулканических очагов на глубины 12—18 км.

По положению в структуре земной коры выделяются островные дуги, лежащие на континентальной коре или у границы континента с океаном, и островные дуги, залегающие на океанической коре. Соответственно этому разделению островные дуги на континентальной коре отличаются более древней и длительной историей, приведшей к раннеорогенной стадии развития (Камчатка, Япония, Новая Гвинея, Центрально-Американская область и др.). Островные дуги на океанической коре относятся к начальной стадии геосинклинального орогенеза, выраженной в виде подводных орогенов (Курильские, Алеутские и другие острова).

Следует рассмотреть основные процессы формирования морфоструктур вулканических сооружений в типичных районах, в том числе Японии, Камчатки, Курильских и Алеутских островов, а также далеко выдвинутых в океан островных дуг — Марианской и Тонга — Кермадек, лежащих на океанической коре. При общей длине островных дуг, составляющей около 40 тыс. км, около половины их лежит на континентальной коре окраин континентов, а остальные являются внутриокеаническими дугами, расположенными на океанической земной коре.

Островные дуги западной части Тихого океана обычно состоят из вулканической внутренней (тыловой) дуги и невулканической внешней (фронтальной). К границе между ними приурочен вулканический фронт, вдоль которого на островных дугах (Филиппинах, Суматре, Алеутских островах) проходит зона разломов. Какова природа этой зоны, недостаточно ясно. Она зависит от стадии эволюции островных дуг, проходящих путь от одинарного вулкано-тек-

тонического поднятия к раннему орогену, сложно построенному из нескольких пар островных дуг. Следует подчеркнуть роль в этом процессе тектонического сжатия, создающего ряды антиклинориев, иногда опрокинутых в виде надвиговых пачек орогенных систем на платформы.

В исследованиях последних лет получило дальнейшее развитие представление о сейсмо-тектонических и вулcano-тектонических поясах [24]. Расчленение островных дуг по глубинному строению на основе геофизических данных позволило уточнить положение сейсмического и асейсмического поясов [44] и сопоставить его с распределением вулканизма. Общее растяжение земной коры в пределах асейсмического пояса охватывает внутренние островные дуги, соответствуя вулcano-тектоническому поясу. К дугообразным и сопряженным с ними поперечным разломам во внутренней дуге растяжения приурочен интенсивный вулканизм, обусловивший формирование вулканов. Эти дугообразные разломы в большинстве своем являются раздвигами, тогда как поперечные к ним — сдвигами, сбросо-сдвигами и сдвиго-раздвигами.

Типы и интенсивность деформаций в различных областях фокальных зон приводят к возникновению взбросовых и сбросовых подвижек, обычно параллельных простираению островных гряд. Во внешней островной дуге весьма четко выражены структуры сжатия; сейсмотектонический пояс лежит в зоне Заварицкого — Беньофа и отличается неглубокой сейсмичностью, охватывающей континентальный склон глубоководного желоба и прилегающую к нему внешнюю островную дугу, в которой глубины гипоцентров землетрясений в сторону континента увеличиваются. Крупные землетрясения происходят в восточной части сейсмо-тектонического пояса и наибольшая активность неглубоких землетрясений отмечается в зоне надвига континентальной коры на окраину желоба. В западном направлении глубина фокусов землетрясений увеличивается, а сила их уменьшается, захватывая внешнюю островную дугу. Западнее проходит зона низкой сейсмичности, проявляющейся главным образом вулканическими землетрясениями. Восточная граница этого пояса названа И. Уоши [44] «асейсмическим фронтом», ограничивающим с востока вулканический пояс. Для сейсмо-тектонического пояса характерно высокое значение v (скоростей сейсмических волн) и низкое значение Q (теплового потока). Восточный край пояса резко ограничен высокосейсмичным разломом. Для вулcano-тектонического пояса типичны высокое значение Q и низкое v . Его западная окраина ограничена менее четко, захватывая полосу подводных вулканов окраинного моря. Положение асейсмического пояса в структуре островной дуги определяется вулканически активной внутренней дугой и подводными вулканами окраинных морей, лежащих за островной дугой в полосе шириной 100—150 км. С востока на запад здесь расположены следующие пояса: 1) сейсмо-тектонический пояс без вулканической активности, ограниченный с востока зоной Заварицкого — Беньофа, а с запада асейсмическим фронтом, лежащий на континентальной коре;

2) вулcano-тектонический пояс, ограниченный снизу зоной Заварицкого — Беньофа со средними по глубинам фокусами землетрясений (100—170 км). Между вулканическим и асейсмическим фронтом с глубиной зоны Заварицкого — Беньофа 60—100 км внешняя островная дуга попадает в пределы асейсмического фронта.

Максимальные напряжения сжатия, горизонтальные и перпендикулярные к оси желоба, создают близповерхностные стрессовые системы, определяющие распределение вулканов и землетрясений. Большинство сейсмических поясов островных дуг и орогенов сжаты перпендикулярно оси желоба, но существуют ненапряженные районы, характеризующиеся активным вулканизмом, убывающим по направлению к океану. Здесь главная северо-восточная система островных дуг пересечена поперечными рифтами, в которых в направлении, перпендикулярном оси глубоководного желоба, лежат минимумы напряжений сжатия [39].

Исходя из закономерности расположения вулканов в островных дугах, следует заключить, что их общая линейность подчинена глубинным структурам, проходящим по границе континентальной и океанической земной коры в зонах растяжения и сжатия. Последние формируются в процессе развития глобальной флексуры, определяющей пояс геосинклинального орогенеза. Региональные структуры этого пояса контролируются глобальными линеаментами, а локальные морфоструктуры — вулcano-тектоническими процессами. Однако предполагается, что если вулканизм зависит от напряжений растяжения на небольших глубинах, то вулканы вследствие неоднородности земной коры будут разбросаны без системы, как это наблюдается в областях ареального вулканизма.

В островных дугах особенно характерна линейность в расположении вулканов, определяющая также параллельное расположение поясов землетрясений. При этом сейсмический пояс в островных дугах приближен к океану — лежит вдоль зоны Заварицкого — Беньофа у западной окраины глубоководного желоба, а вулканический пояс приурочен к внутренней гряде островных дуг в районе растяжения флексуры земной коры в тылу ее надвига на глубоководный океанический желоб, являющийся границей перегиба земной коры к океанической впадине. Сейсмический пояс параллелен зоне сопряжения крыльев флексуры и сменяется у вулканического пояса полосой асейсмичной коры.

Системы деформаций «островные дуги — глубоководный желоб» в глобальной флексуре не объясняются однозначно и могут являться отражением надвига континентальной коры на океаническую или поддвига (субдукции) океанической коры под континент. Закономерная система перехода от сейсмической зоны к вулканической в тыловом поясе островных дуг и последующая эволюция этих подводных орогенных структур к поднятым на континентальную окраину орогенам согласуется со структурой надвига континента на западную часть глубоководного желоба [14].

Следует помнить, что глубоководные желоба имеют наложенный характер — об этом свидетельствует пересечение ими турбиди-

товых линз и суспензионных потоков, а также зон разломов и аномалий магнитного поля. Отложения внутри желобов имеют континентальное и оползневое происхождение и залегают горизонтально без деформаций. Низкий тепловой поток и плоское дно желобов характеризуют их структуру. Переходя в предгорные прогибы на континентальный склон, желоба выклиниваются.

В результате профиля Лег-50 НИС «Гломар Челленджер» (1978 г.) стала более ясна картина строения континентальной стороны желоба — надвига континентальной коры на глубоководный желоб. Она подтверждается и оттеснением желоба к востоку, в сторону океана.

Для модели поддвига океанической коры под континент кроме гипотезы субдукции нет никаких подтверждений. Но субдукция — это гипотетический процесс, необходимый для избавления от океанической коры, якобы непрерывно генерируемой в рифте срединно-океанического хребта и гонимой спредингом к окраинам континента. Сама же идея спрединга возникла как гипертрофированное представление о расширении, обычном в тектоно-магматических поясах при теплоассоциированности к земной поверхности.

Для вулканических дуг Тихоокеанского кольца характерно совпадение главных этапов вулканизма и крупных тектонических движений. Мощные излияния базальтов, сопровождавшие тектонические движения конца плейстоцена — начала четвертичного периода, были сопряжены со значительным растяжением земной коры. Период эксплозивного вулканизма среднего плейстоцена — голоцена сопровождался интенсивным тектоническим поднятием вулканических поясов. Воздымание и мощный вулканизм среднего плейстоцена — голоцена создали подводные орогены островных дуг, а ранние орогенные области молодого вулканизма превратились путем консолидации островных дуг в горные страны (рис. 14).

Изучение современных орогенных вулканических поясов позволяет получить наглядное представление о кинематике процессов, развивавшихся в условиях растягивающих напряжений. Андезитобазальтовый и кислый вулканизм Камчатки в течение четвертичного времени был связан с рифтовыми (грабен-синклинальными) системами, в пределах которых осуществлялась эволюция вулкано-тектонических структур (рис. 15).

Громадный окраинно-континентальный пояс флексуры от Олюторского залива до Японских островов сложен геосинклинальными отложениями на сиалическом основании и ограничен с запада и востока блоками раздробленной континентальной коры. Границами пояса служат блоки восточных мысов Камчатки, раздробленных на глыбы опусканиями неоген-четвертичного времени в период формирования наложенного глубоководного желоба. Восточное мел-палеогеновое обрамление этой прогнутой до глубины 5—7 км рифтовой структуры сложено в основании континентальными блоками, погруженными при опускании желоба и сохранившимися в виде мысов. Эта асимметричная синклинальная олигоцен-миоценовая впадина питалась с восточной стороны Курильских островов сносом

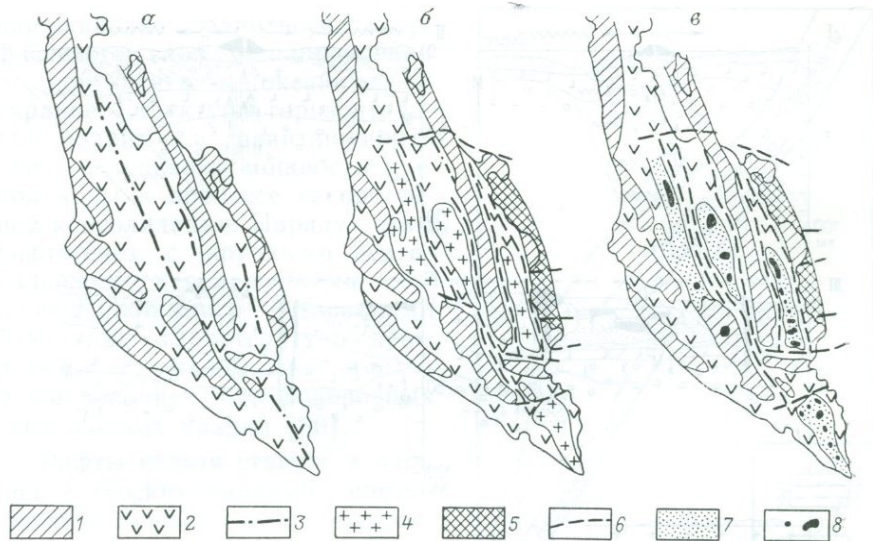


Рис. 14. Эволюция вулканизма Камчатки в результате телескопированного рифтогенеза.

a — ранний плейстоцен, *б* — средний плейстоцен, *в* — голоцен. 1 — горст-антиклинали; 2 — вулканические пояса плейстоцена; 3 — оси вулкано-тектонических сводов; 4 — площади обрушения; 5 — сейсмо-тектонический пояс; 6 — разломы; 7 — вулканические пояса (четвертичные); 8 — вулкано-тектонические поднятия с кальдерами и вулканами

мел-палеогеновых обломочных пород с невулканической гряды — ныне погруженного хребта Витязь. Западнее пролегал вулканический пояс, питавший отложениями эту асимметрично крутую с запада впадину, причудливо изгибающуюся вдоль Тихоокеанского побережья островных дуг и ранних орогенов.

В кинематике переходной зоны глубоководные желоба переходят по простиранию в предгорные прогибы, типичные для окраин орогенов, и выполняют аналогичные функции. Желоб может быть наложен на приподнятые участки шельфа (желоб Хикуранти), а также в пределах суши превратиться в предгорный прогиб (Индонезия — долина р. Меконг), который заполняется осадочными отложениями в результате размыва поднимающихся гор.

Современное горообразование происходит преимущественно над зонами высоких тепловых потоков с глубинными каналами-разломами, по которым всплывают в результате гравитационной дифференциации легкие продукты, связанные с зонами изостатических поднятий. Внедрение астенолитов вызывает локальное растяжение сводов на их флангах за счет гравитационного соскальзывания масс с поднятия. Такие астенолиты наиболее вероятны в зонах сопряжения континентальных и океанических плит или в их пределах. Формирование гор в условиях сближения континентальных или океанических плит происходит над горячими линзами астеносферы в результате блоковых вертикальных дифференцированных

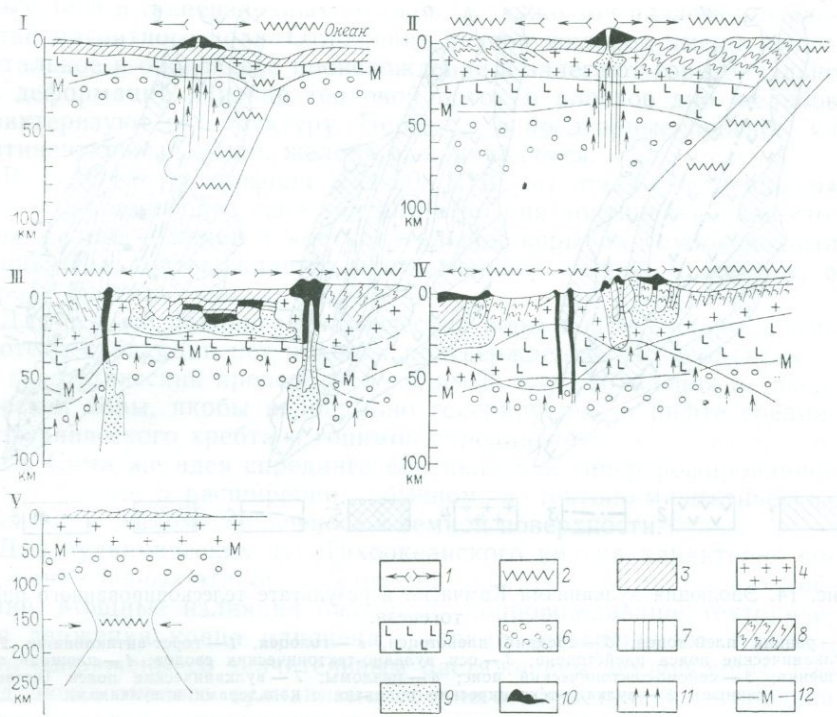


Рис. 15. Схема сопряженных поясов тектонических напряжений (сжатия и растяжения) в геосинклинально-орогенных поясах.

I — островные дуги, II — окраинно-континентальный ороген (ранний); III — внутриконтинентальный ороген (ранний); IV — внутриконтинентальный ороген (поздний); V — межконтинентальный ороген (поздний). 1 — вулкано-тектонический пояс — растяжение; 2 — сейсмо-тектонический пояс — сжатие; 3 — осадки; 4 — гранитный слой; 5 — базальтовый слой; 6 — мантия; 7 — зона магнеобразования; 8 — зона надвигов и сбросов; 9 — очаги кислой магмы; 10 — вулканы; 11 — направление тепломассопереноса (базальтовый подпор); 12 — поверхность Мохоровичича

движений. При образовании обширных сводов над астенолитными линзами при базальтовых излияниях происходит обрушение сводов с последовательным образованием системы телескопированных рифтов. Процесс будет развиваться волнообразно — одновременно с поднятием сводов термального расширения над диапирами ложе океанических котловин прогрессивно погружается с утонением континентальной коры. Континентальные окраины испытывают утолщение и гранитизацию с образованием гранитно-метаморфического слоя континентальной коры, путем тектонического скучивания в процессе образования надвигов, направленных в сторону океана и сопровождающихся формированием кольцевых тектоно-магматических структур на континентальном крыле флексуры переходной зоны.

При дешифрировании космических снимков континентальных окраин выявлены системы аллохтонных пластин, горизонтально перемещенных в процессе тектонического скучивания, обусловившего

наращивание гранитно-метаморфического слоя в направлении от континента к океанической окраине. Структуры горизонтальных надвигов и гравитационных линз увеличивают мощность земной коры в процессе ее орогенной консолидации. Наряду с этим рифтогенез с крупными вертикальными перемещениями, сопровождающимися излияниями базальтов, характеризует деструкцию континентальной коры и формирование глубоководных океанических впадин [30].

Рифты нельзя ставить в один ряд с геосинклиналями, эпигеосинклинальными или эпиплатформенными орогенами, так как они участвуют в формировании каждого из этих геотектонических поясов в качестве вулканотектонических структур, завершающих вулканизм.

Субкоровые рифты выделены на основании геофизических данных при исследовании вулканического пояса Северного острова Новой Зеландии [45].

Гравиметрические наблюдения показали, что плотность вещества, заполняющего ограниченное (по сейсмическим данным) пространство под вулканическим поясом Таупо-Тонгариро, на 0,1 меньше, чем в верхней мантии. Следовательно, подкоровый рифт у залива Пленти с подошвой, лежащей на глубине около 400 км, служит структурной чертой вулканического пояса, выделяемой также по расположению глубокофокусных землетрясений вдоль его границ.

Рифт является зоной, в пределах которой сконцентрирована вулканическая деятельность Северного острова Новой Зеландии, околуренная граничными очагами землетрясений (рис. 16), по которым прослеживаются области рифта среди неактивной части верхней мантии. Активная верхняя мантия образует региональное поднятие вещества, плотность которого понижена на 3%, и этот легкий материал достигает в процессе вулканизма земной поверхности. Мощность земной коры континентального типа на Северном острове составляет 30—40 км, а аномалия в коре $+8 \cdot 10^{-4}$ м/с² расширяется к западу. Общая мощность рифта в среднем составляет 200 км. В процессе дифференциации нагретого материала в пределах рифта образуются отрицательные гравитационные аномалии до $-6 \cdot 10^{-4}$ м/с². Контраст в плотности между веществом

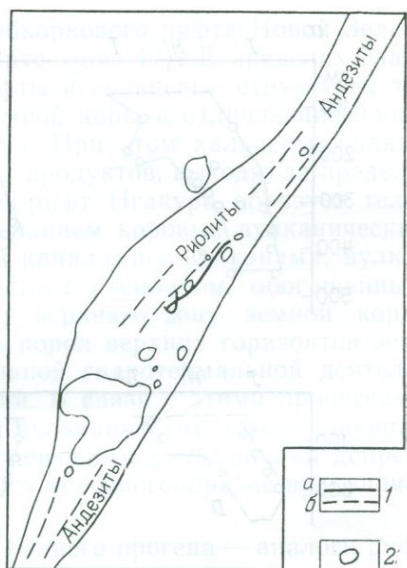


Рис. 16. Телескопированный рифт вулканической зоны Таупо (Новая Зеландия).

1 — граница рифта: а — внешнего, б — внутреннего; 2 — озера

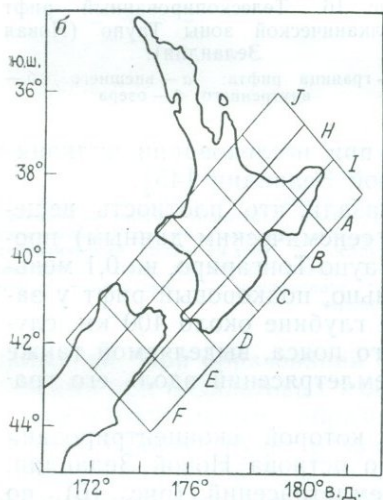
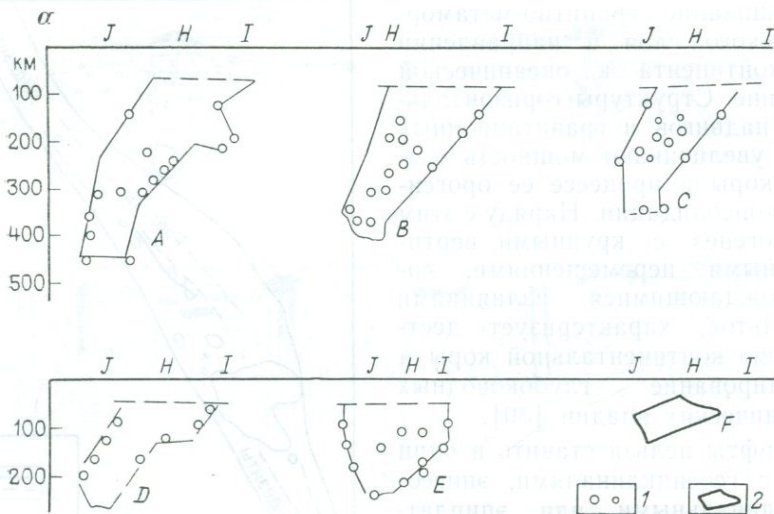


Рис. 17. Субкоровой рифт (а) Новой Зеландии и его положение (б).

1 — сейсмические очаги; 2 — граница рифта (по С. Хейли)

рифта и окружающей мантией достигает $0,03 \text{ г/см}^3$. В ходе вулканизма объем рифта со временем уменьшается и в его центральной части образуются телескопированные рифты и кольцевые вулканотектонические структуры, в которых дифференциация магматических пород достигает состава риолито-дацитов. В результате извержений происходит обрушение и образование рифтовой депрессии, заполняемой осадками. В бассейне Рангитики были отложены осадки мощностью более 5,2 км плиоценового возраста, а севернее этого района фундамент мелового возраста неизвестной мощности перекрыт осадками. В южной части рифта расположен узкий телескопированный рифт, внутри которого поднимается ряд молодых действующих вулканов. К северу от рифта глубоководные землетрясения ассоциируются с желобом Кермадек, в котором происходит погружение зоны Заварицкого — Беньофа до глубины 700 км. Зона разлома разделяет мантийный материал различной плотности, причем с океанической стороны плотность выше, чем с континентальной.

Положение больших сечений субкоркового рифта Новой Зеландии показано на схематической карте (рис. 17). В пределах главного субкоркового рифта лежат рифты и кольцевые структуры, захватывающие большие глубины земной коры и отличающиеся кислыми дифференциатами вулканизма. При этом кальдеры, являющиеся областью извержений кислых продуктов, выходят за пределы рамы рифта, а продольный грабен-рифт Нгакуро образует телескопированную структуру с образованием коровых вулканических очагов, сопряженных подводными каналами с вулканами; вулканизм этого типа связан с силикатным расплавом, обогащенным водным флюидом, внедрявшимся в верхнюю зону земной коры. При этом расплавление флюидами пород верхних горизонтов земной коры сопровождается интенсивной гидротермальной деятельностью и выносом рудных эманаций. В связи с этими процессами проявляются различные структуры вулканических поясов, начиная от рифтов и кончая вулcano-тектоническими кальдерными депрессиями, на фоне которых формируется все многообразие вулканических сооружений [23].

Структуры грабен-синклиналей раннего орогена — аналоги рифтовых прогибов островных дуг, проходящих в их внутренних поясах. Вулканы островных дуг, следовательно, находятся генетически в равных структурных позициях с вулканами грабен-синклиналей ранних орогенов [25].

Для островодужных поясов характерно размещение вулканов в виде эшелонированных дугообразных рядов, проходящих под косым углом диагонально по отношению к крупным разломам, создающим тектоническую структуру островных дуг. Это подчеркивает отсутствие прямой связи между вулканическими каналами и разломами грабен-горстовой структуры вулканического пояса. Дайки и жерловые выходы приурочены к площадям накопления зеленых туфов. Известково-щелочные вулканические породы, как правило, выходят вдоль оси этих поясов, а более щелочные лавы — по их окраинам.

Эшелонированное расположение плиоценовых разломов определяет размещение поясов по отношению к более ранним миоценовым структурным зонам, определяющим общее простираие островных дуг и разделяющим их на внутренние и внешние зоны. Вулканические ряды приурочены к сводовым частям антиклинальных поднятий, что является общей закономерностью их расположения. Вулканы группируются в пределах полосы шириной до 100 км, вытянутой вдоль островной дуги. Центры вулканизма подчинены зонам трещиноватости, образованной в пропилитизированных породах. Эти зоны образуют дугообразный пояс, не совпадающий с основным простираием разломов в древних породах. Радиус дуг, образованных вулканами, 200—300 км и их выпуклая сторона обращена к океану. Эти вулканические пояса являются зонами растяжения и выхода своеобразных вулканических разломов — трещин расширения на вулcano-тектонических поднятиях.

Поднятия — ранние и поздние орогенные стадии — могут быть применены к Тихоокеанскому поясу только условно. При этом горст-антиклинали и грабен-синклинали, существовавшие на герцинском этапе орогенеза в каледонидах Азии, могут быть сопоставлены с аналогичными структурами Камчатки раннеорогенной стадии. Грабен-синклинали и горст-антиклинали — типичные формы глыбовых дислокаций, образованных в орогенную стадию развития геосинклинальных площадей, тектоническая особенность Сарысу-Тенгизского поднятия в Казахстане. Опускание наиболее крупных грабен-синклиналей сопровождалось их заполнением осадками повышенной мощности (верхний девон — нижний карбон — эпоха внедрения гранитов и максимального вулканизма). В завершающие этапы варисцийской складчатости эти своеобразные линейные глыбовые структуры окончательно оформились и в их приразломных краевых частях развились сложные гофрированные складки.

В раннем орогене Камчатки вулканические пояса были наложены на структуры фундамента в виде рифтов, к которым приурочены извержения в областях понижения ГУВИ.

Эти рифты имеют некоторое сходство с Казахстанскими грабен-синклиналями. Они испытывают погружение на фоне общего поднятия свода антиклинория и являются вулканотектоническими депрессиями, генетически аналогичными кальдерам. Иногда их рассматривают как зоны отстающего поднятия, поскольку при относительном вулканотектоническом прогибании днища рифта несущий его свод продолжает испытывать общее поднятие вместе со всей орогенной зоной.

Восточный пояс Камчатки, сложенный кремнисто-вулканогенными формациями, образует геосинклинальную структурно-фациальную зону в Камчатском раннеорогенном поясе. Миоценовые геосинклинальные прогибы Восточной Камчатки были разделены вулканотектоническими поднятиями, увенчанными вулканами. Эти узкие вулканические поднятия центра Карагинского острова и Кумроча образовали гряду, вытянутую вдоль прогибов, заполнявшихся туфогенно-осадочной толщей. Восточная Камчатка состояла в миоцене из двух сопряженных структур: вулканического геосинклинального поднятия (дуги) и геосинклинального прогиба (желоба). Зона распространения туфогенно-осадочной толщи Восточно-Камчатского хребта, о. Карагинского, п-ова Говена — узкое вулканотектоническое поднятие, существовавшее в заключительный этап геосинклинального развития Восточно-Камчатского прогиба, но заложенное во время формирования геосинклинального комплекса.

Если принцип «сжатия» геосинклинали заменить ее «расширением» под влиянием тепломассопереноса, направленного вверх, то при вторжении вещества также возникнет складчатая горная страна. Этот процесс будет так же соответствовать принципу изостазии, как и сжатие геосинклинали между двумя сдвигающимися

платформами, и образованию из ее осадков складчатой горной системы.

Территория Восточной Камчатки — области геосинклиналичного поднятия в вулcano-тектоническом трое — испытывала подводно-мелководный вулканизм. Вулканический пояс Восточной Камчатки простирается на юг к Большой Курильской дуге. Туфы и лавы извергались на всем протяжении вулканического пояса в течение миоцена, при этом формировалась кремнисто-вулканогенная толща (аналог зеленых туфов Курильских островов). Она соответствует структурам главных элементов островной дуги — глубоководному желобу, внешней островной дуге (мел — палеоген), Курильской вулканической дуге — впадине Охотского моря. К западу и востоку от геосинклиналичного поднятия вулканические породы замещаются осадочными и туфогенно-осадочными отложениями прогибов, смежных с поднятием. В зоне Курильских островов вулканический пояс активен в пределах Большой Курильской гряды. Прогибы соответствуют зонам вулканизма, преобразуясь во внутренние поднятия островной дуги, обрамленной глубоководным желобом. Линейно-вытянутые зоны вулканизма подводного типа приурочены к внутренним поднятиям, отвечающим современным валам, отделяющим желоб от ложа океана.

Для Восточной Камчатки характерно линейное северо-восточное простираие тектонических структур: Восточно-Камчатского хребта, о. Карагинского и Олюторского прогиба. Для западной подзоны — осевая часть хребтов Валагинского, Тумрок, Кумроч, п-ова Озерного, центральной части о. Карагинского и п-ова Говена (кремнисто-вулканогенные, флишевые отложения). Кроноцкий полуостров, побережье Камчатского залива, восточная часть о. Карагинского и п-ова Говена характеризуются песчано-глинистым комплексом с подчиненным значением вулканогенных и флишевых образований.

Антиклинорий восточных полуостровов представляет собой третью самостоятельную зону — Камчатский мыс и Кроноцкий полуостров — сложенную осадочно-вулканическими отложениями, резко отличными от отложений первых двух зон.

Структурные зоны устанавливаются определенно для последнего этапа развития геосинклинали, так как фациальные соотношения вулканогенных и осадочных пород относятся к верхним частям разреза геосинклиналичного комплекса. Проблема формирования нижних частей миоценового разреза неясна и начало заложения вулканического пояса неизвестно, так же как на Курильских островах.

Лавы и грубый обломочный материал накапливались в пределах вулcano-тектонической гряды, бывшей источником терригенного материала для смежных осадочных прогибов, в которых лавы выклинивались и замещались осадочными толщами. Таким образом, центральное вулканическое поднятие контролировало осадкообразование структурных зон геосинклинали.

Установлены два типа формаций Восточной Камчатки — кремнисто-вулканогенная толща прогиба и туфокремнистый комплекс Центрально-Камчатского поднятия вулканического пояса. Кремнисто-вулканогенная толща развита в Усть-Камчатском регионе; характерен маломощный вулканизм в виде отдельных потоков; зеленые туфы Карагинского острова, агломераты, туфы, афировые диабазы, спилиты, порфириты, андезиты, базальты, диабазы. Кремнистые породы преобладают над вулканогенными — представлены яшмами, известняками. Кремнисто-туфовая толща, установленная в осевой части Восточно-Камчатского хребта, характеризуется вулканизмом центрального типа с излияниями дифференцированных серий от базальтов до дацитов и риолитов. Преобладают андезитобазальты и андезиты.

При поднятии молодого орогена над поверхностью океана образование рифтов происходит в условиях суши и вулкано-тектонические сооружения иногда образуют горст-антиклинальные поднятия в грабеновых долинах, заполненных континентальными (озерно-аллювиальными) отложениями. К сооружениям такого типа на Камчатке относятся Камбальный хребет, поднимающийся из Южно-Камчатского грабена, и Ключевской дол в грабене долины р. Камчатки.

В геосинклинальных условиях островных дуг Тихого океана вулканической деятельности обычно предшествует прогибание на дне океана геосинклинальных трогов, достигающих глубины нескольких километров. Вулканизм в них сопровождается поднятие вулкано-тектонической кордильеры, морфологически выраженной на поверхности океана в виде архипелага островов (Курильские, Алеутские и др.).

Эволюция вулканизма в структурном трого (рифте) Южной Камчатки хорошо согласуется с этим процессом в Большой островной дуге Курильских островов, где происходит формирование орогенической зоны из внутреннего антиклинального поднятия Курильской ортогеосинклинальной зоны, являющейся звеном Тихоокеанских геосинклиналей четвертичного времени. Это подчеркивает геосинклинальную природу движений земной коры Камчатской орогенической зоны. Глубоководный желоб V-образной формы шириной 12—15 км заполнен незначительным количеством осадков. Местами дно желоба разделено пологими поднятиями. На склоне и осевой части желоба видны пологие увалы — холмы высотой 100—200—1000 м, шириной 3—5 км, придающие оси желоба извилистый характер. В основании континентального склона Курило-Камчатского желоба находится линза терригенных отложений, фациально замещенных пелагическими осадками океанического склона. Неоген-плейстоценовые турбидиты несогласно залегают на поверхности пелагических осадков и разделены наложенными желобами у океанического подножия островных дуг, что свидетельствует о молодости последних. Значительное опускание в позднем плиоцене — плейстоцене отмечается в осевой зоне желоба. На островном склоне возможно наличие подводного хребта.

Глубинный Курило-Камчатский разлом-надвиг протягивается на восток в направлении орогенного блока Камчатки, надвинутого на океанические структуры глубоководного желоба, с подвинутой океанической корой (см. рис. 3). На широте Усть-Камчатского мыса Курило-Камчатский разлом сочленяется с Алеутским, проходящим через п-ов Озерный в Срединно-Камчатский хребет. Мощности тектонических нарушений на Восточной Камчатке, относимых к концу миоцена, ослабевают к западу. На востоке развиты крутые и пологие надвиги с перемещением блоков в восточном направлении и изоклинальные складки, смятые вблизи крупных надвигов.

Структура п-ова Камчатка характеризуется эшелонированным в северо-восточном направлении расположением горст-антиклинальных хребтов и грабен-синклинальных депрессий, а также кольцевых структур, контролирующей положение вулканических поясов и узлов. Крупные поперечные разломы широтного и северо-западного простирания разделяют складчатую систему на серию блоков, создающих поперечную тектоническую зональность структуры, соответствующую раннему орогенезу.

Вулканические рифты или грабен-синклинали представляют собой прогибы шириной в 40—60 км. К ним приурочены пояса средне-верхнеплейстоценовых и голоценовых вулканов. Горстовые блоки граничат с грабен-синклиналями по меридиональным разломам, четко установленным как по градиентам поля силы тяжести, так и по высоким сбросовым уступам, хорошо выраженным в рельефе и имеющим в ряде случаев фестончатую форму. Средний гипсометрический уровень поднятых блоков дочетвертичного фундамента составляет 1300—1500 м, достигая в гребнях хребтов 2000 м. Предгорные прогибы заполнены мощными толщами вулканических моласс и четвертичных осадочных отложений. Глубинная структура полуострова характеризуется корой континентального типа мощностью 35—40 км с развитым гранитным слоем [40].

И. В. Мелекесцевым выделяются три главных этапа раннеорогенного вулканизма Камчатки: I этап — поздний плиоцен — поднятие вулканического пояса Камчатки на несколько сотен метров в связи с консолидацией горной страны; II этап — конец позднего плиоцена — раннего плейстоцена — образование наложенного вулканического пояса (щитовые базальтовые вулканы, ареальный базальтовый вулканизм, излияние базальтовых платоэффузивов); III этап — средний плейстоцен — голоцен — преобладание восходящих тектонических движений, создающих горную вулканическую страну.

Вулканическая деятельность сопровождается формированием контрастных формаций, поднятием горст-антиклинорий и вовлечением в поднятие синклинальных прогибов. Образуются вулканические трогии (грабен-синклинали) с центрами андезитового вулканизма, унаследовавшими плиоцен-раннеплейстоценовую вулканическую деятельность. Гравитационное опускание вулканических сооружений Камчатки с интенсивным современным вулканизмом характерно для Ключевской и Авачинской групп вулканов и мас-



Рис. 18. Вулкан Хангар, Срединный Камчатский хребт

сива вулкана Шивелуч. Максимальная скорость погружений фундамента характерна для районов базальтовых излияний в зонах контрастных вулcano-тектонических движений.

Тектоническое поднятие Срединного Камчатского хребта, осложненное крупными обрушениями, имеет несколько стадий: 1) образование в неогене структурного трога до начала излияний алнейского комплекса (верхний плиоцен — низы четвертичного периода); 2) структурное поднятие, сопряженное с излиянием лав алнейского вулканического комплекса, сформировавшее слабо расчлененный вулканический хребет, дальнейший рост которого сопровождался сводово-блоковым поднятием и денудационным расчленением аккумулятивно-вулканического рельефа; 3) новое обрушение на фоне поднятия свода хребта в среднечетвертичное время; 4) массовые излияния базальтов с формированием крупных щитообразных вулканов диаметром 30—45 км на фоне общего поднятия Срединного хребта; 5) вулcano-тектонические обрушения — кальдерообразования в среднечетвертичное время; 6) массовые излияния базальтов, образование хребта с позднечетвертичным аккумулятивным рельефом, сложенным щитовыми и конусовидными вулканами и базальтовым плато в северной части Срединного хребта (рис. 18).

Эти стадии понижения геоморфологического уровня вулканизма нарушают единую поверхность выравнивания; платообразные гребни хребта являются останцами лавовых плато разного возраста. Вулканизм и вулcano-тектоника наряду с общим поднятием сформировали эндогенный рельеф Срединного Камчатского хребта, сохранивший свои черты до голоцена. Древнечетвертичное оледенение врезало ледниковые цирки и кары в поднятые блоки, не ох-

важные молодым вулканизмом, а современные ледники одели вершины крупных вулканов.

Формирование лавовых плато и их последующее поднятие с образованием ступенчатых ярусов рельефа связано со стадийностью понижения ГУВИ. Соответственно, наиболее поднятыми оказались древние лавовые плато Срединного Камчатского хребта, высоты которых снижаются уступами. В Восточной Камчатке лавовые плоскогорья лежат невысоко над уровнем моря, а днища вулcano-тектонических депрессий опускаются к уровню моря. Ярусное расположение поверхностей лавовых плато и возвышающихся над ними горстовых эрозионных хребтов свидетельствуют о прерывистом сводово-глыбовом поднятии раннего орогена с постепенной эволюцией структур от крупных трогов и вулcano-тектонических депрессий к небольшим кальдерам. Лавовые плато наложены на аккумулятивный рельеф равнин в рифтовых поясах и образуют синклинальные кайнозойские структуры, к числу которых относится Центральная-Камчатская депрессия с наложенным на нее громадным эффузивным щитом Ключевского плато.

В Восточно-Камчатском хребте новейший вулканизм происходил на фоне контрастных глыбовых движений, образующих горстово-сводовую структуру, развивавшуюся с конца плиоцена. Вулcano-тектонические структуры были представлены небольшими кальдерами и блоковыми поднятиями, а фундаментом центральных вулканов служили базальтовые покровы, образующие плиоценовые плато. В течение плейстоцена дифференцированные движения создали серию горстовых и грабеновых структур и на размытой поверхности лавовых покровов возникли вулканы центрального типа (рис. 19). В процессе поднятия Восточно-Камчатского хребта вулканы потухли и частично были уничтожены денудацией. Они хорошо сохранились в кальдерах и грабенах и действовали в течение плейстоцена и голоцена (вулканы Шиш, Кизимен, Бакенин, Тумрок и др.). Одним из кальдерных вулканов является Бакенин — конусовидный стратовулкан, окруженный разновозрастными побочными кратерами.

Южно-Камчатский вулcano-тектонический рифт образует пояс, протягивающийся от Южно-Быстринского хребта до юга Камчатки, где смыкается с Курильским рифтом. Протяженность рифта вдоль Камчатки около 150 км, ширина до 100 км. Общая поверхность лавовых плато, обрамляющих рифт, образует высокий ярус плато, над которым возвышаются вулканы, часто лежащие в кальдерах.

На Малом Кавказе изучена связь вулканизма с режимом тектонических движений в эпоху замыкания геосинклинали и формирования горных поднятий с образованием межгорных и предгорных прогибов. Такая структурная обстановка позволяет оценить условия вулканической деятельности различного типа — от базальтов и долеритов до кислых дацитовых лав.

Геосинклинальный вулканизм на Малом Кавказе проявился в виде подводных эффузий в погружавшихся тектонических проги-

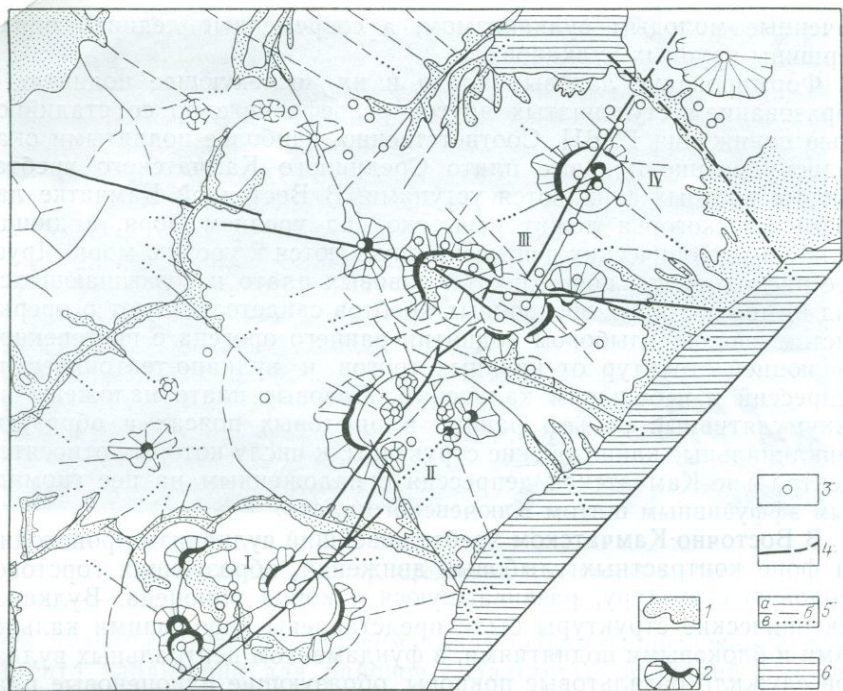


Рис. 19. Телескопированные кольцевые структуры Восточной Камчатки (по Н. А. Гусеву).

1 — четвертичные осадки в депрессиях; 2 — фрагменты вулканов; 3 — центры вулканов; 4 — региональные разрывы; 5 — локальные разрывы; а — четкие, б — менее четкие, в — предполагаемые; 6 — акватории. Кольцевые структуры: I — Карымско-Семячинская, II — Большого Семячика, III — Узонско-Гейзерная, IV — Крашенинникова

бах, а орогенный — в виде субаэральных лавовых извержений в геоантиклинальных зонах, зародившихся среди прогибов и испытавших относительное поднятие. Для новейшей стадии развития Малого Кавказа устанавливается связь вулканизма со структурными поднятиями. Вулканические излияния наложены на неогеновые вулканотектонические депрессии, связанные с обрушениями типа грабен-синклиналей (рифтов), заполненных в дальнейшем вулканогенно-осадочными и вулканическими породами. Переход от геосинклинального к раннеорогенному вулканизму Малого Кавказа в олигоцене — миоцене сопряжен с перестройкой плана глубинных движений, завершающих развитие Аджаро-Триалетской складчатой системы. С позднемиоценовыми субмеридиональными движениями были связаны вулканизм, образовавший годерзскую свиту и ее аналоги части Малого Кавказа, а также формирование наложенных вулканотектонических поясов, создавших мио-плиоценовую вулканическую зону Малого Кавказа. Предпосылкой для регионального вулканизма явилось образование наложенного прогиба, захватившего южный край Аджаро-Триалетского антиклин-

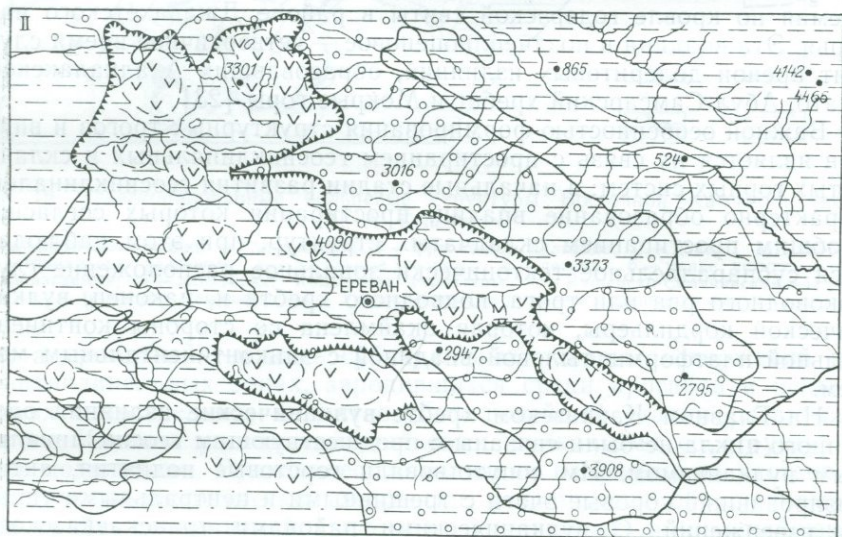
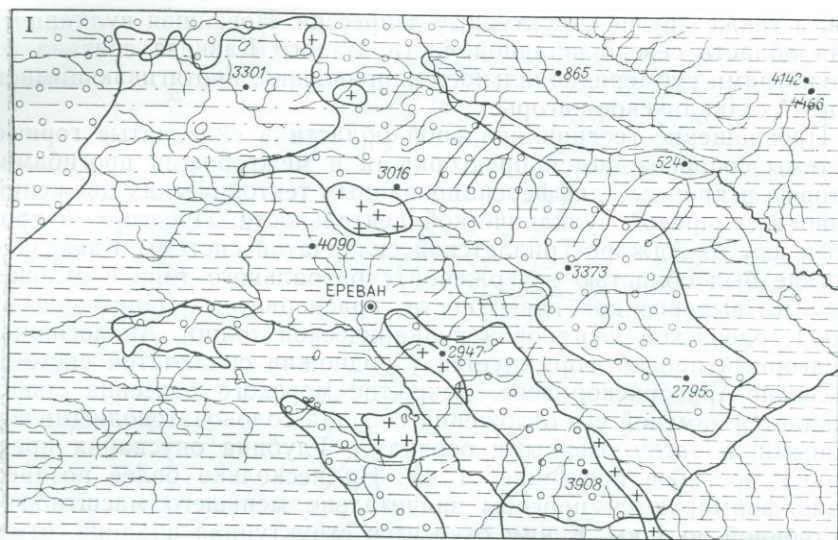
рия, а также другие структурные депрессии. Новейшая вулканическая область северо-западной части Малого Кавказа связана структурами субмеридионального направления, протягивающимися через Ахалкалакское нагорье.

Превращение геосинклиальной области в складчатые горные системы сопровождается предгорными и межгорными прогибами, которые в процессе дифференцированных тектонических движений становятся ареной вулканической деятельности. Предгорный прогиб к югу от Аджаро-Триалетской складчатой системы Кавказа в неогене был областью извержений субаэрального типа с отложением на выровненной поверхности красноцветных олигоценых пород годерзской неогеновой вулканической толщи. Аналогичный предгорный прогиб формируется у подножия складчатой системы в Севано-Араксинской зоне. Закрытие морского бассейна сопровождается заменой его отложений сначала солоноватоводными лагунными, а затем озерными осадками. Глубина опускания предгорных прогибов превышает 1 км. На несколько более позднем этапе формируются прогибы значительно меньшего масштаба — с глубиной до 1 км. К ним относится структурная впадина, отмечаемая по кровле годерзской свиты в районе Джавахетского нагорья. Эта впадина в позднеплиоценовое — четвертичное время служит ареной долеритовых излияний, образовавших Ахалкалакское плато, Абул-Самсарский хребет и Мокрые горы [23].

Важной особенностью формирования структурных трогов и впадин является их связь с простираем геосинклинальных и складчатых горных систем; в начальные стадии развития геосинклиналей характерно образование впадин, простираения которых согласны с общим простираем складчатых структур, при этом наблюдается субпараллельное тектонически зональное расположение глубоководного рва или трога, подводного хребта и, наконец, вулканической кордильеры, которая окаймлена со стороны континентальной платформы тыловой впадиной с эпиконтинентальным морем.

На Главном Кавказском хребте вулканические излияния орогенного цикла не были связаны с предшествующим геосинклинальным вулканизмом. Им сопутствовали горстовые поднятия, активизировавшие коровые очаги с трещинными и центральными типами извержений. С вулканическими районами транскавказского пояса воздымания были связаны повышенный тепловой поток и зоны крупных гравитационных минимумов, образованных разуплотнением в коре при образовании вулканических очагов. Крупнейшие субареальные вулканические извержения происходили в Армянской вулканической области и юго-западной Грузии — на Ахалкалакском нагорье и в Абул-Самсарском хребте. Общим стилем развития неогенового вулканизма являлась связь его с обширными прогибами областей будущих излияний и стадийным развитием крупных сводовых вулканотектонических поднятий.

Следует отметить аналогию между тектоническими позициями раннеорогенного вулканизма окраинно-континентальных районов



Тихого океана и тыловых зон межконтинентальных областей. Повсюду наложенные пояса опусканий в позднем неогене были охвачены вертикальными глыбовыми движениями, сопровождавшимися вулканизмом. Внешние тектонические зоны ранних орогенов Малой Азии в Тихоокеанском поясе являются аналогами внешних островных дуг, надвинутых на океаническую платформу. Аналогичному сжатию подвержены складчатые Понтические цепи, надвинутые на черноморскую плиту и обрамляющие с севера срединные массивы. Сходные надвиги на Куринскую плиту испытала Аджаро-Триалетия. Внутренняя Анатолия — раздробленный массив метаморфиче-

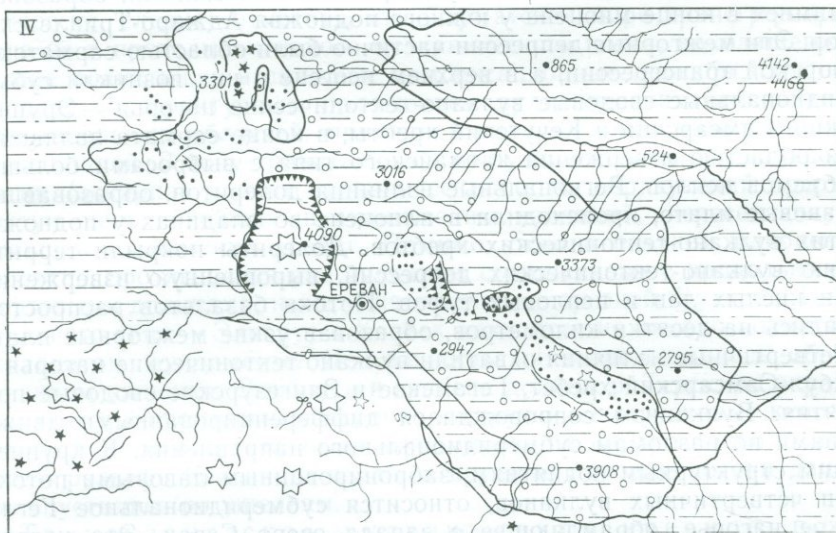
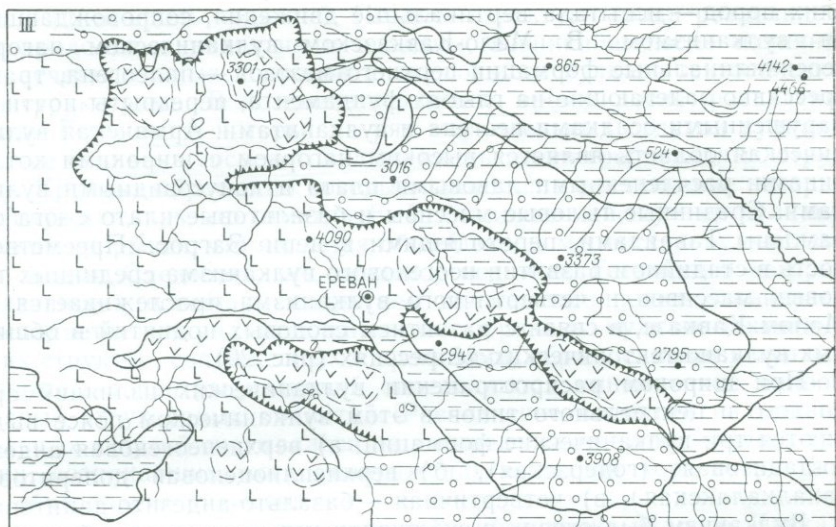


Рис. 20. Развитие вулканизма в центральной части альпийского орогена.
 I — поздний миоцен; II — поздний сармат, меотис, понт; III — поздний плиоцен; IV — четвертичное время.
 1 — наложенные прогибы; 2 — выступы фундамента; 3 — вулканотектонические поднятия (годерзская формация); 4 — платобазальты; 5 — ареальные излияния; 6 — вулканы центрального типа; 7 — разломы; 8 — горноскладчатые районы; 9 — континентальные отложения.

ских пород — испытала вертикальные движения, сопровождавшиеся вулканизмом. В Мало-Кавказском вулканическом нагорье геосинклинальные формации верхнего мезозоя — палеогена, трансгрессивно залегающие на глыбах фундамента, перекрыты почти не нарушенными осадками неогена и вулканитами. Армянская вулканическая область является высоким нагорьем с широкими котловинами, расчлененными лавовыми плато и конусовидными вулканами. Срединные тыловые массивы и базальтовые плато с юга обрамлены Тавридами, переходящими в цепи Загрос. Преемственность в стадийном развитии неогенового вулканизма срединных тыловых массивов и четвертичного вулканизма прослеживается на Малом Кавказе, в связи с развитием сводовых поднятий в обширных вулcano-тектонических депрессиях (рис. 20).

При широком распространении вулканических излияний аркального и центрального типов в этом вулканическом поясе выделяются три вулканические формации: а) верхнеэоценовая андезитодацитовая (годерзская), б) верхнеплиоценовая долеритовая (ахалкалакская), в) четвертичная — базальто-андезито-дацитовая.

Вулканизм был связан с субширотными впадинами, образовавшимися в конце миоцена у южного подножья Аджаро-Триалетских гор. Эти межгорные депрессии частично были областью сарматской морской трансгрессии, а в верхнем неогене в них возникли субмеридиональные сводовые вулcano-тектонические нагорья — Эрзушетский, Самсарский и Кечутский хребты, в конце сармата являвшиеся областью извержений катмайского типа с выбросами больших объемов пеплов. Региональные излияния долеритов, образовавших лавовые плато, происходили в плиоцене во впадинах у подножия этих вулcano-тектонических хребтов. Долериты покрыли территорию вулcano-тектонических депрессий, выровненную извержениями кислых лав и пепловых туфов. Потоки базальтов распространились на десятки километров, образовав узкие межгорные плато. Четвертичные излияния охватили вулcano-тектонические нагорья — Абул-Самсарский хребет, Гегамское и Зангезурские сводовые поднятия. Вулканизм сопровождался дифференцированными движениями по разломам субмеридионального направления. К крупнейшим структурным поднятиям, забронированным лавовыми потоками четвертичных вулканов, относится субмеридиональное Гегамское нагорье, обрамляющее с запада озеро Севан. Это нагорье имеет брахиантиклинальное строение и заключено в тектонической раме из более древних формаций. В олигоцене — нижнем миоцене нагорье входило в состав вулcano-тектонических депрессий, а с верхнего неогена преобладающую роль здесь играли вертикальные поднятия, сопровождавшие вулканизм. Горстовые поднятия образовали эскарпы, обращенные крутыми уступами к средней части нагорья. Излияния вулканов были приурочены к изгибам сводов, где формировались структуры растяжения, благоприятные для прорыва вулканических жерл.

Центры ранне- и среднечетвертичных излияний были связаны с образованием широкого свода, в пределах которого вулканы рас-

160

полагались вдоль поднятий. Позднее структура свода разделилась на продольные поднятия и впадины, возникшие после излияния раннечетвертичных покровов и являющиеся вулканотектоническими структурами. В позднечетвертичное время после разделения свода Гегамского нагорья на ряд параллельных вздутых вулканических излияния сосредоточились вдоль узких гребневидных структур. Крупные сбросы, по которым произошло расчленение нагорья, не служили, как это отметил Е. Е. Милановский, путями вулканических прорывов, что является общей закономерностью вулканизма на сводах. Следовательно, сводовое поднятие Гегамского нагорья, связанное с новейшим поднятием складчатого пояса Закавказья, распадается на ряд отдельных валообразных вулканотектонических структур, сопряженных с прогибами, обрамленными уступами. Разрывы и центры излияний определяются кинематикой валообразных структурных поднятий. Расчленение поднятий на ряд отдельных вздутых сказывалось на распределении вулканических трещин, возникавших, когда напряжения в земной коре возрастали до образования разрывов.

Оценивая вулканотектоническую обстановку Малого Кавказа в неогене, следует отметить, что Сарматское море трансгрессировало не в пределы активного вулканического пояса, находящегося в зоне поднятия, а в смежные компенсационные прогибы. Это совпадает со структурным положением вулканических поясов геосинклинальных областей, принадлежащих к зонам инверсии геосинклиналей. В зону транскавказского вулканотектонического поднятия (эскарпа) входит вулканический пояс, образующий прерывистую цепь новейших вулканических излияний, пересекающую Большой Кавказский хребет. Помимо этого в позднем плиоцене, вероятно, протягивался ряд вулканов, сопряженных с продольными рифтовыми долинами, ныне уничтоженными эрозией. Вулканы Центрального типа — Эльбрус и Казбек находятся на высоко поднятом складчатом фундаменте. Деятельность их сопровождалась образованием кальдеры Эльбруса и грабена долины р. Терек, по окраинам которой произошло внедрение экстрюзий. Экструзивные купола четвертичного возраста были сформированы на эрозионно-ледниковом рельефе Кельского плато, а крупные лавовые потоки дацитов спустились по ущельям.

Транскавказское вулканотектоническое поднятие, начиная с позднего неогена, связано с тектоническими структурами, поперечными к общему протяжению альпийской складчатой области. Наложенные структуры пересекают как Главный Кавказский хребет, так и Малый Кавказ, уходя на юг в пределы Турции. Впервые обратили внимание на важную роль этих структур А. П. Герасимов (1922 г.) и В. П. Ренгартен (1926 г.), отметившие наличие поперечного поднятия в Главном Кавказском хребте по меридиану вулкана Эльбрус.

Тектонические предпосылки связи Малого Кавказа с областью альпийской складчатости, лежащей к югу, а также зоны сочленения Большого Кавказа и Русской платформы изучены слабо. Име-

ются лишь предположения о приуроченности Ахалкалакского нагорья к поясу меридиональных структур Кавказского региона альпийской области. По Л. А. Варданянцу, это обширное меридиональное воздымание связано с движением Африкано-Аравийской платформы по направлению к Русской платформе. На Северном Кавказе оно представлено сильно дислоцированным контрфорсом, состоящим из Ставропольского поднятия и тесно связанной с ним Северо-Кавказской моноклинали. В пределах последней Скифская платформа приподнята до отметок 3000 м и изогнута в виде пологой антиклинали. Южная граница контрфорса проходит почти у самого Эльбруса, т. е. всего в 25 км от главного водораздела, с которым здесь совпадает зона наибольшего воздымания палеозойского фундамента. Антикавказ после интенсивной складчатости и дислокаций в палеогене и, может быть, в миоцене превратился в подобие плиты, которая в верхнем миоцене, плиоцене и постплиоцене испытала неравномерное поднятие до 2 км и раскальвание.

В. В. Белоусов отмечает два поперечных антиклинальных перегиба шарнира Кавказского антиклинория: на меридиане Эльбруса и в Дагестане. Первый из этих перегибов продолжается к северу, в области минераловодских интрузий — «лакколлитов» и далее на Ставропольском поднятии. И. Г. Кузнецов также рассматривает роль поперечных структур в размещении вулканических аппаратов Большого Кавказа.

Характеристику поперечной структуры и флексуры, ограничивающей Эльбруско-Ставропольское поднятие с востока, дает М. В. Муратов, рассматривающий также роль этих нарушений в новейшем вулканизме района. В. Е. Хаин и Л. Н. Леонтьев выявляют в структуре Большого Кавказа поперечные поднятия, служащие в дальнейшем исходными центрами проявления вулканизма, между которыми овальные погружения являлись полями палеоген-неогеновых трансгрессий.

На Большом Кавказе и на участках других складчатых систем поперечным разломам сопутствуют пояса наибольшей сейсмичности и аномалий силы тяжести. Активным тектоническим движениям соответствует максимальное проявление вулканической деятельности. В формировании поперечных структур Большого Кавказа следует отметить роль глубинных движений на стыке Скифской платформы и геосинклинали Большого Кавказа. Н. С. Шатский рассматривает поперечные структуры как эпиплатформенные образования, возникающие в форме узких грабенов и развивающиеся в процессе тектонических движений на границе древних платформ и складчатых областей. В дальнейшем эти поперечные перегибы преобразуются в структурные поднятия.

Поперечная структура Кавказской области простирается на север в область Восточно-Европейской платформы, а на юге за пределами Ирана она выражается в виде системы рифтов меридионального направления, пересекающих западную часть Аравийского массива. Эта дислокация, пересекая весьма разнородные структуры Русской платформы и Кавказа, налагает на них свой отпечаток.

Древние нарушения платформ проявляются в виде крупных флексур типа Ставропольского плато, осложненных разломами, или в виде поперечных поднятий, разделяющих, как это мы видим в Ахалкалакском районе, прогибы, окаймленные разломами и наложенные на южную часть Аджаро-Триалетской горно-складчатой страны.

Ранний этап развития речной сети, подчиненный продольным структурам Малого Кавказа, в миоплиоцене был нарушен и новейшие структурные движения, сопровождавшиеся вулканической деятельностью, определили развитие наложенной системы поперечной гидрографической сети: верхней части долины р. Куры и других рек и системы озер в субмеридиональных депрессиях (озера Табаскури, Тапаравани).

В районах наложенных глубинных разрывов, нарушающих унаследованно развивающуюся систему тектонических структур, проявляются мощный вулканизм и сейсмичность, характерные для всей альпийской области Евразии.

История новейшего тектонического развития Малого Кавказа также характеризуется мощным вулканизмом, частично компенсирующим вертикальные тектонические движения. При этом весьма характерна связь вулканизма с наложенными субмеридиональными структурами. Они проявляются в вулcano-тектонических депрессиях, которые возникли в позднем миоцене по окраинам горных систем, сложенных образованиями верхнего мела — палеогена. Е. В. Думитрашко и Е. Е. Милановский отмечают усиление интенсивности неотектонических движений в юго-восточной части Кавказа и более молодой их возраст. Для Малого Кавказа характерно отступление к юго-востоку молодых впадин по мере осушения геосинклинальной области.

М. А. Кашкай и Г. П. Тамразян в 1954 г. выдвинули представление о близмеридиональных зонах поперечных дислокаций Крымо-Кавказской зоны, придавая им существенное значение. Формирование теплового потока из глубин Земли и магматизма связано со структурными поднятиями в зонах пересечения (узлов) продольных и поперечных дислокаций. И. В. Кириллова отмечает существенную роль поперечных структур в развитии Кавказской области. К ним относятся ряд выявленных структурных перегибов: Тбилисский, Закатальско-Нухинский, Кондомский. Более древний возраст поперечных перегибов-поднятий позволяет наметить связь по этим структурам между Малым и Большим Кавказом.

Формирование Ставропольско-Эльбрусского поперечного поднятия прослеживается в истории района с начала раннего (?) или среднего карбона. Представляет большой интерес рассмотрение продолжающихся к югу аналогов этого поднятия. Области поперечных перегибов земной коры в альпийской геосинклинали Кавказа на различных этапах истории могут рассматриваться как зоны растяжения структурного поднятия. Формирующиеся прогибы играют роль бассейнов осадконакопления, а поднятия являются районами интенсивной вулканической деятельности и сноса. Древние

этапы истории поперечных структур Кавказа выявляются с большей полнотой в районах крупных поднятий и интенсивной эрозии. Для изучения Ахалкалакской поперечной структуры в связи с эволюцией Аджаро-Триалетской области геологическому рассмотрению доступны отложения и структуры мезозоя — кайнозоя.

В 1965 г. Е. Е. Милановским выделяется зона Транскавказского поперечного поднятия, фланги которого ступенчато понижаются к Черному и Каспийскому морям. К этому поднятию относятся Араратско-Енгиджинское поднятие (горст Араратской котловины), массив горы Арагац, Мокрые горы и Храмский массив, Дзирульский массив, палеозойское ядро Главного Кавказского хребта, массив Эльбруса, Ставропольское поднятие; с поясом совпадает плиоценово-антропогеновый вулканизм. Северное звено данной поперечной структуры Ю. П. Масуренков рассматривает как глубинный разлом, секущий тектонические зоны общекавказского направления почти вкрест простирания. Это представление основано на том, что вдоль поперечной зоны начиная с конца каледонского цикла наблюдается смена мощностей и фаций различных отложений продольных зон, а также выклинивание фациальных зон. Изменение направления и интенсивности тектонических движений говорит о том, что поперечные зоны являются региональными швами, к которым примыкают участки различного тектонического режима, служащие поверхностным выражением глубинных разломов.

Поперечные поднятия юрского времени в пределах Сомхето-Кафанской и Севанской зон Малого Кавказа в течение всего мезозоя почти не изменяли свои очертания. В пределах Большого Кавказа в позднемеловое время происходит структурное обособление Казбекско-Севанской зоны поперечного поднятия. Наряду с Центрально-Кавказским (Ставропольско-Ванским) поперечным поднятием предполагается также менее выраженное в современной структуре Кавказа Западно-Каспийское поднятие, вблизи которого происходит выклинивание Мало-Кавказской эвгеосинклинали.

Данные Ю. П. Непрочнова подтверждают возможность существования древних субмеридиональных структур в Крымском регионе альпийской складчатой системы. Вероятно предположение о поздненеогеновом поясе вулканизма, проходившем через южную часть Крыма и объединявшем в структурно-формационном плане области Карпат и Малого Кавказа.

По Е. Е. Милановскому, кайнозойская вулканическая деятельность Кавказского хребта и Армянского нагорья приурочена к зоне Транскавказского поперечного поднятия. Сюда относятся все вулканические проявления Большого Кавказа, Грузинского Среднего массива, Ахалкалакского нагорья и Армянского вулканического нагорья. Следует подчеркнуть, что зона транскавказского субмеридионального поднятия продолжается на юг в Африканском поясе рифтогенеза, а на север — на Ставропольском плато. Транскавказское поднятие обусловило в неоген-четвертичное время мощные базальтовые излияния на юго-востоке Турции, в Иране, Сирии, Иордании и рифтовых зонах Восточной Африки.

Северная Америка. Позднекайнозойский вулканизм на западе Северной Америки в основном наложен на орогенный пояс, консолидированный в киммерийскую и ларамийскую складчатости. В юрское время проявился первый этап вулканизма в геосинклинальных условиях, осложненных рифтогенезом. Второй этап вулканизма в меловой период выражен подводными излияниями с формированием островных дуг. Третий этап вулканизма на границе с платформой и тыловыми прогибами ознаменовался плиоцен-четвертичным орогенным вулканизмом высоких поднятий, связанных с крупными рифтовыми долинами. По поперечным долгоживущим разломам изливались поздние базальты тыловых прогибов.

Вулканизм Северной Америки связан с различными структурными провинциями: складчатыми хребтами Тихоокеанского обрамления (Каскадные, Скалистые горы); плато, образующими пологоволнистые поверхности и сложенными покровами осадочных пород и лав, и, наконец, провинцией Хребтов и Бассейнов, представляющей собой сложную структуру рифтов и нагорий и примыкающей на юг к Калифорнийскому заливу.

Отмечаются три главных морфоструктурных уровня новейшего вулканизма Северной Америки: а) подводные рифты, б) лавовые плато, в) складчато-глыбовые кордильеры.

Вулканическая деятельность позднеплиоцен-плейстоценового времени совпадает с проявлением тектонических движений. Рифтогенез — важнейший вулканотектонический процесс — определил структурный облик обширной области Хребтов и Бассейнов, а также базальтовых плато Колумбии и Змеиной реки. Лавовые плато в зависимости от фундамента и высоты поднятий образуют уступы над плоскогорьями, сложенными древними породами, и имеют площадное распространение, местами ограниченное разломами в виде горстов. На фоне этих вулканических областей поднимаются высокие Кордильеры, вулканы которых образуют главный вулканический рельеф континента. К восточному склону Каскадных гор прилепляется вулканический рельеф, переходный к лавовым плато, — щитовые базальтовые вулканы Низких Каскад, далее в глубь страны переходящие в базальтовые и риолитовые лавовые плато. Соответственно увеличивается роль континентальных формаций.

Областями обширных лавовых излияний являются плато Колумбийское и Змеиной реки. Это тыловые предгорные структуры, фундамент которых сложен гетерогенными формациями, обрамленными прилегающими поднятиями Скалистых и Каскадных гор. Лавовые покровы залегают на расчлененном горном рельефе, местами выровненном до равнины. Лавовые плато лежат в предгорьях Каскад, на склонах которых высоко воздымаются лавовые покровы. Поверхность лавовых плато прорезана глубокими каньонами и испытывает коробление субширотного простирания. Высота плато на юге достигает 1800 м и мощность лавовых покровов увели-

чивается. В районе слияния рек Колумбии и Змеиной плато испытало наибольшее мульдообразное прогибание.

Большой Бассейн, отделенный от Колумбийского плато тектоническими уступами, является относительно опущенной территорией и его можно расценить как область срединного массива ларамийского орогенеза, заключенного между складчатыми цепями западной Тихоокеанской окраины континента.

Провинция Хребтов и Бассейнов западной части Северной Америки имеет много общего в структуре с Восточно-Африканской рифтовой зоной. Ранний обширный геоантиклинальный свод, образованный в Калифорнии перед формированием тектонического рельефа, напоминает сводообразование в юрское и послемеловое время, за которым следовало рифтообразование в Восточной Африке. Этот орогенический цикл на стадии поднятия сводов включает крупные вулканические излияния, которые сменились после рифтообразования локальными извержениями центрального типа. В связи с вулкано-тектоническими движениями находящаяся не только сбросы и горсты, но складчатость и надвиги, возникающие в процессе орогенеза. Поверхности выравнивания в провинции Бассейнов и Хребтов свидетельствуют о вертикальных поднятиях, сопровождавших этапы вулканической деятельности. При этом, так же как и в Восточной Африке, здесь неоднократно поднятию горстовых хребтов, сопутствовал рифтогенез.

Рифтовая зона провинции Хребтов и Бассейнов Калифорнии наложена на срединный массив в пределах мезозойской геосинклинальной области. Позднекайнозойские базальты к юго-западу от плато Колорадо испытывают изменение от ранних щелочных базальтов к более поздним толеитам. Неоген-четвертичные базальты на флангах рифта изливались после сводового поднятия на дне рифта Рио-Гранде, а контрастная базальт-риолитовая ассоциация приурочена к дорифтовому этапу. Котловины Большого Бассейна разделены цепями гор, сложенных допалеозойскими и палеозойскими метаморфическими породами и гранитами, на которых лежат мощные мезозойские геосинклинальные формации.

Вулканизм в Большом Бассейне представлен многостадийными излияниями, начало которых относится к раннепалеогеновому времени. На глыбовом фундаменте расположены вулканические аппараты, сложенные базальтовыми, андезитовыми и риолитовыми лавами, а пепловые отложения заполняют котловины многочисленных озер. Четвертичные вулканы разнообразны: от лавовых покровов и щитовых вулканов до пепловых конусов и экструзий. В юго-западной части Колумбийского плато плейстоценовый вулканизм проявлялся в виде лавовых потоков, шлаковых конусов и пепловых отложений. Лавовые поля примыкают к восточной окраине Каскадных гор и базальты плиоплейстоценового возраста образуют массивы щитовых вулканов и лавовых плато, опускающихся уступами к востоку. Глыбовая тектоника создала многочисленные рифтовые долины, на фоне развития которых проявлялись базальтовые, андезитовые и риолитовые извержения. Громадные грабены

разделяют Калифорнийские береговые цепи гор; их заполняют озера и лагуны, а на западе — обширный Калифорнийский залив. Поднятие плато Сьерра-Мадре происходило синхронно с опусканием грабена Калифорнийского залива по крупным сбросам плейстоценовых сбросовых нарушений поздней фазы орогенеза. Река Колорадо на поверхности опустившейся впадины Солтон образовала обширную дельту, заполнившую грабен, ограниченный плейстоценовыми сбросами. Рифт Калифорнийского залива обрамлен горстами, на которых расположены потухшие и разрушенные вулканические постройки. Вероятно происхождение 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 глубинному строению коры и мантии сходен со срединно-океаническими хребтами. Осевая рифтовая зона, продолжающая Восточно-Тихоокеанскую, проходит по разлому Бланко между хребтами Горда и Хуан-де-Фука, имеющими типичный для срединно-океанических хребтов грядовый рельеф. Наряду с утонением базальтового слоя здесь, по П. Делингеру, наблюдается подъем кровли верхней мантии с разуплотнением ее вещества и уменьшением сейсмических скоростей на разделе Мохо до 7,2—7,5 км/с.

Представлению о «спрединге» Калифорнийского залива противоречит структурная связь между Калифорнийским полуостровом и Южной Сьерра-Мадре Тихоокеанского побережья Центральной Америки. Звеньями этой складчатой системы являются подводный Капский хребет и острова Лас-Грес-Мариас у тихоокеанского побережья.

Вулканические формации Калифорнии относятся к орогенному типу, подчеркивая сходство грабена Калифорнийского залива с рифтовой системой Анд Южной Америки.

Структура Восточно-Тихоокеанского поднятия приближается по своему типу к раннеорогенным системам западной части Тихого океана. Вулканы достигают высоты 2 км, возвышаясь на водораздельном складчатом хребте. Калифорнийский залив как молодой рифт сопоставим по возрасту с рифтами Красного моря и рифтовыми долинами Центральной Америки. При бурении с НИС «Гломар Челленджер» (64 и 65-й рейсы) из одной скважины с глубины моря около 3 км был поднят образец гранита, выветренного в условиях засушливого климата. У входа в Калифорнийский залив скважины достигли потоков подушечной лавы, излитой вдоль осевой зоны рифта и сходной с лавами рифта Исландии. Толентовые базальты рифта сходны с базальтами срединно-океанических хребтов и содержат ксенолиты континентальных пород. Лавовые потоки переслаиваются осадками и образуют силлы с возрастом 3—4 млн лет. Исследования на о. Тортуга в Калифорнийском заливе выявили сложную историю кальдерного вулкана Тортуга, сложенного двумя базальтовыми генерациями [43], фундамент которых образован древней палагонитовой толщей. Вулкан образован толеито-

выми базальтами, типичными для срединно-океанических хребтов (по отношению ^{87}Sr , ^{86}Sr). Плаггиоклазовые порфириновые базальты и их туфы падают на северо-запад, являясь субэвральской базальтовой формацией, излитой до формирования залива, возраст которого не более 1,7 млн. лет. Центральный кальдерный вулкан, образующий остров в заливе, сходен с аналогичными толеитовыми вулканами, встречающимися в рифтовых долинах Центральной Америки.

Следует подчеркнуть, что аналогичные морфоструктурные условия вулканизма отмечаются для восточной части Мексиканского вулканического пояса, расположенного между Тихоокеанским побережьем и побережьем Карибского моря, образующего цепь активных плиоцен-четвертичных вулканов, протягивающегося через центральную Мексику. Для восточной части этого пояса характерны низкие щитовые вулканы с кальдерами до 3,5 км в диаметре. По типу формации они относятся к щелочной базальтовой ассоциации (щелочные базальты — гавайиты) и образованы на коре континентального типа. Однако можно допустить, что эти вулканы расположены, так же как и калифорнийский вулкан, на пониженном ГУВИ в зоне деструкции континентальной окраины. Этим объясняется переходный к океанической обстановке формационный тип этих вулканов, отражающих начальный процесс разрушения континентальной литосферы и ее океанизации, подобно деструкции континентальной коры Западной Африки. При этом образуются многочисленные рифтовые долины, на фоне которых происходят базальтовые, андезитовые и риолитовые извержения. Вулканизм орогенного этапа проявился в рифтовой впадине Калифорнийского залива, примыкающего к Большому Бассейну и его пустыням с юга.

Центральная Америка. Плиоценовые движения привели к орогенезу на тихоокеанском побережье Америки и создали перешеек между двумя континентами. В конце плиоцена и в начале четвертичного времени по зонам разломов вдоль западного побережья этого перешейка произошли поднятие и эрозия, обнажившие юрские породы. При этом были образованы цепи вулканов, протягивающиеся из северной части Никарагуа на юг в Коста-Рику. В течение позднечетвертичного времени прекратились извержения в Панаме, а в тихоокеанской цепи вулканов в Коста-Рике вулканизм постепенно ослабевал. Вулканический пояс был наложен на геоантиклинальное ядро Центральной Америки и прослеживается вдоль оси Сьерра-Мадре в восточной Мексике и Гватемале, а затем уходит на юго-восток.

Пояс мезозойско-кайнозойской складчатости вдоль Тихоокеанского побережья достигает Антильской дуги и протягивается в широтном направлении на севере и западе Гватемалы. К структурам такого типа относится и поперечная вулканическая сьерра на юге Мексики, несущая ряд действующих вулканов. На юго-западе, параллельно берегу проходит глубоководный желоб (глубина до 6602 м). Геоантиклинальное поднятие (гомолог внешней

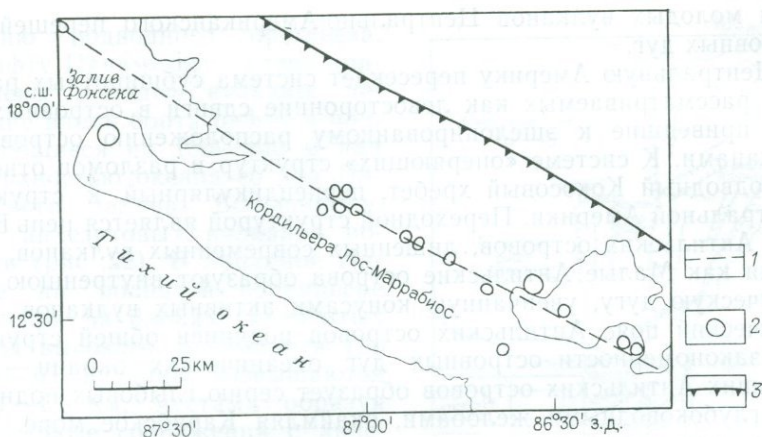


Рис. 21. Схема тектонической структуры вулканического пояса Центральной Америки.

1 — вулканическая ось; 2 — вулканы; 3 — уступы рифта

островной дуги) обрывается на северо-востоке рифтовой зоной, с которой связан современный вулканизм.

Вулканы Центральной Америки вытянуты вдоль Тихоокеанских разломов, связывающих орогенные структуры Северной и Южной Америки, и значительное их число ныне действует. Эта область, лишь в позднем неогене вступившая в орогенное развитие, прилегает к впадине Антильского моря (рис. 21). Вулканический пояс протягивается от Колумбии до Мексики на протяжении 2,5 тыс. км как геосинклинально-раннеорогенный пояс интенсивной складчатости и вулканизма, для которого характерно положение на границе океанической платформы Тихого океана и внутреннего моря Атлантического океана. Платформенные структуры представлены срединными массивами разных рангов. Подвижные части Флоридской и Юкатанской платформ характеризуются магнитными аномалиями, свидетельствующими о присутствии вулканических пород, залегающих на глубинах 6—11 км ниже уровня моря. Карибский регион, вероятно, является погружившимся континентальным массивом, включающим гипотетический срединный массив Мексиканского залива и Карибского моря, а Большие Антильские острова служат его реликтами. Гравитационные данные показывают значительные положительные аномалии в центральных районах как Мексиканского залива, так и Карибского региона, которые могут быть вызваны подъемом основной магмы.

Типы вулканов соответствуют раннеорогенному вулканизму; преобладают андезитовые стратовулканы, возвышающиеся над лавовыми плато, и базальтовые кальдерные щитовые вулканы, деятельность которых угасла. Вулканизм сосредоточен в узкой зоне вблизи тихоокеанских побережий, параллельных Центрально-Американскому желобу. В неоген-четвертичное время здесь образованы

цепи молодых вулканов Центрально-Американского перешейка и островных дуг.

Центральную Америку пересекает система субширотных разломов, рассматриваемых как левосторонние сдвиги в островных дугах, приведшие к эшелонированному расположению островов с вулканами. К системе «оперяющих» структур и разломов относится подводный Кокосовый хребет, перпендикулярный к структуре Центральной Америки. Переходной структурой является цепь Больших Антильских островов, лишенных современных вулканов, в то время как Малые Антильские острова образуют внутреннюю вулканическую дугу, увенчанную конусами активных вулканов. Вулканический пояс Антильских островов подчинен общей структурной закономерности островных дуг океанических окраин — цепь Больших Антильских островов образует серию глыбовых поднятий над глубоководными желобами, окаймляя Карибское море. Вулканическая деятельность связана с внутренней молодой дугой Малых Антильских островов, проявляясь в ее восточной части — Наветренных островах. Вулканы Малой Антильской дуги возвышаются над подводными и надводными вулcano-тектоническими сводами (острова Гренада, Сент-Винсент, Мартиник) эоцен-неогенового возраста. Вулканические сооружения относительно небольшой высоты (Мон Пеле — 1397 м, Суфриер — 1234 м) сложены андезито-дацитовыми лавами и туфами. Характерны эксплозивные кальдеры и экструзивные купола-obelisks. В той же вулканической дуге находятся вулканы островов Сан-Люсия, Сент-Винсент.

Мексиканский вулканический пояс — сложная структура, в которой развиты пересекающиеся системы тектонических нарушений и широтный пояс четвертичных вулканов. Долина Мехико представляет собой меридиональную структуру грабен-синклинали с тремя периодами вулканической деятельности: олигоцен-миоценовым, плиоценовым и четвертичным. Вулканы поднимаются над фундаментом, достигающим вблизи водораздела высоты 2000—4000 м и имеют абсолютную высоту свыше 5000 м. Вулканические линейменты переходят далее в тихоокеанский разлом Кларион. Подобную структуру также имеет широтный разлом Клиппертон, проходящий к востоку по подводному вулканическому хребту Туантепек, продолжаясь далее в желоб Кайман.

Вулканы известны и в Гватемале, в южной части Гондураса, в Никарагуа и Сальвадоре, где области кайнозойского вулканизма связаны с развитием блоковой тектоники. Грабены имеют северо-западное и близширотное направления, стыкуясь с зоной геосинклинальных впадин Никарагуа и Панамы. Дислокации и сдвиги из Центральной Америки переходят в структуры островных дуг.

В Гватемале начинается центрально-американский вулканический пояс, протягивающийся вдоль Тихоокеанского побережья, пересекая вулcano-тектоническую впадину оз. Никарагуа и выходя к Атлантическому океану. Над лавовыми плато возвышаются многочисленные действующие и потухшие вулканы, образующие ряды на тектонической раздробленной окраине материка, знаменующей

стадию подводного орогенеза. К рифту Панамского залива приурочены молодые вулканы, лежащие вдоль борта рифта и поднимающиеся на 150—200 м над поверхностью океана со дна Панамского залива. Большинство этих андезитовых вулканов потухли (рис. 22). В Западной Панаме на поднятой кордильере Табасара на блоках складчатых пород высокого фундамента (до 2500 м) вулканы возвышаются на 1—1,5 км, местами образуя кальдерные сооружения с андезитовыми и риолитовыми куполами. Вулканы образованы как на дне рифтов, так и на блоках древнего фундамента по бортам рифта, а также на фундаменте кордильеры Табасара, Гаунакоста, Лос-Маррабинос.



Рис. 22. Телескопированные рифты Панамского залива.

1 — эскарпы рифтов; 2 — ось вулканотектонического поднятия Галапагосского рифта; 3 — глубоководный желоб; 4 — подводные хребты

Горные плато, окаймляющие рифты в Никарагуа, — поднятые горсты древних кристаллических пород. Росту вулканов центрального типа предшествовали трещинные излияния неогенового времени, образовавшие покровы кислых лав и их туфов. В плейстоцене и голоцене на этих лавовых плато выросли крупные андезито-дацитовые вулканы с подчиненными излияниями базальтов, образующими в восточной части рифтов щелочно-базальтовые вулканы (ныне потухшие). Вулканы поднимаются в окрестностях озер Никарагуа и Манагуа, лежащих во впадинах рифтов. Это крупные стратовулканы конусовидного типа. В Никарагуа 12 активных вулканов и очень много вулканов в сольфатарной стадии и недавно угасших. Вулканы в рифте Никарагуа образуют надстройки на вулканическом щите высотой около 1 км. Относительная высота вулканов, расположенных на оси вулканического щита, 300—500 м. В рифтовой зоне Никарагуа вулканы центрального типа являются аналогами вулканов восточного вулканического пояса. Рифт продолжается в Сальвадоре, где вдоль его борта сохранились остатки плиоцен-плейстоценовых вулканов, увенчавших свод рифта до его обрушения. Современный вулканизм вблизи тихоокеанского побережья представлен в Сальвадоре, где более 10 вулканов считаются активными. В средней части Сальвадорского рифта характерна наложенная вулканотектоническая депрессия оз. Илопанго с множеством вулканов андезито-дацитового типа.

Рифты Гватемалы продолжают эти вулканотектонические структуры, заполненные плейстоцен-голоценовыми вулканами, частично действующими. Ряд вулканов расположен в вулканотектонической депрессии оз. Атитлан, а также венчает кордильеру Ке-

сальтенанго. Эта антиклинально-горстовая структура несет вулканы, поднимающиеся до абсолютной высоты 3—4 км.

Южная Америка. Вулканические регионы Южной Америки — Анды состоят из трех горных цепей — Западной, Центральной и Восточной Кордильер, разделенных продольными долинами. Характерны различные тектонические и вулканотектонические условия проявления вулканизма.

Кульминация вулканизма в миоцен-плиоцене на межгорных плато высокоподнятых Анд привела к мощным извержениям пирокластических потоков, образовавших игнимбритовые плато. В четвертичное время здесь проявлялся андезитовый вулканизм (реже базальтовый) с образованием вулканов центрального типа. На востоке Анд излияния толеитовых лав сменялись щелочными (Аргентина). При этом в Патагонии, в Главной Кордильере, а также на высоком плато Пуна происходили мощные вулканические извержения, продолжавшиеся в течение плиоцена и в четвертичном периоде. В конце плиоцена контрастные движения создали крупное поднятие Главной и Патагонской Кордильер. Четвертичная вулканическая деятельность более активно проявлялась на юге Анд и убывала к северу в Эквадоре и в Колумбии.

Эквадору-Колумбийская вулканическая область образована складчато-глыбовыми блоками палеозойско-мезозойского возраста, увенчанными цепями молодых вулканов. В рифтовых долинах между Западной и Центральной Кордильерами, в Центральной Кордильере и в ее грабенах, в зоне центрального «раструба» — расширения — расположены молодые вулканы. Большинство четвертичных вулканов относится к восточной Кордильере Реаль, а вулканы Эль-Сангай и Ревентадор расположены в нескольких десятках километров восточнее рифтовой долины, вблизи надвиговой структуры, ограничивающей с востока метаморфические толщи.

Кордильера-Реаль образована домеловыми складчатыми и кристаллическими породами с палеозойским фундаментом и увенчана активными и потухшими вулканами Эквадора. Здесь между двумя Кордильерами расположен прогиб Кито, представляющий собой рифт, выполненный вулканогенно-осадочными отложениями миоцен-четвертичного возраста и отличающийся крупными вулканами. Следует отметить, что высочайший из современных действующих вулканов — Котопахи имеет абсолютную высоту 5950 м с относительной высотой конуса около 3000 м. Таким образом, этот орогенный вулкан по абсолютной высоте конуса значительно ниже, чем действующие вулканы ранних орогенов (Ключевской), и платформенных областей (Килиманджаро).

Андезитовые вулканы расположены вблизи разломов, ограничивающих рифтовые долины, образуя параллельные ряды, но ныне большинство их угасло (рис. 23). В незначительном количестве встречаются базальтовые лавы. Северный вулканический пояс Южной Америки тянется на расстоянии 1200 км (от 4° ю. ш. до 6° с. ш.). Вулканы лежат в продольных внутригорных прогибах, в рифтах и на их бортах. Грабен Кито в Эквадоре знаменует начало вул-

канизма в миоцене, а максимумом в плиоцене; в плейстоцене — голоцене возникли андезитовые вулканы, активные в настоящее время. В Перуано-Чилийской вулканической области Центральные Анды достигают ширины 750 км. У Тихого океана расположены Западные Кордильеры, а восточнее лежат плато Пуна и Альтиплано — приподнятый рифт, образующий плоскогорье на высоте 4 км с оз. Титикака и разрозненными цепями вулканов. Вулканы на миоцен-плиоценовом риолитовом плато водораздела Западной Кордильеры образует цепи андезитовых конусов с абсолютной высотой 5—6 км, поднимающихся над фундаментом на 1—2,5 км.

В течение большей части палеогенового времени плато Альтиплано было опущено относительно соседних Кордильер, а в орогеническую фазу в плиоплейстоцене возникли современные тектонические поднятия, сопровождавшиеся ростом вулканов.

В плиоцене в Центральных Андах происходили мощные излияния дацитов, андезитов и выбросы туфов. В Бразилии ряд высоких изолированных пиков, поднимающихся на высоту 5000—6500 км, увенчаны вулканами. Вулканическое плато южного Перу скрывает подстилающие его структуры и породы между Андским батолитом и прогибом Титикака. На поверхности обнажены горизонтальные или полого изогнутые новейшие вулканические породы.

Вулканическая западная Кордильера пересекает Чили и Перу и захватывает западную окраину Боливии. Вулканизм здесь разделяется на два крупных этапа — миоценовый с излиянием мощной липаритовой формации, перекрывшей сводовое поднятие, разбитое крупными разломами, и плиоцен-плейстоценовый с образованием во внутренней цепи многочисленных, беспорядочно разбросанных стратовулканов, возвышающихся над равнинами Пуны. Хотя абсолютная высота отдельных вулканов превышает 6 км, по относительным размерам они являются типичными орогенными вулканическими сооружениями, поднимающимися над высоким цоколем гор,

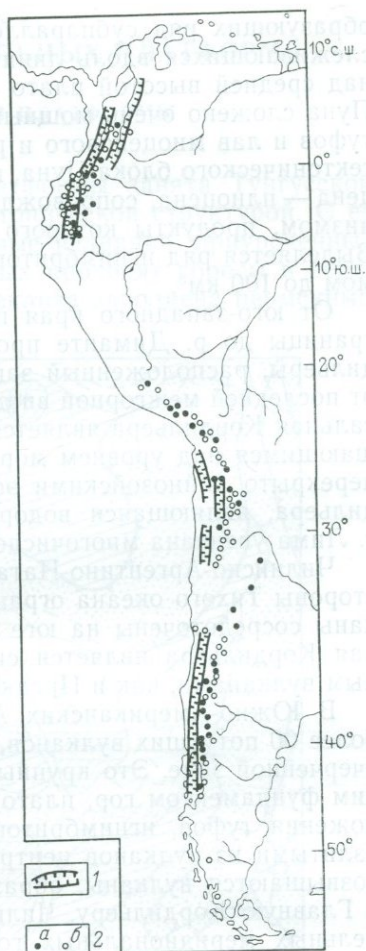


Рис. 23. Вулканический пояс Южной Америки.

1 — рифты; 2 — вулканы: а — действующие, б — потухшие

образующих ряд субпараллельных меридиональных хребтов, прослеживающихся вдоль линий разломов. Эти хребты возвышаются над средней высотой плато Пуна приблизительно на 1 км. Плато Пуна сложено очень мощными толщами андезитовых и дацитовых туфов и лав миоценового и раннеплиоценового возраста. Поднятие тектонического блока Пуна, происходившее в течение позднего миоцена — плиоцена, сопровождалось мощным игнимбритовым вулканизмом, продукты которого известны на обширных территориях. Выделяется ряд игнимбритовых толщ мощностью до 125 м и объемом до 100 км³.

От юго-западного края плато Пуна и чилийско-аргентинской границы до р. Диманте протягивается хребет Фронтальной Кордильеры, расположенный западнее Предкордильеры и отделенный от последней межгорной впадиной. На протяжении 1 тыс. км Фронтальная Кордильера является непрерывным горным поясом, возвышающимся над уровнем моря на 6—7 км. Ее южное продолжение перекрыто кайнозойскими эффузивами и туфами. Западная Кордильера, являющаяся водораздельным хребтом, южнее широты г. Лима увенчана многочисленными вулканами.

Чилийско-Аргентино-Патагонская вулканическая область со стороны Тихого океана ограничена Береговой Кордильерой, а вулканы сосредоточены на юге в среднеплейстоценовом рифте. Главная Кордильера является складчато-глыбовым хребтом, увенчанным вулканами, как и Предкордильера Аргентины.

В Южно-Американских Андах известно около 50 активных и более 60 потухших вулканов, расположенных в узкой тектонически очерченной зоне. Это крупные стратовулканы, поднятые над высоким фундаментом гор, плато и вулкано-тектонических рифтов. Отложения туфов, игнимбритов и пемзы пересланываются с лавами, излитыми из вулканов центрального типа. На Патагонских Андах возвышаются вулканы, образующие цепи, переходящие к востоку в Главную Кордильеру. Чилийский ороген состоит из двух параллельных меридиональных горных цепей, разделенных долиной. Западная цепь — Кордильера Коста имеет высоту 1200 м над уровнем моря и вылоаживается на севере Чили. Четвертичные вулканы в межгорном рифте сходны с вулканами островов типа Гавайских и Исландии. К западу от Чили располагается подводный хребет Наска, представляющий собой боковой хребет Перуанских и Чилийских Анд, погруженный в Тихий океан. Все эти особенности геологии и подобные черты геоморфологии свойственны Восточно-Тихоокеанскому поднятию и Срединно-Атлантическому подводному хребту. Следует отметить, что рифтовой срединной долиной, характеризующейся излиянием толентовых базальтов, является Калифорнийский залив.

ВУЛКАНИЗМ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ПЛАТФОРМ

ВУЛКАНИЗМ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Центральная часть Сибирской платформы занята Тунгусской синеклизой — крупнейшей вулcano-тектонической структурой. С ее окраинами связаны мощные базальтовые излияния, приуроченные к флексурным разрывам, вдоль которых проходят сбросы в верхнем структурном ярусе (рис. 24). Синеклиза заполнена пермскими

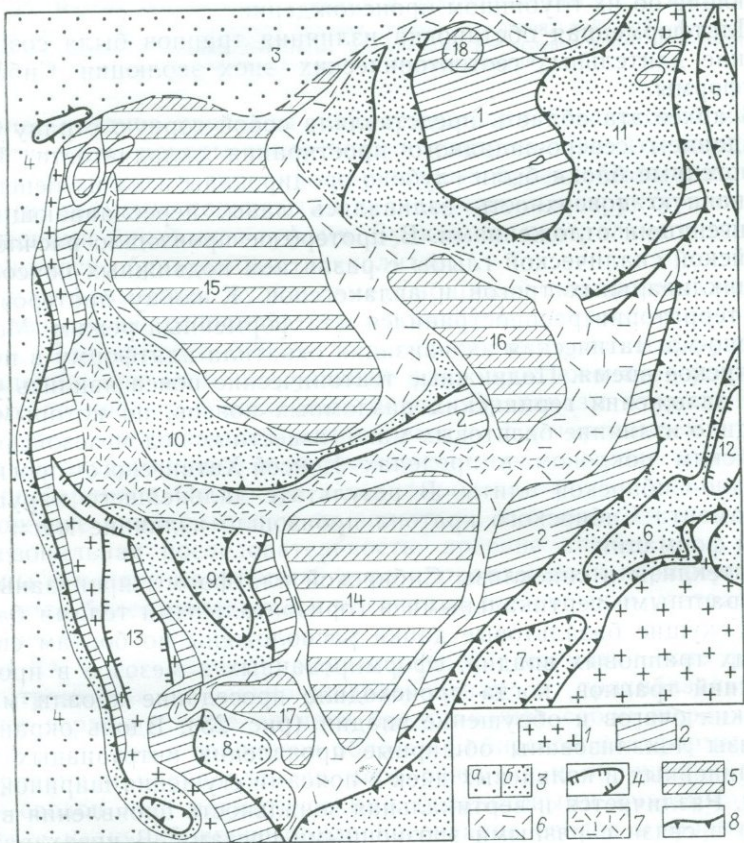


Рис. 24. Тектоническая схема центра Сибирской платформы (по П. Е. Оффману).

1 — докембрий; 2 — антеклизы (1 — Анабарская, 2 — Катангская); 3 — синеклизы: а — мезозой-кайнозой и б — позднего палеозоя (3 — Хатангская, 4 — Западно-Сибирская, 5 — Верхоянская, 6 — Ньюйская, 7 — Верхнеленская, 8 — Бириусинская, 9 — Вельминская, 10 — Курейская, 11 — Оленекская); 4 — грабены (12 — Вилюйский, 13 — Черемховский); 5 — трапповые пояса (14 — Ванаварская, 15 — Путоранская, 16 — Мархинская, 17 — Мурская, 18 — Попгайская), флексуры, сбросы, трещины насыщенные дайками и штоками основных пород; 6 — мелкие дайки, штоки и трубки; 7 — пояса крупных даек; 8 — тектоноизогипсы

континентальными и нижнетриасовыми туфогенными отложениями тунгусского комплекса. В юго-западной, значительно приподнятой ее части развиты интрузивные диабазы, прорывающие угленосные отложения; центральная, прогнутая часть связана с обширной туфогенной толщей мощностью 600—700 м, к северу от которой начинаются поля лав. Вследствие проседания Сибирской платформы возникли растяжения, сделавшие ее проницаемой для внедрения и массового излияния расплавов базальтов. В северо-западной части платформы они произошли в триасе, когда единый толеитово-базальтовый магматизм охватывал все континенты и океаны. Трапповые поля континентов и дна океанов имеют генетическое сходство: однообразие типов базальтов и огромные объемы, свидетельствующие об их глубинном происхождении.

Платформенная обстановка излияния траппов была создана в течение длительных геотектонических эпох эволюции Сибирской платформы.

В архее эта область представляла собой горную страну с преобладанием северо-западного простирания складчатости. Позже трафогенные блоки были глубоко эродированы и на их пенепленизированной поверхности изливались лавы, переслаивающиеся с терригенными отложениями. В протерозое произошло расчленение архейской сиалической глыбы с развитием подвижных поясов субгеосинклинальных трогов и авлакогенов. К концу протерозоя на всей территории распространился платформенный режим. Мощная тектоно-магматическая активизация охватила платформу в позднегерцинское время. Подвижные тектонические пояса явились участками заложения герцинских разломных поясов, по которым происходило излияние базитовых магм, известных под мезозойско-кайнозойским покровом в пределах Енисей-Хатангского прогиба и Западно-Сибирской плиты. В результате дальнейшего нарушения фундамента Сибирского кратона произошло излияние магм трапповой формации.

Антеклизы и синеклизы Сибирской платформы пронизаны разновозрастными вертикальными и горизонтальными телами базальтов. Секущие базальтовые дайки расположены по бортам своеобразных трапповых впадин, сформированных в мезозое в процессе излияний траппов, когда происходило проседание кровли магматических очагов и обрушение впадин (рис. 25). Вдоль окраин синеклизы локализованы обширные проявления интрузивных траппов, линейных и кольцевых даек с поясами сгущения шириной 20—25 км. Различается и вертикальная зональность проявления вулканизма в связи с разными эрозионными срезами. В низах разреза и на флексурах среди толщ нижнего палеозоя известны параллельные линейные дизъюнктивные нарушения с протяженными вертикальными дайками. В верхних структурных этажах выявлены ветвящиеся, неправильные и кольцевые дайки, интрузии неправильной формы, силлы, вулканические жерла и трещины, заполненные туфами. На пересечениях трещинных зон проявлялся эксплозивный вулканизм. На заключительных стадиях в триасе — юре внедрились

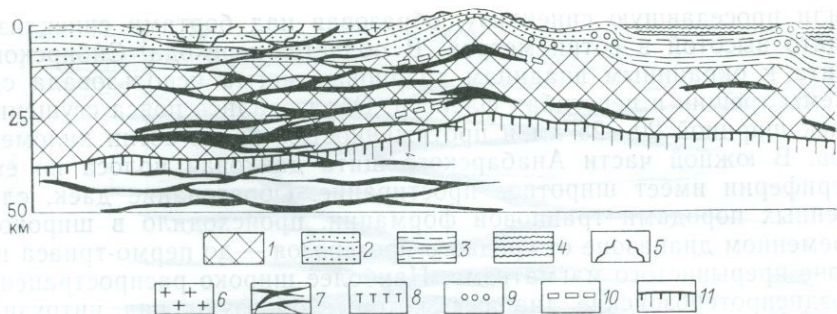


Рис. 25. Разрез земной коры Сибирской платформы (По П. Е. Оффману).
 1 — архей—протерозой; 2 — кембрий, ордовик, силур; 3 — девон, кайнозой; 4 — море; 5 — дайки; 6 — граниты; 7 — габбро-базальты; 8 — траппы; 9 — углеводороды, 10 — рудные залежи; 11 — кровля верхней мантии

наиболее поздние продукты дифференциации базальтовой магмы: магматические породы щелочного и ультращелочного типа. Разломы и флексуры в верхних структурных ярусах были заполнены силлами, дайками, кольцевыми вулканическими структурами, вулканическими жерлами и туфами. Вулканизм центрального типа сопровождался образованием лакколитов.

В платформенном вулканизме Сибирской платформы выделяются два цикла: основной — базальтовый и ультраосновной — щелочной. Для первого цикла характерны интрузивно-эффузивные проявления, при этом интрузивная фаза прослежена от ультраосновных до кислых и щелочных пород. Вулканизм второго цикла отличается центральными излияниями с формированием стратовулканов экструзивного и эффузивного типов, а также алмазных кимберлитов. От центра к периферии платформы наблюдается омоложение кимберлитов, в их залегании наблюдается концентрически-зональная последовательность: древние кимберлиты расположены в центре платформы, а по направлению к периферии они сменяются более молодыми и массивами щелочных и ультраосновных пород.

По Ю. Г. Старицкому, характерны три магматические формации: трапповая, щелочно-ультраосновная и трахибазальтовая. Трубки взрыва в ряде случаев представляют собой жерла полигенных вулканов в трапповой области Сибирской платформы.

Вулканизм проявлялся по мере развития и обрушения антеклиз — сводов над магматическими базальтовыми очагами: в результате излияний происходило проседание сводов и формировались вулкано-тектонические наложенные синеклизы. Предполагается, что Сибирская платформа заключала на глубине огромный базальтовый магматический бассейн, внутрикоровые камеры которого питали площадные излияния. Крупнейшая наложенная Путоранская синеклиза образовалась в процессе траппового вулканизма в конце палеозоя. В основании ее лежат туфы, чередующиеся с траппами плато Путорана. Согласно П. Е. Оффману, лавы запол-

нили проседавшую синеклизу, образовав над бортами синеклизы плато высотой в сотни метров. В области перехода Сибирского щита к окраинным впадинам трапповая магма использовала системы трещин в перегибах флексур. Образовались пояса сгущения даек шириной 20—25 км и протяженностью более сотни километров. В южной части Анабарского щита дайковая полоса по его периферии имеет широтное простираение. Образование даек, сложенных породами трапповой формации, происходило в широком временном диапазоне от среднего протерозоя — до пермо-триаса на фоне прерывистого магматизма. Наиболее широко распространены позднепротерозойские диабазы, которые образуют ряд интрузий, в целом комплементарный в петрохимическом отношении.

Структурно-тектонические условия платформенного магматизма определяются мегавалами и грядями фундамента, совпадающими по геофизическим данным с направлениями магмопроницаемых зон, приуроченных к трансконтинентальному Тунгусско-Вилуйскому глубинному разлому. С Тунгусским мегавалом совпадает палеовулканический пояс с вулканами центрального и центрально-трещинного типа. На западном борту Тунгусской синеклизы характерны своды, разделяющие впадины вулканотектонического происхождения. Рифтогенез служит предпосылкой формирования Тунгусской синеклизы, происходящего на фоне выноса магмы из глубоких областей плавления.

Структуры вулканических поясов определяются секущими пластовыми интрузиями траппов шириной 100—300 км и отдельными вулканами, расположенными вдоль магмопроницаемых зон, обрамляющих и пересекающих Тунгусскую синеклизу. Силлы достигают мощности более 450 м и отличаются многоэтажностью: отдельные скважины пересекают до 17—20 силлов. Палеовулканические пояса совпадают с глубинными разломами и образуют пояса типа рифтов, обрамленных горстовыми поднятиями, линейными и кольцевыми интрузиями траппов. Тектонические движения охватывали время от раннего протерозоя до кайнозоя, а наибольшая активизация разломов относилась к позднему палеозою — раннему мезозою.

В фундаменте Тунгусской синеклизы залегают жесткие архейские блоки, разделенные поднятиями. Магмопроницаемые вулканические пояса окружены аномалиями гравитационного и магнитного поля и являются структурами растяжения типа рифтов с мульдами, грабенами и грабеносинклиналями, выполненными вулканитами. Мезо- и мегаструктуры связаны с подошвой коры и астеносферы, а локальные структуры — только внутрикоровые (рис. 26). Формирование лаво- и газопроводящих структур (трещин, трубок) определяется геодинамическими условиями региональных тектонических напряжений, сочетающихся из растяжения и динамической активности магмы, газовых струй и эксплозий. Эти процессы тесно связаны между собой. С зонами регионального тектонического растяжения сопряжены вулканические пояса с мощным тепломассопереносом к земной поверхности. Магмати-

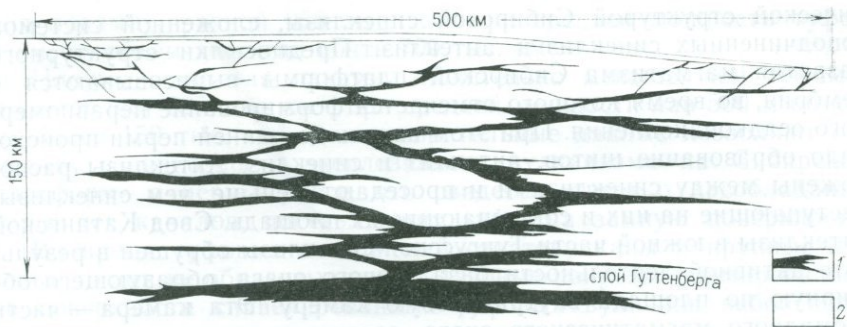


Рис. 26. Разрез через трапповую впадину Сибирской платформы (По П. Е. Оффману).
1 — силлы; 2 — породы фундамента

ческое давление способно создать разрывные структуры в горных породах или расширить тектонические трещины, превращая их в каналы вторжения магмы в верхние горизонты земной коры. Возможность таких процессов понижается вследствие быстрого остывания внедряющегося магматического расплава и быстрого увеличения его вязкости. Поэтому можно предположить, что в образовании магмоподводящих структур более важную роль играют региональное растяжение и газовое давление, о чем свидетельствуют вулканические брекции, заполняющие такие каналы. Благоприятные структурные условия растяжения определяются зонами вулканических излияний в зависимости от их геологических особенностей — линейных излияний, центральных и кольцевых, когда образуются группы структур, отличающихся вертикальной и латеральной зональностью. Структурообразование в условиях вулканотектонического обрушения связано с освобождением магматических очагов, в первую очередь с гравитационными обрушениями при дефиците вещества, выброшенного при извержении, а также при остывании интрузивных тел в фундаменте вулканических сооружений. Помимо этого, пустоты образуются в результате вулканических взрывов, что ведет к обрушению кальдер.

Эпоха трапповых излияний на Сибирской платформе предшествовала ее общему поднятию, размыву и структурной перестройке. К концу поздней перми перед началом излияний верхнепалеозойская угленосная формация явилась аналогом орогенной молассы, на которой произошло поднятие гор, испытавших денудацию с заполнением орогенных впадин.

Морфология магматических структур — это основа для изучения кинематики траппового магматизма, позволяющая понять условия массовых трапповых внедрений и эффузивного процесса. Огромные массы трапповых тел в виде секущих и межпластовых интрузий и мощные толщи лавовых потоков, излитые на поверхность, пересекающие туфы и осадочные породы, сопряжены со сложной текто-

нической структурой Сибирской синеклизы, сложенной системой соподчиненных синеклиз и антеклиз. Предпосылки структурного развития магматизма Сибирской платформы вырисовываются с кембрия, во время которого отмечается формирование неравномерного осадконакопления. При этом вплоть до ранней перми происходило образование щитов, антеклиз и синеклиз. Антеклизы расположены между синеклизами и проседают меньше, чем синеклизы, наступающие на них и сокращающие их площадь. Свод Катангской антеклизы в южной части Тунгусской синеклизы обрушен в результате активной деятельности базальтового очага, образующего обширную по площади внутрикоровую камеру. Эта камера — часть громадного магматического очага, соответствующего по площади Сибирской платформе. Наложённые синеклизы сформированы проседаниями, обусловленными подъемом магмы к поверхности и ее межпластовым распространением под сводами антеклиз. Крупнейшая глубокая Путоранская наложенная синеклиза площадью 450 000 км² образовалась в конце палеозоя в пределах Курейской синеклизы. Она заполнялась лавами и перекрывалась туфами до конца триаса. Лавы формировали плоские возвышенности, превышающие на сотни метров борта наложенной синеклизы, осложненные флексурами, сбросами и трещинами, проницаемыми для расплавов и заполненные дайками. В связи с этим залегание осадочных пород нарушено и их падение в сторону траппов соразмерно с мощностью даек, между которыми слои залегают полого. На Сибирской платформе наложенные синеклизы генетически связаны с эпохой траппового вулканизма, охватившего более половины земной поверхности. При этом массовые излияния базальтов в мезозое и кайнозое охватили и другие континенты, приведя к крупным обрушениям, сформировавшим океанические впадины. Они отделены от трапповых уступов на других континентах ступенчатыми проседаниями, сочлененными с эскарпами и флексурами. До конца пермской эпохи магма поднималась по глубоким трещинам, внедряясь в виде силлов и давая начало трубкам взрывов с извержениями туфовых вулканов. При накоплении продуктивной толщи пермского возраста силлы проникают в нее все выше; глубина взрыва трубок не установлена. В конце перми — раннем триасе накапливается мощная серия туфов, питаемых извержениями многих тысяч вулканов, расположенных на неправильных трещинах, заполненных дайками. В начале раннего и начале среднего триаса происходят излияния лав, достигающих поверхности Земли и приуроченных к системе трещинных излияний. Количество туфов резко уменьшается. В среднем триасе — юре увеличивается многоэтажность трапповых силлов, поднимающихся все ближе к поверхности.

Геодинамическая и кинематическая обстановка извержений Тунгусской свиты и впадины Карру Южной и Восточной Африки близки. На Сибирской платформе туфогенная толща наибольшей мощности занимает ее северо-западную часть, достигая 800 м, на юге же составляет 500 м. На площади выходов туфов (в том числе

под лавами), равной 950 тыс. км² при средней мощности туфов 1 км, их объем достигал почти 700 тыс. км³.

Площадь, занятая лавами, значительно меньше, чем туфами, и составляет 325 тыс. км²; при средней мощности лав 500 м объем их более 150 тыс. км³. Эти сравнительные данные позволяют отметить грандиозность эксплозивного вулканизма на Сибирской платформе в пермо-триасе, что свидетельствует о преобладании взрывных каналов, поставлявших туфы на земную поверхность.

Во время туфовых извержений стратовулканы и крупные лавовые толщи не образовывались. Лавовые покровы формировались на поверхности снивелированных туфовых вулканов небольшого размера, широко распространенных на площади, ныне покрытой туфовыми толщами. Местами сохранились лишь корни вулканов — вулканические каналы и дайки траппов. Вследствие разрушения денудационными процессами вулканические конусы снивелированы и образуют слабослоистые толщи, перемытые грязевыми и дождевыми потоками. Плотность расположения туфовых вулканов значительно варьирует и, исходя из их обычной плотности при ареальных излияниях, может быть представлена одним вулканом на 5—10 км². Если при этом допустить расположение туфовых жерл вдоль трещин, как это наблюдается при современных ареальных извержениях на Камчатке, количество вулканов могло составить один вулкан на 1 км². Следовательно, Сибирская платформа в области извержения туфов могла быть покрыта несколькими сотнями тысяч небольших шлаковых вулканов, подобных тем, корни которых обнаружил П. Е. Оффман на Подкаменной Тунгуске. Диаметр туфовых жерл здесь достигал 100—1500 м. Эти трубки, заполненные главным образом туфами трапповой формации Сибирской платформы, содержат также дайки базальтов и лавобрекчий.

Итак, можно считать, что массовые извержения туфов на Сибирской платформе были связаны с трещинами различной протяженности, на которых располагались вулканические аппараты центрального типа. Трубки взрыва были увенчаны туфовыми вулканами. Ареальные извержения обычно начинались открытием трещин растяжения, вдоль которых вскоре локализовались отдельные вулканы, поставляющие туфы. Лавовые потоки изливались в последующую стадию вулканической деятельности, пути для которой были подготовлены взрывными выбросами шлаковых вулканов и трубок взрыва. Вулканические аппараты, образованные в перми, эродированы в течение мезозойского времени.

Трапповый вулканизм связывают также с геосинклинальными прогибами, сопровождающими с севера и юга поднятия Сибирской платформы, охваченной вулканизмом на всей площади, сложенной протерозоем. Миграция подкоровой магмы в области платформы, несомненно, сопряжена с движениями в геосинклинальных областях и океанах. Наряду с силами среди траппов Сибирской синеклизы встречаются кольцевые, конические и дифференцированные интрузии. Последние занимают площадь в несколько сотен квадратных километров.

В среднем течении Вилюя В. Л. Масайтисом описана пластовая интрузия, кровля магматической камеры которой приподнята и осложнена куполами и сводами. В породы, вмещающие интрузию, внедрены секущие и пластовые тела траппов, приреченных к интрузии. Мощность интрузии более 200 м, подошва ее не вскрыта. Интрузия сложена расслоенными, согласно ее залеганию, породами, причем относительно основные породы лежат в подошве интрузии, сменяясь к кровле более кислыми. Интрузия двухфазна, среди ее пород встречаются продукты как гравитационной, так и кристаллизационной дифференциации.

Региональная кинематика извержений в широком смысле определяется тектонической обстановкой и структурными условиями излияний. Так, в Южной Африке впадина Карру заложена в раннепермское время и заполнена в течение пермо-триаса терригенной толщей мощностью 8500 м. Туфовый вулканизм сопровождал поднятие впадины и превращение ее в высокогорную область, следовательно, вулканизм происходил после окончания складчатости во время поднятия впадины, особенно интенсивного в период интрузивной деятельности. Наряду с излияниями на площади впадины, вулканизм происходил во флекуре Лебомбо по восточному берегу Африки. Геодинамика вулканизма (накопления магмы) под впадиной Карру, по гипотезе Кренгеля и других исследователей, сопровождалась погружением в конце триаса и начале юры океанических прогибов Индийского и Атлантического океанов, окружающих Африку.

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ РИФТЫ

Континентальные рифты образуются в процессе завершения щелочного вулканизма, особенно интенсивного в районах наибольшего воздымания, главными из которых являются места пересечения рифтов. Зоны перегибов сводовых поднятий могут быть крыльями глобальных флексур на окраинах континентов. Рифты относятся к сводам, как стадии их обрушения после кульминационного воздымания. При этом они образуются на поднятиях, которые сопровождалась поступлением крупных объемов магмы, поэтому своды не являются остаточными зонами, сохранившимися по отношению к окружающим областям прогибания. Подъем сводов происходил стадийно, путем пульсационного пополнения магматических очагов, что фиксируется по положению эрозионных поверхностей. В Восточно-Африканской рифтовой зоне известны Предрифтовые своды юрского возраста с последующей пенепленизацией.

Гравитационный минимум в рифтах может иметь две причины: 1) заполнение осадками низкой плотности и 2) разуплотнение в кристаллическом фундаменте.

Разуплотнение вещества мантии до 0,12 г/см наблюдается в Байкальском рифте. В Кенийском рифте, наоборот, гравитацион-

ный максимум вызван интрузиями плотного материала за счет поднятия вещества мантии.

Пояс Вонжи — рифт в рифте, где во внутреннем рифте сосредоточены современные вулканы. Это узкая зона высокой вулканической и сейсмической активности шириной 10—15 км. К этому молодому рифту приурочено большинство четвертичных вулканов центрального типа, расположенных на пересечении рифта трещинами северо-западного направления. Эти магмаподводящие трещины ориентированы под углом к простиранию рифта (рис. 27). Эфиопскому рифту также свойственна отрицательная аномалия силы тяжести.

Наряду с обширной отрицательной аномалией поля силы тяжести, обусловленной разуплотнением мантийных пород до $3-3,1 \text{ г/см}^3$ (пониженные скорости сейсмических волн $7,1-7,5 \text{ км/с}$), во внутреннем рифте отмечен локальный гравитационный максимум, связанный с интрузиями основных пород, залегающих на глубине 3 км. Это свидетельствует о смещении пояса современной вулканической активности во внутренний рифт, лежащий телескопированно во внешнем эфиопском рифте, по простиранию переходящем в рифт Исса, в котором также сконцентрирован современный вулканизм.

Впадина Афар ограничена флексурными изгибами вулканических толщ, падающих в рифт, дно которого разбито многочисленными трещинами, зияющими или заполненными вулканическими излияниями со шлаковыми конусами — часть трещин параллельна разломам рифта Красного моря, а пересекающие трещины совпадают с разломами Аденского залива. Это возможно при условии достижения изостатического равновесия к концу каждого эрозионного цикла, так как требует компенсации массы после рифтообразования путем вторжения нового магматического материала. Такое пульсационное вторжение магмы обеспечивает последующее сводообразование с вулканизмом и новым обрушением рифта в условиях телескопированного рифтогенеза. Только после завершения рифтогенеза и прекращающегося поступления в его свод нового магматического расплава наступит проседание рифтового пояса и прекращение вулканической деятельности.

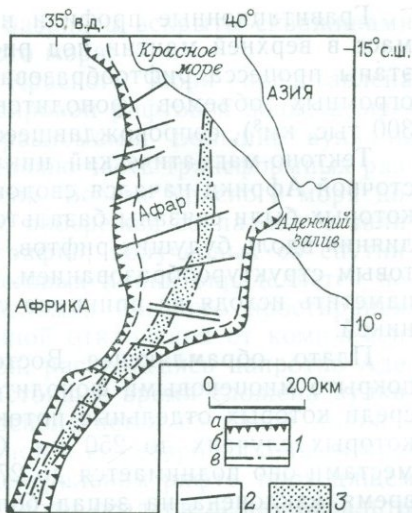


Рис. 27. Телескопированный Эфиопский рифт.

1 — границы рифтов: а — древнего, б — среднего, в — молодого; 2 — трансформные разломы; 3 — рифт Вонжи

Гравитационные профили иллюстрируют модели с дефицитом масс в верхней мантии под рифтами и их сводами. В начальные этапы процесса рифтообразования ему предшествовало излияние огромных объемов фонолитов и трахитов (в Кении — более 300 тыс. км³), сопровождавшееся максимальным поднятием свода.

Тектоно-магматический цикл в пределах рифтовых долин Восточной Африки начался сводовыми поднятиями, с раздроблением которых были связаны базальтовые и фонолитовые площадные излияния вдоль будущих рифтов. Границу между дорифтовым и рифтовым структурообразованием, определяющими вулканизм, можно наметить исходя из принципа сопряженности вулканизма с тектоникой.

Плато, обрамляющее Восточно-Африканский рифт в Кении, покрыто миоценовыми фонолитовыми и долеритовыми покровами, среди которых отдельные потоки достигали длины 60 км, а в некоторых случаях до 250 км. Средняя высота плато 2000 м, но местами оно поднимается до 2700 м. Поверхность его в настоящее время наклонена на запад более круто, чем это было во время излияния потока. Вероятно, лавы были сильно перегреты, что способствовало их перемещению на столь длительные расстояния. Общее воздымание образовало в миоцене обширный свод, на котором были подняты два наложенных свода — будущие рифтовые зоны Восточного и Западного рифтов, разделенные обширным пологим прогибом, занятым оз. Виктория. К сводам приурочены трещинные излияния, с которыми сопряжены последующие компенсационные оседания, приведшие к образованию рифтовых долин. Эти излияния (трещинного и центрального типа) сопровождали сводообразование и охватили свод перед заключительной стадией его разрушения — образования вдоль свода рифтов. В Северной Африке огромное поднятие прорезано вдоль оси рифтом Красного моря, который продолжается до Средиземного моря и далее к западу. Со сводовыми поднятиями, увенчанными рифтовыми долинами Восточной Африки, сопряжены окраинные прогибы в западной части Индийского океана. Осадконакопление с юрского времени образовало здесь толщи мощностью 10—15 км, являющиеся коррелятными рифтообразующим процессам. Вертикальные перемещения в этих прогибах особенно были интенсивны в период вулканической деятельности.

Окраинная часть Аравийского полуострова наклонена к северу и разбита ступенчатыми горстами и грабенами. Они выводят на поверхность траппы Йемена, перекрытые ими юрские и меловые отложения, а также кристаллический фундамент, обнажающийся на востоке. На своде поднятия Восточной Африки, лежащего на продолжении Восточно-Индийского срединно-океанического хребта Карлсберг и охватывающего Арабо-Нубийскую область, лежит рифтовая впадина Аденского залива. В Арабо-Нубийском своде, воздымавшемся перед образованием Красноморского и Аденского телескопированного рифтов, ранние излияния, охватывавшие обширную площадь в пределах рифтового свода, происходили в позд-

нем олигоцене — миоцене. Древние базальты вскрыты скважинами в разрезах западных окраин Красного моря.

Современная морфоструктура Красного моря представлена осевым хребтом, развитым вдоль широкой рифтовой зоны, и эшелонированными трансформными разломами. Большие вулканы центрального типа занимают внутреннюю часть трансформных разломов и разломы бортовых депрессий. Берега Красного моря довольно извилисты и выступы одного побережья совпадают с заливами другого. При изучении фотографий, полученных со спутников, заметно, что извилистость береговых линий определяется пересечениями нескольких систем разломов близкого простираения. Треугольник Афара является причиной отклонения от комплементарности двух сторон Красного моря, располагаясь напротив Адена, где значительная площадь в настоящее время сложена вулканическими породами. Этот блок располагается на одной линии с Восточно-Африканской рифтовой зоной и ее северо-восточным продолжением в Аденском заливе. В центральном рифте, проходящем по оси Красного моря, под тонким слоем осадков лежат базальты плейстоцен-голоцена.

Осевые зоны современных океанических рифтовых поясов обычно, хотя и не повсеместно, выражены в виде сравнительно узких (порядка 10 км) ступенчатых продольных грабен (рифтовых долин), созданных в четвертичных базальтах, многократно изливавшихся в процессе телескопированного рифтогенеза.

Высокие положительные аномалии Буге ($15 \cdot 10^{-4}$ м/с²) свидетельствуют о большей мощности земной коры в пределах осевого пояса или о присутствии здесь пород большей плотности, чем в прилегающих с обеих сторон блоках. Таким образом, гравиметрические определения подтверждают данные магнитной съемки, на основании которых был сделан вывод, что осевая зона Красного моря интродуцирована плотными базальтоидами.

В центральном рифте Красного моря на небольшой глубине, вероятно, залегают основные интрузивы. Отмечались очень интенсивные, узко локальные тепловые потоки в отдельных участках впадины Атлантис II, что также позволяет предполагать присутствие магматических расплавов под этой, наиболее глубокой частью рифтовой зоны при наличии поблизости магматического очага. В целом базальты Красного моря, видимо, отличаются от базальтов континентального типа и сопоставимы с основными вулканическими породами океанических хребтов.

Магнитометрические измерения в Красном море показали наличие осевого пояса аномалий, изгибающегося в соответствии с изменениями направления береговых линий. Магнитные породы, обусловившие эти аномалии, располагаются на значительной глубине. По характеру они сходны с аномалиями, установленными в поясах, параллельных срединно-атлантической и другим рифтовым зонам Земли. Полярность магнитного поля Земли изменяется через неправильные интервалы, возрастные значения которых в течение последних нескольких десятков миллионов лет приблизительно

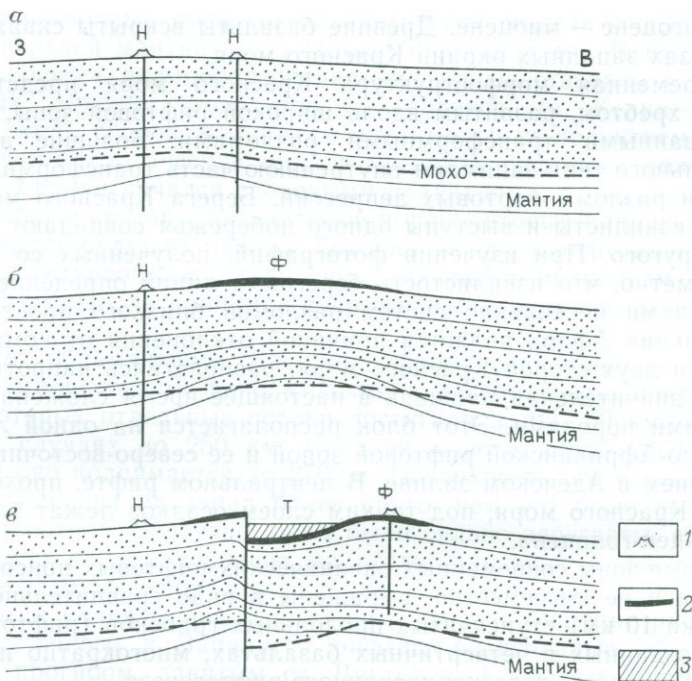


Рис. 28. Разрез через Уганда-Кенийский рифт Восточной Африки.

а — ранняя фаза — поздний миоцен (Н — нефелиновые карбонатиты), *б* — воздымание Кенийского свода — плиоцен (Ф — фонолитовые покровы); *в* — флексурное опускание с фонолитовым вулканизмом на своде флексуры (Т — трахиты). 1 — нефелин-карбонатитовые вулканы; 2 — фонолитовые покровы; 3 — озерные отложения

известны по результатам измерений магнитной полярности горных пород с точно установленным возрастом на суше. При изучении магнитных аномалий Красного моря осевые аномалии соответствовали гипотетическому спредингу в течение последних 4,5 млн. лет. Эти данные совпадают со «спредингом» в центральном рифте Аденского залива, происходящим в течение второй фазы его возобновления.

Исследования в районе Кенийского рифта показали, что вулканическая деятельность, сопряженная с образованием разломов, мигрировала к центру, где вулканизм в четвертичное время был ограничен узким рифтом.

Традиционные представления о связи миоценовых базальтов и плато фонолитов с трещинами не подтвердились при изучении щитовых вулканов, сложенных этими лавами. Вулканические излияния происходили вблизи трещин, но не по ним, а по центрам, сидящим на их ответвлениях. Сбросы предшествовали или сопровождали излияния лав, которые последовательно были опущены на дно рифта по параллельным уступам, опускающимся в сторону рифта. Ранние движения датируются средним — поздним миоценом

(12—7 млн. лет). Смещения по сбросам совпали с началом периода базальто-трахитового вулканизма (рис. 28).

В южной части Кении по восточной окраине депрессии трахиты изливались менее чем 2 млн. лет назад. Лавы по ступенчатой системе сбросов спускаются уступами на дно рифта, где появляются более молодые продукты. При этом в периоды сбросов вулканическая деятельность прекращалась или была минимальной. Между излиянием базальтов (1,4—1,6 млн. лет) и трахитов (1,2—0,9 млн. лет) происходило образование сбросов, а трахиты принадлежат к деятельности центральных вулканитов.

Первые стадии погружения рифтов сопровождаются их заполнением осадочными породами, свидетельствующем о том, что извержение из крупных вулканических очагов не сопровождалось опусканием рифтов. Постепенно произошло сужение рифтовой зоны до внутреннего телескопированного рифта шириной менее 20 км с изменением состава основных лав. При этом переход от миоценовых базальтов к щелочным четвертичным базальтам сопровождался уменьшением глубины вулканических очагов. Для рифтов Рио-Гранде, Осло и Кении характерна связь щелочных оливиновых базальтов и оливиновых толеитов с более молодыми излияниями.

Вулканы центрального типа образовались вдоль осевых районов рифтов и сопровождалась кальдерами. Кислый вулканизм в ряде случаев сопровождался куполообразованием, а крупные извержения завершались образованием сбросов. В широких депрессиях фонолитовые извержения, начинаясь на крыльях купольных структур, завершались перед началом их обширного сбрасывания.

Аналогичные структуры рифтогенеза мы находим на разных стадиях регионального развития океанических и континентальных платформ. Представителем линейных структур является Восточно-Африканская рифтовая структура, а кольцевая разломная структура известна на своде Тибести.

Вулкано-тектонические купольные структуры на континентальных щитах образуют кольцевые и купольные горы, кальдерные щитовые вулканы.

Вулканическое нагорье Аир ($20^{\circ}18' \text{ с. ш. } 8^{\circ}57' \text{ з. д.}$) — горный массив на территории Нигерии — горстовое поднятие докембрийского фундамента, выступающее среди пород осадочного чехла и прорванное гранитными юрскими интрузиями. Возраст главной поверхности выравнивания Аира высотой 600—1000 м определяется как постпалеоценовый. На вершинах поднимающихся над ней гранитных останцов на отметках 1400—1900 м сохранились фрагменты более древней деформированной поверхности — меловой или палеоценовой. На уровне 100—300 м проходит образование поверхности выравнивания. Плато Аир сложено массивными базальтовыми потоками.

Ардар Бу — один из кольцевых комплексов юрских (?) гранитов горного массива Аир. Докембрийское основание состоит из складчатых метаморфических пород и перекрыто палеозойскими

осадочными толщами, куполовидно приподнятыми над гранитными интрузиями. Ядро массива сложено гранитами, окруженными кольцевыми дайками различной мощности. Молодые риолиты, кварцевые андезиты перекрывают базальты вулканической формации, выходящей в виде гряд на востоке массива. В западной части его эти породы прорывают крутонаклонные толщи гнейсов докембрийского возраста.

Вулканические извержения сопровождался химическим выветриванием, прекратившимся в период послезоценового поднятия. В это время деятельностью крупных рек вокруг центрального Сахарского нагорья была образована континентальная формация из песков и глин. Пустынные островные горные массивы были созданы миоценовыми поднятиями с последующей денудацией в засушливых условиях. Четвертичные поднятия также сопровождался вулканическими излияниями и денудацией. Климатические условия способствовали препарированию кольцевых интрузий, а наложенные на них вулканические формы рельефа претерпели эрозионную обработку.

Песчаниковая толща (возможно, палеозойского возраста) образует массив Або (1500 м высоты). Сводовое поднятие связано с блоковой тектоникой, сопровождавшейся четвертичным вулканизмом, представленным базальтами и более кислыми породами. Вероятно структурную связь с поднятием свода имеют интрузивные и гипабисальные мезозойско-кайнозойские кольцевые щелочные магматические тела, выходящие в эродированном фундаменте.

Морфологически свод нагорья расположен на пересечении активных тектонических линий и разбит многочисленными сбросами. Излияния начались базальтами, слагающими северо-восточную часть нагорья. Они образуют три серии, которые изливались до крупных игнимбритовых извержений. Базальтовые плато, сложенные древними сериями, образуют расчлененный рельеф поднятых глыбовых гор и основание щитовых вулканов.

Впадина Афа́ра — сложная геодинамическая система, близкая по режиму к срединно-океаническим хребтам. Для вулканических хребтов Афа́ра характерно утонение гранитно-метаморфического слоя на фоне деструкции континентальной коры и общего растяжения в период с позднего миоцена донныне в 14,5 км (на основе подсчета суммарной мощности даек и трещин). Фаза расширения Афа́ра совпадает с раскрытием осевых трогов Красного моря и рифта Таджура Аденского залива с формированием океанической коры. Формирование вулканических серий в тектонической депрессии Афа́ра происходило путем телескопированного рифтогенеза в период времени от миоцена донныне.

Древние (25 млн. лет) базальты у окраины впадины налегают на фундамент, а к центру впадины сменяются плиоцен-плейстоценовой серией субщелочных базальтов, переслаивающихся с риолитами и игнимбритами, залегающими выше. В базальтовых породах прослежено много даек, подводящих излияния лав. Субщелочная серия Аден связана с вулканическими грядами, с из-

лиянием из центральных вулканов. Эти океанические вулканы знаменовали фазу «спрединга», наложенного 3—4 млн. лет назад. В результате здесь сформирована океаническая кора с гравитационными максимумами на фоне общего отрицательного гравитационного поля в редукции Буге. Параллельно утонению гранито-метаморфического слоя деструкция мафической коры сопровождается насыщением ее дайками и силлами основных и ультраосновных пород с соответствующим изменением геофизических параметров. По данным Е. Д. Сулиди-Кондратьева и других исследователей, плотность базальтовых даек в Афаре столь велика, что они сводят на нет вмещающий субстрат, вытесняя его. В результате кора приобретает черты геофизической океанической коры. Следует отметить, что покровы базальтов в отложениях среднего миоцена у побережья Красного моря идентичны с базальтами его осевого трюга, хотя их излияние происходило 25 млн. лет назад, т. е. до образования осевого трюга. Это свидетельствует о залегании базальтов раннего обширного рифта Красного моря под всей зоной деструкции континентальной коры. Небольшие рифты Западной Аравии сопряжены с полями неоген-четвертичных базальтов. Вблизи рифтов в магнитном поле наблюдается наибольшая дифференцированность, объясняющаяся концентрацией центров вулканических излияний.

Крупная зона рифта Красного моря разделяется на главную впадину, ограниченную краевыми разломами, центральный трюг и осевой трюг, в пределах которого отмечаются высокий тепловой поток, сейсмичность и кора океанического типа. Разломная, но не раздвиговая природа впадины Красного моря подчеркивается несоответствием разрывов по его противоположным берегам. Напряжения расширения допускаются лишь в пределах осевого рва в связи с тепломассопереносом и вулканизмом. Палеомагнитные аномалии по обоим бортам рифта принадлежат дайкам, пронизывающим кристаллические сланцы. Синеклиза Калахари — часть кратона, включающего рифты и выступы фундамента. На щите Зимбабве прогиб кровли обширного гранитного массива перекрыт многокилометровыми толщами основных и ультраосновных лав, сохранившихся в узких зонах между интрузиями более поздних гранитов.

Красное море занимает крупный телескопированный рифт, разделяющий Нубийское и Аравийское плато, отделяя Аравийский щит от Африканского. Изучение вулканизма этого района определило его связь с континентальным обрушением и рифтогенезом. Вулканические и субвулканические породы Саудовской Аравии и Красного моря показывают близость вулканической истории района плато Асират с эволюцией котловины Красного моря.

Палеогеновые вулканические породы широко распространены на Аравийском полуострове у побережья Красного моря. Одна из крупнейших площадей щелочных базальтов в мире расположена в Саудовской Аравии, а также на противоположной окраине Красноморского рифта в Эфиопии. Базальты изливались в сопряжении

со структурными поднятиями. Трапповая эфиопская серия базальтов залегает на мезозойских осадочных породах и образована 30 млн. лет назад. Йеменская трапповая серия протягивается в Саудовскую Аравию и имеет аналогичный возраст, слагая плато Асират. Пока нет данных, подтверждающих предположение о залегании плато, соединяющего эти две родственные области излияния через южную часть рифта Красного моря, но их нахождение вполне вероятно. Трапповая серия Йемена связана с антиклинальным сводом у западной и южной частей Красного моря и погружается под его прибрежную равнину.

На горсте Данакия в Эфиопии домиоценовые базальты покрывают толщу мезозойских известняков и сопоставимы с эоценовыми и олигоценowymi траппами, слагающими окраину структурного свода, обрамляющего Красноморский рифт. По краям северной части депрессии Красного моря выходят базальты формации Шумаги, относящиеся предположительно с домиоценовым излиянием. В миоцене пластовые тела габбро, гранофиров, а также дайковые серии толеитовых базальтов и риолитов проходят по замковой линии моноклинали вдоль арабского побережья Красного моря. Серии даек прослеживаются параллельно береговой линии Красного моря. Линейные магнитные аномалии связаны с отдельными дайковыми обнажениями Джиды. Рифтовая зона Красноморского рифта Джабаль-Хата служила местом накопления миоценовых эвапоритов и кластических отложений. Здесь изливались вдоль свода потоки щелочных оливиновых базальтов, прослеживающихся на запад по прибрежной равнине Красного моря, захватывая площадь прилегающего древнего щита на 150—200 км. При этом жерла излияний располагались параллельно куполообразному изгибу докембрийских пород. Более чем на 250 км к востоку от Красного моря площадь занята излияниями миоценовых базальтов, перекрытых миоценовыми эвапоритами, пройденными разведочными скважинами.

Таким образом, потоки миоценовых базальтов с юга и севера установлены как в серии Красного моря, так и Афарской серии лав, свидетельствуя о миоценовом вулканизме в депрессии Красного моря. Вдоль окраины Красного моря на докембрийском щите Аравии Р. Бланком (1975 г.) изучена система аэромагнитных линеаментов север-северо-западного направления, состоящая из положительных и отрицательных аномалий. Пояс линеаментов прослежен на 1500 км и большинство интенсивных аномалий в нем связано с вертикальными дайками, имеющими остаточную намагниченность более 0,3. Другие аномалии связаны с крутыми разломами. $K=Ar$ возраст даек, определенный радиометрически, составляет более 22 млн. лет, а древнейшая часть системы представлена роем даек, сложенных толеитовыми базальтами с возрастом 30 млн. лет (рис. 29).

Пояс даек связан с разломами древнего кристаллического щита Аравии, а также прослежен вдоль противоположного побережья Красного моря. Дайки проходят параллельно берегам Красного

моря, они образованы во время первых ареальных излияний, охватывающих площадь, превышающую территорию современного Красного моря.

Причиной внедрения даек в древние породы щита является его растрескивание во время сводообразования, сопровождаемого площадными трапповыми излияниями. Дайки генетически связаны со всей площадью, охватываемой в дальнейшем обрушением впадины Красного моря, и миоценовые базальты тождественны породам, встречаемым в осевой части Красного моря. Разломы, связанные с дайками, имеют разные направления, параллельные как побережью Красного моря, так и его осевому рифту, а также выходящие трансформно по отношению к побережью и протягивающиеся на территорию Аравийского полуострова.

Большинство дайковых систем разбито трансформными разломами, выходящими к побережью моря.

Аэромагнитные аномалии, связанные с дайками и разломами, имеют узкие отрицательные и положительные значения с резкими градиентами. Наиболее интенсивные аномалии созданы главным образом почти вертикальными дайками, имеющими очень сильную обратную остаточную намагниченность, особенно на закаленных контактах даек. Другие градиенты определены по дайкам и сбросам с нормальной остаточной намагниченностью, особенно на сбросах с крутым падением.

Состав даек изменяется от габбро до калиевых монзонитов. Самая древняя часть системы даек, сформированная 30 млн. лет назад, относится к толетам Тахам-Арар, образующим систему, связанную с трещинами первой стадии излияний, предшествовавшей начальному обрушению впадины Красного моря. Перерыв в дайковой системе отмечается на широте района Джиды, где осевая впадина моря смещена по трансформным разломам, прослеживающимся на побережье.

Нет оснований для утверждения, что внедрение даек связано с расширением рифта при образовании Красного моря. Дайки занимают систему трещин, пронизывающих докембрийские метаморфические породы Аравийского и Африканского щитов и связаны с окраинами платобазальтовых излияний, вслед за которыми последовало обрушение рифта Красного моря. Телескопированная система рифтов датируется последовательностью платоизлияний от

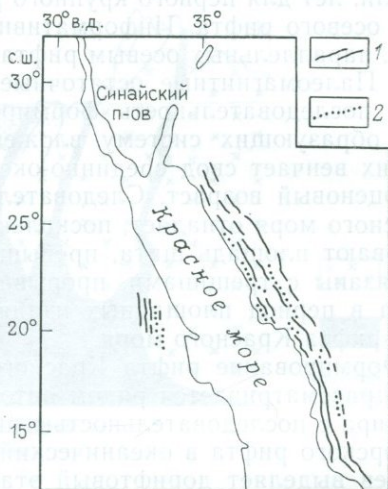


Рис. 29. Схема палеомагнитных линейментов в северной части Красного моря (по Р. Бланку, 1975).

Аэромагнитные линейменты даек: 1 — обратная намагниченность, 2 — нормальная намагниченность

30 млн. лет для первого крупного рифта до 4 млн. лет для внутреннего осевого рифта. Информативной ценностью обладают системы даек, параллельных осевым рифтам и срединно-океаническим хребтам. Палеомагнитные остаточные аномалии даек позволяют оценить последовательность формирования телескопированных рифтов, образующих систему вложенных грабенов. Самый молодой из них венчает свод срединно-океанического хребта и имеет постплиоценовый возраст. Следовательно, предположение о спрединге Красного моря отпадает, поскольку дайки, обрамляющие рифт, охватывают площадь щита, превышающую размеры Красного моря, и связаны с трещинами, прорывающими кристаллические породы щита в период площадных излияний, предшествовавших обрушению рифта Красного моря.

Формирование рифта Красного моря и Аденского залива Африки рассматривается рядом авторов в свете гипотезы мантийного диапира с последовательностью рифтогенеза путем перехода Красноморского рифта в океанический рифт Аденского залива. А. Разваляев выделяет дорифтовый этап возбуждения мантии, который сопровождается щелочными габброидами, щелочными базальтоидами; очаги, питающие их, располагаются на глубинах 60 км. Строится модель преемственной последовательности развития эндогенного режима: диапир — поднятие свода — рифтогенез. Диапир рассматривается как форма глубинного тепломассопереноса.

Раздвиганию Аденского залива на всю его ширину «мешает» континентальный блок Айша. При этом Данакильский блок древних пород и блок Айша разбиты многочисленными разломами с образованием односторонних грабенов и т. д. Их высокое положение объясняется тем, что они расположены на менее затронутых растяжением континентальных окраинах. С позиций существования раннего этапа рассеянного растяжения в Аденском заливе Е. Е. Милановский отмечает противоречие между расширением в заливе и положением на его простирании жестких блоков. То же касается и допустимого с геологических позиций растяжения Красного моря. Оно ограничивается в лучшем случае лишь шириной осевого грабена (щели), в пределах которого образована кора океанического типа в сопутствии с излияниями основной магмы. С позиции телескопированного рифтогенеза в данном случае образован осевой рифт, завершивший структурообразование Красного моря. При этом на дне этого центрального рифта отмечаются небольшие вулканотектонические поднятия, на которых концентрируется современная вулканическая деятельность.

В Аденском заливе процесс деструкции континентальной коры зашел гораздо дальше, чем в Красном море; океаническая кора занимает более обширную площадь, захватывая акваторию Аденского залива до его побережий.

В зоне шельфа Красного моря вплоть до среднего глубоководного рифта дно, по геофизическим данным, сложено континентальной корой. Выступы архейского фундамента выходят в виде островов, являясь очевидным свидетельством континентальной структу-

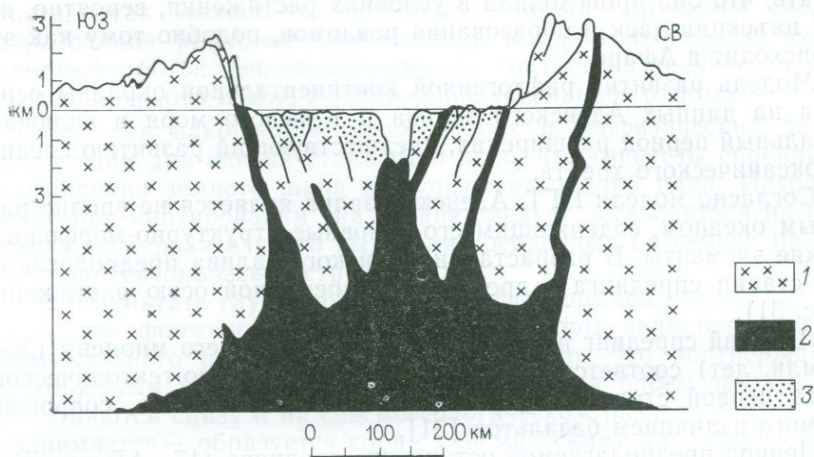


Рис. 30. Гипотетический разрез через Красное море (по Х. Иллису, 1965).
1 — гранитный слой; 2 — базальтовый ас-
тенолит; 3 — осадки и лавы рифтовых
излияний



Рис. 31. Динамика Аденского залива.
1 — ось «спрединга»: а — современная,
б — древняя; 2 — изохроны, млн. лет (по
магнитным аномалиям); 3 — трансфор-
мные разломы

ры дна Красного моря вплоть до узкого глубоководного рифта (рис. 30). Расширение Красного моря до образования осевого трога, как и в Аденском заливе до образования срединно-океанического хребта, могло проявиться в форме отдельных центров или в рассеянной форме и в этом последнем случае утоненная и измененная континентальная кора должна была бы предполагаться под главным прогибом Красного моря. Однако мощные миоценовые эвапоритовые толщи не позволяют непосредственно наблюдать фундамент. Сейсмические данные отражающих поверхностей показали, что обширная часть главного трога северной части Красного моря интенсивно нарушена. Поскольку здесь нет осевого трога, то эти нарушения имели место до его образования. Можно предпо-

лагать, что они происходили в условиях растяжения, вероятно, путем инъекции даек и образования разломов, подобно тому как это происходит в Афаре.

Модель развития рифтогенной континентальной окраины основана на данных Аденского залива и Красного моря и включает начальный период расширения, предшествующий развитию срединно-океанического хребта.

Согласно модели НГТ, Аденский залив является не вполне развитым океаном, содержащим его основные структурно-морфологические элементы. В разрастании Аденского залива предполагается две стадии спрединга с древней и современной осью растяжения (рис. 31).

Древний спрединг позднего олигоцена — раннего миоцена (30—17 млн. лет) соответствует формированию вулcano-тектонического свода первой стадии телескопированного рифтогенеза, сопровождаемого излиянием базальтов [31].

Период предполагаемой остановки спрединга (17—4,5 млн. лет) совпадал с обрушением рифта и осадкообразованием.

Образование новой оси спрединга предполагается 4,5 млн. лет назад и совпадает фактически с формированием вулcano-тектонического свода. Следовательно, срединно-океанический хребет Шеба имеет возраст 4,5 млн. лет, соответствующий периоду второй стадии телескопированного рифтогенеза, и современный рифт на его своде образован 1—2 млн. лет назад. Этот сводовый рифт с современным вулканизмом является аналогом внутреннего рифта Красного моря, также имеющего возраст 2 млн. лет.

Заменяя гипотетические процессы спрединга и его остановки геологическими событиями, следует отметить, что период древнего «спрединга» совпадает с растяжением вулcano-тектонического свода, сопровождавшимся вулканизмом в период с позднего олигоцена до раннего миоцена, а время остановки спрединга относится к обрушению рифта на своде вулcano-тектонического поднятия и отложению в нем 1,5-километровой толщи осадков. Возобновление спрединга на оси Аденского залива соответствует образованию нового вулcano-тектонического свода хр. Шеба внутри древнего рифта, завершившемуся после базальтовых излияний обрушением современного рифта на своде хр. Шеба.

Следует отметить, что гипотеза остановки и «перескоков» спрединга применительна ко всем океанам, где необходимо с мобилистических позиций НГТ объяснить структурообразование, характерное для телескопированного рифтогенеза. Эти остановки и возобновления растяжения с «перескоками» осей спрединга являются попыткой с помощью гипотезы НГТ объяснить структуру дна океана.

Таким образом, две стадии телескопированного рифтогенеза Аденского залива соответствуют двум стадиям гипотетического спрединга. Отсюда можно заключить, что представление о спрединге гипертрофирует естественный процесс расширения вулcano-тектонического свода при тепломассопереносе к земной поверх-

ности. Этап «остановки» спрединга — время обрушения свода и образования рифтовой депрессии, в которой вторичный пульсационный приток тепломассопереноса создает внутреннее сводовое поднятие хребта Шеба, в заключение увенчанное рифтом.

По мере накопления геологических и геофизических данных о строении дна океана становится ясно, что гипотезы спрединга и расширения земного шара отступают на задний план. Исходя из этого при картировании дна океана следует остановиться на принципах последовательного выделения осадочных бассейнов на фоне вулкано-тектонических структур дна.

В результате глубинной геолого-геофизической съемки установлено, что формирование типов земной коры является функцией вертикального перемещения границы Мохо. Это подтверждается плотностным моделированием: опускающиеся блоки земной коры поднимаются — образуется кора с сейсмическими характеристиками океанической. При поднятии блока земной коры происходит разуплотнение пород снизу и соответственно погружение раздела Мохо — образование континентальной коры. Это выражено правилом Юинга и Пресса, показывающим, что на глубинах свыше 3600 м дно океана сложено океанической корой.

Процесс обрушения коры в осевых частях рифтов типа Красного моря приводит к геофизической океанизации, следовательно, можно в таком же аспекте решать вопрос о геофизической океанизации континентальной коры у краин континента.

Образование последовательной серии вложенных рифтов отражает динамику базальтового вулканизма, объясняющую структуру срединно-океанических хребтов.

Дуалистические представления о формировании океанической коры в процессе обрушения континентов и при спрединге рифтов отдают дань как мобилистическим построениям, так и фиксистским взглядам. А. Е. Шлезингер и А. Л. Яншин с равным успехом признают как деструкцию континентальной коры в процессе ее погружения на дно океана и океанизации, так и концепцию спрединга. Если гипотеза спрединга основана на палеомагнитных аномалиях, то она не подтверждается закономерностями вулканизма. Деструкция континентальной коры и создание полосовых палеомагнитных аномалий в океанической коре соответствуют механизму телескопированного рифтогенеза, установленному в различных вулканических поясах.

Красное море — Аденский залив — стык наземных и подводных рифтов с общим простиранием тектонических элементов. При детальном изучении Красного моря показано, что его акватория образована телескопированным обрушением Африкано-Аравийской плиты. Вначале произошло обрушение, при котором прогибанием в юрско-меловое время была захвачена площадь значительно более широкая, чем современное Красное море. При этом образование рифтов использовало систему древней регматической сети Аравийско-Нубийского щита (субмеридиональные, северо-западные и ши-

ротные разломы). Древний субширотный разлом Нарманда — Сон, расколовший Индийскую платформу в раннем протерозое, неоднократно возобновлялся в протерозое, создавая авлакогенно-раздвиговые структуры. Рифтовые структуры приспособились к системе разломов деструкции континентальной коры и проявлению океанической коры в осевых трогах рифтовых зон. В рифтах последовательно формировались срединно-океанические хребты, испытывавшие поперечные смещения по трансформным разломам.

Соотношение континент — океан — зона континентального рифтогенеза и образования океана — одна из актуальных проблем геотектоники. В ряде случаев границу континент — океан проводят значительно ближе к океану. Проблематична область между срединно-океаническими хребтами и континентальным склоном, т. е. «пассивная» зона, где отсутствуют линейные магнитные аномалии. Здесь преобладают данные в пользу образования океанической коры в процессе крупных опусканий. Большой интерес представляют зоны перехода континент — океан, где наблюдается переход континентальных рифтов в океанические — начальные стадии зарождения океанов. Такими районами являются Красноморский и Аденский рифты. В их строении наряду со срединно-океаническим хребтом в Аденском заливе (зарождающимся в Красном море) выделяются узкие линейные зоны со слабо расчлененным или нерасчлененным рельефом дна, отсутствием (или потерей корреляции) линейных магнитных аномалий. Вдоль оси залива лежит срединно-океанический хребет Шеба, выходящий в Индийский океан, с рифтом на своде. Срединно-океанический хребет обрамлен глубоководными долинами и узкими континентальными шельфами на побережьях Африки и Азии. Подобно тому как нет принципиальных оснований отличать механизмы обрушений образующих внутренние и крайние моря от механизма обрушения континентальных окраин, нет и причин ограничивать размеры этих обрушений, вероятно, занимающих все пространство между континентами. Об этом свидетельствуют структуры крупных асейсмичных поднятий и хребтов с переходными от континентов к океанам типам земной коры. При приближении к континентальному склону мощность коры возрастает в 2—4 раза и по разлому вдоль континентальной окраины фундамент континента контактирует со вторым и третьим слоями океанической коры. Толщи раннего и среднего палеозоя уходят в океаническую кору, а осадки мелового и кайнозойского возраста образуют флексуру континентального склона, пронизанную крутопадающими габбро-долеритовыми интрузиями. Геофизические параметры фундамента континентальной коры приближаются к характеристикам океанической коры.

ФЛЕКСУРЫ НА ПАССИВНЫХ ОКРАИНАХ КОНТИНЕНТОВ

Гренландская флексура. На побережье Гренландии расположена региональная флексура, сформированная в толще тулейской серии базальтов, связанных с зоной растяжения и рифтообразо-

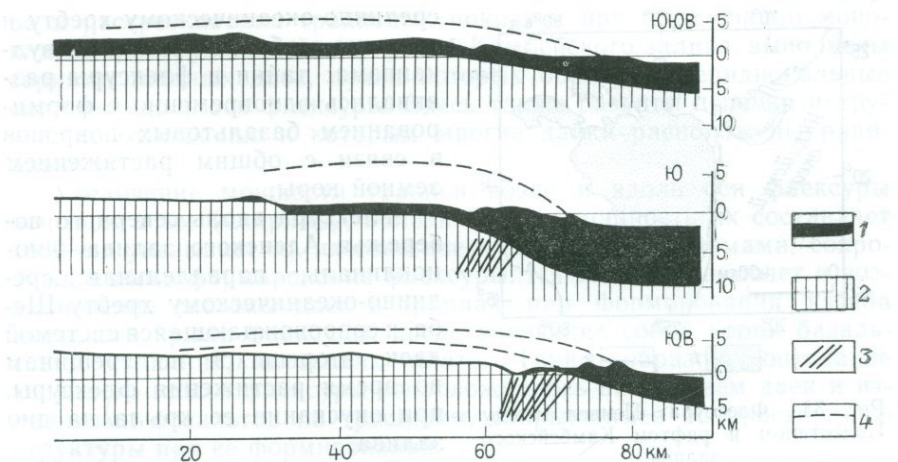


Рис. 32. Флексура вдоль побережья Восточной Гренландии (залив Скорсби) (по Л. Вагеру).

1 — базальты; 2 — фундамент (докембрий); 3 — дайки; 4 — эродированная часть базальтов

вания на континентальной окраине. На протяжении 800 км вдоль побережья изогнутый блок земной коры перекрыт долеритовыми толщами мощностью до 7 км, погружающимися на дно Атлантического океана и, наоборот, выклинивающимися вглубь Гренландии. Мощность базальтовых покровов наиболее велика у верхнего колена флексуры, угол падения толщи по направлению к востоку, где произошел изгиб толщи, изменяется от 12 до 60°. Выпуклая часть этой структуры пронизана сериями даек, параллельных простиранию флексуры, секущих докембрийский фундамент и толщу долеритов. На вогнутой стороне флексуры, где преобладают напряжения сжатия, дайки отсутствуют. Они связаны только с трещинами растяжения, возникшими при изгибе блока земной коры. Густота выходов серии даек увеличивается по мере увеличения угла падения базальтовой толщи: при угле падения, не превышающем 12°, на 1 км² наблюдается до 10 даек, а при предельных углах до 60° — до 50 даек (рис. 32). Это свидетельствует о том, что формирование даек шло по мере изгибания флексуры. Возможно, что существует близкая генетическая связь между долеритовыми покровами и пронизывающими их дайками, являющимися корнями трапповых излияний.

Флексуры Красного моря. Осевые дайковые системы вдоль Красного моря и Аденского залива обрамлены с севера параллельной им моноклиальной флексурой, сложенной, согласно Н. Лаугтону, базальтами Шугра и подстилающими их осадками дна рифта. Центральный рифт Красного моря и Срединный хребет Аденского залива продолжают в Индийский океан в виде хребта Карлсберг. Следовательно, моноклиальные флексуры, протягивающиеся вдоль побережий Красного моря и Аденского залива, также параллельны

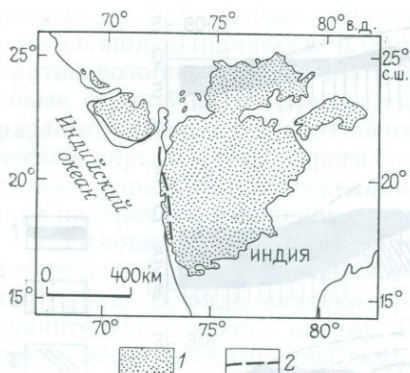


Рис. 33. Флексура Пенвел между Индостаном и рифтом Камбейского залива.

1 — платобазальты; 2 — флексура

срединно-океаническому хребту и связаны с общим процессом вулканизма: дайки и флексуры развивались одновременно с формированием базальтовых покровов в связи с общим растяжением земной коры.

Флексура вдоль северного побережья Аденского залива — моноклинал, параллельная срединно-океаническому хребту Шеба и сопровождающаяся системой даек, вторгшихся по трещинам во время растяжения флексуры, при опускании ее крыла на дно залива.

Это заставляет учитывать важную роль процесса образования

флексур при вулканизме, особенно существенную на окраинах континента, где излияния по флексурным разломам создают мощные моноклиналные толщи базальтов, погружающиеся вместе с осадками в окраинно-континентальные прогибы. Также закономерно флексуры и сопровождающий их вулканизм сопряжены с образованием континентальных рифтов, как это наблюдается в системе флексур Лебомбо — Матеке. Эти флексуры по простираению переходят от ограничения океанического уступа восточной Африки в Восточно-Африканскую рифтовую долину, где выполняют ту же роль, создавая систему магмопроницаемых структур на сводовых поднятиях. В первом случае — на континентальных платформах, во втором — на погружении от континента к океану [42].

Флексура Пенвел. На западном побережье Индостана, вдоль рифта Камбейского залива, по западному уступу Декканского траппового плато расположена флексура Пенвел. Она протягивается от Камбейского залива до юга Декканского плато и далее в меридиональном направлении соединяется с Локкадивско-Керальским грабеном, представляя собой естественную границу между континентом и рифтом Камбейского залива (рис. 33).

Восточное крыло флексуры переходит в Декканское трапповое плато, общая площадь которого составляет около 512 тыс. км². Траппы несогласно перекрывают породы фундамента Индийской платформы, в структуре которого присутствуют рифтовые долины с приуроченными к ним выходами щелочных разновидностей траппов и толеитовых базальтов. Вдоль края континента, где мощность траппов достигает 3 км, флексура образует резкий изгиб, ориентированный параллельно линии побережья Камбейского залива. В пределах этой структуры в поясе протяженностью более 400 км покровы траппов наклонены к западу под углом 10—15°; в восточном направлении они выполаживаются, их мощность уменьшается. Разломы и трещины растяжения, возникшие вследствие изги-

ба и растрескивания трапповых покровов при образовании моноклинали, погружающейся в прогиб Камбейского залива, выполнены сериями мощных даек, пучки которых образуют меридиональные системы вдоль оси флексуры. Здесь также развиты цепочки интрузий, по отношению к которым многие дайки расположены радиально.

Увеличение мощности траппов возле и вдоль оси флексуры почти до 2 км (например, вблизи Бомбея мощность их составляет 1830 м) указывает на их генетическую связь с разломами, сопровождавшими формирование флексуры. На это же указывает и возникновение системы даек в траппах при формировании изгиба западного крыла флексуры, представляющих собой корни базальтовых излияний, питающих плато. Таким образом, опускание западного крыла флексуры сопровождалось внедрением даек и излияниями базальтов по трещинам, открывшимся по простиранию структуры при ее формировании.

Флексуры Колумбийского плато. Равнина Змеиной реки, сложенная кайнозойскими лавами, переслоенными осадочными отложениями, опущена в грабен, ограниченный с северо-востока батолитом Айдахо, а с юга провинцией Хребтов и Бассейнов. По оси грабена вытянута трещинная зона, залитая сопряженными с нею базальтовыми потоками. По простиранию зоны В. Хиллом установлены линейные аномалии Буге до $7 \cdot 10^{-4}$ м/с².

Базальты Колумбийского плато, покрывающие площадь около 120 тыс. км² в Северном Орегоне и Южном Вашингтоне, связаны с линейными трещинными зонами в южной и восточной частях плато. Возможно, эти трещины на глубине переходят в дайки, погребенные под плато.

По-видимому, при сбросообразовании лавы, увеличиваясь в мощности, погружаются в виде моноклиальной флексуры в направлении питающей их дайковой серии. Так, например, известно, что в соседнем с Кордильерами районе центры излияний, давших лавовые покровы, приурочены к окраинам погружений, т. е. также к крыльям флексуры и ее сброшенным блокам.

Флексура Северо-Американских Кордильер. Эта континентальная флексура образовала пояс растяжения, питавший излияния базальтов Колумбийского плато. В позднем мезозое деформации большого масштаба способствовали образованию серии базальтовых даек, параллельных Кордильерам.

Следует отметить своеобразные черты флексуры вдоль Северо-Американского побережья Атлантического океана, сохраняющей строение на протяжении пяти тысяч километров. Океаническое крыло флексуры состоит из двух прогибов, разделенных погребенным хребтом, вытянутым вдоль континентального склона. Внутренний, материковый прогиб заполнен осадками мощностью до 12 тыс. м, а внешний — до 9 тыс. м. Весь разрез юры, мела и кайнозоя сложен мелководными отложениями, образованными во время погружения Северо-Американской платформы. Погребенный хребет, возможно, является реликтом островной дуги.

Формирование флексур несовместимо с представлениями о развитии кордильер в результате сжатия на границах континентов и океанов. Растяжения, контролируемые процессы в этих пограничных областях, не могут являться предпосылкой для последующего сжатия вследствие горизонтальных движений. Речь может идти о сопряженных напряжениях сжатия — растяжения, формирующихся в смежных поясах, к которым относятся сейсмо-тектонический и вулcano-тектонический пояса в островных дугах.

Флексура Лебомбо. Эта флексура расположена на юго-востоке Африканского континента, представляет собой структурное продолжение Восточно-Африканского рифта вместе с известной к северу от нее сходной моноклиналию Мотек-Саби, отделенной поперечной субширотной синклиналию Нуанетши. К югу флексура Лебомбо протягивается вдоль побережья Наталь до 31° ю. ш. Она сформирована в западной части дифференцированной вулканической толщей, падающей к востоку и погружающейся под углом 30° в Мозамбикскую низменность; с запада граничит с трапповым плато Базутоленд, сложенным горизонтальными мезозойскими базальтовыми сериями, имеющими возраст 100—200 млн. лет. Базальты Лебомбо продолжают под Мозамбикским проливом и выходят на о-в Мадагаскар, где вскрыты бурением (рис. 34).

Моноклиналиное падение флексуры Лебомбо как крупной структуры, расположенной параллельно окраине континента, отчетливо прослеживается на протяжении 9 км; оно выражено перемежающимися, согласно залегающими пластами кислых и основных вулкаников, погружающихся к востоку под углами 5 — 20° . Вдоль оси флексуры развиты толщи базальтов, мощность которых достигает 7—13 км, свидетельствуя о длительном развитии флексуры (рис. 35).

Пути вторжения магмы приурочены к краю флексуры, где в пачках долеритов залегают также тела риолитов. Все эти вулканические образования вместе с подстилающими их осадками свиты Карру секутся сериями долеритовых даек, вытянутых меридионально, параллельно простиранию флексуры. К оси структуры приурочены также крупные, линейно вытянутые согласно с нею силлы долеритов, интрузии габбро, гранофиоров и лавовые тела фельзитового облика.

Таким образом, можно заключить, что структура моноклинали Лебомбо, сопряженная с излияниями основного и кислого состава, а также с интрузиями и дайковыми сериями, формировалась одновременно с этими магматическими проявлениями. По всей вероятности, покровы, первоначально занимавшие значительные части Юго-Восточной Африки, образовались вследствие трещинных извержений лав большой мощности, при этом пути их были параллельны простираниям флексуры и рифтам платформы.

Флексура Центральной Франции. Сложное морфоструктурное развитие имеет флексура Центральной Франции, на западном опущенном крыле которой расположен вулканический район Мон-Дор и Пюи.

Рис. 34. Геологическая карта моно-клиальной флексуры Лебомбо (по Н. Коксу, 1972).

1 — осадки мелового возраста; 2 — верхние базальты; 3 — риолиты; 4 — базальты; 5 — оливиновые базальты; 6 — нефелиновые лакколиты; 7 — интрузии TS — син-клиналь; 8 — падение флексуры

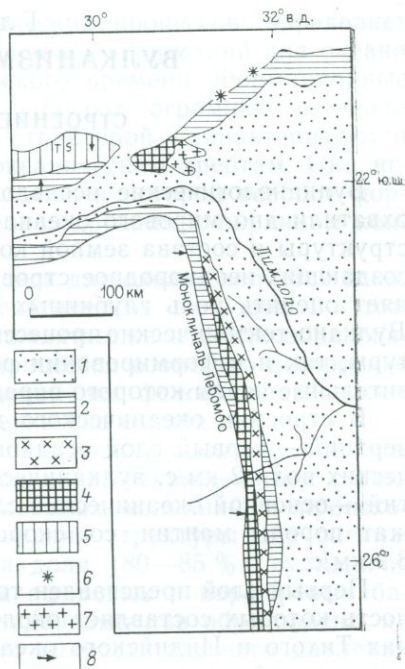
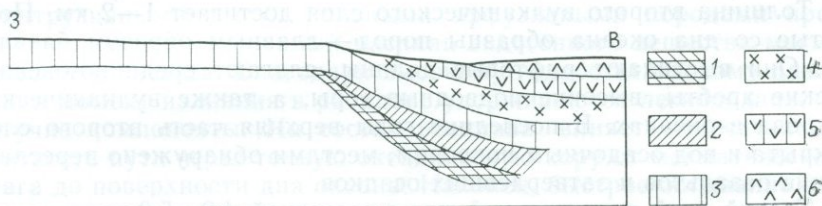


Рис. 35. Соотношение траппов континентов с флексурой Лебомбо (по Г. Миллеру и Ф. Фичу, 1971).

1 — нефелиниты; 2 — оливиновые толенты; 3 — базальты; 4 — риолиты, переслаивающиеся с базальтами; 5 — базальты Лебомбо (толенты и базальты щелочные); 6 — осадки Карру



Восточная часть флексуры поднята в виде глыбы древнего расчлененного пенеплена, средняя — представляет собой бассейны на участках пенеплена, опущенных по разломам. В этот прогиб спустились вулканические обломки с западного крыла флексуры, разбитого разломами и пронизанного многочисленными каналами вулканических излияний. В плицене здесь извергался мощный щитовой вулкан Мон-Дор. Вулканические конусы голоценовой цепи Пюи вытянуты вдоль рифтовой ступени разломов на протяжении 60 км.

ВУЛКАНИЗМ ДНА ОКЕАНОВ

СТРОЕНИЕ ДНА ОКЕАНОВ

Вулканологические исследования в последние годы широко охватили дно мирового океана и опираются на изучение рельефа, структуры и состава земной коры. Изучение различных процессов, создающих неоднородное строение дна, включая вулканизм, позволяет оценить роль глубинных факторов в развитии ложа океана. Вулкано-тектонические процессы доминируют как в создании структуры, так и в формировании рельефа дна океана, наиболее выразительные черты которого определяются вулканизмом.

В строении океанического дна выделяются три главных слоя: верхний — первый слой осадков со скоростью продольных сейсмических волн 2 км/с, вулканический — второй слой — 5,1 км/с и третий — основной океанический слой со скоростью 6,7 км/с. Ниже лежат породы мантии со скоростью продольных волн до 8,0—8,2 км/с.

Первый слой представлен толщей неуплотненных осадков, мощность которых составляет около 1 км. Во многих глубоких впадинах Тихого и Индийского океанов и на склонах срединно-океанических хребтов мощность осадков всего 100—200 м и они полностью выклиниваются к гребню хребта.

Толщина второго вулканического слоя достигает 1—2 км. Поднятые со дна океана образцы пород — главным образом базальты. Они выстилают рифтовые долины, слагают срединно-океанические хребты, высокие подводные горы, а также вулканические острова в океанах. В последние годы верхняя часть второго слоя вскрыта и под осадочным покровом, местами обнаружено переслаивание базальтов и затвердевших осадков.

Третий слой океанической коры толщиной 4,2—5,0 км выделяется главным образом по геофизическим данным. Состав слоя разными учеными представляется по-разному: в рифтовой зоне Индийского срединно-океанического хребта и в зоне Срединно-Атлантического хребта со дна океана были подняты серпентинизированные перидотиты. Согласно наиболее распространенной гипотезе, третий слой сложен магматическими породами основного состава и соответствует базальтовому слою, лежащему в основании континентальной коры, поэтому его также иногда называют базальтовым.

Мезозойско-кайнозойский верхний структурный этаж дна Мирового океана образован слонстым формационным комплексом первого и второго слоев, сложенным (снизу вверх) базальтами, известняками и глинами, и образует самостоятельный формационный этаж дна океана. Этот набор формаций представлен природным парагенезом, в котором изменения в составе слоистой толщи связаны с характерным тектоно-магматическим режимом. При этом

последовательность вулcano-тектонических процессов определяет сочетание типов магматических и осадочных формаций дна океана в течение мезозойского и кайнозойского времени. Формационные комплексы океанических платформ слагают огромные площади океана и, наряду с трехслойной структурой, характеризуются уменьшением возраста к срединно-океаническим хребтам. Они играют роль оси симметрии, по отношению к которой возраст формационного комплекса становится более древним к окраинам континента.

Структура формационного комплекса дна океана является основой для решения ряда историко-генетических вопросов и в том числе кинематики процессов вулcano-тектоники и осадкообразования. В рамках сопоставления этих процессов возможно построение теоретической схемы, воспроизводящей их феноменологическую характеристику, объясняющую строение дна океана.

Слоистые толщи эффузивных и осадочных пород обусловлены циклическими процессами осадконакопления, сопряженными с тектоно-магматическими фазами базальтовых излияний и происходящими в рамках времени формирования структуры дна океана.

На океаническом ложе основная доля (80—85 %) вулканических пород принадлежит излияниям афировых и порфириновых базальтов и долеритов. Особенности подводных лав обусловлены их формированием в условиях высокого гидростатического давления и по этому фациальному признаку лавы приближаются к интрузивным породам. Кроме того, глубоководные лавы по сравнению с интрузивными и субаэральными эффузивными породами представляют менее измененный расплав эндогенного вещества магматического генезиса. Благодаря высокому гидростатическому давлению в момент излияния в расплаве удерживаются легкоподвижные летучие компоненты. На состав расплава влияет относительная краткость пути через тонкую океаническую кору от магматического очага до поверхности дна океана. Наконец, быстрое остывание расплава способствует удержанию в нем химических компонентов и его интрателлурическому состоянию. Среди базальтов выделяются порфириновые и порфиривидные разновидности с крупными фенокристаллами плагноклаза, пироксена, оливина.

Дно океана на глубине 600—700 м состоит из чередования горизонтов порфириновых и афировых шаровых базальтов, базальтовых брекчий и туфов. На срединно-океанических хребтах широко распространены плагноклазовые базальты, которым уступают по распространению пироксеновые базальты, представляющие собой более глубинные фации базальтовых потоков.

Оливинные базальты встречаются на вершинах и склонах подводных гор, на уступах разломов, где они преобладают. Базальтовый состав срединно-океанических хребтов установлен до глубины более 700 м от поверхности дна океана (скв. 332 Гломар Челленджера). При этом по базальтам пройдено около 570 м; между потоками базальтов залегают слои осадков мощностью не более 1 м.

Коренные породы зон трансформных разломов отличаются от

Вулканических пород срединно-океанических хребтов. Здесь большим распространением пользуются габброиды, ультрамафиты и метаморфические породы. Во впадинах, не залитых потоками базальтов, развиты гарцбургиты, лерцолиты и серпентиниты. Вертикальные разломы выводят на поверхность глубоководных равнин океанического дна уступы, сложенные океанической корой.

Основные структурные черты и рельеф океанов формируются под существенным влиянием вулканических процессов. Поэтому изучение подводного вулканизма занимает важное место в океанологических исследованиях.

Общая площадь новейших вулканических областей дна океана намного больше, чем на суше. К тому же на дне океана вулканические излияния мезозойско-кайнозойского возраста составляют площадь, во много раз превосходящую площадь аналогичных по возрасту вулканических областей.

Общее представление о роли дна океана в структуре Земного шара может быть охарактеризовано следующими цифрами.

При площади Земного шара 510 млн. км² материка с переходными зонами и шельфовыми окраинами занимают территорию около 233 млн. км², что составляет 46 %, а ложе океана 277 млн. км², т. е. соответственно 54 % площади земного шара.

Представление о чрезмерном превышении площади океанов над площадью континентов основано на наличии обширных площадей шельфов и переходных зон, затопляемых водами океана в процессе трансгрессий, когда они вторгаются на территорию континентов и переходных структур.

Шельфовая и переходная окраина континентов равна около 82 млн. км², что составляет около 1/3 относительно общей площади континентов. Таким образом в зоне перестройки как в сторону образования континентальной коры, так и в обратном направлении, находится ныне более 1/3 всей площади континентов, что составляет 16—20 % всей площади Земного шара. Площади, охваченные альпийским орогенезом на океаническом дне, мобильные зоны срединно-океанических хребтов, составляют не менее 60 млн. км². Следовательно, на долю океанических платформ приходится лишь около 220 млн. км², т. е. значительно менее, чем на площади континентальных платформ.

Переходные зоны между континентами и океанами разделяются на конструктивные, в которых переход осуществляется превращением океанической коры в континентальную по мере приближения к континентальной окраине, и деструктивные, в которых наблюдается обратный процесс — деструкция континентальной коры и переход ее в океаническую. Наряду с этими главными направлениями эволюции земной коры существуют подчиненные процессы деструкции континентальной коры в конструктивных зонах и ее консолидации в деструктивных.

Континентальный склон и поверхность краевых плато, переходя в шельф, перекрываются мелководными осадками, образуя выравненные ступени, спускающиеся до абиссальных глубин, как это

наблюдается в северной части Индийского океана. Прогибы и впадины фундамента заполняются отложениями аллювиальных шлейфов, уходя в глубины океана, сложенные океанической корой.

Шельф обычно принадлежит затопленной окраине континента и не входит в категорию переходной зоны, под которой понимается контрастный пояс структурного рельефа, захваченный преобразованием земной коры.

Переходная зона деструктивного типа расположена на окраинах древних платформ и несогласно срезается границами континента без проявления современного интенсивного магматизма и сейсмичности. Эта зона отличается широким развитием глыбовой тектоники, аккумулятивных процессов, заполнением осадками окраинно-континентальных прогибов и локальным проявлением вулканизма на коре континентального и океанического типа.

Крупнейшими структурами дна океана являются океанические котловины, представляющие собой регионы, подобные континентальным щитам. Обладая плоским дном, эти котловины имеют земную кору, достигающую мощности 10—15 км, и покрыты осадочным чехлом, за вычетом мощности которого остается фундамент океанической коры толщиной 5—10 км. Динамические характеристики позволяют рассматривать структуру океанической коры в качестве переходной между континентальной и океанической, чему соответствует также сходство разрезов океанических котловин с разрезами соседних континентальных окраин. Эталоном таких разрезов может служить хорошо изученная Канадская котловина Арктического бассейна. Плоское дно котловины входит в контур изобаты 3—4 км. Геодинамические характеристики коры и разрез сходны с разрезом о. Шпицберген. Следовательно, имеются основания для предположения о происхождении котловины за счет погружения Гиперборейской платформы. Предполагается несколько путей ее океанизации — базификация за счет термального метаморфизма, погружение путем рифтового обрушения площади залитой мощными толщами базальтов и, наконец, образование за счет спрединга.

Ложе океанических котловин, обрамляющих срединно-океанические хребты, имеет холмистый рельеф, не сходный с рельефом склонов срединных хребтов. Это заставляет сомневаться в происхождении котловин за счет спрединга. По направлению от котловин к континентам происходит не погружение, а поднятие литосферных плит, что также не соответствует принципам НГТ.

Океаническим котловинам присущи, вероятно, континентальные в прошлом структуры фундамента, о чем свидетельствуют палеогеографические данные о происхождении северо-западной части Тихого океана, а также горизонтальное залегание осадков, типичное для платформ, рельеф дна океана и его строение.

Кинематика вулканизма в срединных океанических хребтах. В осевых рифтовых зонах срединно-океанических хребтов молодой вулканизм приурочен к сводам, различаясь в зависимости от строения хребтов по типу излияний. Ширина рифтовых зон обычно не

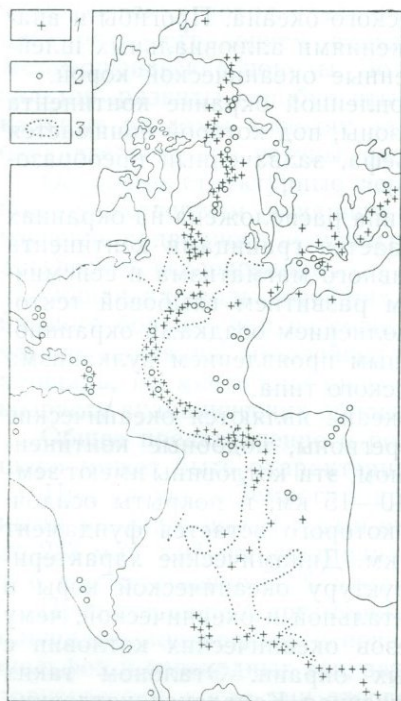


Рис. 36. Вулканы Атлантического океана (по Г. Менарду).

1 — вулканы; 2 — землетрясения; 3 — контур Срединно-Атлантического хребта

Атлантического океана созданы вулканотектоническими структурами и подводным вулканизмом, образующими подводные хребты и острова (рис. 36). Последние являются либо горстовыми поднятиями, сложенными базальтовыми излияниями, либо надстройками на базальтовых излияниях второго слоя океанической коры.

Прерывистость в вулканической деятельности вдоль срединно-океанических хребтов подчеркивается фрагментарностью рифтовых долин на их сводах. Наряду с этим наблюдаются перерывы и в распределении землетрясений, свидетельствующие об отсутствии непрерывной зоны разломов вдоль хребтов, расчлененных на отдельные блоки, смещенные по трансформным разломам вследствие гравитационной тектоники. Двусторонние трансформные сдвиги связаны со скольжением сводов срединно-океанических хребтов. Согласно А. В. Ильину, трансформные разломы имеют более древний возраст, чем хребты, которые наложены на древнюю сеть разломов в виде сводовых поднятий, в дальнейшем испытавших обрушения [8].

Трансформные разломы дна океанов, вероятно, являются частью рогматической сети разломов Земли, в которой трещины растяже-

превышает 1—2 км. Более узкие хребты характерны для Атлантического и Индийского океанов. Восточно-Тихоокеанское поднятие увенчано крупными вулканами. К ним относятся активные щитовые вулканы шириной 1—2 км с рифтовыми трещинами на склонах и волнистыми лавовыми потоками. Вулканические зоны обрамлены зияющими трещинами, параллельными оси рифтов, переходящими к склонам срединно-океанических хребтов в сбросовые уступы.

Активность извержений изменяется по простиранию хребтов.

Вулканизм дна Атлантического океана. Рассмотрим Атлантический океан, в котором насчитывается до 1000 подводных гор высотой более 1 км и примерно 3000 высотой более 0,5 км. Подавляющее большинство из них представляет собой базальтовые вулканы конической формы с крутыми слабо расчлененными склонами и остроконечными вершинами. Главные черты дна Ат-

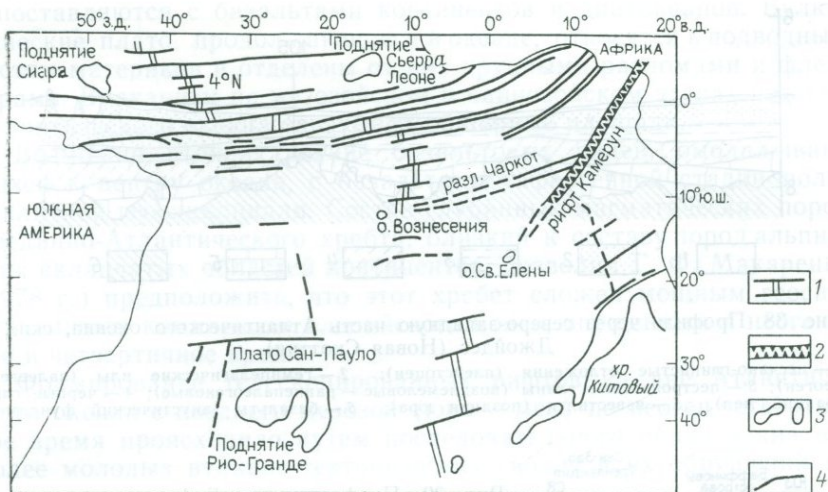


Рис. 37. Тектоника экваториальной части Атлантического океана.

1 — рифты, ограниченные трансформными разломами; 2 — рифты, пересекающие океан — континент; 3 — поднятия на дне океана; 4 — разломы

ния направлены вдоль осей вулканических поясов срединно-океанических хребтов и орогенов островных дуг, пересекающихся ортогональной сетью разломов. На это указывают данные о сходстве сети разломов Анголы (Африка) и плато Св. Елены (Атлантический океан) с сетью разломов Бразильского щита (Америка). Трансформные разломы оживляют древние субширотные структуры, пересекающие океаны, выходя на континенты и их современная активность подтверждается землетрясениями. Трансформные разломы разделяют срединно-океанические хребты на смещенные по отношению друг к другу блоки.

Наряду с трансформными разломами при оживлении субширотных структур дна океана в мезозойское и кайнозойское время образуются телескопированные рифты Камерунского типа. Такой вулканический пояс протяженностью более тысячи километров пересекает Гвинейский залив, уходя в глубь Африки и достигая озера Чад. Это один из крупнейших вулканических поясов, пересекающих как континент, так и дно океана (рис. 37).

Камерунский разлом лежит в поясе активизации докембрийского разлома Нгоранонге. Трог Бенуа, включающий Камерунский рифт в качестве внутреннего обрушения, продолжает трансформный разлом Чаркот, уходящий в Атлантический океан параллельно экватору. Формирование этой структуры, образующей на дне океана антиклиналь Абакалики, относится ко времени обрушений запада Африканской платформы на дно океана. Камерунский разлом на всем протяжении по дну океана сопровождался вулканизмом, в отличие от трансформных разломов, сейсмичность которых проявляется только в пределах срединно-океанических хребтов. Радио-

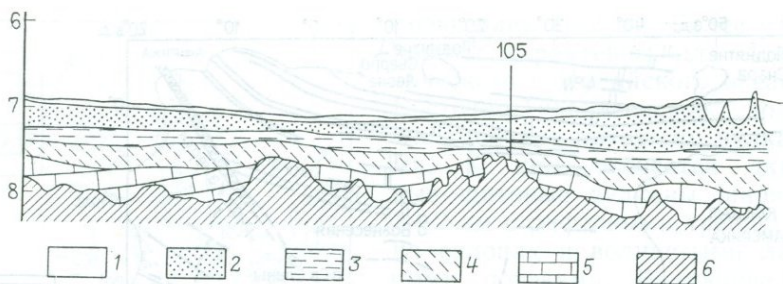


Рис. 38. Профиль через северо-западную часть Атлантического океана, скв. 105 Джойдес (Новая Скоттия).

1 — песчано-глинистые отложения (плейстоцен); 2 — гемипелагические илы (палеоген — неоген); 3 — пестроцветные глины (позднемеловые — раннепалеогеновые); 4 — черные глины (ранний мел), 5 — известняки (поздняя юра); 6 — базальты (акустический фундамент)



Рис. 39. Профиль через Баффинов залив (рифтовая система блоков Тулейского фундамента)

метрический возраст (от 35 млн. лет и до ныне) вулканизма проливает свет на последовательность этих событий, вслед за которыми современные движения, фиксируются сейсмичностью и вулканизмом, проявляющимися как на дне океана, так и на континенте.

Асимметричные хребты (подводные горы, возвышенности и плато на дне океана) по строению более разнообразны, чем Срединно-Атлантический хребет, и образованы толеитами, субщелочными и щелочными базальтами. Тектоника и вулканизм в осевой части Срединно-Атлантического хребта проявляются в современном рельефе с вулканическими сооружениями на поверхности, сочетающимися с вулкано-тектоническими структурами.

Альпийская геосинклиналь экваториальной части Атлантического океана от Гибралтара до Карибского моря служит областью активного кайнозойского вулканизма. Экваториальный хребет Атлантики является подводным звеном между альпийскими геосинклиналями Америки и Средиземноморья. Находки на океаническом продолжении этого Альпийского пояса альпинотипных гипербазитов свидетельствуют о реликтах островных дуг на дне океана; к ним, как считает В. Лавров, относятся выходы зеленокаменных геосинклинальных толщ и гипербазитов впадины Романш.

Вне Альпийского пояса, пересекающего Атлантический океан, его дно является океанической платформой, покрытой площадными излияниями толеитовых базальтов и осложненной вулкано-тектоническими структурами (рис. 38). В ряде случаев континентальные вулканические покровы продолжаются на дне океана через флексуру окраины континента (рис. 39), разбитую разломами, пронизанными дайками. По возрасту базальты, слагающие дайки,

сопоставляются с базальтами континентов и дна океанов. Вулканические плато, продолжающиеся в океане, относятся к подводным частям материков и отделены от них крупными разломами и флексурами. Вулканизм на мезозойском и кайнозойском этапах истории Атлантического океана охватывал обширные площади.

Возможно отождествление базальтовых полей, омолаживающихся к центру океана, с базальтами тафrogenной стадии полициклической геосинклинали. Состав глубинных магматических пород Срединно-Атлантического хребта, близкий к составу пород альпийских складчатых областей континентов, позволил Г. Ф. Макаренко (1978 г.) предположить, что этот хребет сложен мощным геосинклинальным комплексом альпийского пояса, опущенным в неогеновое и четвертичное время.

Формирование телескопированных рифтов на дне Атлантического океана с позднего мезозоя (юра — мел) по неоген-четвертичное время происходило путем последовательного образования все более молодых вулканотектонических сводов и их обрушений по направлению к оси океана.

«Перистые» по отношению к Срединно-Атлантическому хребту вулканотектонические поднятия типа Китового хребта были образованы наряду с другими горстовыми и сводовыми вулканическими массивами — Азорским, Канарским, Бермудским — островами, лежащими как в глубоководных котловинах, так и вблизи континентальной окраины. Цоколь этих островов обычно представляет собой подводное плато, возвышающееся над дном океанических котловин.

Острова Атлантического океана, кроме образованных глыбами платформенных окраин, отделенных от материка опусканиями по разломам, а также внешних островных дуг, в основном вулканического происхождения. Надводные вулканы в Атлантическом океане сложены главным образом базальтами и образуют вулканические конусы и цепи (рис. 40).

Масштаб вулканизма от юрско-мелового до неоген-четвертичного времени уменьшился не менее чем в 1000 раз, о чем свидетельствуют огромный объем вулканических пород второго слоя Атлантического океана и сравнительно незначительный объем морфологически выраженных на дне океана вулканических построек.

Вулканизм второго слоя дна Атлантического океана. На севере Атлантического океана в результате дифференцированных движений погрузились на дно обширные площади, в том числе Фарерская возвышенность — древняя горная страна, сложенная каледонидами, выходы которых известны на плато Рокколл.

Подводное плато Рокколл как блок континента Евразии погружено неглубоко и сохранило континентальный тип земной коры. Предполагается, что дно северной части Атлантического океана между Гренландией, Исландией, Скандинавией и Британскими островами представляет собой глубоко денудированную и опущенную поверхность каледонской платформы, на которой расположены эпиплатформенные осадочные бассейны палеозойского или мезозой-

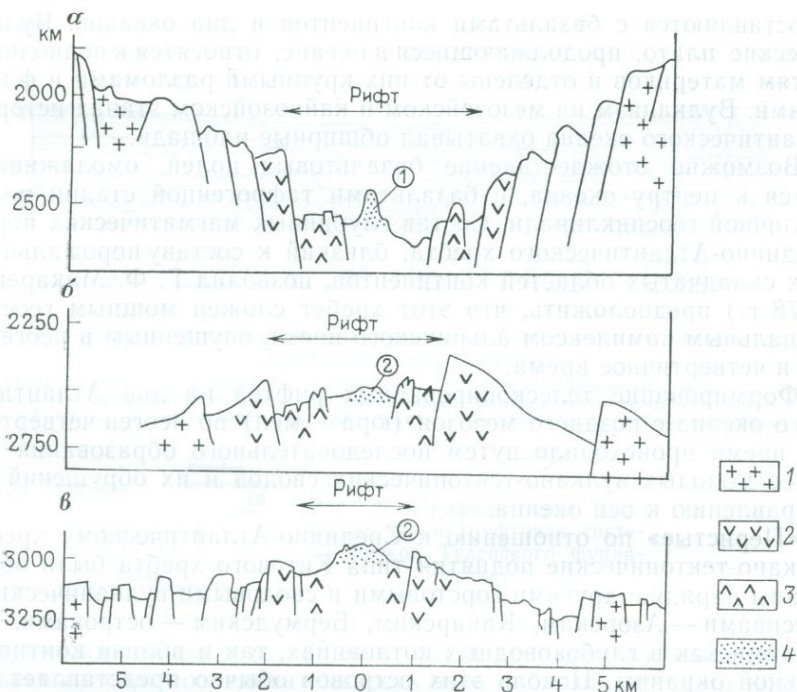


Рис. 40. Телескопированные рифты срединно-океанических хребтов.

а — Срединно-Атлантический хребт у 37° с. ш., б — Галапагосский хребт у 86° з. д., в — Восточно-Тихоокеанское поднятие у 3° с. ш. 1 — борт наружного рифта; 2 — борт внешнего рифта; 3 — вулкано-тектоническое поднятие внутреннего рифта; 4 — осевое поднятие с трещинами; цифры в кружках: 1 — вулкан Венера, 2 — щитовые вулканы в осевых рифтах

ского возраста, перекрытые базальтовыми излияниями второго слоя океанической коры. Вулканические покровы, участвующие в строении второго слоя, образованы трещинными излияниями толеитовых базальтов, а частично и высокоглиноземистых, и щелочных базальтов (верхние горизонты слоя).

Опускания в северной части Северной Атлантики начались в позднем палеоцене. Это соответствует допалеоценовому времени излияния базальтов (провинция Туле), вскрытых НИС «Гломар Челленджер» (скв. 117А на глубине 313 м). Выше залегают базальтовые конгломераты и трансгрессивные терригенные отложения палеогена (верхний палеоцен — низы эоцена), нижнеэоценовые глины и сланцы (100 м), олигоценые известняки (150 м). Фациальный состав разреза свидетельствует об опускании земной коры после базальтовых излияний [43].

К той же провинции Туле принадлежат платобазальтовые излияния Шотландии, Ирландии и Исландии. При этом в Шотландии в туфо-лавовой серии обнаружены прослой с растительными остатками неогенового возраста, свидетельствующими о неоднократных вертикальных поднятиях и опусканиях.

Хребет Рейкьянес образован рифтовыми куэстами с крутыми юго-восточными склонами и пологими северо-западными. Склоны террасированы и сопровождаются зоной холмистого рельефа с амплитудами высот около 100 м и уклонами не более 10—12°.

Фарерские острова сложены базальтами, разделенными на три серии: между нижней и средней серией лежат терригенные угленосные осадки мощностью около 10 м. Толща базальтов мощностью 3000 м моноклинально наклонена на восток под углом 1,5—6°. Драгирование подводного плато показало, что дно здесь сложено толеитовыми базальтами, оливиновыми андезито-базальтами, пемзой, андезитами, фонолитами, трахитами и песчаниками.

Для северной части Атлантического океана характерно наличие микроконтинентов. Эта часть океана образована в мел-палеогеновое время, позднее, чем сформировавшаяся в позднем мезозое южная часть Атлантики, с более полным преобразованием континентальной коры в океаническую, чем северная. Деструкция континентальных окраин ведет к погружению и исчезновению континентальной коры Африки и Америки согласно схеме телескопированного рифтогенеза симметрично Срединно-Атлантическому хребту. При этом вулканизм сокращается по площади к центру океана.

При общей симметрии Атлантического океана относительно его осевой части — рифта Срединно-Атлантического хребта — характерно блоково-глыбовое строение ложа Атлантического океана, параллельного оси Срединно-Атлантического хребта. Различаются следующие зоны, параллельные Срединно-Атлантическому хребту: 1) рифтовая зона; 2) фланги Срединно-Атлантического хребта; 3) океанические котловины (абиссальные холмы и равнины).

Блоки имеют горизонтальные размеры 10×20 км и вертикальные превышения с крутыми уступами высотой 400—800 м. Они четко выявляются в рельефе склонов Срединно-Атлантического хребта, а в абиссальных котловинах блоковое строение установлено по геофизическим данным.

Строение рифтов в сводовых поднятиях Срединно-Атлантического хребта. Срединно-Атлантический хребет разделяется по простиранию на несколько хребтов, эшелонированно отстоящих друг от друга; в каждом из них имеется рифтовая долина, относящаяся к гребням хребтов и обрамленная рифтовыми горами.

Узкая и неглубокая рифтовая долина составляет центральную часть сводов, сложенную обширным базальтовым плато, — зону расширения и максимального поднятия свода. На периклинальных погружениях хребтов ширина и глубина рифтовых долин максимальны, свидетельствуя о возрастании роли тектоники сравнительно с вулканизмом в рельефообразовании. Аналогичные закономерности свойственны континентальным рифтовым зонам, где тектоническая блоковость рельефа возрастает к окраинам флангов свода. Это подтверждается также увеличением роли сейсмичности на флангах хребтов. Такая вулкано-тектоническая и геоморфологическая самостоятельность крупных блоков хребтов свидетельствует об отсутствии единого для свода рифтового растяжения —

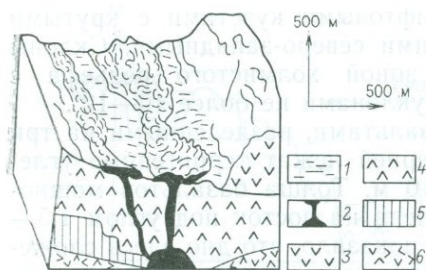


Рис. 41. Блок-диаграмма осевой рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (по Ф. Аументе, 1974). 1 — осадки; 2 — базальтовый очаг и излияния потоков; 3 — базальты; 4 — метабазиты; 5 — габбро; 6 — перидотиты

непрерывной трещины спрединга. Структурная асимметрия рифтовой зоны заключается в флексурном строении ее крыла, характеризующегося широким развитием лавовых плато, наряду с крутыми тектоническими уступами другого крыла рифта. Это имеет аналогию в Восточно-Африканском рифте, где рифтогенез связан с образованием зоны интенсивного дробления у западных бортов рифта и моноклиальной флексуры у восточных бортов с асимметричным проявлением нефелинитового вулканизма к западу от оси рифта. При дальнейшем воздымании оси рифта вулканизм завершился фолонитовыми покровами. Здесь мы встречаемся с флексурами, типичными для океанических уступов континентальных обрушений. Такой рельеф хорошо объясняется с позиций телескопированного рифтогенеза за счет вертикальных тектонических движений с образованием сбросовых уступов рифтовых структур. Новейший вулканизм Атлантического океана связан со следующими структурами: 1) рифтовыми зонами Срединно-Атлантического хребта, 2) трансформными разломами, 3) островными дугами, 4) вулканотектоническими поднятиями (сводовыми и линейными), 5) авлакогенами.

Зоны вулканического рельефа занимают большие площади глубоководного дна Атлантического океана с грядовым распространением холмов и субмеридиональным простираем вулканических гор в Западной Атлантике, обусловленным линейной тектоникой.

Кинематика вулканизма Срединно-Атлантического хребта. Срединно-Атлантический хребет является вулканотектоническим поднятием, созданным излияниями базальтов, сопровождающимися дроблением океанической коры на блоки с рифтообразованием на своде хребта (рис. 41). Хребет состоит из серии субпараллельных гребней грядового строения, охватывающих обширное нагорье шириной около 1000 км. В хребте еще сохранились гребни рифтовых уступов по разломам, развитие которых в течение кайнозоя охватило зону с четким проявлением субпараллельных палеомагнитных аномалий.

Детальные исследования Срединно-Атлантического хребта показали несовпадение знака аномалии магнитного поля со знаком остаточной намагниченности подводных базальтов, а также отсутствие корреляции между интенсивностью аномалий магнитного поля и величиной намагниченности базальтов, согласно Д. М. Печерскому и Е. Г. Мирлину (1974 г.).

Полосовые палеомагнитные аномалии связаны с различной намагниченностью дайковых корей разновозрастных базальтовых покровов, слагающих дно океана. Возраст этих базальтов, как и подстилающих их пород, увеличивается от срединно-океанических хребтов к берегам Атлантического океана. Такое строение Атлантического океана объясняется его образованием путем телескопированного рифтогенеза, когда, подобно процессу, наблюдаемому в молодых вулканических поясах и в Красном море, рифты образуют серию вложенных вулcano-тектонических обрушений, более молодых к центру океана.

Выходящие за рамки структуры Срединно-Атлантического хребта и его склонов области абиссальных котловин и континентальных уступов отличаются изометричностью палеомагнитных аномалий, свойственной и трапповым областям, что, вероятно, свидетельствует о принадлежности этой территории к области платформенных обрушений. Выровненное и спокойное магнитное поле наблюдается и в районах древних реликтов океанической коры триас-раннеюрского возраста.

Острова Ян-Майен, Исландия, Азорские, Сан-Паулу центральной части Атлантического океана являются в основном вулканическими вершинами срединного хребта. Вулканические извержения здесь происходят и в настоящее время в подводных и наземных условиях.

Остров Исландия — огромный щитовой вулкан миоцен-плейстоценового возраста, разбитый системой рифтовых разломов, подобно тому как это наблюдается на Гавайских островах и на о. Сен-Поль в Индийском океане. Площадь Исландского щита около 250 тыс. км², он представляет собой двояковыпуклую вулканическую линзу с мощностью миоценовых базальтов, увеличивающейся к центру до 10 км. Самые древние лавы имеют возраст 16 млн. лет и становятся моложе к центру неовулканических зон, параллельных Срединно-Атлантическому хребту.

Исландия рассечена тремя рифтами, в которых происходит современная вулканическая деятельность — наиболее активная на Земле. Исландия лежит на оси Срединно-Атлантического хребта и ее центральный рифт совпадает с направлением рифтовой долины срединного хребта. Наряду с платобазальтами здесь широко развиты лавы кислого и среднего состава, образование которых С. Тораринсон связывает с наличием под базальтовым покровом острова «гранитного» фундамента земной коры со слоем, где скорости сейсмических волн отвечают «гранитному» слою коры и определяют мощность последней в 27,8 км, т. е. близкой к мощности коры континентов.

Вулканические излияния в рифтовой зоне Исландии различаются от трещинных, с цепочкой потоков на протяжении десятков километров, до щитовых вулканов центрального типа; соответственно с различием типов магмы встречаются вулканы различного морфологического типа: щитовые, трещинные, центральные, конусовидные и шлаковые конусы, сопровождающие ареальные излияния.

Эволюция структуры и вулканических сооружений Исландии находит объяснение на основе схемы телескопированного рифтогенеза.

Архипелаги Мадейра, Канарских, Азорских островов и островов Зеленого Мыса возникли в послемiocеновое время на дне неглубокого океана и имеют между собой много общего. Над полого поднятым основанием поднимаются высокие вулканические острова или подводные вулканы. Подводные плато Атлантического океана — Исландское, Азорское, Св. Елены и Романш — сложены в своем основании древними метаморфическими породами.

Азорские острова — сложная многоярусная вулкано-тектоническая структура, воздвигнутая на поднятом своде. Острова связаны с сейсмичными разломами того же направления и тектоническая мобильность Азорско-Гибралтарского хребта проявляется в землетрясениях и вулканической активности субширотного ряда структур, простирающихся в средиземноморский пояс. Аналогичный пояс землетрясений протягивается к Пиренейскому полуострову от срединно-океанического хребта с гипоцентрами на глубине не более 60 км. Вулканические зоны протягиваются вдоль Азорского порога Азорско-Гибралтарской мобильной зоны и гребня Срединно-Атлантического хребта.

Азорские острова поднялись 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. Формирование купольно-сводового фундамента вулканов Азорских островов к востоку от Срединно-Атлантического хребта связано с двумя структурами: субмеридиональным сводом Срединно-Атлантического хребта и вулкано-тектонической структурой, подчиненной подводным широтным валам альпийской складчатости. Параллельно протягиваются узкие глубокие впадины, напоминающие глубоко-водные желоба.

Вулканизм на островах, лежащих юго-восточнее, более древний, чем на северо-западной группе островов, где хорошо сохранились крупные кальдеры. Вулканы близки к щитовым с радиальными разломами (о. Пику — 2320 м); активный вулкан Фаял (102 м) лежит в рифте широтного направления. Вулканы обычно сложены щелочными базальтами. Ряд островов образован подводными хребтами, связанными с трещинными излияниями северо-западного направления, имеющими на склонах плато веерообразную форму. Азорское плато на северо-западе переходит в рифтовые горы Срединно-Атлантического хребта и подводный фундамент западных островов архипелага Флориш и Корву имеет субмеридиональную ориентировку. Активная сейсмичность и вулканизм являются признаком современного тектогенеза, в отличие от стабильного абиссального дна океана у подножья континентов (Северо-Африканская котловина).

В районе Азорского архипелага и прилегающих районах Северной Атлантики подводные горы сложены преимущественно моло-

дыми вулканическими породами с преобладанием базальтов и трахибазальтов. Там, где вулканизм на Азорских и соседних островах продолжался в предмиоценовое время, возникало поднятие и образовались мелководные банки, а в самом начале миоцена произошло опускание.

Архипелаг Мадейра юго-западнее Азоро-Гибралтарского хребта образован древними вулканическими горами и современная вулканическая деятельность здесь отсутствует.

Канарские острова и острова Зеленого Мыса, возвышающиеся на пологом поднятии, примыкающем к континентальному склону Африки, являются областью современного вулканизма и землетрясения. Эти архипелаги вулканических островов расположены на сводах погруженной континентальной земной коры, образующей куполообразные вулкано-тектонические поднятия на дне океана, аналогичные сводовым поднятиям Азорских и Гавайских островов.

Сводово-купольные блоки земной коры структурно развиваются под влиянием вертикальных тектонических движений с мощным тепломассопереносом, обеспечивающим вулканическую деятельность, рифтогенез и кальдерообразование. Процессы обрушения куполообразных структур приводят к кальдерообразованию, в то время как на сводовых поднятиях преобладает рифтообразование.

Канарские острова на востоке имеют фундамент субконтинентального типа, ограничивающий с запада континентальную солянокупольную область Западной Африки. Опущенная континентальная окраина между шельфом Африки и восточными Канарскими островами по мощности достигает более 24 км (под о. Гран-Канария 20 км). Под западной группой Канарских островов океаническая кора утолщена и переходит в субконтинентальную кору. Граница океанической коры совпадает с границей спокойной магнитной зоны.

Канарское сводовое поднятие является вулкано-тектонической структурой длительного развития, сложенной толщей мезозойско-кайнозойских пород и лав мощностью около 10 км (по геофизическим данным). Граница Мохо на востоке поднятия лежит на глубине 20 км, на западе — на глубине 10—12 км, а в центре — на глубине 15 км.

После окончательного распада Канарского свода на серию глыб, увенчанных отдельными вулканами — островами, рифтогенез происходил в условиях океанической коры. Острова западнее Гран-Канарии — типичные вулканические сооружения в пределах океанической земной коры. Остров Гран-Канария расположен в переходной зоне, а о. Фуэртевентура, возможно, сформирован в пределах материковой земной коры. Вся островная группа возникла в ходе развития глубинного разлома северо-восточного простирания.

В районе островов Зеленого Мыса, и особенно к востоку от Бразилии, также имеются погружения материковой земной коры с ее океанизацией. Глыбово-вулканические поднятия океанического дна увенчаны конусообразными вулканами. К таким поднятиям относятся поднятия островов Зеленого Мыса, Бермудское, Гвиней-

ское, многочисленные, но менее крупные поднятия Бразильской и Капской глубоководных котловин. Сюда же следует отнести поднятия Сьерра-Леоне и Угловое с вулканическими горами. Ступенчатый рельеф материкового подножия Африки у островов Зеленого Мыса свидетельствует о существовании лавовых покровов, прикрытых слоем осадков; подножие островов Зеленого Мыса сложено массивными вулканическими породами. Признаки ранне-неогенового вулканизма известны на поднятии Зеленого Мыса, расположенном северо-восточнее самих островов.

Для материкового подножия в Атлантическом океане отмечаются нисходящие ступени, образованные покровами вулканических лав, покрытых незначительным слоем морских отложений. Материковое подножие у Восточной Бразилии, Северной и Юго-Западной Африки относится главным образом к структурно-вулканическому типу. К северу от Бразилии много подводных вулканов, образующих хребет длиной 1300 км, параллельный побережью и отделенный от него расстоянием в 200 км, поднимающийся над дном на высоту от 300 до 4000 м. Хребет сложен вулканическими породами и имеет возраст 100 млн. лет. Для Бразильской котловины характерны многочисленные лавовые покровы, цепи подводных и надводных вулканов. Вулканы в южной части Срединно-Атлантического хребта небольшие и встречаются редко. Островные дуги Атлантического океана сопровождаются современным активным вулканизмом с контрастным рельефом вулканов центрального типа.

Центральные и Южно-Американские островные дуги окаймлены желобами. Желоб Пуэрто-Рико простирается примерно на 900 км с максимальной глубиной 9207 м. Океанический склон желоба более пологий, островной — крутой (до 20°). У подножия островных дуг лежат цепи конусообразных вулканических вершин.

Сводово-вулканическими поднятиями являются Антильская и Южно-Антильская внешние гряды островных дуг. Поверхность поднятий расчленена слабо, местами над ними поднимаются одиночные подводные вулканы. Внутренние островные дуги несут крупные вулканы андезитового типа.

Вулканы глубоководных районов Атлантического океана образуют цепи, вытянутые вдоль разломов. В Северо-Американской котловине находится разлом Корнуолл, с которым связана система побочных разломов, несущих цепи подводных гор Кельвин, Угловое поднятия и Новой Англии.

Срединный Атлантический хребет по проявлению вулканизма дифференцирован, в его рифтовых долинах лишь небольшие вулканы высотой до 300 м сложены толеитовыми базальтами, молодые потоки которых морфологически хорошо различимы при подводных съемках (рис. 42). Более крупные вулканы с щелочными базальтами известны на склонах Срединно-Атлантического хребта и в трансформных разломах между рифтами. Азорские острова, так же как и Канарские, не могут быть отнесены к Срединно-Атлантическому хребту, так как они не принадлежат к его активным вулканическим структурам рифтовой зоны, а образуют архипелаги

в Восточной Атлантике, частично располагаясь на сводовых поднятиях континентальной коры у берегов Африки (острова Канарские, Зеленого Мыса и др.) и Америки (Бермудские острова). По структурному положению такие вулканы близки к сводовым вулcano-тектоническим поднятиям Африканской платформы (вулканы Тибести, Ахаггар и др.).

В позднем мезозое наземные излияния вулканов Камерунского рифта представляли собой лавы, типичные для континентальной коры на всем протяжении пояса, вплоть до Срединно-Атлантического хребта. Нет основания считать, что континентальная кора в прошлом существовала лишь в узкой зоне вулканического пояса. Вероятнее всего, континент занимал все пространство Атлантического океана до срединно-океанического хребта. Континентальные вулканические излияния принадлежали к рифту, пересекавшему континент, вплоть до современной Центральной Африки. Лавы континентального типа, относящиеся к позднемезозойским излияниям, аналогичные извлеченным со дна океана, на всем протяжении вулканического пояса известны также на континенте в рифте Бенуэ, обрамляющем Камерунский рифт Западной Африки (см. рис. 38).

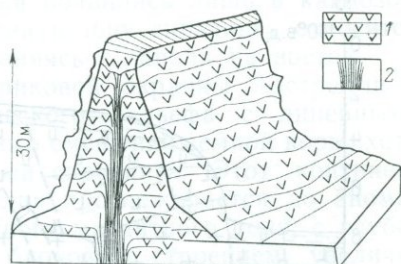


Рис. 42. Подводный вал, сложенный трещинными излияниями базальтов в рифте Срединно-Атлантического хребта (по Д. Форнари, 1977).

1 — базальтовые потоки, образующие подводный вал; 2 — дайки базальтовых излияний

ВУЛКАНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ ЗАПАДНО-АВСТРАЛИЙСКОЙ ВПАДИНЫ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА

История формирования глубокой океанической впадины, разделяющей Австралию и Антарктиду, начиналась с возникновения обширных межконтинентальных рифтов, пересекающих базальтовые вулканические плато. Общая закономерность вулканических излияний, заключающаяся в увеличении их возраста к окраинам континентов, хорошо укладывается в систему структур телескопированных рифтов, типичную для многих вулканических поясов Земного шара. При этом рифтогенез происходит пульсационно, с постепенным уменьшением масштаба излияний по мере замыкания рифтовой серии в срединно-океаническом хребте.

Категории спрединга, введенные для объяснения несоответствий в развитии океанических структур,— асимметричный, ультрамедленный (0,5 см/год), аномально быстрый спрединг (17 см/год), а также «перескоки» спрединга, являются попытками выхода из кризиса новой глобальной тектоники, однако спрединг между Австралией и Антарктидой предусматривает вначале разрыв в середине поздней эпохи раздвига этих континентов (ранний мел, маг-

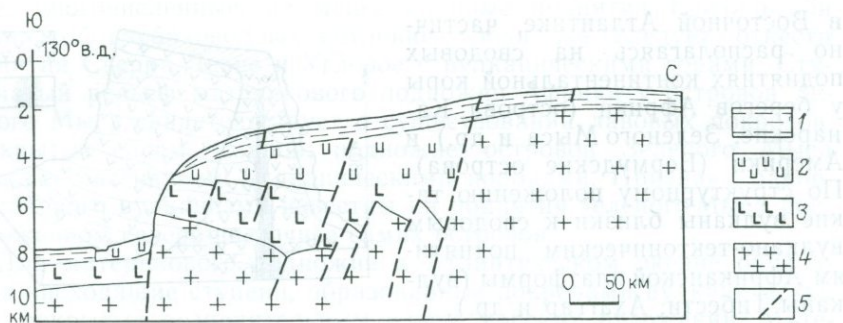


Рис. 43. Профиль через окраину Австралийского плато.

1 — кайнозойские отложения; 2 — верхнемеловые отложения; 3 — нижнемеловые отложения; 4 — кристаллический фундамент; 5 — разломы

нитные аномалии № 34—19), затем на западном фланге (эоцен, аномалия № 19), а еще позднее — на восточном фланге (олигоцен, аномалия № 13). Отделение континентов по расколу, имеющему столь длительный возраст и происходящему поэтапно, требует чрезвычайной подвижности континентальных окраин, при которой само понятие «блоки континентов» теряет свое значение. Формирование бассейна между континентами происходило в результате вертикальных движений, следствием которых является трансгрессивное образование разновозрастных бассейнов. Этому соответствует роль вертикальной блоковой тектоники на стадиях отделения западного и восточного флангов Австралийского континента от Антарктиды (рис. 43).

Неясен вопрос о типе и возрасте начальных базальтовых излияний между Австралией и Антарктидой. Носили ли они в первый этап континентальный характер или происходили на океанической коре?

Краевые плато Австралии являются блоками кристаллических пород, опущенных в период формирования океана между континентами и заполнения депрессий мощными толщами осадков от позднеюрского до неогенового возраста. Максимальная мощность осадков относится к позднему мелу. Рифты, разделяющие Австралию и Антарктиду, разные по возрасту и простиранию; самые древние из них образованы в раннем мелу. Мезозойские рифтовые серии осадков имеют континентальное происхождение, а кайнозойские — морское; морские условия осадкообразования постепенно перемещаются с запада на восток, охватывая в эоцене весь район. Плато Натуралистов и Тасманское являются опущенными блоками кристаллического фундамента, перекрытыми базальтами. Глубокие депрессии этих подводных вулканических плато отделены от континентов Австралии и Антарктиды нормальными сбросами.

Процесс формирования осадочных толщ перемещается от окраин континентов к центру срединно-океанического хребта. Толщи пермо-триаса мощностью до 8 км лежат вблизи континентальных окраин. Однако мезозойский рифтогенез происходил в континен-

тальных условиях и морские осадки появились лишь в кайнозое. Ранняя фаза морской трансгрессии в зону спрединга относится лишь к позднему мелу, распространяясь с запада на восток.

Зона Диамантина вдоль материковой окраины Австралии — пояс разноамплитудного тектонического рельефа с линейными формами без признаков спредингового смещения земной коры, хотя и простирающегося параллельно оси спрединга. Этот континентальный уступ платформы Австралии прослеживается до аномалии № 19 в пределах зоны спокойного магнитного поля, с глубоким погружением фундамента, с блоковым строением, увеличивающимся в восточном направлении вдоль окраины Австралии. Древнейшие палеомагнитные аномалии № 34—19 (поздний мел—эоцен), вероятно, имеют связь с дайковыми сериями, прорезающими окраины континента и, подобно аравийским, не поддающимся интерпретации по спрединговой гипотезе. Это признается и в рамках новой глобальной тектоники для зоны Диамантина, где предполагается лишь ультрамедленный спрединг (0,5 см/год) в течение периода 84—44 млн. лет.

Концепция «продвигающихся рифтов» — попытка объяснения раскола Австралии — Антарктиды в течение позднего мела — олигоцена с интенсивным внутририфтовым вулканизмом фактически соответствует системе центростремительного телескопированного рифтогенеза, в котором вулканизм с олигоценового времени донные становится моложе к современной оси срединного океанического хребта. После ультрамедленного спрединга зоны Диамантина (110—100 млн. лет) вводится «перескок оси спрединга» к югу и приращение вновь образованного ложа океана к Австралийской плите. Аналог зоны Диамантина у материкового подножия Антарктиды отсутствует. Введение «перескока» спрединга — путь для объяснения условий формирования Австрало-Антарктической котловины предматерикового прогиба с толщиной осадков большей мощности. Фактически речь идет о прекращении первой фазы вулканизма в течение верхнего мела, обрушении области платоизлияний и формировании нового сводового вулканотектонического поднятия с излияниями базальтов в пределах телескопированного рифта.

В период от 44 до 9,5 млн. лет была сформирована серия базальтовых излияний, образовавших плато, в дальнейшем испытавшее обрушение. По периферии плато о. Кергелен на своде одноименного хребта является уступом телескопированного рифта, северный уступ которого образован подводным хребтом Брокен. Плато Брокен — Кергелен в течение палеоцена — позднего эоцена было поднято в период излияний до уровня океана. В начале олигоцена предполагается новый этап вулканотектонической истории юго-восточного Индийского хребта — излияния в рифте между хребтами Кергелен и Брокен (рис. 44).

Следует заметить, что юго-западные склоны хребта Кергелен несут палеомагнитные аномалии позднемелового возраста (№ 33—34), свидетельствующие о принадлежности фланга хребта к Антарктическому континенту, подобно отнесению хребта Брокен к

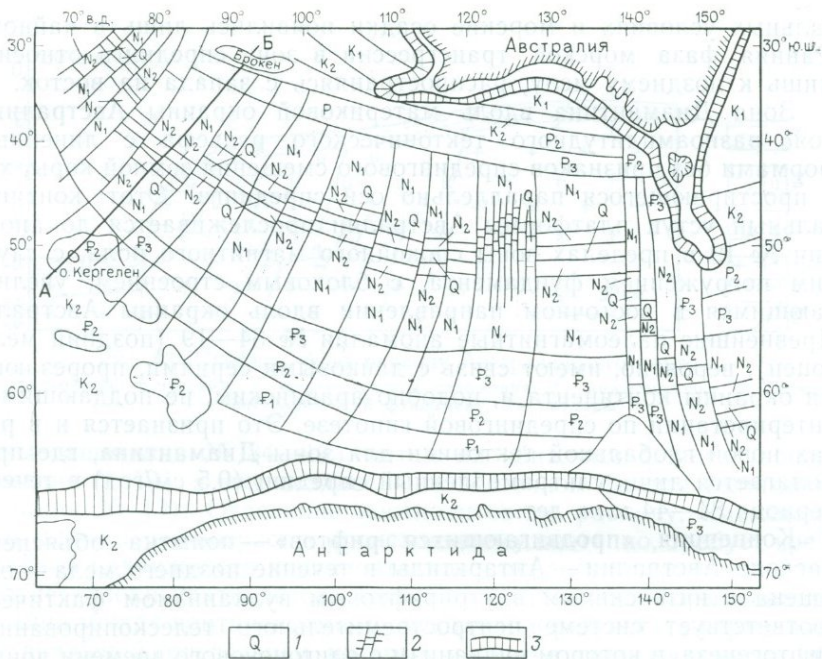


Рис. 44. Геологическая схема Австрало-Антарктической депрессии и разрез А—Б (По И. А. Кузмиц, 1984).

1 — положение срединно-океанического хребта; 2 — трансформные разломы; 3 — континентальный уступ

континентальной окраине Австралии, как и плато Натуралиста, сходного с хребтом Брокен. Позднемиловые отложения всех субконтинентальных поднятий между Австралией и Антарктидой имеют мелководное происхождение, свидетельствуя об общем поднятии их субстрата в период вулканической деятельности. Профиль к карте этого района иллюстрирует схему телескопированного рифтогенеза, сопровождающего вулканизм второго слоя коры (рис. 45).

В конце мела была сформирована вулканическая область излияний, по флангам которой ныне находятся о. Кергелен и подводный хребт Брокен. С эоцена (14 млн. лет) формировалась рифтовая впадина Австрало-Антарктической котловины.

В плиоцен-плейстоцене происходят внутририфтовые телескопированные излияния, дающие продукты для образования юго-восточной части срединного Индийского хребта. Пульсационная стадийность вулканических излияний, возраст и размеры которых уменьшаются по мере смещения к срединно-океаническому хребту, происходят в рамках структур телескопированного рифтогенеза. Плато Кергелен расположено симметрично с хребтом Брокен. В дальнейшем эти блоковые структуры были надстроены вулканическими аппаратами. Поверхности выравнивания палеоцена —

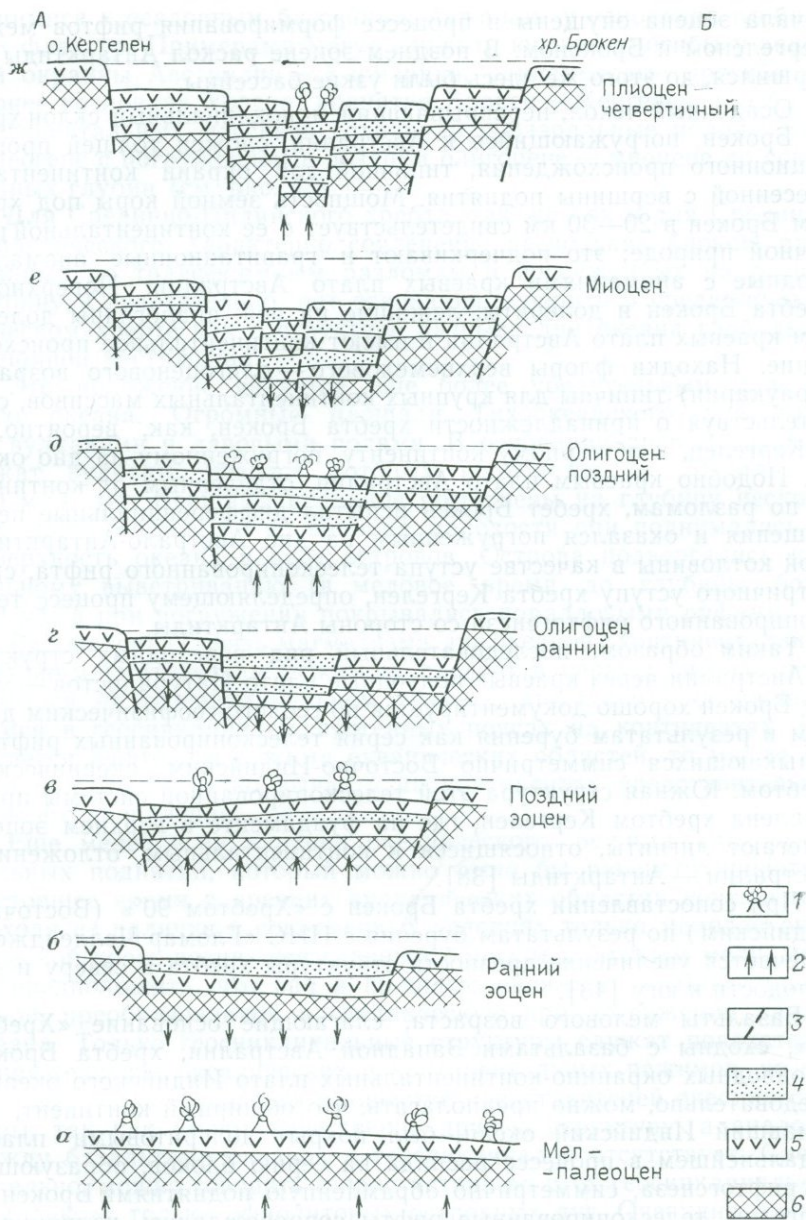


Рис. 45. Разрез-схема по А—Б эволюции вулканизма о. Кергелен — хр. Брокен. По разрезу показана последовательная смена вулканотектонических структур, начиная с мел-палеоцена и кончая современной эпохой. 1 — вулканы; 2 — направление тепломассопереноса; 3 — разломы; 4 — осадки; 5 — вулканические породы; 6 — фундамент

начала эоцена опущены в процессе формирования рифтов между Кергеленом и Брокеном. В позднем эоцене раскол Антарктиды завершился, до этого же здесь были узкие бассейны.

Осадочный чехол, перекрывающий моноклиальный склон хребта Брокен, погружающийся к Австралии, сложен толщей проградационного происхождения, типичной для окраин континента и снесенной с вершины поднятия. Мощность земной коры под хребтом Брокен в 20—30 км свидетельствует о ее континентальной первичной природе; это подчеркивают и гравитационные аномалии, сходные с аномалиями краевых плато Австралии. Поверхность хребта Брокен и долериты, лежащие на ней, аналогичны долеритам краевых плато Австралии и имеют континентальное происхождение. Находки флоры верхнемелового — олигоценового возраста (араукарии) типичны для крупных континентальных массивов, свидетельствуя о принадлежности хребта Брокен, как, вероятно, и о Кергелен, к обширному континенту, погруженному на дно океана. Подобно краевым плато Австралии, отделенным от континента по разломам, хребет Брокен испытал дифференциальные перемещения и оказался погруженным на дно Австрало-Антарктической котловины в качестве уступа телескопированного рифта, симметричного уступу хребта Кергелен, определяющему процесс телескопированного рифтогенеза со стороны Антарктиды.

Таким образом, последовательный ряд переходных структур от Австралии через краевые подводные плато Натуралистов — хребет Брокен хорошо документируется по геолого-геофизическим данным и результатам бурения как серия телескопированных рифтов, замыкающихся симметрично Восточно-Индийским океаническим хребтом. Южная структура этой телескопированной системы представлена хребтом Кергелен, где на фундаменте в верхнем эоцене залегают лигниты, относящиеся к континентальным отложениям Австралии — Антарктиды [38].

При сопоставлении хребта Брокен с «Хребтом 90°» (Восточно-Индийским) по результатам бурения с НИС «Гломар Челленджер» отмечается увеличение древности структуры хребта к северу и его молодости к югу [43].

Базальты мелового возраста, слагающие основание «Хребта 90°», сходны с базальтами Западной Австралии, хребта Брокен и подводных окраинно-континентальных плато Индийского океана. Следовательно, можно предполагать, что обширный континент, занимавший Индийский океан, был покрыт долеритовыми плато. В дальнейшем в процессе распада на серию блоков, образующих ось рифтогенеза, симметрично обрамленную поднятиями Брокен — Кергелен, телескопированные рифты сопровождался излияниями все более молодых базальтов, при этом характерно, что рифтогенез, завершавший вулканизм каждой стадии вулканотектонического цикла, был периодом осадконакопления в рифтах. Мощные осадочные толщи датируют периоды перерыва вулканизма и последующий рифтогенез. Рифты являются вместилищем осадочных отложений наряду с окраинно-континентальными прогибами, отно-

сящимися к осадочным бассейнам, лежащим у основания глобальных флексур. Примерами могут служить юрские прогибы у западной окраины Австралии — Карнарван, раннемеловые прогибы севернее котлована Уорена, поднятия Брокен — Кергелен, где блоки континентальных массивов сохраняли субаэральные положения в палеогене с погружением в позднем олигоцене — миоцене до современных глубин (см. рис. 43).

Для Срединно-Индийского хребта, так же как и для Срединно-Атлантического, характерно сочленение нескольких блоков, разорванных по трансформным разломам и погруженных на разную глубину. Следовательно, нет основания говорить о срединно-океаническом хребте как о структуре разрыва дна океана глобальной трещиной растяжения.

Это положение является еще более убедительным для Тихого океана. Огромные площади Тихоокеанского дна заняты вулканами и лавовыми полями. В основании древних атоллов лежат вулканы, возраст которых колеблется от 70 млн. до 100 млн. лет. Вершины вулканов погружены на глубину нескольких тысяч метров, но во времена молодости они поднимались на поверхность океана в виде островов. Острова подвергались длительному выветриванию (в меловое время до глубины более 100 м), а при погружении покрывались коралловыми рифами.

Рассматривая связь магматизма дна океанов с континентальным тектоно-магматическим режимом, следует в первую очередь остановиться на геосинклинальном режиме, отчетливо прослеживаемом в геосинклинально-орогенных поясах на континентах. Что касается рифтового режима океанических областей, то мы не можем достаточно четко выявить на континентах представительной зоны его проявления.

Еще менее ясна картина океанического режима сводово-купольных поднятий, который можно было бы реконструировать в настоящее время в древних вулканических областях континентов. Исходя из наличия в современных условиях только молодой океанической коры, возникшей главным образом в позднем мелу, можно предположить, что она в прошлом являлась континентальной корой, преобразованной в океаническую при погружении на дно океана. Только геосинклинальные структуры служат показателем сопряженности океанических и континентальных режимов, но они не могут рассматриваться в качестве представителей океанической коры, так как имеют качественно другую структуру, а аналогия между базальтами океанов и геосинклиналей отсутствует. Следовательно, можно говорить о присутствии во всех геосинклинальных комплексах только офиолитовых островных дуг. Очевидна прямая необратимость океанической земной коры, в то время как континентальная кора может преобразовываться в океаническую в процессе обрушения континентов. Океаническая кора не может превращаться в континентальную путем «всплывания» на уровень континентов, но исчезает в геосинклинальном процессе образования континентальной коры в пограничной зоне континент — океан.

Если океаническая кора является порождением мантийных вышплавов, то базальтовые покровы второго слоя представляются непосредственными ее членами и интенсивные базальтовые излияния связаны с низким ГУВИ. Возникает вопрос о первичности и вторичности океанической коры — в последнем случае путем обрушения и океанизации на низком геоморфологическом уровне континентальной коры. Континентальная кора образуется геосинклинальным процессом за счет океанической. Однако эвгеосинклинальные вулканические комплексы, согласно Б. Лутцу (1980), не соответствуют океаническим базальтам, а являются продуктом геосинклинального процесса в переходной области.

Основной принцип НГТ — первичность океанической коры, генерируемой в рифтовых зонах. Собственно океаническими структурами являются рифтовые, связанные с наиболее типичным для океанов процессом обрушения сводов и куполов после мощных вулканических излияний. Для континентов также характерен рифтовый режим, но наряду с ним проявляются разнообразные процессы орогенеза (эпигеосинклинального и эпиплатформенного) и тектоно-магматической активизации. В пределах Тихоокеанской впадины наблюдается значительная дифференциация структур, образованных за счет различных по возрасту процессов тектоники и вулканизма.

Исходя из огромного масштаба вулканизма происхождение дна Тихого океана является вулкано-тектонической проблемой, которая здесь детально не рассматривается. Приводится лишь пример, характеризующий роль рифтогенеза в происхождении дна океана.

Рифты Галапагосского хребта (Восточно-Тихоокеанское поднятие). К мобильным областям Тихого океана относятся различные типы куполовидных и сводовых поднятий, в развитии которых важную роль играет рифтогенез.

В строении восточной части Галапагосского хребта выделена активная вулканическая зона, расположенная в центральном рифте, имеющем кулисообразное строение и высоту гребней 10—55 м. Вулканы щитового типа слагают в центре рифта осевой хребет с возрастом излияний около 10 тыс. лет. Внеосевые кальдерные вулканы расположены в 20 км от осевого хребта на флангах поднятия высотой 2650 м (северный) и 2500 м (южный).

Сейсмическая деятельность проявляется вдоль трансформных разломов и чрезвычайно слаба в зоне рифтов. Детальные сейсмические исследования позволили выявить коровый резервуар магмы на глубине 6 км под кровлей свода. В осевом рифте преобладают трещины растяжения без сбросов с излияниями, преимущественно сосредоточенными возле отдельных трещин, экструзивных потоков, разбитых столбчатой отдельностью. Рифт разделен по простиранию двумя поднятиями. В северном поднятии преобладают современные лавовые потоки и гидротермы. Южное поднятие разбито трещинами с незначительной гидротермальной деятельностью. По окраине грабена-рифта в полосе шириной до 500 м, ограниченной

вертикальными сбросами, наблюдаются две гидротермальные зоны и широкие потоки подушечной лавы.

КОРОВЫЕ РИФТЫ ГАВАЙСКИХ ОСТРОВОВ

Геофизические исследования и изучение механизма извержений Гавайских вулканов позволили установить генетическую последовательность развития рифтового вулканизма. Недифференцированная первичная базальтовая магма проникала из мантии по подкоровым разломам и заполняла резервуары на глубине нескольких километров под вулканами. Первичные рифты, отмеченные магнитными аномалиями, формировались вслед за этим. В периферических очагах происходила дифференциация магмы на толеитовые и щелочные лавы, формирующие Гавайские вулканы в процессе периодических извержений. Тепло-массоперенос создавал повышенное давление в основании кровли и поднятие свода вулканотектонического хребта.

Рифты, образовавшиеся на поднятиях океанической коры, представляли собой протяженные депрессии, позднее заполненные лавами повторных излияний [44].

Распределение глубинных рифтов Гавайского хребта установлено на основании линейных магнитных аномалий [48]. Большая линейная рифтовая структура прослежена по дну океана в виде непрерывной субширотной разломной зоны Молокаи, вытянутой в западном направлении вдоль Гавайского хребта (рис. 46). Кольцевые дипольные магнитные аномалии связаны с вулканическими структурами центрального типа, указывая на присутствие интрузий в вулканических жерлах. Эти интрузии являются источниками излияний, создавших щитовые базальтовые вулканы Гавайских островов.

Коровые рифты образуют серию пересекающихся линейных структур, которые прослеживаются с востока на запад вдоль Гавайского хребта под островами Гавайи, Ланаи, Мауи, Молокаи и с запада на северо-запад-восток под островами Оаху, Кауаи, Мауи (рис. 47).

Острова Гавайского хребта возвышаются над дном океана на 8 км и обладают магнитными аномалиями, имеющими нормальную полярность по отношению к современному магнитному полю Земли. Характерно наличие чередующихся положительных и отрицательных магнитных аномалий (рис. 48).

Верхний ярус вулканотектонических депрессий Гавайских островов представлен линейными рифтами на щитовых вулканах и кольцевыми кальдерами на их сводах. Эти рифтовые и кальдерные разломы проявляются лишь в пределах вулканических построек и хорошо изучены морфологически и структурно. Современные рифтовые структуры связаны с вулканизмом линейного и кольцевого типа на щитовых вулканах и не всегда унаследованы от коровых рифтов. Это обусловлено, видимо, тем, что коровые рифты после создания вулканического хребта утратили активность, в то время

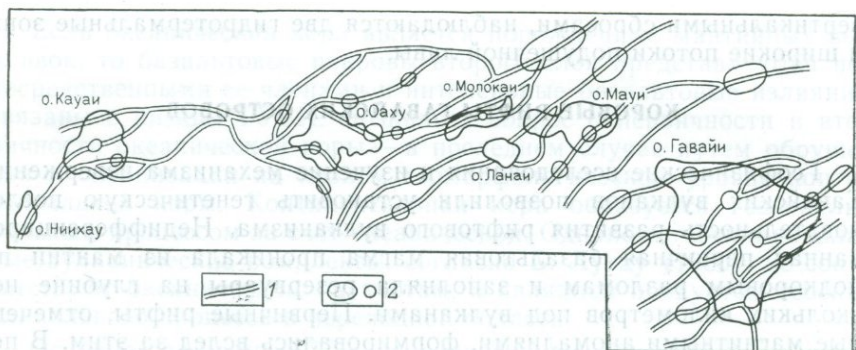


Рис. 46. Коровые рифты и вулканические жерла Гавайских островов.
 1 — коровые рифты; 2 — вулканические жерла

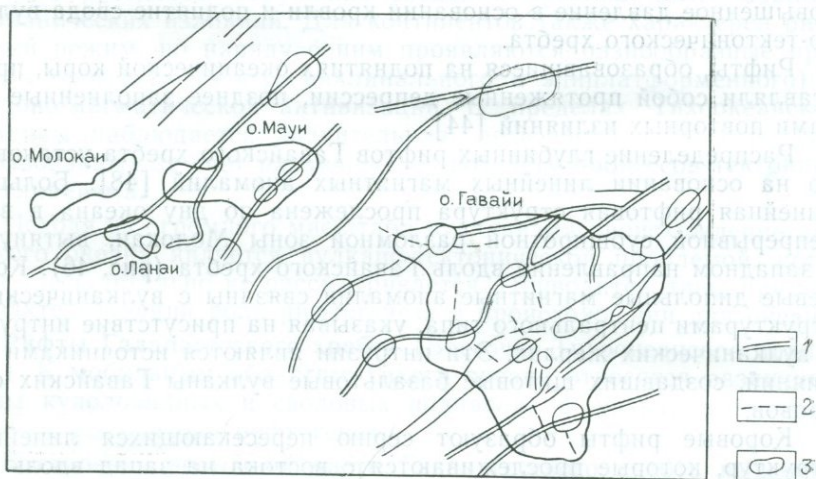


Рис. 47. Коровые и современные рифты Гавайских островов.
 1 — коровые рифты; 2 — современные рифты; 3 — вулканические жерла

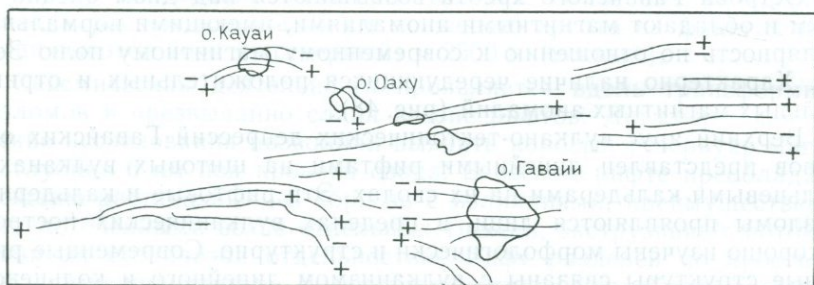


Рис. 48. Рифты и магнитные аномалии Гавайских островов. Магнитные аномалии:
 положительные (с плюсом); отрицательные (с минусом)

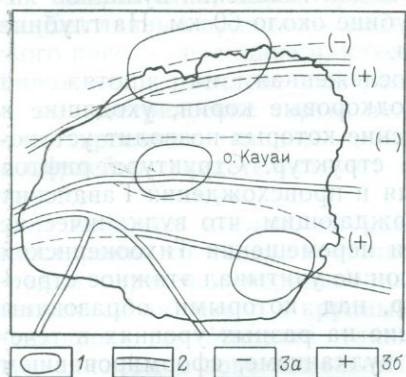


Рис. 49. Рифты и магнитные аномалии о. Кауаи (по А. Малахову и Э. Буларду, 1966).

1 — жерла; 2 — рифты; 3 — аномалии:
3а — отрицательные, 3б — положительные

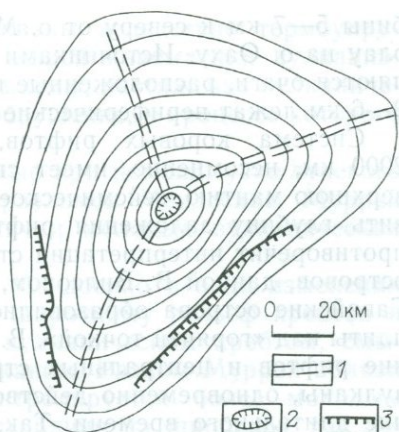


Рис. 50. Щитовой вулкан Гавайского типа.

1 — рифты радиального направления; 2 — кальдеры; 3 — сбросы

как на кольцевых структурах продолжают функционировать вулканы щитового типа и сформировались радиальные линейные рифты. В настоящее время по ним происходят излияния базальтовой магмы, в то время как центральные жерла, с которыми связано заполнение кальдер лавовыми озерами, иссякли. Локальные магнитные аномалии связаны с вулканическими центрами, частично сохранившими активность, а линейные аномалии представляют интрузивные магнитноактивные породы в рифтовых хребтах. Предполагается, что крупные нормально-полярные аномалии принадлежат также интрузиям перidotитов (рис. 49).

Крупные магнитные аномалии отражают направления простираний коровых рифтов, прослеживающихся параллельно двум направлениям линеаментов Гавайских островов. Первое, более древнее направление отвечает субширотному простиранию разлома Молокаи, а второе — вкрест простирания Гавайского хребта имеет запад-северо-западное направление. Вулканические жерла в пределах рифтов принадлежат к молодым структурам, центры которых локализованы в земной коре и в периферических очагах, частично заключенных в вулканическом сооружении.

Рифтовая зона представляет собой современную, активную в восточной части зону разломов, сопровождающуюся вулканизмом, возраст которого становится все более древним в западном и северо-западном направлениях, вдоль Императорского хребта. Геодинамика вулканотектонического свода, образующего цоколь Гавайских островов, изучена на основе сейсмических, магнитометрических и гравитационных исследований. В зоне разлома Молокаи свод пронизан интрузиями мантийных магм, поднявшихся до глу-

бины 5—7 км к северу от о. Мауи и до 15 км над вулканами Коолау на о. Оаху. Источниками магмы для гавайских вулканов являются очаги, расположенные на глубине около 60 км. На глубине 2—6 км лежат периферические очаги.

Система коровых рифтов, прослеженная на протяжении 2000 км, несомненно, имеет свои подкоровые корни, уходящие в верхнюю мантию, сейсмическое изучение которых позволит установить глубину заложения рифтовых структур. Структура рифтов противоречит интерпретации строения и происхождения Гавайских островов, данной В. Вилсоном, утверждающим, что вулканические Гавайские острова образовались при перемещении Тихоокеанской плиты над «горячей точкой». В. Вилсон не учитывал этажное строение рифтов и центральных структур, над которыми образованы вулканы, одновременно действовавшие на разных уровнях в течение длительного времени. Так, при вулканизме, сформировавшем второй базальтовый слой, излияния происходили из верхней мантии, вероятно, на уровне поверхности Мохо. При постепенном образовании вулканических щитов очаги вулканизма перемещались в верхнем этаже земной коры, пока окончательно не локализовались в верхнем ярусе — фундаменте самих построек щитовых вулканов (рис. 50).

Гипотеза о «горячих точках», созданная для объяснения вулканических рядов, якобы образующихся вследствие прохождения литосферных плит над мантийными «плюмажами», не подтверждается фактами. Это касается также вулканов Канарских, Азорских островов и островов Зеленого мыса.

К следам «горячих точек» относят «Хребет 90°», хребет Луисвилль, а в последнее время и вулканические хребты, обнаруженные на разломах широтного направления в восточной части Тихого океана: Мендосино, Пайонир, Кларион, Молокаи и др. [44]. Эти разломы обладают вдоль своего простираения различными термомеханическими свойствами литосферы. Разломные зоны представляют собой узкие полосы контрастного рельефа, включающего цепи вулканов как параллельных, так и перпендикулярных к простираению разломов. Сторонниками гипотезы «горячих точек» дается новое ее толкование, при котором каналами извержений являются разломы, уже существующие перед началом вулканизма. Простираение зон разломов определяется по присутствию вулканов во внутренних частях плит.

Следует отметить, что размещение вулканов по отношению к Восточно-Тихоокеанскому поднятию и к зонам разломов Мендосино и другим разломам этого типа подобно и позволяет предполагать сходство динамики и кинематики вулканизма этих зон.

Вулканы, заведомо не относимые к «горячим точкам», в Тихоокеанском поднятии расположены вдоль разломов, перпендикулярных, косо ориентированных и параллельных по отношению к поднятию. Небольшие вулканические цепи расположены, кроме того, вдоль простираения разломов-сбросов Восточно-Тихоокеанского поднятия. Эти вулканические разломы, включая наиболее важные

перпендикулярные к хребту, образованы вследствие термоупругих напряжений, характерных для общей кинематики вулканизма. Ее главный принцип — поднятие магмы, растяжение вулканического пояса — излияние и, наконец, обрушение, в процессе которого формируется расчлененный рельеф.

Батиметрические карты, полученные при помощи узко-лучевого эхолотирования западных районов разломов Мендосино, Муррей и Сервейер, свидетельствуют о наличии молодых вулканических конусов.

В широком и сложном разломе Мендосино в зоне изменения простираения от северо-восточного к широтному рельеф хребтов и впадин пересечен меридиональным вулканическим хребтом, смыкающимся на севере с крупным вулканом. Разлом Муррей вблизи подводных гор Мюзишн также контролируется более молодым вулканизмом в зоне изменения простираения на широтное, где лежат параллельные ему вулканические цепи и отдельные вулканы. Они сопровождаются мелкими вулканами, сходными с вулканами Восточно-Тихоокеанского поднятия и зонами разломов. В зоне разломов Сервейер расположено несколько сложных вулканических хребтов вдоль северной окраины, имеющих близширотное и меридиональное простираения; зона разлома Сервейер простирается здесь на северо-восток.

Ряд вулканов с высотой 1—1,5 тыс. м связан со структурами, несогласными с рельефом абиссальных холмов, и характеризуют зону Сервейер. Нагрузка вулканических массивов на океаническую кору в зоне разломов создает дополнительные напряжения, вызывающие сейсмичность и вертикальные движения с образованием флексур.

Следовательно, к процессам, сопровождающим вулканизм, следует отнести локальные растяжения коры за счет поднятия магмы в зонах растяжения флексур, связанных с термомеханическими напряжениями в литосфере. Разрывы в поясах напряжений сопровождаются серпентинизацией ультраосновных пород, способствующей тектоническим скольжениям, сопровождающим сжатие в зонах контрастных движений.

ПОДНЯТИЯ ХЕССА И ШАТСКОГО В ТИХОМ ОКЕАНЕ

Согласно Ю. М. Пущаровскому, поднятия Хесса и Шатского сформированы на континентальной коре, где высокая плотность пород была обусловлена интенсивным тектоническим скручиванием океанских «земель» и вулканизмом в мелководно-континентальной обстановке. Учитывая мощный размах вертикальных движений на дне океанов, не уступающий по масштабам континентальным, а также большую магматическую проницаемость, можно предполагать сложную историю северо-западной части Тихого океана.

Согласно структуре аномального магнитного поля западная часть Тихого океана отличается мозаичностью, в то время как восточная характеризуется линейностью. Поднятия Хесса и Шатского

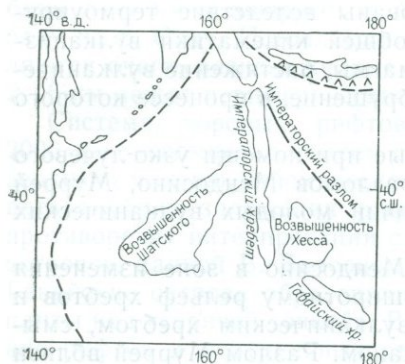


Рис. 51. Структуры-близнецы — возвышенности Шатского и Хесса

плитах, позволяют относить поднятия Хесса и Шатского к структурам типа антеклиз океанического дна (рис. 51). Повышенная магматическая активность в структурах этих тихоокеанских поднятий создала мощную линзу вулканических пород и толщу интрузий с соответственным увеличением мощности второго и третьего слоев океанической коры и с образованием высокоскоростного слоя в ее подошве (мощность коры 19—22 км).

Разнообразие вулканических пород с толеитовыми базальтами в основании разреза, надстроенными щелочными базальтами и трахитами, позволяет судить о сложной вулкано-тектонической истории поднятий, очевидно, имевших на ранних этапах субаэральную историю развития. Симметричное расположение поднятий Шатского и Хесса по отношению к Императорскому хребту позволяет предполагать сходство их с поднятиями Кергелен и Брокен, также симметричными относительно Восточно-Австралийского срединно-океанического хребта. Учитывая раннекайнозойский возраст Императорского хребта, можно отнести его происхождение к молодой рифтовой зоне, обрамленной более древними структурными поднятиями.

Поднятие Обручева. Протягивается вдоль Алеутского желоба к Курило-Камчатскому. Свод поднятия увенчан вулканами, а к юго-востоку продолжается Императорским хребтом. Геологическая эволюция поднятия заставляет предполагать его позднемезозойскую континентальную предысторию и структурное положение как антеклизы.

На разломах, обрамляющих склоны поднятий северо-западной части Тихого океана, включая также Гавайское и Магелланово (в Центральной котловине), базальты второго слоя эволюционировали от толеитовых до щелочных типов. Базальты второго слоя начала маастрихта относятся к мелководным излияниям. Мощность коры увеличена так же, как и на аналогичных поднятиях северо-запада Тихого океана.

по магнитным аномалиям относятся к мозаичной зоне магнитного поля. Аномалии привязаны к определенным магматическим структурам: отрицательные — соответствуют вулканическим горам на юге поднятия Хесса, положительные — относятся к высокомагнитным породам, залегающим в основании крупных разломных уступов на юге поднятия, со значительной мощностью земной коры.

Стратиграфические перерывы в фундаменте при наличии более полного разреза верхнего мела — палеогена, чем на абиссальных

Былая континентальная структура океанических поднятий не противоречит современной океанической структуре, приобретенной в процессе глубокого погружения океана в кайнозойское время. Поэтому принадлежность рассмотренных поднятий к фрагментам древнего континента Пацифик, слагавшего северо-западную часть Тихого океана, получает все новые и новые подтверждения как при изучении глубинных структур, так и по данным геологического картирования приокеанических районов Японии и Камчатки.



Рис. 52. Палеогеография Японии в поздней перми (по Р. Хои, 1982)

В палеогеографических построениях все более конкретизируется представление о континентальных площадях, существовавших западнее Японских островов. Суша Ойяси, принадлежавшая к докембрийской Китайско-Корейской платформе, вероятно, занимала обширную площадь северо-западной части Тихого океана в позднепермское время. Затем она была опущена на дно и образовала фундамент системы островных дуг, отделяющих окраинные моря от океанических пространств (рис. 52).

Континентальная кора Берингова моря имеет мощность порядка 10—12 км и отделена от Тихого океана Алеутской дугой, внешний хребет которой сложен мелководными осадками олигоцен-миоценового возраста, а внутренняя дуга — плиоцен-четвертичной вулканогенной толщей, надстроенной действующими вулканами.

ВУЛКАНИЗМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЯ

Субширотные ряды рифтовых морей, заливов и пелагогенных (глубоководных) областей — Средиземное, Черное, Красное, Южная часть Каспийского моря, Аденский залив, относятся к внутри- и межматериковым впадинам, созданным преимущественно процессами вертикальных неогеновых движений земной коры, сопровождаемых активным вулканизмом. Субстратом этих впадин являются геологические структуры, претерпевшие обрушение, частичную деструкцию и океанизацию коры, — древние и молодые платформы и альпийские складчатые образования (рис. 53).

В мезозое и кайнозое происходило образование рифтогенных структур Средиземного моря и Восточно-Африканского щита, связанных с развитием субширотных и субмеридиональных разломов. Как известно, внутриматериковые рифты представляют собой ступенчатые телескопированные рифты, в зонах которых земная кора раздроблена и утонена, но в целом не потеряла своей сплошности.

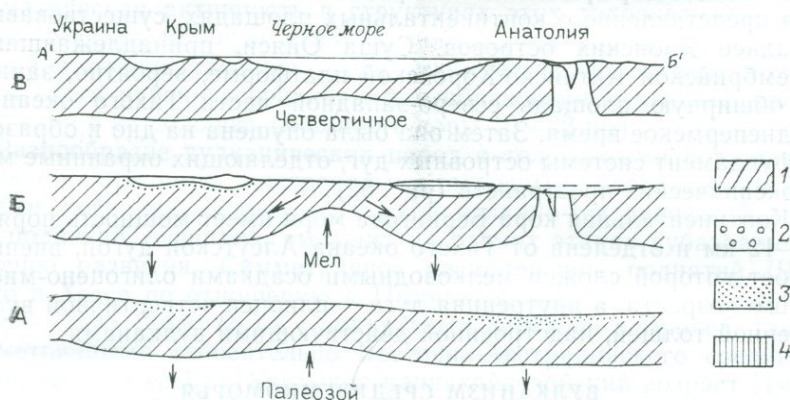
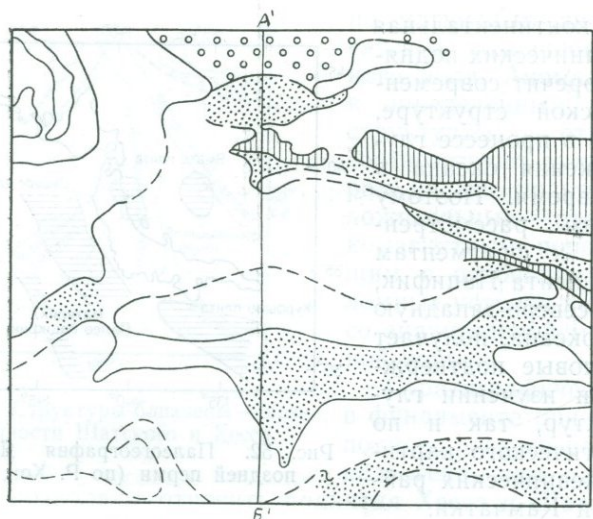


Рис. 53. Геологическая эволюция Черного моря, отражающая изменение глубинной структуры в течение палеозоя — четвертичного периода.

А — палеозойская эпоха, Б — меловая эпоха, В — четвертичное время. 1 — гранито-метаморфический комплекс; 2 — платформа; 3 — базальтовый комплекс мезозоя — кайнозоя; 4 — альпийский пояс.

Она сейсмична, имеет высокий тепловой поток и нередко пронизана магматическими каналами.

Современные океанические впадины в значительной степени образованы в результате неравномерного прогибания или блокового обрушения земной коры. Каждый океан, окраинные и внутренние моря можно отнести по структуре к грандиозным рифтам или системам рифтов различного, часто перекрещивающегося простиранья.

Конкретные обстановки и хронологическая последовательность Средиземноморского вулканизма в связи с различными деформациями



Рис. 54. Зарисовка вулкана Везувий

циями земной коры изучены недостаточно. Взаимосвязь эффузивного вулканизма с образованием различных континентальных и окраинно-океанических депрессий требует детального анализа. На основании сопоставления вулканизма с тектоническим развитием Средиземноморья могут быть выявлены лишь основные черты кинематики вулканизма этого района (рис. 54).

Средиземное море — область активизации разнообразных стадий тектоно-магматических процессов, проявившихся одновременно на сравнительно ограниченной территории. Отсюда разнообразие тектонических структур и глубинных преобразований земной коры, в связи с которыми находятся одновременно формирующиеся тихоокеанские и атлантические типы вулканизма. Становление Средиземного моря — сложный и длительный процесс с периодами трансгрессий и регрессий на фоне разнообразных тектоно-магматических преобразований. Принято считать, что время деструкции континентальной коры на месте Средиземного моря — вторая половина плиоцена — четвертичное время. Однако этот сложный процесс, по С. И. Чумакову, охватывал более длительное время — олигоцен — миоцен, а в плиоцене и в четвертичное время завершился.

Миоценовая трансгрессия достаточно ясно определила современный облик Средиземного моря. Последующие 20 млн. лет горообразования и мореобразования сопровождалась постепенным обрушением на дно и поднятием континентальных блоков и временным или «окончательным» погружением дна моря, вплоть до четвертичного времени.

В результате новейших движений в миоцене — плиоцене в средиземноморской зоне произошла крупная инверсия рельефа — Африканское побережье поднялось, а обширные площади суши (Альборанско-Болеарские, Тирренские, Эгейские и другие «земли») опустились на дно моря.

Этот период распада континентальных блоков Средиземного моря начинается в конце миоцена (мессиний), когда Средиземное море образовало котловину глубиной до 3 км в преддверии плиоценовой трансгрессии и являлось озерной и пустынной областью отложения эвапоритов в течение 500 тыс. лет. Образование эвапоритов при многократном осушении и падении уровня моря на 2—3 км сопровождалось нарушением изостатического режима; происходило и обновление каналов вулканической активности.

Эпоха коренного изменения всей морфологии Средиземноморья окончилась в конце понта. До этого в западной части Средиземноморья еще сохранялась суша в ряде районов, но в плиоцене она также опустилась и уступила место быстрой трансгрессии.

Общей рамой Средиземного моря служат блоки Африканской и Европейской платформ, ограничивающие эпиплатформенную геосинклиналичную и орогенную систему Тетиса. Глубоководные впадины лежат между выступами платформенного фундамента, образующими глыбы. К глубоководным впадинам принадлежат бассейны внутренних морей: Альборанского, Тирренского, Ионического, Эгейского, Черного, Каспийского. К срединным массивам из числа более крупных принадлежат: Тирренский массив, состоящий из блоков (Сицилия), Киршехирский (Галатский), раздробленный Армянский массив, образующий мозаику глыб, частично опущенных, частично приподнятых в виде системы блоков. Восточнее лежит Иранский массив.

Рифтогенез вслед за вулканизмом был главным процессом формирования впадин Средиземного моря, разделенных блоковыми поднятиями. Значительная часть площади Средиземного моря образована на месте континентальных платформ в процессе рифтогенеза, аналогичного Северо-Африканскому. Характерно субмеридиональное расположение ряда рифтовых зон. Однако рифтовые структуры Средиземного моря развиваются здесь наряду со структурами геосинклиналичных островных дуг, на гетерогенном фундаменте, сложенном континентальным типом коры байкальского и герцинского возраста. Северная Африка и Сицилия принадлежат к одному тектоническому сооружению, приуроченному к кристаллическому фундаменту Африки. Сицилийско-Тунисская глыба четко ограничивается двумя морскими впадинами — Тирренской на севере и Ионической на востоке. Земная кора между Тунисом и Сицилией представляет собой единую орогенную зону, связанную с африканским континентом. Серия бассейнов и депрессий располагается между шельфом и подводной возвышенностью, служащей основанием вулканических островов, на участке между северной оконечностью Сицилии и побережьем к югу от Рима.

Вулканизм охватывал весь Средиземноморский бассейн в позднюю юру, между кимериджем и титоном, а также проявлялся на протяжении длительного времени с верхнего мела до ныне в условиях геосинклинальной, орогенной и посторогенной фаз. Структурно-геоморфологический анализ дна бассейна Средиземного моря и окружающей его суши позволяет определить закономерности расположения вулканов в различных тектонических условиях. В позднем миоцене образовались действующие вулканы, явившиеся фундаментом будущего Везувия, Этны и других современных вулканов. Их вулканические постройки перекрыты аквитанскими и бурдигальскими отложениями, а вулканизм связан с вулcano-тектоническими структурами и разломами миоплиоценового возраста.

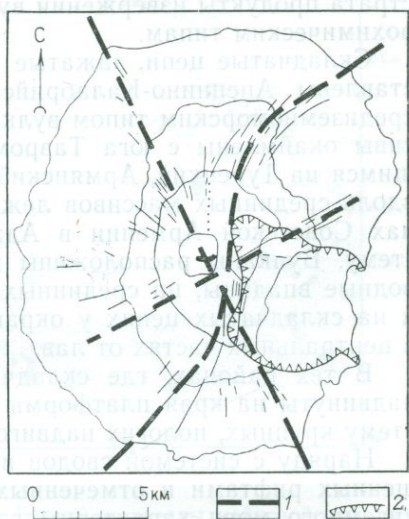


Рис. 55. Вулкан Этна.

1 — структуры растяжения; 2 — структуры кальдерного обрушения.

Преимственность вулканизма определялась продолжительностью унаследованных новейших тектонических движений и вулcano-тектоники вплоть до настоящего времени (рис. 55).

Как известно, складкообразование сопровождается сжатием и сокращением поверхности Земли, что не соответствует кинематике вулканических процессов, сопровождающихся растяжением. Эти закономерности хорошо проявляются в Средиземноморском поясе, где вулканическая деятельность начинается в районах прекращения складкообразования и начала тангенциальных движений и связана с районами расширения в тылу складчатых зон. Глубоководные бассейны Средиземноморья были сформированы на мощной континентальной коре эпиконтинентальной окраины Тетиса между этапами тангенциальных движений. По времени их образование совпадает с поднятием Альп.

По геотектоническому положению выделяются следующие группы вулканов Средиземноморья: 1) вулканы вдоль центральных антиклиналей и склонов орогенных сводовых поднятий (Апеннины, Кавказ); 2) подводные вулканы глубоководных впадин Тирренского, Эгейского и других морей; 3) вулканы надводных и подводных рифтов различных возрастов и стадий образования (Сардинский, Сицилийский, Пантеллерийский рифты); 4) вулканы островных дуг — Эгейской, Тирренской; 5) вулканы на разновозрастных горстовых глыбах фундамента; 6) вулканы переходных структур, связанные с наложенными поясами, пересекающими различные тектонические зоны. В зависимости от структуры и кинематики суб-

страда продукты извержений вулканов принадлежат к разным петрохимическим типам.

Складчатые цепи, зажатые между массивами, на западе представлены Апеннино-Калабрийским поясом, характеризующимся средиземноморским типом вулканизма. На востоке срединные массивы окаймлены с юга Тавром — складчатым поясом, разделяющимся на Турецкий, Армянский и Загрос в Курдистане. На севере вдоль срединных массивов лежат Понтиды, переходящие в пределах Советской Армении в Аджаро-Триалетскую складчатую систему. Вулканы расположены на блоках, окаймляющих глубоководные впадины, на срединных массивах, в грабенах между ними и на складчатых цепях у окраин срединных массивов, свободных в центральных частях от лав.

В тех районах, где складчатые цепи подверглись сжатию и надвинуты на края платформы и срединные массивы, образуя систему крупных, пологих надвигов, вулканов нет.

Наряду с системой сводов и других локальных структур, нарушенных рифтами и отмеченных молодым вулканизмом, для Средиземного моря характерны глыбовые, авлакогенные, геосинклинальные и складчато-покровные комплексы. Разломная тектоника определила крутой склон края материка под Средиземным морем: углы континентального откоса (22° , $7-8^\circ$) вдвое круче нормальных.

Материковый склон к Балеарскому морю образует несколько ярусов крутых ступеней, погружающихся в глубины моря. На расстоянии 25 км от берега юго-восточнее Картахены глубины моря увеличиваются до 2,8 км и подвержены частым землетрясениям. Такие же черты тектонического рельефа созданы сбросами — флексурами вдоль северного побережья Балеарского и Альборанского морей. К востоку от бассейна Вера, где глубины достигают 2,5 км, в верхнем плиоцене находилось континентальное побережье, существовавшее еще в палеоцене. Балеарские острова — глыбы этого материка, распространявшегося на восток к Корсике и Сардинии и погружившегося в бурдигальское время.

Неоген-четвертичный эпигеосинклинальный вулканизм в западной части района охватил Альпийский складчатый пояс на стадии островных дуг, переходящих к северу и востоку в ранний и поздний орогены. Вулканизм имеет орогенный характер на Большом Кавказе и раннеорогенный на Малом Кавказе и других районах Малой Азии, с широким распространением рифтогенеза на всех геотектонических стадиях. Вулканические пояса определились простираем складчатых дуг сложного строения: образовались островные гряды, напоминающие тихоокеанские, в Эгейском море — рифты и горные цепи, зажатые между срединными массивами раздробленного древнего фундамента и глубокие прогибы морей с пересекающими их складчатыми системами. Вулканическая деятельность, наложившая непосредственный отпечаток на строение эпигеосинклинального Альпийского пояса Средиземноморья (Тетиса), в соответствии с несколькими этапами вулканических излия-

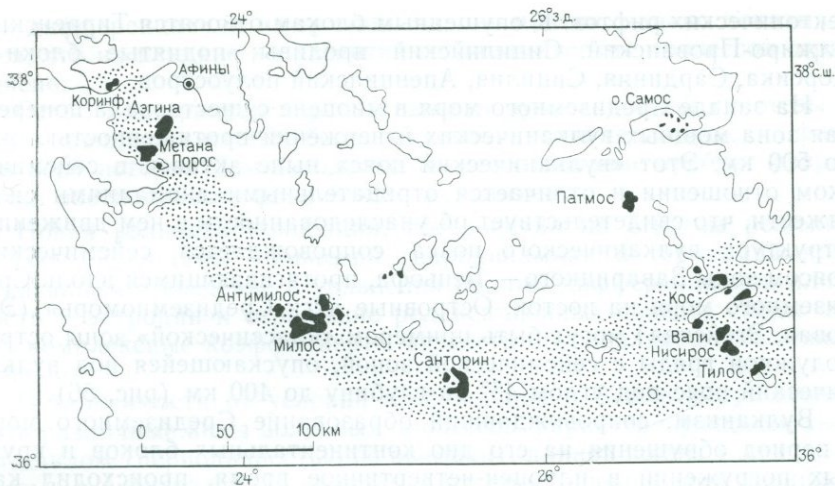


Рис. 56. Кикладская вулканическая дуга (точки) и ареалы кайнозойского вулканизма Эгейского моря (черная заливка) (по Г. Фридриху и др., 1977)

ний создала последовательные генерации вулканогенного рельефа. При этом возраст фундамента, на котором происходили излияния, в ряде случаев становился все более молодым и формировался при участии молодых тектонических и вулканотектонических движений. Также наблюдаются формы четвертичных вулканических излияний, лежащих на древнем фундаменте, активизированном молодыми движениями.

Кинематика вулканизма запада Средиземного моря тесно связана с формированием его бассейна путем блоковых движений. Разрушению Балеарского блока предшествовала сохранившаяся длительное время связь Балеарских островов и Иберийского побережья. Вначале была разрушена и погружилась полоса Малеорка — о. Ивиса. Затем о. Ивиса отделился погружением от о. Форментера и материковый мост окончательно был разрушен. К северу от Балеарских островов в Валенсийском заливе четвертичные вулканы островов Колумбретос поднимаются над фундаментом вулканогенно-осадочных пород. Погружение происходило постепенно на различные тектонические уровни (местами до 6 км!), ступенчато, путем глыбовых движений и рифтообразования, прерываемого вулканизмом и поднятиями суши. Наибольшие опускания относятся к мессинию — плиоцену; в виллафранке и голоцене опускания продолжаются с различной интенсивностью, образуя континентальные флексуры и уступы к морским впадинам.

Дно западной части Средиземного моря структурно определяется как зона раздробленного на блоки герцинского массива, испытывавшая интенсивные дифференцированные движения с образованием горстов и грабенов по вулканическим проявлениям, относящихся к рифтогенезу с развитием телескопированных вулкано-

тектонических рифтов. К опущенным блокам относятся Тирренский, Алжиро-Прованский, Сицилийский проливы; поднятые блоки — Корсика, Сардиния, Сицилия, Апеннинский полуостров.

На западе Средиземного моря в миоцене существовала поперечная зона мощных вулканических извержений протяженностью около 500 км. Этот «вулканический пояс» ныне активен в сейсмическом отношении и отличается отрицательными аномалиями силы тяжести, что свидетельствует об унаследованности в нем движений. Структура вулканического пояса сопровождается сейсмическим поясом зоны Заварицкого — Беньофа, протягивающимся вдоль Средиземного моря на восток. Островные дуги Средиземноморья (Эоловая, Эгейская) могут быть примером «классической» зоны островодужной гряды с сейсмической зоной, опускающейся под вулканический пояс под углом 45° на глубину до 400 км (рис. 56).

Вулканизм, сопровождавший образование Средиземного моря в период обрушения на его дно континентальных блоков и крупных погружений в плиоцен-четвертичное время, происходил как в прибрежной зоне континентов, окаймляющих море, так и на дне современного моря. Время образования вулканов, сохранившихся в подводном рельефе, падает на границу между мессинием и плиоценом. В дальнейшем вулканическая деятельность частично наследует возникшие за это время вулкано-тектонические структуры и продолжается в плейстоцене — четвертичном времени. Геодинамические и тектонические условия образования вулканов Средиземноморской зоны разнообразны и их позиции трудно согласовать с «тектоникой плит», придерживающейся кинематических конструкций спрединга, субдукции и «горячих точек» как причин вулканизма.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате проведенных исследований получен целый ряд новых положений и выводов в области общей геодинамики, кинематики и динамики вулканических процессов.

Выделены главные виды преобразования энергии в недрах Земли, определяющие геодинамические процессы — гравитационная дифференциация, протекающая на границе ядро — нижняя мантия, и процессы фазовых переходов в верхней мантии.

Рассмотрение современных геодинамических концепций показало отсутствие в большинстве случаев адекватного физического механизма, который может быть положен в их основу. Анализ геофизического обоснования новой глобальной тектоники (НГТ) — тепловой и плотностной конвекции, а также эффектов гравитационного сползания и неустойчивости, показал их существенную недоработку. Слабым элементом новой глобальной тектоники является то, что кинематические построения не соответствуют силам, которые могли бы вызвать эти движения и перемещения.

При анализе теорий диапиризма отмечена необходимость учета воздействия астенолитов, образующихся в процессе гравитацион-

ной дифференциации на границе ядро — мантия, однако показывается, что их влияние на развитие геодинамических процессов ограничено.

Особо подчеркнута перспективность пульсационной гипотезы с точки зрения объяснения большой совокупности геологических фактов всей истории Земли, однако ее использование требует разработки обоснованного физического механизма.

Новая волновая концепция, построенная на строгом решении замкнутой системы уравнений гидродинамики и термодинамики, показала, что введение в уравнения полных дифференциалов плотности и энтропии и отражение релаксационных свойств среды через комплексные коэффициенты вязкости обуславливают волновые решения.

В зависимости от условий возбуждения в Земле могут возникать различные виды волновых процессов, характеризующихся своим циклом (периодичностью во времени), длиной волны (периодичностью в пространстве), скоростью распространения возмущения и коэффициентом затухания.

Наибольший интерес представляют следующие виды волновых процессов:

1) радиальная волна, создающая общеглобальные пульсации Земли с циклом от 200 до 500 млн. лет;

2) горизонтально распространяющиеся волны, имеющие линейную структуру и локализованные в основном в верхней мантии, цикл которых может лежать в широких пределах. По мере локализации волн в верхних слоях мантии длительность их цикла и длина волны уменьшаются;

3) радиально-толщинные колебания верхней мантии, локализуемые в зонах, где реализуются условия для фазовых переходов.

Большое влияние на результирующую картину волновых возмущений оказывают граничные условия, которые в основном определяются толщиной и параметрами литосферы и коры, а также расположением и свойствами зон фазовых переходов. В тех случаях, когда граничные условия имеют большой градиент по какому-либо параметру вдоль границы, создаются условия для возникновения коротковолнового возмущения, которое накапливается на регулярный волновой процесс. Такие возмущения играют большую роль в тектонических и вулканических процессах.

Важнейшее, а в ряде случаев определяющее значение в образовании зон активного вулканизма и сейсмике играют процессы резонансного возбуждения радиально-толщинных колебаний верхней мантии, в которых элементом так называемой обратной связи являются зоны фазовых переходов, в частности зоны переходов оливин — шпинель, шпинель — оксиды. Следует полагать, что возникновение зон высокоактивных островных дуг и глубоководных желобов имеет именно эту природу. Закономерности волновой геодинамики дают простое и адекватное объяснение цикличности гло-

бальных тектонических процессов, образованию линейных структур, а также особенностям напряженного состояния земной коры.

В теории вулканизма положения волновой геодинамики позволяют дать качественное и количественное объяснение вулканических явлений и процессов, имеющих локальные, региональные и общеглобальные масштабы. Основными факторами, определяющими образование и развитие вулканизма, являются:

— возмущения давления и температуры в слоях верхней мантии, обусловленные волновым процессом;

— мощность и площадное развитие астеносферы, наличие астенолитов у кровли литосферы и запасенная в них тепловая энергия;

— напряжения в коре и ее проницаемость.

Напряжения в коре непосредственно связаны с волновым процессом в верхних слоях мантии и условиями отражения на границе с литосферой. Наличие растягивающих напряжений определяет трещиноватость коры и, следовательно, ее проницаемость.

Выведенные на основе упрощенной гидродинамической модели зависимости, определяющие условия истечения магмы, позволили получить основные данные, характеризующие вулканизм, в том числе скорость и температуру истечения магмы, продуктивность вулканизма по тепло- и массопереносу. Установлено, что существуют критические условия, при которых может возникнуть вулканизм; определяющим фактором при этом является критическая ширина канала. Определены в безразмерном виде условия, когда предлагаемая упрощенная модель дает достаточно адекватное описание процесса. На основе теоретического анализа установлены условия для возникновения основных типов вулканизма — трещинного, ареального, центрального.

Концепция волновой геодинамики позволила дать объяснение процессов, лежащих в основе образования вулканических регионов различного типа, а для ряда важнейших особенностей вулканизма и тектоники этих регионов предложить и развить соответствующие геодинамические модели.

Новая волновая трактовка образования срединно-океанических хребтов, активных зон островных дуг, и океанической литосферы современных океанов позволила без привлечения гипотез спрединга и субдукции обосновать такие геологические феномены, как омолаживание дна океанов при приближении к срединно-океаническим хребтам, упорядоченность и геохронология магнитных аномалий, пространственное сопряжение и близость зон активного вулканизма, сейсмичности и глубоководных желобов окраин Тихоокеанского типа. Объяснено образование трансформных разломов и зон глубокофокусных землетрясений и связи с активным вулканизмом и сейсмичностью. Сформулированы причины особенностей и отличия геологических и геофизических характеристик срединно-океанических хребтов и окраин Тихого, Атлантического и Индийского океанов.

Геологические данные и геодинамические закономерности образования и развития флексур позволили выявить их влияние на вулканизм, возникающий на границах континентов и океанов, влияние на процессы преобразования и переработки коры и на орогенные процессы, протекающие в этих регионах. Показано, что образование флексур обусловлено возникновением коротковолновых возмущений, локализованных в самых верхних слоях мантии и проникающих в литосферу. В свою очередь эти коротковолновые возмущения создаются неоднородными граничными условиями волнового процесса при наличии больших градиентов толщины литосферы. Установлено, что глобальные флексуры на окраинах континентов вдвое длиннее, чем срединно-океанические хребты, и характеризуются наибольшей из всех поясов энергетической отдачей. На тихоокеанских окраинах при вулканизме и землетрясениях выделяется 4/5 эндогенной энергии Земли, неотъемлемой чертой поясов растяжения в этих флексурах является вулканизм, сопровождающийся рифтогенезом в виде обрушения разных масштабов, вплоть до кольцевых вулкано-тектонических депрессий и кальдер. Показана прямая и взаимная связь рифтогенеза с вулканизмом. Предложена геодинамическая модель рифтогенеза, охватывающая три возможности развития: 1) на унаследованном разломе, 2) при наличии астенолита под кровлей литосферы, 3) при развитой аномально разогретой астеносфере в условиях широкого ареального вулканизма.

Установлена направляющая роль волнового процесса, инициирующего и регулирующего процесс рифтогенеза. Выведены количественные безразмерные критерии, определяющие условия обрушения кровли литосферы и сводовых образований после извержений. Выявлены причины угасающей по мощности цикличности вулканизма при рифтогенезе с одновременным сужением и аннигиляцией рифтовых структур. В целом для рифтов характерно образование в условиях растяжения и тепломассопереноса, направленного вертикально к земной поверхности с разуплотнением вещества верхней мантии и развитием вулканизма, соответствующего по типу региональной обстановке формирования рифта.

Пульсационная ритмичность вулканизма является фоном рифтогенеза, развивающегося как длительный процесс, ведущий к истощению вулканического очага и часто проявляющийся телескопированно. При стадийном развитии рифтогенеза он захватывает различные этажи земной оболочки — от субкоровых до поверхностных и типичен для всех стадий образования геотектонических регионов. Наибольшей глубины достигают рифты линейных вулканических поясов, причем подкоровые рифты типичны для островных дуг, а коровые — для вулканических сводов на континентальной и океанической платформах и орогенных поясов. Судя по геофизическим данным, к коровым рифтам также относятся рифты срединно-океанических хребтов.

Волновой тип процесса подчеркивается линейностью рифтовых разломов и масштабами рифтогенеза. В орогенных окраинно-кон-

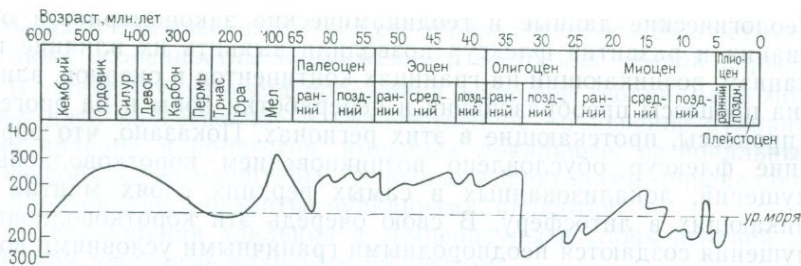


Рис. 57. Кривая трансгрессий и регрессий океана (по А. П. Лисицыну, 1985)

тинентальных поясах рифтогенез проявляется на фоне коротковолновых пульсаций, а на континентальных и океанических платформах реализуются длинноволновые колебания. Привлечение телескопированного рифтогенеза объясняет проблемы трансгрессий и регрессий, начиная с мезозойского этапа образования молодых океанов. Сокращение с течением времени масштабов трансгрессий соответствует сокращению объемов вулканических излияний в процессе телескопированного рифтогенеза (рис. 57).

Не прибегая к гипотезам расширения дна океана, удалось установить, что строение дна океана можно расшифровать на основе структурообразования путем телескопированного рифтогенеза, характерного для всех вулканических поясов Земли. В процессе перехода от обширных вулкано-тектонических сводов на дне океана происходит преобразование от древних рифтов к рифту на своде срединно-океанического хребта на фоне пульсационного истощения вулканической энергии. Срединно-океанический хребет является наложенным на глубоководную впадину сводом, подобным континентальным вулкано-тектоническим поднятиям. Смена вулкано-тектонических этапов формирования дна океана происходила в процессе последовательного наложения все более сужающихся телескопированных рифтов.

Изучение трапповых излияний в глобальном масштабе показало, что в ряде геологических эпох трапповые и внутрикоровые вторжения магмы охватывали огромные области, что существенно сказывалось на последующих преобразованиях земной коры и приводило к формированию океанов. Предлагаемая геодинамическая модель траппового магматизма определяет некоторые критериальные соотношения.

При рассмотрении проблемы океанизации земной коры показана большая роль процессов вулканизма, процессов телескопированного рифтогенеза, трапповых и внутрикоровых излияний.

Комплексное рассмотрение проблем геодинамики и вулканизма позволило сформулировать ряд новых положений и закономерностей вулканизма и связанных с ним процессов геотектоники и преобразования земной коры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Артюшков Е. В. Происхождение больших напряжений в земной коре.— Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1972, № 8, с. 12—15.
2. Артюшков Е. В. Геодинамика. М., Наука, 1979.
3. Биргер Б. И., Ковтуненко С. М. Напряжения и деформации в литосфере, вызванные термоконвективными колебаниями Земли.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1984, № 3, с. 3—18.
4. Васильев Б. И. Строение приосевой зоны юго-западной части Курильско-го жлоба. Геотектоника, 1978, № 4, с. 70—74.
5. Джозеф Д. Устойчивость движения жидкости. М., Мир, 1981.
6. Дубровский В. А. Тектонические волны.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1985, № 1, с. 4—13.
7. Жарков В. Н. Об отсутствии сверхглубоких землетрясений и распределение вязкости и температуры в мантии Земли.— Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 6, с. 1350—1353.
8. Ильин А. В. Формирование структурного рельефа в рифтовой зоне океанов.— Геотектоника, 1982, № 3, с. 32—36.
9. Кропоткин П. Н., Макеев В. М., Ефремов В. Н. Напряженное состояние земной коры и геодинамика.— Геотектоника, 1986, № 1, с. 30—34.
10. Кеонджян В. П. Модель химико-плотностной конвекции в мантии Земли.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1980, № 8, с. 3—17.
11. Ларин В. Н. Новая геохимическая модель Земли.— В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984, с. 24—32.
12. Лейбензон Л. С. Собрание трудов. Т. IV, Изд. АН СССР, 1955.
13. Люстих Е. Н. Проблема энергетического баланса в геотектонических гипотезах.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1951, № 3, с. 12—18.
14. Ломтев В. Л., Патрикеев В. И. Новые данные о надвиговой структуре Курило-Камчатского глубоководного жлоба.— Тихоокеанская геология, 1982, № 1.
15. Милановский Е. Е. Расширяющаяся и пульсирующая Земля.— Природа, 1982, № 11, с. 34—46.
16. Мясников В. П., Фадеев В. Е. Модель эволюции Земли и планет земной группы.— Итоги науки и техники, Сер. Физика Земли, 1980, № 5, с. 12—18.
17. Орленок В. В. Физика и динамика внешних геосфер, М., Недра, 1985.
18. Оффман П. Е., Буш Э. А. Фундаментальные и сопутствующие процессы формирования земной коры. М., Недра, 1983.
19. Парийский Н. Н. Приливное трение и скорость вращения Земли.— В кн.: Проблемы расширения и пульсации Земли. М., 1984, с. 8—16.
20. Петрова Г. Н. Вековые вариации магнитного поля Земли.— В кн.: Геоманнитные исследования. М., 1976, с. 34—42.
21. Петрова Г. Н. Геомагнитные данные о ядре Земли.— Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1977, № 11, с. 4—16.
22. Святловский А. Е. Телескопированный рифтогенез как модель образования молодых океанов.— Тезисы докл. на XV ГА МГГСМ. М., Наука, 1971, с. 16—17.
23. Святловский А. Е. Структурная вулканология. М., Недра, 1971.
24. Святловский А. Е. Региональная вулканология. М., Недра, 1975.
25. Святловский А. Е. Морфологическая вулканология. М., Недра, 1982.
26. Святловский А. Е. Вулкано-тектоническая модель образования океанов.— Вулканология и сейсмология, 1986, № 3, с. 3—11.
27. Святловский А. Е. Состояние и тенденции развития геологического картирования дна океана с целью обоснования поисков полезных ископаемых.— Обзор ВИЭМС. Морская геология и геофизика. 1986, 42 стр.
28. Сергеев К. Ф. Тектоника курильской островной системы, М., Наука, 1976.
29. Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолтехиздат, 1963.

30. Структура континентальной и переходной коры на космических снимках/Сост. Н. И. Филатова, И. В. Егоров и др. М., Недра, 1984.
31. Сорохтин С. Г. Глобальная эволюция Земли. М., Наука, 1974.
32. Тектоносфера Земли. М., Недра, 1978.
33. Теркотт Д., Шуберт Д. Геодинамика, М., Недра, 1985.
34. Тернер Дж. Эффекты плавучести в жидкостях. М., Мир, 1977.
35. Трубицын В. П. Фазовые переходы, изотермическая сжимаемость и тепловое расширение Земли.—Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли. 1979, № 1, с. 12—24.
36. Трубицын В. П. Модели конвективных течений в мантии Земли.—Изв. АН СССР. Сер. Физика Земли, 1980, № 11, с. 3—16.
37. Трубицын В. П. Конвекция при неравномерных источниках тепла.—Изв. АН СССР, Сер. Физика Земли, 1984, № 11, с. 7—18.
38. Удинцев Г. Б. Рельеф и строение дна океанов. М., Недра, 1986.
39. Федотов С. А. Сейсмофокальная зона Камчатки (Геометрия, распределение гипоцентров, связь с вулканизмом).—Вулканология и сейсмология, 1985, № 4, с. 24—30.
40. Флоренский И. В., Трифонов В. Г. Новейшая тектоника и вулканизм восточной вулканической зоны Камчатки.—Геотектоника, 1985, № 1, с. 36—42.
41. Флоренсов Н. А. Очерки структурной геоморфологии. М., Наука, 1978.
42. Cochran I. R. The Gulf of Aden Structure and evolution of a young ocean basin and Continental margin. J. Geogh. Res. 86, 1981, 263—287 p.
43. Initial Report of the Deep Sea Drilling Project US Government Printing Office. Washington, 1969—1980.
44. Geodynamics Series. Vol. 1—11. Geol. Soc. of Amer. Boulder Colorado, 1980—1985.
45. Healy S. Volcanic Mechanism in the Taupo Volcanic Zone. N. Zealand. Jour. Geol. and Geophys., vol. 7, N 1, 1964, p. 35—70.
46. Heezen B. The Ocean Floor. Commemorative volume Willy-Inter Science publ., 1983.
47. Lergh F. S. Gravitation model improvement using Geol-3. J. Geogh. Res. B. 1979, vol. 84, N 8, p. 3897—3917.
48. Malahff A., Woollard J. Magnetic Surveys over the Hawaiian Island and their Geol. Implic. Pacific Sci., vol. XX, July, 1966, N 3, N 20, p. 36—48.
49. Scheanger S. O. Shallow-water limestones in ocean basin as tectonic and paleoceanography indicators. Soc. Econ. Paleon. and Min. Spec. Publ., 1981, N 32, p. 209—226.
50. The Evolution of passive continental margin in the Light of Recent deep-sea Drilling Result. Phil. trans Royal Soc. London Ser. A 1980, N 294, N 1049.

**ФОРМУЛЫ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТОВ
ПРЕОБРАЗОВАНИЯ РАЗЛИЧНЫХ ВИДОВ ЭНЕРГИИ
В ЭНЕРГИЮ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ**

Условные обозначения

- F — сила
 v — скорость
 W — энергия
 Q — количество тепла
 ρ — плотность
 S — энтропия
 g — ускорение свободного падения
 β_{из} — изотермическая сжимаемость
 c_p, c_v — теплоемкости при постоянном давлении и объеме
 T — температура
 κ — коэффициент температуропроводности
 η — вязкость
 ν — кинематическая вязкость
 μ — модуль сдвига
 E — модуль Юнга
 Тепловая энергия:

а) тепловое расширение КП $= \frac{F v}{TS} = \left(\frac{c_p}{c_v}\right)^2 \left(1 - \frac{c_v}{c_p}\right) E \beta_{из}$;

б) конвекция КП $= \frac{v^2 c_p M}{Q} = \frac{v^2 c_p h^2 \rho}{\kappa \Delta T Nu} = 0,1 \frac{Ra \kappa}{\Delta T c_p}$,

здесь M — масса потока вещества на единицу ширины; ΔT — перепад температуры по глубине конвекционной ячейки; Nu — число Нуссельта; Ra — число Рэлея.

Энергия гравитационной дифференциации на границе ядро — мантия:

а) нагрев астенолита КП $= 0,5e^{-\frac{\tau_1}{\tau_2}} \frac{1}{1 + \left[\frac{\tau_1}{\tau_2}\right]^{1/3}}$,

здесь характерные времена τ₁, τ₂ определяются формулами

$\tau_1 = \frac{3}{2g} d v \kappa \frac{\rho}{\Delta \rho}$; $\tau_2 = \frac{r^2}{\kappa}$,

где r — радиус астенолита; d — расстояние до границы ядро — мантия от поверхности Земли; Δρ — разность плотностей вещества астенолита и мантии;

б) потенциальная энергия астенолита КП $= \frac{\Delta \rho N h r^3}{\rho \delta R^2}$,

здесь δ — толщина слоя легкого вещества при гравитационной дифференциации; h — мощность литосферы; R — радиус слоя D'';

N — число астенолитов, образующихся за один цикл дифференциации.

Упругая энергия:

а) деформация коры с учетом трещинообразования $KП =$

$$= \frac{1}{\pi} \left(\frac{\mu}{\sigma_{кр}} \right)^2 \frac{a^2}{h^2} N^2 \left(\pi^2 \frac{\mu}{\sigma_{кр}} - 4\alpha C \right),$$

здесь N — число трещин на 1 см; a — параметр решетки; α — коэффициент поверхностного натяжения; C — длина трещины; $\sigma_{кр}$ — критическое напряжение; h — мощность коры;

б) землетрясения $KП = \frac{W_y - W_{ост}}{W_y} \left(1 - \frac{1}{D} \right),$

здесь W_y — энергия упругой деформации; $W_{ост}$ — остаточная энергия после сброса напряжений; D — добротность системы.

Энергия фазовых превращений $KП = \frac{1}{1 + Q/\rho V};$

$$\frac{Q}{\rho V} = \frac{\Delta \rho^2 \frac{d\rho}{dT} T}{\rho_1 \rho_2},$$

здесь $\Delta \rho$ — изменение плотности при фазовом переходе; ρ_1, ρ_2 — плотности первой и второй фаз; Q — теплота превращения; $\frac{d\rho}{dT}$ — наклон кривой Клазиуса — Клапейрона; p — давление; V — удельный объем.

Приложение 2

УРАВНЕНИЯ ВОЛНОВОЙ ГЕОДИНАМИКИ И ИХ РЕШЕНИЯ

Основные обозначения

p — давление

T — температура

ρ — плотность

v_z — вертикальная скорость

v_x — горизонтальная скорость

S — энтропия

z — глубина

t — время

$\beta_{из}$ — изотермическая сжимаемость

α — коэффициент объемного расширения

g — ускорение силы тяжести

Δg — горизонтальное ускорение ротационных сил

η_1, η_2 — первая и вторая вязкости

κ — коэффициент теплопроводности

c_p, c_v — теплоемкости при постоянном давлении и температуре

ν — кинематическая вязкость

κ — температуропроводность

d — толщина слоя
 τ — период колебаний
 k_1, k_2 — волновые числа (соответственно горизонтальной и вертикальной поляризации).

Индексами ρ_0, T_0, ρ_0 и ρ', T', ρ' обозначены значения параметров для стационарного состояния и возмущений.

Вспомогательные обозначения

$\varepsilon = \frac{\eta_2}{\eta_1}$ — безразмерная вторая вязкость

$\eta = \eta^*(1 + i\gamma)$, где η^* — модульное значение,
 γ_1, γ_2 — мнимые коэффициенты вязкости

$$a = 1 - \frac{c_p}{c_v}$$

$$\bar{a} = 1 + a$$

$n_1 = \frac{d\rho_0}{dz} : \rho_0$ — относительный градиент стационарной плотности

$n_2 = \frac{dT_0}{dz} : T_0$ — относительный градиент стационарной температуры

$k = \sqrt{k_1^2 + k_2^2}$ — полное волновое число

Безразмерные параметры и характерные времена

$sh = g\beta_{из}\rho d$ — безразмерная сжимаемость

$Di = \frac{agd}{c_p}$ — безразмерный коэффициент теплового расширения

$Pr = \frac{K}{\nu}$ — число Прандтля

$\tau_z = \frac{d^2}{K}$ — характерное время теплопереноса

$\tau_g = \sqrt{\frac{d}{g}}$ — то же для свободного падения

$\tau_v = \frac{d^2}{\nu}$ — то же для вязкого течения

τ_p — время релаксации

Вспомогательные соотношения

а) полный дифференциал уравнения состояния

$$d\rho = \rho(\beta_{из}dp - \alpha dT)$$

б) полный дифференциал уравнения энтропии

$$dS = -\frac{\alpha}{\rho} dp + \frac{c_p}{T} dT$$

в) линеаризация отношения $\frac{\nabla P}{\rho}$

$$\frac{\nabla P}{\rho} = -\frac{\nabla P_0}{\rho_0^2} \rho' + \frac{\nabla P_0}{\rho_0} + \frac{\nabla P'}{\rho_0}$$

г) уравнение гидростатики

$$\frac{\nabla P_0}{\rho_0} = g$$

д) $N = a \frac{\text{sh}}{\text{Di}} (-\text{Di} + n_2)$

Размерные уравнения (1)

а) Навье — Стокса для вертикального вектора

$$\frac{D v_z}{D t} = -g (\beta_{\text{инз}} p - \alpha T) + \frac{\partial p}{\partial z} \frac{1}{\rho_0} + \frac{1}{\rho_0} \left[(2\eta_{11} + \eta_{12}) \frac{\partial^2 v_1}{\partial z^2} + \eta_{12} \frac{\partial^2 v_2}{\partial z \partial x} + \eta_{11} \left(\frac{\partial^2 v_2}{\partial z \partial x} + \frac{\partial^2 v_1}{\partial x^2} \right) \right]$$

б) Навье — Стокса для горизонтального вектора

$$\frac{D v_x}{D t} = \frac{\Delta g}{g} (\beta_{\text{инз}} p - \alpha T) + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{1}{\rho_0} + \frac{1}{\rho_0} \left[(2\eta_{11} + \eta_{12}) \frac{\partial^2 v_2}{\partial x^2} + \eta_{12} \frac{\partial^2 v_1}{\partial z \partial x} + \eta_{11} \left(\frac{\partial^2 v_1}{\partial z \partial x} + \frac{\partial^2 v_2}{\partial z^2} \right) \right]$$

в) неразрывности

$$\beta_{\text{инз}} \frac{D p}{D t} - \alpha \frac{D T}{D t} + v_z \left(\frac{d \rho_0}{dz} / \rho_0 + \text{div } v \right) = 0$$

г) переноса тепла

$$a \beta_{\text{инз}} / \alpha \frac{D p}{D t} + \frac{D T}{D t} - \frac{a \beta_{\text{инз}} \rho c_p}{\alpha^2} \left[\left(-\frac{a g}{c_p} + \frac{dT_0}{dz} / T_0 \right) v_z + \frac{a \Delta g}{c_p} v_x \right] = \frac{\nu}{2c_p} \left(\frac{\partial v_z}{\partial x} + \frac{\partial v_x}{\partial z} \right)^2 + \kappa \Delta T$$

Безразмерные уравнения (2)

а) масштабы давления, температуры, скорости

$$p_3 = \frac{v_3}{\tau g \beta_{\text{инз}}}, \quad T_3 = \frac{v_3}{\tau g \alpha}, \quad v_3 = \frac{d}{\tau}, \quad \theta = \frac{T}{T_3}$$

б) Навье — Стокса первое

$$\frac{D v_z}{D t} = p - \theta + \frac{\partial p}{\partial z} \frac{1}{\text{sh}} - \frac{\tau}{\tau_v} [k^2 v_z + (1 + \varepsilon) k_1 k_2 v_x]$$

в) Навье — Стокса второе

$$\frac{D v_x}{D t} + \frac{\Delta g}{g} (p - \theta) + \frac{\partial p}{\partial x} \frac{1}{\text{sh}} - \frac{\tau}{\tau_v} [(1 + \varepsilon) k_1 k_2 v_z + k_2 v_x]$$

г) неразрывности

$$\frac{Dp}{Dt} - \frac{D\theta}{Dt} + \frac{\tau^2}{\tau_g^2} (n_1 v_z + ik_1 v_z + ik_2 v_x) = 0$$

д) переноса тепла

$$a \frac{Dp}{Dt} + \frac{D\theta}{Dt} - \frac{\tau^2}{\tau_g^2} \left[N v_z + a \operatorname{sh} \frac{\Delta g}{g} v_x \right] + \frac{\tau}{\tau_z} k^2 \theta - \frac{D\tau}{2\tau_v a} (k_2 v_z + k_1 v_x)^2 = 0$$

Детерминант системы волновых решений при линеаризации и без учета инерционного члена (3)

$$\Delta = \begin{vmatrix} 1 - \frac{ik_1}{\operatorname{sh}} & -1 & -\frac{\tau}{\tau_v} f_{11} & -\frac{\tau}{\tau_v} f_{12} \\ \frac{\Delta g}{g} - \frac{ik_2}{\operatorname{sh}} & -\frac{\Delta g}{g} & -\frac{\tau}{\tau_v} f_{21} & -\frac{\tau}{\tau_v} f_{22} \\ i & -i & \frac{\tau^2}{\tau_g^2} (n_1 + ik_1) & \frac{\tau^2}{\tau_g^2} ik_2 \\ ai & i + \frac{\tau}{\tau_z} k^2 & -\frac{\tau^2}{\tau_g^2} N & \frac{\tau^2}{\tau_g^2} a \operatorname{sh} \frac{\Delta g}{g} \end{vmatrix}$$

Детерминант после преобразования (4)

$$\Delta = \frac{\tau^2}{\tau_g^2 k_1 k_2} \cdot |a_{ij}|$$

$$|a_{ij}| = \begin{vmatrix} \frac{ik_1}{\operatorname{sh}} & -1 & -\frac{\tau}{\tau_v} f_{11} & -\frac{\tau}{\tau_v} f_{12} \\ 0 & -\frac{\Delta g}{g} k_1 + k_2 & -\frac{\tau}{\tau_v} (k_1 f_{21} - k_2 f_{11}) & -\frac{\tau}{\tau_v} (k_1 f_{22} - k_2 f_{12}) \\ 0 & -i & \frac{\tau}{\tau_g} (n_1 + ik_1) & \frac{\tau}{\tau_g} ik_2 \\ ai + \frac{\tau}{\tau_z} k^2 i + \frac{\tau}{\tau_x} k^2 & & -\frac{\tau}{\tau_g} N & \frac{\tau}{\tau_g} a \operatorname{sh} \frac{\Delta g}{g} \end{vmatrix}$$

Волновое уравнение в неявном виде (5)

$$W = dd_3 - d_1 d_4 - d_2 d_5 = 0,$$

где коэффициенты преобразованного детерминанта:

$$d = \begin{vmatrix} a_{23} & a_{24} \\ a_{33} & a_{34} \end{vmatrix}, \quad d_1 = \begin{vmatrix} a_{22} & a_{24} \\ a_{32} & a_{34} \end{vmatrix}, \quad d_2 = \begin{vmatrix} a_{23} & a_{22} \\ a_{33} & a_{32} \end{vmatrix}, \quad d_3 = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{12} \\ a_{41} & a_{42} \end{vmatrix},$$

$$d_4 = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{13} \\ a_{41} & a_{43} \end{vmatrix}, \quad d_5 = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{14} \\ a_{41} & a_{44} \end{vmatrix}$$

Преобразование волнового уравнения с выделением множителей, содержащих безразмерные времена (6)

$$W = \frac{\tau}{\tau_v} [ik_2 F_1 + (n_1 + ik_1) F_2] \left[\frac{\tau}{\tau_x} k^2 \left(-\frac{ik_1}{\text{sh}} + 1 \right) + \frac{k_1}{\text{sh}} + \bar{a}i \right] -$$

$$- \left[\frac{\tau}{\tau_g} G ik_2 + \frac{\tau}{\tau_g} i F_2 \right] \left[\frac{\tau}{\tau_g} \frac{ik_1}{\text{sh}} N + \left(\bar{a}i + \frac{\tau}{\tau_x} k^2 \right) \frac{\tau_g}{\tau_v} f_{11} \right] -$$

$$- \frac{\tau}{\tau_g} [-iF_1 - G(n_1 + ik_1)] \left[-\frac{\tau}{\tau_g} a \frac{\Delta g}{g} ik_1 + \frac{\tau_g}{\tau_v} f_{12} \left(\bar{a}i + \frac{\tau}{\tau_x} k^2 \right) \right] = 0$$

Вспомогательные выражения (7)

$$F_1 = k_1 f_{21} - k_2 f_{11}, \quad F_2 = k_1 f_{22} - k_2 f_{12}, \quad G = \left(-\frac{\Delta g}{g} k_1 + k_2 \right),$$

$$f_{11} = k^2 + (1 + \varepsilon) k_1^2, \quad f_{12} = (1 + \varepsilon) k_1 k_2 = f_{21}, \quad f_{22} = k^2 + (1 + \varepsilon) k_2^2,$$

$$F_1 = -k^2 k_2, \quad F_2 = k^2 k_1$$

Преобразование волнового уравнения к квадратному относительно безразмерного периода

$$\bar{\tau} = \frac{\tau}{\tau_x} \quad (8)$$

$$\bar{\tau}^2 \left[(a_1 + a_2 + a_3) + \frac{Pr}{K} (a_4 + a_5) \right] + \tau \left[b_1 + b_2 + b_3 + b_4 + \frac{K}{Pr} b_5 \right] +$$

$$+ \frac{K}{Pr} c = 0;$$

здесь введен безразмерный множитель $K = \frac{\tau_g^2}{\tau_v^2} \frac{v^2}{d^3 g}$, коэффициенты a, b, c определяются из формулы 6.

Упрощенное волновое уравнение с учетом значений безразмерного множителя K/Pr , определенного для оболочек Земли по параметрам табл. 3 (9)

$$\bar{\tau}^2 \frac{Pr}{K} (a_4 + a_5) + \bar{\tau} (b_1 + b_2 + b_3 + b_4) + \frac{K}{Pr} c = 0$$

$$\text{или } \bar{\tau}^2 \frac{Pr}{K} A + \bar{\tau} B + \frac{K}{Pr} C = 0$$

Коэффициенты волнового уравнения в явном виде (10—12)

$$A = \frac{k_1 k_2^2}{\text{sh}} N - \frac{\Delta g}{g} \left[\left(\frac{k_1^2 k_2}{\text{sh}} N + F_1 k_1 a - k_1^2 a \right) - ik_2 k_1 a \right] - i \left(\frac{\Delta g}{g} \right)^2 k_1^2 a \approx$$

$$\approx \frac{k_1 k_2^2}{\text{sh}} N,$$

$$B = - [ik_2 F_1 - (n_1 + ik_1) F_2] \left(\frac{k_1}{\text{sh}} + \bar{a} i \right) + G i k_2 \bar{a} i + i F_2 \frac{i k_1}{\text{sh}} N + \\ + [-i F_1 + G (n_1 + ik_1)] \bar{a} i f_{12},$$

$$C = -F_2 \bar{a} f_{11}$$

Первое условие незатухающего волнового решения (без учета нелинейного диссипативного члена в уравнении переноса тепла — энтропии) (13)

$$\text{Im} B = 0,$$

где

$$k_2 F_1 \frac{k_1}{\text{sh}} + n_1 F_2 \bar{a} - k_1^2 F_2 / \text{sh} - G n_1 \bar{a} \text{Re} f_{12} + F_1 \bar{a} \text{Im} f_{12} - \\ - G k_1 \text{Im} + f_{12} \bar{a} = 0, \\ k_1 = \text{Re}, \quad k_2 = i \text{Re}$$

или

$$k^4 / \text{sh} + k^2 [n_1 \bar{a} - k_2^2 \bar{a} n_1 (1 + \varepsilon)] + k_2^2 \bar{a} n_1 (1 + \varepsilon) - \\ - k_2^2 k_1 \bar{a} (\gamma_1 + \varepsilon \gamma_2) = 0$$

Уравнение, определяющее связь между волновыми числами при выполнении условий по формулам 13 (14)

$$k_2^4 \left[\frac{1}{\text{sh}} - \bar{a} n_1 (1 + \varepsilon) \right] + k_2^2 \left[\frac{2k_1^2}{\text{sh}} + n_1 + a n_1 \varepsilon - \bar{a} k_1 (\gamma_1 + \varepsilon \gamma_2) \right] + \\ + \frac{1}{\text{sh}} k_2^4 + k_1^2 n_1 \bar{a} = 0$$

Второе условие незатухающего волнового процесса: (15)

$$\text{Re} B = 0, \text{ где } k_1^2 k^2 \frac{n_1 - N}{\text{sh}} - k^4 \bar{a} + k_2^2 \bar{a} - k_2^2 k_1^2 \bar{a} (1 + \varepsilon) - \\ - (k^2 - 1) k_2^2 \bar{a} n_1 (\gamma_1 + \varepsilon \gamma_2 |k_1|) = 0, \\ k_1 = i \text{Re}, \quad k_2 = \text{Re}$$

Уравнение, определяющее связь между волновыми числами при выполнении условий по формулам 15 (16)

$$k_2^4 [a + k_1 \bar{a} n_1 (\gamma_1 + \varepsilon \gamma_2)] + k_2^2 \left[k_1^2 \left(- \frac{n_1 - N}{\text{sh}} \right) + [3 + \varepsilon] \bar{a} + \right. \\ \left. + (k_1^2 - 1) |k_1| \bar{a} n_1 \gamma - \bar{a} \right] + \bar{a} k_1^4 = 0$$

Вырожденные решения волнового уравнения 9 (17)

$$а) B^2 \approx 4AC \quad \bar{\tau} = -\frac{B}{2A} \frac{K}{Pr};$$

$$б) B^2 \gg 4AC \quad \bar{\tau}_1 = -\frac{B}{A} \frac{K}{Pr}, \quad \bar{\tau}_2 = -\frac{2C}{B^2} \frac{K}{Pr};$$

$$в) B^2 \ll 4AC \quad \bar{\tau} = \sqrt{\frac{C}{A}}.$$

Решения волнового уравнения 9 при условии $k_2^2 \approx -k_1^2$ (18, 19)

$$\tau_1 = \frac{\nu_{\text{виз}}^3 \rho [\varepsilon - (\gamma_1 + \varepsilon \gamma_2) n_1 k_1]}{k_1 N},$$

$$\tau_2 = \frac{\nu_{\text{виз}}^3 \rho [(\gamma_1 + \varepsilon \gamma_2) + n_1 (1 + \varepsilon)] \bar{a}}{k_1 N}.$$

Решения для определения скоростей и температурных возмущений при заданных возмущениях давления (20)

$$v_z = \frac{\Delta_1}{\Delta} \frac{\tau_g}{\tau} p, \quad v_x = \frac{\Delta_2}{\Delta} \frac{\tau_g}{\tau} p, \quad \theta = \frac{\Delta_3}{\Delta} p,$$

$$\Delta = \begin{vmatrix} a_{12} & a_{13} & a_{14} \\ a_{22} & a_{23} & a_{24} \\ a_{32} & a_{33} & a_{34} \end{vmatrix}, \quad \Delta_1 = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{33} & a_{34} \end{vmatrix},$$

$$\Delta_2 = \begin{vmatrix} a_{12} & a_{13} & a_{11} \\ a_{22} & a_{23} & a_{21} \\ a_{32} & a_{33} & a_{31} \end{vmatrix}, \quad \Delta_3 = \begin{vmatrix} a_{11} & a_{13} & a_{14} \\ a_{21} & a_{23} & a_{24} \\ a_{31} & a_{33} & a_{34} \end{vmatrix}$$

Приведение решений по (20) к виду с множителями, содержащими безразмерные времена (21)

$$\Delta = \bar{\tau} Pr [+iF_2 + n_1 f_{22}] + \frac{\Delta g}{a} [+iF_1 + n_1 f_{12}] + K^{1/2} (n_1 + ik_1) \times \\ \times (f_{11} f_{22} - f_{12} f_{21}),$$

$$\Delta_1 = \bar{\tau} \frac{Pr}{K^{1/2} \text{sh}} \left(k_2^2 - \frac{\Delta g}{g} k_1 k_2 \right) - K^{1/2} F_2,$$

$$\Delta_2 = \bar{\tau} \frac{Pr}{K^{1/2} \text{sh}} (-i) G (n_1 + ik_1) - K^{1/2} \frac{1}{\text{sh}} F_1,$$

$$\Delta_3 = \bar{\tau} Pr \left\{ \left(1 - \frac{ik_1}{\text{sh}} \right) [-iF_2 + n_1 f_{22}] + [+iF_1 + n_1 f_{12}] \left(\frac{ik_2}{\text{sh}} - \frac{\Delta g}{g} \right) \right\} - \\ - iK (f_{11} f_{22} - f_{12} f_{21})$$

Упрощение решений с учетом значений безразмерных коэффициентов для оболочек Земли по табл. 3 (22)

$$\Delta = \bar{\tau} \text{Pr} [+iF_2 + n_1 f_{22}],$$

$$\Delta_1 = \bar{\tau} \frac{\text{Pr}}{K^{1/2} \text{sh}} k_2^2,$$

$$\Delta_2 = -i \bar{\tau} \frac{\text{Pr}}{K^{1/2} \text{sh}} G,$$

$$\Delta_3 = \bar{\tau} \text{Pr} \left(-\frac{ik_1}{\text{sh}} \right) (+iF_2 + n_1 f_{22}) - iK (f_{11} f_{22} - f_{12} f_{21}).$$

Решения для определения параметров волнового процесса в явном виде (23—25)

а) для вертикальной скорости:

$$v_z = \frac{\Delta_1}{\Delta} \frac{\tau_g}{\tau} p = \frac{1}{\text{sh}} \frac{k_2^2}{+iF_2 + n_1 f_{22}} p \frac{\tau_v}{\tau}$$

б) для горизонтальной скорости:

$$v_x = \frac{\Delta_2}{\Delta} \frac{\tau_g}{\tau} p = -i \frac{1}{\text{sh}} \frac{G}{iF_2 + n_1 f_{22}} p \frac{\tau_v}{\tau}$$

в) для температуры:

$$\theta = \frac{\Delta_3}{\Delta} p = \left[\left(1 - \frac{ik_1}{\text{sh}} \right) - i \frac{K}{\tau \text{Pr}} \frac{f_{11} f_{22} - f_{12} f_{21}}{+iF_2 + n_1 f_{22}} \right] p$$

Критерии, определяющие возможность линеаризации уравнений (26)

а) для уравнения Навье—Стокса первого:

$$v_1 < \frac{1}{k_1} \frac{\tau}{\tau_v} [k^2 + (1 + \varepsilon) k_1^2]$$

б) для уравнения Навье—Стокса второго:

$$v_2 < \frac{1}{k_2} \frac{\tau}{\tau_v} [1 + \delta] k_1 k_2$$

в) для уравнения неразрывности:

$$v_1 < \left(\frac{\tau}{\tau_v} \right)^2 \frac{n_1}{K \text{sh} k k_1}$$

г) для уравнения переноса тепла (по конвективному члену):

$$v_1 < \left(\frac{\tau}{\tau_v} \right)^2 \frac{K}{K \text{sh} k k_1 a}$$

д) для уравнения переноса тепла по диссипативному члену:

$$v_1 < \frac{\tau \tau_v}{\tau_g^2} \frac{2aN}{\text{Di} k^2}$$

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава I. Современные геодинамические концепции	7
Энергетический баланс и преобразования энергии в Земле	7
Основные геодинамические гипотезы	12
Глава II. Волновая геодинамика	24
Особенности волновых процессов	24
Волновые процессы в сплошных средах	25
Общая волновая модель Земли	27
Учет явлений неравновесной термодинамики	29
Волновые решения	31
Условия возбуждения волнового процесса	32
Виды волновых процессов в Земле	34
Анализ решений аналитической теории волновых процессов в геодинамике	36
Определение возбуждающей силы и оценки параметров волновых процессов	41
Сопоставление результатов волновой геодинамики с геологическими фактами	44
Глава III. Общая геодинамика вулканизма	48
Факторы, определяющие вулканизм	48
Вулканизм и волновые процессы	49
Энергетические факторы вулканизма	53
Влияние состояния земной коры на вулканизм	54
Геодинамическая модель вулканического процесса	56
Геодинамическая модель процессов вулканических извержений	59
Цикличность процессов вулканизма	62
Глава IV. Флексуры — глобальные деформации коры	65
Общая характеристика флексур	65
Кинематика и тектонические движения флексур	70
Флексуры — пути магматизма	73
Геодинамические закономерности образования и эволюции флексур	74
Глава V. Рифтогенез и вулканизм	76
Общие закономерности рифтогенеза	76
Океанические рифты	79
Телескопированный рифтогенез на дне молодых океанов	82
Геодинамическая модель рифтогенеза	89
Рифтогенез и вулканические пояса	90
Глава VI. Вулканизм и глобальные преобразования земной коры	94
Геосинклинальный вулканизм	94
Орогенный вулканизм	103
Континентальный трапповый магматизм	107
Трапповые формации окраин континентов и океанов	111
Геодинамическая модель трапповых и внутрикоровых излияний	113

Проблемы океанизации земной коры	114
Трансгрессии и регрессии как следствия вулcano-тектоники	119
Глава VII. Геодинамика вулканических регионов	125
Классификация	125
Геодинамическая обстановка вулканических регионов	126
Вулcano-тектонические пояса и их геодинамика	129
Особенности распространения волнового процесса в океанической литосфере	132
Вулканизм и сейсмичность	134
Глава VIII. Геосинклинально-орогенный вулканизм	136
Вулканизм при подводном орогенезе	136
Ранне- и позднеорогенный вулканизм	150
Орогенные вулканические пояса Америки	165
Глава IX. Вулканизм континентальных платформ	175
Вулканизм Сибирской платформы	175
Континентальные рифты	182
Флексуры на пассивных окраинах континентов	196
Глава X. Вулканизм дна океанов	202
Строение дна океанов	202
Вулканические структуры Западно-Австралийской впадины Индийского океана	217
Коровые рифты Гавайских островов	225
Поднятия Хесса и Шатского в Тихом океане	229
Вулканизм Средиземноморья	231
Заключение	238
Список литературы	243
Приложение 1. Формулы для определения коэффициентов преобразования различных видов энергии в энергию тектонических процессов	245
Приложение 2. Уравнения волновой геодинамики и их решения	246

КОНТРАКТ

Святловский Александр Евгеньевич
Катяиородский Юрия Николаевна

ТЕОДИНАМИКА ВУЛКАНИЧЕСКИХ РЕГИОНОВ

Редактор издательства М. У. Михайлова
Преправляет художник Ю. Г. Андреева
Художественный редактор Г. И. Козловская
Технический редактор О. Л. Астахова
Корректор А. В. Зайкина

№ 26 0029

Сдано в набор 22.04.87. Подготовлено в печать 03.05.87. Тираж 1000 экз. Цена 307/3000.-. Цена в б. 20 к. 180.

Вместе с номером № 1. Тираж 2000 экз. Цена 307/3000.-. Цена в б. 20 к. 180.

Сек. экз.-отт. 180. Экз.-отт. 1800 экз. Цена 307/3000.-. Цена в б. 20 к. 180.

Оформление и печать выполнены в издательстве «Знание»

Ленинградская типографическая фабрика № 15

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Святловский Александр Евгеньевич
Китайгородский Юрий Исаакович

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ВУЛКАНОЛОГИЯ

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*
Переплет художника *Ю. Г. Асафова*
Художественный редактор *Г. Н. Юрчевская*
Технический редактор *О. А. Колотвина*
Корректор *Л. В. Зайцева*

ИБ № 6689

Сдано в набор 23.04.87. Подписано в печать 03.11.87. Т-22911. Формат 60×90^{1/16}.
Бумага типографская № 1. Гарнитура Литературная. Печать высокая. Усл. печ. л. 16,0.
Усл. кр.-отт. 16,0. Уч.-изд. л. 18,98. Тираж 1100 экз. Заказ 307/1090—1. Цена 3 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 125047, Москва, пл. Белорусского вокзала, 3
Ленинградская картографическая фабрика ВСЕГЕИ

3. 20x

4952

HEPA