



КЛАССИЧЕСКИЙ
УНИВЕРСИТЕТСКИЙ
УЧЕБНИК

Е. П. Дубинин

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ОКЕАНОВ





МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА



Классический университетский учебник

Серия основана в 2002 г.



**Издательство
Московского
университета**

МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ
ИМЕНИ М. В. ЛОМОНОСОВА
Научно-учебный Музей землеведения
Геологический факультет

Е. П. Дубинин

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ОКЕАНОВ

Учебник

Печатается в соответствии с издательской программой,
посвящённой 270-летию Московского университета

Рецензенты:

Л. И. Лобковский — академик РАН, научный руководитель
геологического направления Института океанологии
им. П. П. Ширшова РАН

А. А. Булычев — доктор физико-математических наук, профессор,
заведующий кафедрой геофизических методов исследования земной коры
геологического факультета МГУ имени М. В. Ломоносова

С. Ю. Соколов — доктор геолого-минералогических наук,
главный научный сотрудник, заведующий лабораторией геоморфологии
и тектоники дна океанов Геологического института РАН

Дубинин, Е. П.

Д79

Геотектоника и геодинамика океанов : учебник / Е. П. Дубинин. –
Москва : Издательство Московского университета, 2026. – 686, [2] с. : ил.,
цв. ил. (вкл.). — (Классический университетский учебник).

ISBN 978-5-19-012442-2

В учебнике представлено основное содержание курса лекций по геотектонике и геодинамике океанов, который автор много лет читает на геологическом и географическом факультетах МГУ. Основное содержание книги нацелено на понимание тектонического строения и эволюции основных структур дна Мирового океана в связи с глубинными геодинамическими процессами.

Дана геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика основных структур дна океана: спрединговых хребтов, трансформных разломов, активных и пассивных континентальных окраин, океанических котловин, подводных гор и поднятий. Проводится анализ геодинамических процессов, управляющих их формированием и эволюцией. Рассмотрены процессы эволюции океанической литосферы, связанные с перескоками и отмираниями спрединговых хребтов.

Учебник предназначен для студентов старших курсов и аспирантов естественнонаучного профиля, геологов, геофизиков и географов, и специалистов повышающих свою квалификацию.

УДК 551.24+551.46(075.8)

ББК 26.322+26.221я73

© Е. П. Дубинин, 2026

© Научно-учебный Музей землеведения
МГУ имени М. В. Ломоносова, 2026

© Геологический факультет
МГУ имени М. В. Ломоносова, 2026

ISBN 978-5-19-012442-2

© Издательство Московского университета, 2026

В 2025 году Московскому университету — старейшему университету России — исполняется 270 лет. За без малого три века он выучил, вырастил и выпустил в жизнь огромную плеяду выдающихся ученых и педагогов. Люди Московского университета сформировали всемирно признанные научные школы, разработали эффективные методики преподавания разных дисциплин, внося тем самым весомый вклад в успешное научно-технологическое и духовно-нравственное развитие нашей страны. Многие из них создали замечательные книги, в которых ярко отражены как научные и педагогические достижения, так и история самого университета.



Готовясь к юбилею, мы издаем и переиздаем книги, которые дают наилучшее представление об интеллектуальном богатстве Московского университета, о его вкладе в науку и образование. Издательские серии «Классический университетский учебник», «Труды выдающихся ученых МГУ», «История Московского университета», «Из сокровищницы Московского университета» включают ставшие классикой учебники, на которых выросло не одно поколение студентов, фундаментальные научные монографии, книги, повествующие об истории и современности старейшего и крупнейшего университета России.

Посвящая этот издательский проект 270-летию нашей Альма-матер, мы надеемся привлечь внимание читателей к достижениям университетских ученых в разных областях знания, к многогранному научно-образовательному наследию Московского университета, чья книжная сокровищница продолжает пополняться фундаментальными трудами, становясь к юбилею еще богаче.

*Ректор Московского университета
академик*

В. А. Садовничий

A handwritten signature in dark ink, reading 'В. Садовничий'. The signature is fluid and cursive, with the first letter 'В' being particularly large and stylized.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящий учебник по дисциплине «Геотектоника и геодинамика океанов» предназначен для студентов геологических и географических специальностей старших курсов вузов и соответствует учебной программе. Основная цель этого учебника — отразить современные данные и представления о строении океанического дна, о разнообразии морфотектонических структур, рассмотреть глубинное строение океанической коры и аномальные геофизические поля и, главное, проанализировать основные геодинамические процессы, происходящие в тектоносфере, управляющие формированием океанической коры, которая занимает 2/3 твердой поверхности Земли, и эволюцией морфоструктурного плана дна океанов.

Учебный курс «Геотектоника и геодинамика океанов» много лет читается на кафедре динамической геологии геологического факультета и кафедре геоморфологии и палеогеографии географического факультетов МГУ имени М.В. Ломоносова.

После «бума» фундаментальных геолого-геофизических открытий на дне океана, сделанных в середине прошлого века, во время Международного геофизического года и в течение последующих нескольких десятилетий, была научно обоснована теория тектоники литосферных плит, изменившая основополагающие научные представления о строении литосферы Земли и о геодинамических процессах, управляющих ее эволюцией.

Стиль изложения материала доступен студентам старших курсов, имеющим определенную базу геологических знаний и прослушавшим учебные курсы по геотектонике, морской геологии, геоморфологии, структурной геологии, геофизике. В связи с постоянным пополнением фактического материала о тектоническом строении дна океанов в учебнике наряду с хорошо установленными данными и научными знаниями рассматриваются также спорные, дискуссионные проблемы, находящиеся на передовых рубежах знаний и требующие поиска ответов для их подтверждения и решения.

Текст иллюстрируется значительным количеством карт, графиков, таблиц и рисунков, помогающих наглядно представлять материал для облегчения его усвоения.

В конце учебника дается список рекомендуемой литературы, позволяющей расширить объем информации по рассматриваемым вопросам. Кроме того, дан список сокращений и краткий словарь терминов, наиболее часто встречающихся в тексте.

За обстоятельные рецензии и сделанные рекомендации, способствующие улучшению работы, автор глубоко признателен академику РАН Л.И. Лобковскому, заведующему кафедрой геофизики геологического факультета МГУ доктору физико-математических наук, профессору А.А. Булычеву и заведующему лабораторией геоморфологии и тектоники дна океанов Геологического института РАН, доктору геолого-минералогических наук С.Ю. Соколову. Автор благодарит сотрудников Научно-учебного музея землеведения МГУ доктора технических наук Ю.И. Галушкина, кандидата географических наук А.Л. Грохольского, профессора кафедры динамической геологии В.С. Захарова. Искреннюю благодарность выражает автор А.Н. Филаретовой за огромную помощь при подготовке рукописи к печати.

Пока не будет серьезно геологически изучен Океан, геология материков, даже учитывая геологию шельфов, дает для наших геологических научных заключений только меньше чем треть поверхности планеты.

В.И. Вернадский

ВВЕДЕНИЕ

Одной из важнейших проблем современной геологии является геодинамический анализ строения и эволюции океанической литосферы, охватывающей почти 2/3 площади литосферы Земли.

С середины 60-х годов прошлого века до настоящего времени в пределах Мирового океана проведены обширные геолого-геофизические исследования строения земной коры океана, которые привели к фундаментальным открытиям и развитию теории тектоники литосферных плит.

В 1960 г. американский морской геоморфолог Б. Хизен на основании отдельных батиметрических профилей и глобальных сейсмологических данных доказал наличие единой рифтовой системы на дне океана. В 1961 г. Р. Дитц и в 1962 г. Г. Хесс обосновали тот факт, что рождение океанической коры происходит в рифтовой зоне, являющейся осью симметрии огромного подводного срединно-океанического хребта. В 1963 г. Р. Вайн и Д. Метьюз показали, что по аномальному магнитному полю можно определить возраст дна океана, а также скорость спрединга, т.е. скорость разрастания океанической коры.

В рифтовых зонах срединно-океанических хребтов были обнаружены активные тектономагматические, гидротермальные и рудообразующие процессы. Была установлена интенсивная гидротермальная циркуляция, проявляющаяся на поверхности дна в виде таких экзотических образований, как «черные курильщики», с которыми связаны крупные месторождения глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС).

Высокоразрешающие геофизические методы, использующие многолучевые гидролокаторы «Си Бим», сонары бокового обзора «Глория», системы «Марк-1», «Марк-2» вместе с исследованиями на глубоководных обитаемых аппаратах (ГОО) позволили получить детальные батиметрические и структурные карты многих районов Мирового океана. Набортные геофизические методы — гравиметрические, магнитометрические, сейсмические и геотермические — позволили получить данные о глубинном строении различных структур океана.

Несмотря на фундаментальные открытия, сделанные на дне океана, детальными исследованиями покрыто менее 10% его площади. Различная степень изученности и сложность глубинного строения структур совре-

менных океанов послужили причиной того, что разные аспекты их строения и эволюции в настоящее время освещены с различной степенью детальности. Поэтому там, где процессы достаточно сложны, а фактических данных недостаточно, используются геодинамические модели. Геодинамические модели термического режима, напряженного состояния литосферы и гидротермальной конвекции играют существенную роль в исследовании тектонического строения литосферы и в выявлении глубинных процессов, определяющих особенности формирования и эволюции океанической коры в рифтовых зонах СОХ.

В отличие от геотектоники — науки о строении, движениях и деформациях литосферы, геодинамика — раздел геологической науки, в котором изучаются физические и химические процессы, протекающие в недрах Земли и изменяющие ее геологическую структуру и рельеф. Это определение акцентирует внимание на исследовании глубинных процессов, контролирующих строение коры и литосферы, управляющих формированием современного морфоструктурного плана и находящихся отражение в аномальных геофизических полях.

Цель геодинамики — установление и исследование сил, действие которых порождает процессы, изменяющие состав и строение оболочек Земли. Она использует данные всех основных наук о Земле: геоморфологии, геологии, геофизики и геохимии — и является, таким образом, синтезирующей дисциплиной.

Все, что мы знаем в настоящее время о строении Земли и ее оболочек, представляет собой не что иное, как модели, отражающие современный уровень наших знаний. Модели могут быть качественными или количественными, хорошими или очень хорошими, но в любом случае они должны удовлетворять двум основным факторам: опираться на фактические данные и объяснять их, а также соответствовать законам физики. Естественно, что по мере развития новых методов исследования и накопления новых данных модели должны изменяться и совершенствоваться.

Таким образом, **основной задачей геодинамики является** построение моделей глубинных процессов на основе комплексного анализа геоморфологических, геологических, геофизических и геохимических данных, а также методов численного и экспериментального моделирования.

Несмотря на относительную молодость науки геодинамики, в ее структуре выделяется ряд направлений: **глобальная геодинамика**, рассматривающая всю Землю как единое геологическое тело в структуре Солнечной системы, **геодинамика тектоносферы**, включающая основные положения теории тектоники литосферных плит, **региональная геодинамика**, предметом которой являются геодинамические процессы, управляющие развитием отдельных регионов.

Кроме этого, выделяют **эволюционную геодинамику**, включающую в сферу своих исследований изучение эволюции глубинных процессов и, как следствие, изменение геологической структуры и рельефа в пространстве и времени, а также **палеогеодинамику** (или историческую геодинамику), которая рассматривает глубинные процессы в геологическом прошлом и целью которой является построение палеогеодинамических реконструкций эволюции литосферы как Земли в целом, так и отдельных регионов.

Учебный курс «Геотектоника и геодинамика океанов» посвящен рассмотрению геодинамических процессов, управляющих образованием, строением и эволюцией океанической литосферы и формированием всего морфоструктурного плана дна Мирового океана. Именно в океанах были сделаны фундаментальные научные открытия, которые привели к пересмотру наших представлений о геологическом строении и развитии Земли.

Многие понятия современной геодинамики, такие, например, как спрединг, субдукция и другие, возникли в период формирования теории тектоники литосферных плит в результате изучения океанической литосферы.

Настоящий учебник отражает основное содержание учебного курса лекций «Геотектоника и геодинамика океанов», который читается в течение многих лет в Московском государственном университете для студентов старших курсов бакалавриата и магистратуры геологического и географического факультетов.

Основная цель учебника — приобретение и закрепление теоретических знаний о современном состоянии геотектоники и геодинамики океанов и выработка у студентов способности анализировать геолого-геофизическую информацию для понимания геодинамических процессов, управляющих образованием, строением и эволюцией океанической коры и формированием морфоструктурного плана дна океанов, а также развитие навыков комплексного анализа геоморфологической и геолого-геофизической информации и возможности ее использования для создания геодинамических моделей глубинных процессов.

В результате освоения дисциплины «Геотектоника и геодинамика океанов» обучающийся должен:

– **знать:** основные типы структур дна океана, закономерности их распределения и особенности тектонического строения; роль тектонических, магматических и метаморфических процессов, контролирующих строение и эволюцию океанической литосферы и основных структур дна океана; основные системные концепции о связи эндогенных процессов с глубинным строением коры и со структурообразованием на дне океана; пространственно-временные закономерности формирования и развития основных структур дна океана;

– **уметь:** проводить комплексный анализ геоморфологической и геолого-геофизической информации и на его основе разрабатывать качественные геодинамические модели строения и эволюции литосферы основных структур дна океана;

– **владеть:** методами структурного, геофизического и геодинамического анализа; навыками работы по составлению моделей геодинамических процессов, контролирующих строение и эволюцию литосферы основных структур дна океана.

В учебнике наряду с хорошо установленными базовыми знаниями затрагиваются дискуссионные научные проблемы, не имеющие пока однозначного решения. Однако по мере накопления нового фактического материала эти проблемы успешно разрешаются, уступая место новым нерешенным вопросам, которые ставит перед нами Природа. В этом суть развития науки.

Структура учебника «Геотектоника и геодинамика океанов» включает три части. В первой части рассматриваются общие сведения о строении рельефа дна океана, внутреннем строении Земли и океанической литосферы, а также основные положения теории тектоники литосферных плит и элементы ее развития в виде концепции плюм-плейт тектоники. Вторая часть посвящена изучению современных геодинамических процессов на дивергентных, трансформных и конвергентных границах плит, расположенных в пределах океанической литосферы. Основное внимание в этой части уделено рассмотрению структуры спрединговых хребтов, в которых происходит формирование новой океанической коры, трансформных разломов и зон субдукции, во всем разнообразии геодинамических обстановок их развития. Третья часть включает рассмотрение проблем внутриплитной тектоники и геодинамики океанов, связанных с эволюцией океанической литосферы, формированием подводных гор, хребтов и поднятий, внутриплитными деформациями.

ЧАСТЬ I

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ОКЕАНОВ

Глава 1. Внутреннее строение Земли

1.1. Общие сведения о Земле

Геологические методы позволяют изучать только несколько первых километров верхних слоев Земли. Основную же часть информации о внутреннем строении Земли дают геофизические методы, включающие: 1) сейсмологические и сейсмические методы, основанные на регистрации упругих колебаний, вызываемых землетрясениями или крупными взрывами; 2) гравиметрические методы, основанные на изучении поля силы тяжести Земли, создаваемого притяжением масс самой Земли, ее вращением, а также притяжением других космических тел, и дающие информацию о фигуре Земли и распределении масс в ее недрах; 3) магнитометрические — изучающие магнитное поле Земли, создаваемое замкнутыми электрическими токами и намагниченностью горных пород; 4) геотермические — изучающие тепловое поле Земли и плотность теплового потока на ее поверхности, обусловленные как термическим режимом недр, так и способностью различных оболочек Земли передавать глубинное тепло и самостоятельно его генерировать.

Кроме геофизики составить представление о внутреннем строении Земли, о веществе в ее глубинах позволяют лабораторные эксперименты, в которых воспроизводятся температура и давление глубоких горизонтов, а также изучение космических тел (метеоритов), попадающих на поверхность нашей планеты.

Установлено, что масса Земли равна $5,98 \cdot 10^{27}$ г, объем — $1,083 \cdot 10^{27}$ см³, средний радиус — 6371 км, средняя плотность — 5,52 г/см³, среднее ускорение силы тяжести на земной поверхности g достигает 981 Гал.

Фигура Земли описывается геоидом, представляющим собой эквипотенциальную поверхность силы тяжести. Вне континентов геоид совпадает с невозмущенной поверхностью Мирового океана. На континентах поверхность геоида рассчитывается по гравиметрическим данным или по спутниковым наблюдениям. Лучше всего геоид аппроксимируется эллипсоидом вращения — равновесной фигурой вращающейся однородной жид-

кости. Сплюснутость геоида (эллипсоида вращения) определяется скоростью вращения Земли вокруг полярной оси. У современной Земли полярный радиус $R_{\text{п}}$ равен 6356,78 км, а экваториальный $R_{\text{э}}$ — 6378,16 км.

Земля обладает собственным магнитным полем, максимальная напряженность которого, около 60 000–70 000 нТл, наблюдается у магнитных полюсов. На экваторе она уменьшается до 25 000–43 000 нТл. Магнитное поле Земли идентично полю, создаваемому магнитным диполем или однородно намагниченным шаром. Ось магнитного диполя сейчас наклонена к оси вращения Земли под углом $10,5^\circ$.

Температура в недрах Земли увеличивается с глубиной от значения около 1300°C в верхней мантии до 3700°C в центре ядра. Увеличение температуры происходит по адиабатическому закону: оно зависит лишь от сжатия вещества под давлением при отсутствии теплообмена с окружающей средой.

Через поверхность Земли постоянно теряется часть ее внутреннего тепла. Суммарный тепловой поток составляет $4,2\text{--}4,5 \cdot 10^{20}$ эрг/с. Средний тепловой поток через континенты приблизительно равен $1,43 \cdot 10^{-6}$ кал/см²с, а через океаническое дно — $2,37 \cdot 10^{-6}$ кал/см²с. Общие тепловые потери через континенты составляют около $1,2 \cdot 10^{20}$ эрг/с, тогда как через океаническое дно — примерно в 2,5 раза больше (около $3,1 \cdot 10^{20}$ эрг/с.).

Давление в недрах Земли линейно увеличивается до глубины примерно 400 км, где оно достигает 13 ГПа. Затем скорость его возрастания несколько увеличивается, отражая рост плотности, и на поверхности ядра оно составляет 135 ГПа. В центре Земли давление достигает 361 ГПа.

С помощью геофизических методов достаточно определенно установлено, что Земля имеет слоистое строение и состоит из ядра, мантии и земной коры (рис. 1.1).

1.2. Земное ядро

Земное ядро, состоящее из двух слоев — внешнего и внутреннего, надежно выделяется по сейсмическим данным, которые позволили установить, что внешнее ядро жидкое (через него не проходят поперечные сейсмические волны), а внутреннее — твердое.

Радиус внутреннего, твердого ядра (слой G) примерно равен 1200–1250 км, мощность переходного слоя (F) между внутренним и внешним ядром приблизительно равна 300–400 км, а радиус внешнего, жидкого ядра равен 3450–3500 км (соответственно его глубина от поверхности Земли составляет 2870–2920 км). Плотность вещества во внешнем ядре плавно меняется от $9,5\text{--}10,1$ г/см³ на его поверхности до $11,4\text{--}12,3$ г/см³ на подошве. Во внутреннем ядре плотность вещества возрастает примерно на 8–10% и достигает $13\text{--}14$ г/см³ в центре Земли. Масса земного ядра по

оценкам составляет 31–32% всей массы Земли, а его объем — около 16% от объема Земли. Поверхность ядра неровная; отклонения от его равновесной фигуры эллипсоида вращения могут достигать $\pm(6-10)$ км. Современные эксперименты с ударным сжатием металлов и их соединений, а также данные о распространенности элементов в Солнечной системе позволяют предполагать, что земное ядро примерно на 90% состоит из железа, а на 10% — из никеля с незначительными добавками кислорода, серы, углерода, водорода, при этом внутреннее твердое ядро состоит из железо-никелевого сплава, состав которого сходен с составом метеоритов.

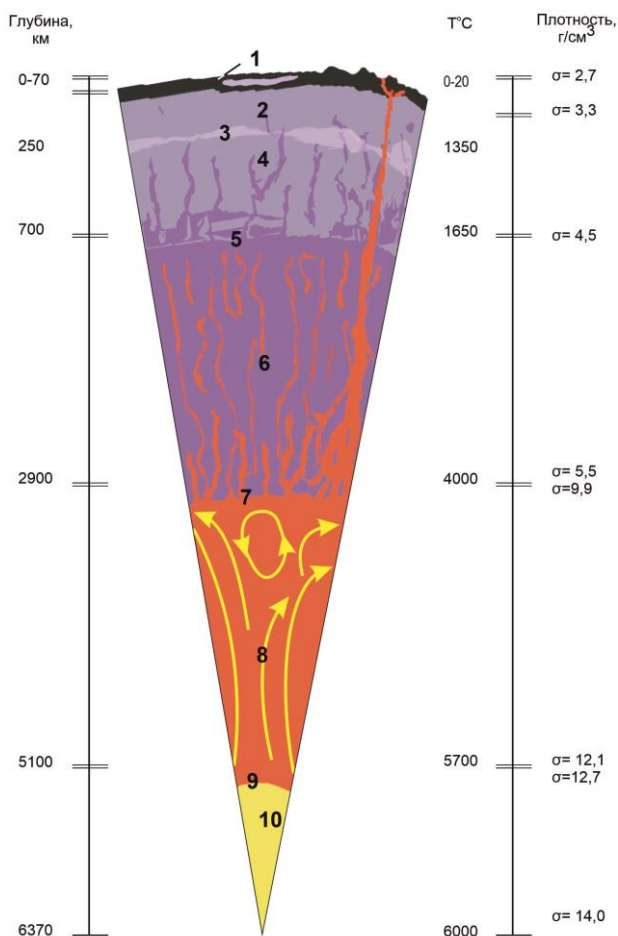


Рис. 1.1. Внутреннее строение Земли:

- 1 — земная кора (слой A); 2 — подкорковая мантия; 3 — астеносфера;
 4 — верхняя мантия (слой B); 5 — переходный слой (C); 6 — нижняя мантия (слой D);
 7 — переходный слой (D''); 8 — внешнее ядро (слой E); 9 — переходный слой (F);
 10 — внутреннее ядро (слой G)

1.3. Мантия Земли

Силикатная оболочка Земли – ее мантия — расположена между подошвой земной коры и поверхностью земного ядра. По оценкам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова, масса мантии составляет 67,8% общей массы Земли. Согласно сейсмическим данным, мантию делят на верхнюю (слой В; до глубины 400 км), переходный слой Голицына (слой С; в интервале глубин 400–1000 км) и нижнюю (слой D) с подошвой на глубине примерно 2900 км (рис. 1.1). Под океанами в верхней мантии выделяется также слой астеносферы с пониженной скоростью распространения сейсмических волн, вещество которой находится в частично расплавленном состоянии. Под континентами выраженная зона пониженных скоростей, как правило, не прослеживается.

Ю.М. Пушаровский и Д.Ю. Пушаровский выделяют слой средней мантии толщиной около 900 км, расположенный между верхней и нижней мантией в интервале глубин ~840–1700 км и отделенный от них соответствующими зонами раздела.

Важной границей раздела внутри верхней мантии является подошва литосферы. Физически она представляет собой поверхность перехода от охлажденных жестких пород верхней мантии к частично расплавленному мантийному веществу, перешедшему в пластическое состояние и составляющему астеносферу.

Плотность пород верхней мантии, согласно оценкам К. Буллена, увеличивается с глубиной от 3,3 до 3,70 г/см³ на глубине около 400 км. Далее в переходном слое Голицына (слой С) градиент плотности резко возрастает, и на глубине 1000 км плотность достигает значений 4,55–4,65 г/см³. Переходный слой постепенно переходит в нижнюю мантию, плотность которой плавно возрастает до 5,53–5,66 г/см³ на глубине ее подошвы (около 2900 км).

Представление о составе мантии основано на изучении горных пород, структура и особенности залегания которых в земной коре позволяют предполагать, что они попали в приповерхностные слои Земли с больших глубин. Считается, что состав верхней мантии отвечает ультраосновным породам океанической литосферы или офиолитовых комплексов (фрагментов океанической коры, надвинутых на континентальную кору).

Для выяснения состава и состояния глубоких недр Земли привлекают также данные о составе метеоритов и о сжимаемости силикатов, металлов и их окислов при высоких температурах и давлениях в лабораторных условиях. Согласно этим данным, мантия имеет ультраосновной состав. Гипотетической породой мантии является так называемый пиролит (смесь 75% перидотита и 25% толеитового базальта), или лерцолит. В некоторых моделях предполагается, что значительная часть мантии сложена экологи-

том. Содержания радиоактивных элементов в мантии очень низки и составляют в среднем около $10^{-8}\%$ ^{238}U и ^{235}U , $10^{-7}\%$ ^{232}Th и $10^{-6}\%$ K.

1.4. Земная кора

Земная кора представляет собой самый верхний слой твердой Земли и отличается от нижележащих оболочек строением и химическим составом. Подошва земной коры трассируется сейсмически границей Мохоровичича, на которой скорости распространения продольных сейсмических волн скачком возрастают до 8,0–8,2 км/с.

Поверхность земной коры формируется благодаря трем разнонаправленным воздействиям: 1) эндогенным, включающим тектонические (механические) и магматические (термические) процессы, создающие неровности рельефа; 2) экзогенным, вызывающим денудацию (выравнивание) этого рельефа за счет разрушения и выветривания слагающих его горных пород и 3) осадконакоплению, скрывающему неровности рельефа фундамента и формирующему самый верхний слой земной коры.

Выделяют два основных типа земной коры: «базальтовая» океаническая и «гранитно-метаморфическая» — континентальная. (Названия типов земной коры даны не столько по типу слагающих ее пород, сколько по значениям сейсмических волн характерных, соответственно, для базальтовых и гранитных пород.)

Океаническая кора сравнительно проста по своему составу и, существу, представляет собой верхний дифференцированный слой мантии, перекрытый сверху тонким слоем пелагических осадков. В океанической коре выделяются три слоя. Самый верхний из них — осадочный (слой 1) — представлен обычно карбонатными осадками, отложившимися на глубинах менее 4 км, или бескарбонатными красными глубоководными глинами. Средняя мощность океанических осадков невелика — около 0,5 км, и только у материковых склонов и в районах крупных речных дельт она возрастает до 10–12 и даже 15 км.

Второй слой океанической коры в верхней своей части сложен подушечными лавами толеитовых базальтов океанского типа (слой 2А). Ниже располагаются долеритовые дайки того же состава (слой 2Б) (рис. 1.2). Общая мощность базальтового, или второго, слоя океанической коры, судя по сейсмическим данным, достигает 1,4–1,5, иногда 2 км.

Дайковый комплекс снизу подстилается слоем габбро, представляющим собой третий слой (слой 3) океанической коры. На некотором удалении от гребней срединно-океанических хребтов, по сейсмическим данным, прослеживается и нижняя часть этого слоя, вероятнее всего, сложенная серпентинитами, отвечающими гидратированным перидотитам (рис. 1.2). Судя по сейсмическим данным, мощность габбро-серпентинитового тре-

твого слоя океанической коры достигает 4,7–5 км. Общая мощность океанической коры, без осадочного слоя, достигает 5–7 км. Снизу океаническая кора подстилается породами верхней мантии, слагающими подкоровые участки литосферных плит. Граница между корой и подкоровой верхней мантией, как отмечалось, называется границей Мохоровичича (сокращенно Мохо) по имени югославского геофизика впервые ее обнаружившего. Под гребнями срединно-океанических хребтов океаническая кора залегает непосредственно над очагами базальтовых расплавов, выделившихся из вещества астеносферы. Средняя плотность океанической коры (без осадков) близка к $2,9 \text{ г/см}^3$, следовательно, массу консолидированной океанической коры можно оценить значением $6,4 \cdot 10^{24} \text{ г}$. Объем и масса осадочного слоя в глубоководных котловинах Мирового океана, по оценке А.П. Лисицына, соответственно составляют 133 млн км^3 и около 0,002% массы Земли. Объем осадков, сосредоточенных на шельфах и материковых склонах, несколько больший — около 190 млн км^3 , что в пересчете на массу (с учетом уплотнения осадков) составляет примерно 0,008% массы Земли.

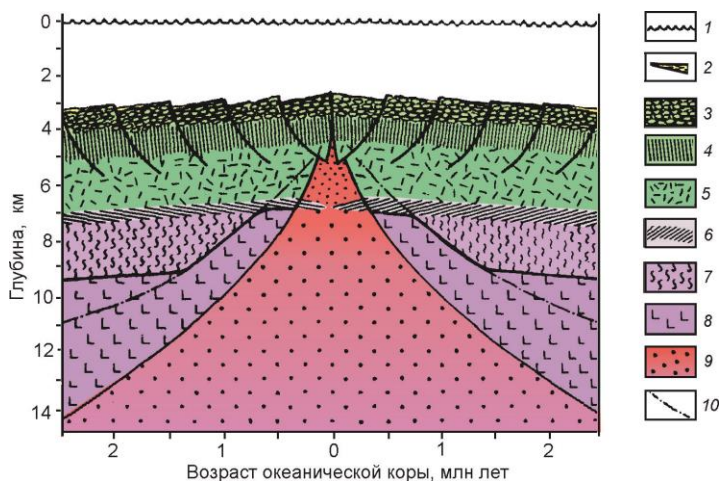


Рис. 1.2. Строение океанической коры (по О.Г. Сорохтину и С.А. Ушакову):

- 1 — уровень океана; 2 — осадки (слой 1);
 3 — подушечные базальтовые лавы (слой 2А); 4 — дайковый комплекс (долериты) (слой 2Б);
 5 — габбро; 6 — расслоенный комплекс габбро; 7 — серпентиниты; 8 — лерцолиты
 литосферной плиты; 9 — астеносфера; 10 — изотерма 500 °С (начало серпентинизации)

Океаническая кора формируется в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов за счет происходящего под ними выделения базальтовых расплавов из астеносферного слоя Земли и излияния толеитовых базальтов на океанское дно (рис. 1.2). Ежегодно в этих зонах поднимается из астеносферы, кристаллизуется и изливается на океанское дно не менее

12 км³ базальтовых расплавов, формирующих собой весь второй и часть третьего слоя океанической коры. Эти грандиозные тектономагматические процессы, постоянно развивающиеся под гребнями срединно-океанических хребтов (СОХ), не имеют себе равных на суше и сопровождаются повышенной сейсмичностью.

Континентальная кора как по строению, так и по составу резко отличается от океанической: ее мощность меняется от 20–25 км под островными дугами до 80 км под молодыми горными складчатыми поясами Земли, например, под Андами или Альпийско-Гималайским поясом. Мощность континентальной коры на древних платформах в среднем равна 40 км, а ее масса составляет около 0,4% массы Земли.

В континентальной коре обычно выделяются три слоя: верхний, осадочный, и два нижних, сложенных кристаллическими породами.

Мощность верхнего, осадочного, слоя континентальной коры меняется в широких пределах — от 0 на древних щитах до 10–12 и даже 15 км на шельфах пассивных окраин континентов и в краевых прогибах платформ. Средняя мощность осадочного чехла на стабильных платформах близка к 2–3 км, а скорости сейсмических волн в нем варьируют в пределах 2–5,5 км/сек. В осадочном чехле платформ преобладают песчано-глинистые отложения и карбонатные отложения мелководных морских бассейнов.

Верхняя часть разреза консолидированной континентальной коры, расположенная под осадочным слоем, представлена древними, по большей части докембрийскими, гранитогнейсами, метаморфическими сланцами, кварцитами. Иногда эту часть разреза называют гранитным или «гранитно-метаморфическим» слоем, подчеркивая тем самым значительную роль в ней пород гранитоидного ряда и повсеместное преобразование их процессами регионального метаморфизма. Скорости продольных сейсмических волн варьируют здесь в диапазоне 5,5–6,2 км/с, а плотности пород меняются от 2,5 до 2,75 г/см³.

«Гранитный» слой континентальной коры отделяется от нижележащего «базальтового» слоя со скоростями сейсмических волн 6,2–7,0 км/сек границей Конрада. Повсеместно континентальная кора, как и океаническая, подстилается высокоскоростными породами верхней мантии со скоростями сейсмических волн от 8,0 до 8,2 км/с, залегающими ниже границы Мохоровичича.

Еще раз повторим, что главным признаком, отличающим континентальную кору от океанической, является присутствие в ней «гранитно-метаморфического» слоя.

Кроме континентальной и океанической коры существуют промежуточные, переходные типы коры: субконтинентальная — утоненная за счет рифтогенного растяжения и подвергнутая базификации континентальная кора, характерная для зон континентального рифтогенеза, краевых морей

и островных дуг, пассивных континентальных окраин, погруженных микроконтинентов; и субокеаническая — утолщенная за счет андерплейтинга (наращивания вещества снизу) океаническая кора характерная для океанических плато и вулканических островов.

Химический состав земной коры. Земная кора состоит преимущественно из легкоплавких силикатов с преобладанием алюмосиликатов. Из химических элементов в земной коре в наибольших количествах присутствуют кислород (43,13%), кремний (26%) и алюминий (7,45%) в форме силикатов и оксидов.

Таблица 1.1

**Средний химический состав
континентальной и океанической коры
(по Condie с добавлениями)**

Оксиды	Содержание, %	
	в континентальной коре	в океанической коре
SiO ₂	59,7	50,5
TiO ₂	0,68	1,6
Al ₂ O ₃	15,7	15,3
Fe ₂ O ₃	2,6	2,3
FeO	3,9	7,6
MnO	0,1	0,2
MgO	4,3	7,6
CaO	6,0	11,4
Na ₂ O	3,1	2,7
K ₂ O	1,8	0,2
P ₂ O ₅	0,11	0,2

Океаническая кора резко отличается от континентальной однородностью своего химического состава. Под тонким слоем океанических осадков повсеместно присутствуют базальты, подстилаемые габбро, практически неизменного химического состава (см. табл. 1.1) в любой точке Мирового океана. *Можно говорить о постоянстве состава океанской коры, так же как мы говорим о постоянстве состава морской воды или атмосферы. Это одна из глобальных констант, свидетельствующая, вместе с постоянной мощностью океанской коры, о едином механизме ее формирования.*

Глава 2. Общие закономерности строения рельефа дна океанов

2.1. Основные морфоструктуры дна океана

Современная система взглядов на образование литосферы океана позволяет связать формирование основных морфоструктур дна с процессами, протекающими в недрах Земли. В этом смысле различные формы рельефа океанического дна предстают как результат процессов, связанных с эволюцией глубинных плотностных, температурных и вещественных неоднородностей, как показатель преобладания одних глубинных геодинамических процессов над другими.

Глобальные закономерности распределения глубин океана являются результатом эволюции океанической литосферы, поверхностным выражением которой служит генеральный рельеф дна (рис. 2.1). После образования океанической коры в осевых зонах срединно-океанических хребтов происходит ее остывание и погружение литосферы вместе с кристаллизацией астеносферы, наращивающей литосферу снизу. В этом контексте генеральный рельеф поверхности литосферы (рельеф дна океана) справедливо рассматривать как изотерму, отражающую процесс эволюции остывающей плиты.

С другой стороны, мантийная конвекция и особенности взаимодействия границ литосферных плит создают тот силовой фон, в поле напряжений которого реализуются проявления эндогенных процессов и формируются главные морфоструктуры на границах плит и во внутриплитных областях.

В связи с этим возникает вопрос: является ли сходство подводных форм рельефа океанского дна во всех океанах случайным или оно обусловлено единым характером процесса, приводящего, например, к поразительному единообразию трансформных разломов (ТР) или срединно-океанических хребтов (СОХ) океана на протяжении десятков тысяч километров?

Весьма важно, что экзогенные процессы и осадконакопление лишь выравнивают рельеф дна, тогда как рельеф фундамента, сложенного коренными магматическими породами, и связанные с ним гравитационные и магнитные аномалии несут в себе существенную информацию о глубинных процессах в недрах Земли.

Как по морфологическому, так и по структурному признакам наиболее крупными подразделениями поверхности Земли являются континенты и океаны. В морфологическом отношении это деление отражает наличие двух максимумов графика повторяемости превышения рельефа твердой Земли, один из которых примерно соответствует средней высоте суши (840 м), а другой — средней глубине океана (-3800 м) (рис. 2.2).

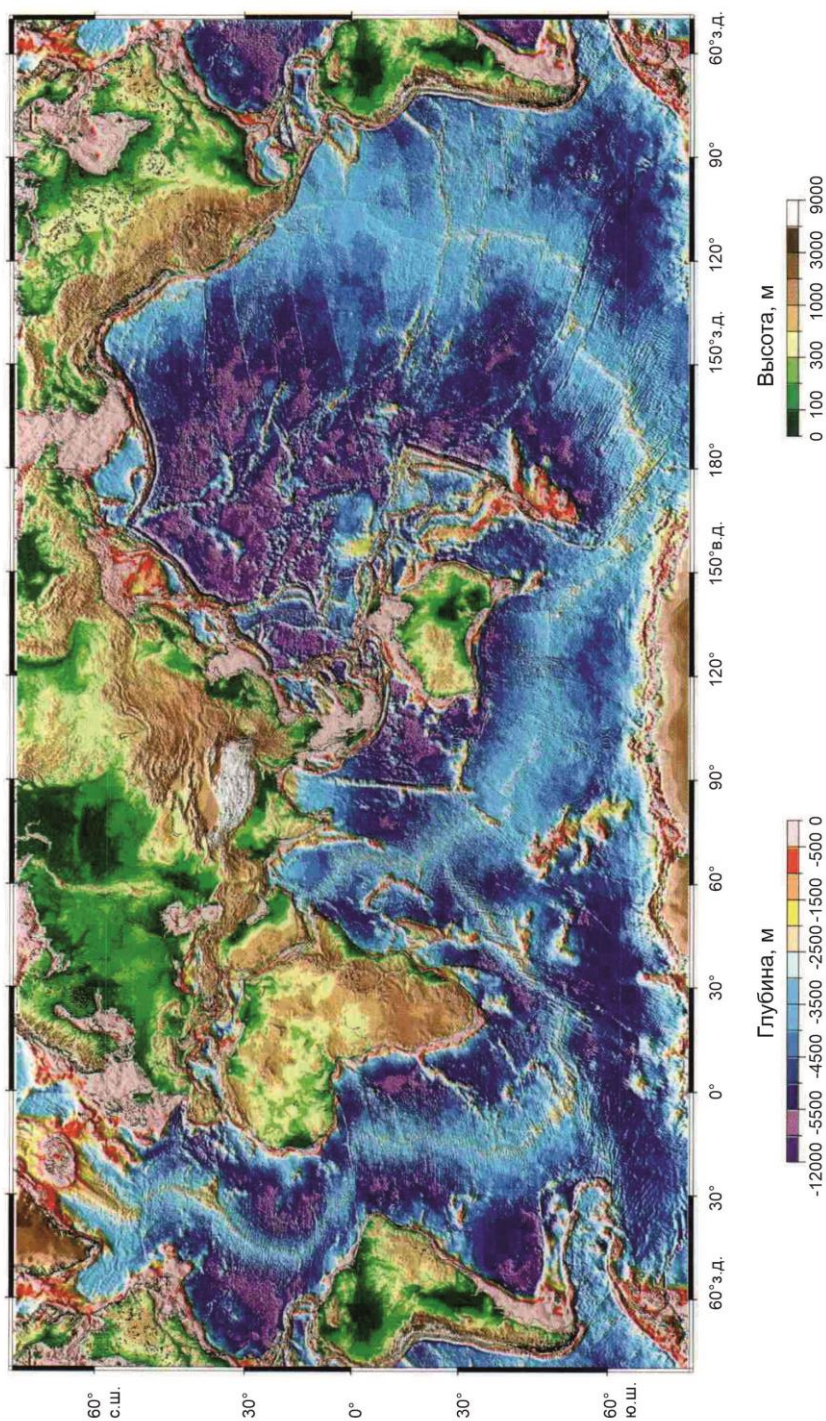


Рис. 2.1. Рельеф Земли и дна Мирового океана (по Smith W.H.F., Sandwell D.T.)

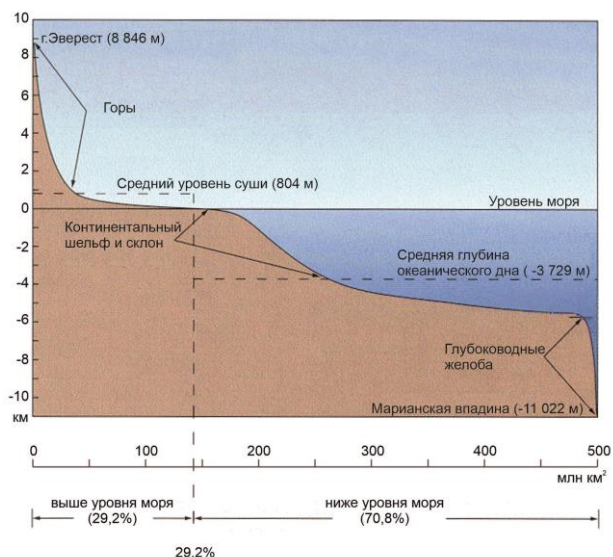


Рис. 2.2. Гипсометрическая кривая поверхности земной коры

Изучение морфологии дна океана ведется ныне все возрастающими темпами, полученные данные свидетельствуют о довольно сложном его строении. Тем не менее четко выделяются три основные геоморфологические провинции: переходные зоны от континента к океану, глубоководные океанические впадины или абиссальные котловины и срединно-океанические хребты (рис. 2.3).

Такое подразделение впервые было предложено в 1959 году Б. Хизеном с соавторами для геоморфологического районирования Северной Атлантики. Дальнейшие исследования подтвердили правомерность подобной классификации для дна Мирового океана в целом, но уточнено, что переходные зоны бывают двух типов: активные и пассивные. В таблице 2.1 приводятся площади, занимаемые крупнейшими морфологическими провинциями Мирового океана.



Рис. 2.3. Профиль дна Атлантического океана от мыса Кабу-Фриу до залива Китовый (по О.К. Леонтьеву)

- Римские цифры на профиле: I — шельф; II — материковый склон;
 III — материковое подножие; IV — плоская абиссальная равнина ложа океана;
 V — абиссальные холмы; VI — фланги срединного хребта;
 VII — рифтовая зона срединного хребта; VIII — хребты ложа океана

Таблица 2.1

Площади морфологических провинций Мирового океана
(по О.К. Леонтьеву и О.Г. Удинцевой)

Провинция	Площадь (млн км ²)	Доля от площади Мирового океана (%)
Срединно-океанические хребты	62,8	17,2
Океанические котловины	185,1	51,4
Переходные зоны:		
активные	35,3	9,7
пассивные	77,9	21,7
Итого:	361,1	100,0

Наиболее характерной особенностью дна Мирового океана является существование глобальной системы рифтовых зон срединно-океанических хребтов (впервые выделенной по сейсмологическим данным Б. Хизеном в 1960 году). Общая протяженность рифтовых зон на дне океана близка к 70 тыс. км (рис. 2.1.). Собственно срединно-океанический хребет (названный срединным, так как впервые был обнаружен в середине Атлантического океана) представляет собой широкий вал со сглаженным рельефом или увенчанный пиками подводных гор, разбитый поперечными и продольными трещинами со сдвигами. Ширина его изменяется от первых сотен до первых тысяч километров. По своим морфометрическим характеристикам и прежде всего грандиозности и протяженности эта морфоструктура не имеет аналогов на суше.

Центральная часть хребта, как правило, рассечена глубинным разломом — рифтом, расположенным в глубокой долине, которая представляет собой узкое (около 30 км в ширину) ущелье с крутыми стенками и плоским дном. Дно ущелья нередко находится глубже дна обрамляющих склоны хребта абиссальных котловин. Параллельно рифтовой долине по обеим сторонам проходят расчлененные гребневые горы. Все главные элементы системы приблизительно параллельны оси срединного рифта, а иногда и материковому склону. В отдельных океанах хребты срединного типа располагаются, отклоняясь от медианной линии океана, например, Центрально-Индийский в Индийском океане, Восточно-Тихоокеанское поднятие — в Тихом океане.

Срединно-океанические хребты находятся на различных стадиях развития, вследствие чего они по-разному выражены в рельефе дна океана. Одной из причин региональных отклонений рельефа срединных хребтов от идеализированного (или теоретического) представления является влияние крупных мантийных неоднородностей.

Глубоководные океанические котловины, занимающие более половины площади Мирового океана, представляют собой собственно ложе океана, заключенное между континентальным подножием и срединно-

океаническим хребтом (рис. 2.1, рис. 2.3). Поверхность дна здесь в значительной степени выровнена за счет глубоководного осадконакопления, вследствие чего большая часть океанских впадин характеризуется ровным горизонтальным дном. На фоне спокойного рельефа котловин четко проявляются отдельные локальные формы рельефа — подводные горы, группы и цепи подводных гор, асейсмичные подводные хребты, разделяющие абиссальные равнины на отдельные котловины. Наличием положительных форм рельефа, в том числе крупных, таких как Китовый хребет в Южной Атлантике или цепь подводных гор Новая Англия в Северной Атлантике, объясняется то, что вся глубоководная часть океана разбита на серию более или менее обширных котловин, имеющих обычно форму, близкую к изометричной. Размеры глубоководных котловин достигают по осям 1000 км и более. В пределах отдельных котловин развиты положительные формы рельефа небольшой амплитуды — так называемые абиссальные холмы, а также линейные протяженные хребты и впадины, маркирующие зоны глубинных разломов океанической литосферы. В Атлантическом океане к западу от срединного хребта выделяются котловины Северо-Американская, Гвианская, Бразильская, Аргентинская, а к востоку — Иберийская, Канарская, Гвинейская, Ангольская, Капская; в Индийском океане на западе — Сомалийская, Мадагаскарская, Мозамбикская, Маскаренская, Крозе, на востоке — Бенгальская, Уортон, Северо-Австралийская, Перт; в Тихом океане — Северо-Западная, Центральная, Южная, Северо-Восточная — к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, Гватемальская, Кокосовая, Перуанская, Наска, Чилийская — к востоку от этого поднятия, Беллинсгаузена — к югу от Южно-Тихоокеанского поднятия и др.

Пассивные рифтогенные переходные зоны, иначе называемые переходными зонами атлантического типа, характерны для периферии Северного Ледовитого, Атлантического и Индийского океанов (рис. 2.1). Общими чертами пассивных окраин являются спокойный рельеф, малые углы наклона поверхности дна, отсутствие заметных проявлений эндогенной активности. Основными морфоструктурами этой пассивной окраины являются материковый шельф, континентальный склон и материковое подножие. В пределах пассивных переходных зон главными рельефообразующими факторами являются транспортировка и отложение осадков, поэтому здесь широко развиты аккумулятивные формы рельефа, а в области склона — подводные каньоны.

Активные переходные зоны, или зоны перехода тихоокеанского типа, расположены преимущественно по периферии Тихого океана (рис. 2.1). Для них характерен своеобразный пространственный ряд крупных морфоструктур. По направлению от континента к океану в пределах активных переходных зон можно выделить следующие крупные морфологические элементы: 1) краевое или окраинное море, обладающее собственной глу-

боководной котловиной; 2) горное сооружение островной, как правило, вулканической, гряды (одинарной или двойной), сменяющееся невулканической, вместе с которой они формируют островную дугу; 3) глубоководный желоб и 4) внешний океанический вал, постепенно переходящий в глубоководную океаническую котловину. Рельеф дна в пределах активных переходных зон обладает наибольшей на Земле контрастностью, его амплитуда в системе дуга — желоб достигает 15 км при углах наклона поверхности дна в несколько градусов. Все это говорит о геологической молодости и тектонической природе морфологии активных переходных зон; процессы эрозии и аккумуляции здесь, хотя и наблюдаются, однако носят подчиненный характер.

В настоящее время очевидно, что географическое распределение переходных зон различных типов не является случайным, а теснейшим образом связано с общей картиной глобального распределения напряжений в земных недрах.

Общая принципиальная схема формирования океанского дна, обусловленного глубинными процессами, благодаря которым морфология дна современного Мирового океана представляет собой сочетание срединного поднятия и обрамляющих его глубоководных котловин, в генерализованном виде подтверждается во всех океанах. Однако наблюдаемое сходство их рельефа не должно заслонять существенных различий между ними.

«Классический» морфологический тип океана со всеми характерными структурами представляет **Атлантический океан**. Он ограничен естественными рубежами и условными линиями. Его северная граница к западу от Гренландии проходит по параллели 70° с.ш., а к востоку от нее — от мыса Брюстер к Исландии и далее до северных оконечностей Фарерских и Шетландских островов, затем по 61° с.ш. до побережья Норвегии. На востоке он ограничен берегами Европы и Африки до мыса Игольный (Агульяс) и далее по меридиану 20° в.д. (граница с Индийским океаном) до побережья Антарктиды. Оно служит южной границей Атлантического океана. На западе его граница проходит от Антарктиды к о. Огненная Земля. От него по меридиану $68^{\circ} 04'$ з.д. к м. Горн и по восточному побережью обеих Америк до восточного входа в Гудзонов пролив.

В принятых границах Атлантический океан имеет площадь 91,7 млн км², объем вод — 329,7 млн км³ (25% объема Мирового океана), среднюю глубину — 3575 м, наибольшую глубину — 8742 м (в желобе Пуэрто-Рико). Его наибольшая протяженность по меридиану около 15 тыс. км. Ширина в самом узком месте — между п-овом Лабрадор и побережьем Норвегии — около 2620 км, а в наиболее широком — между берегами Мексики и Гибралтарским проливом — 9450 км.

Главной же особенностью рельефа дна Атлантического океана, отличающей его от других, является удивительная «упорядоченность» его

очертаний и морфоструктур, выраженная в наличии Срединно-Атлантического хребта, занимающего с незначительными отклонениями медианное положение в океане, и прилегающих к нему симметрично расположенных глубоководных котловин (рис. 2.1). Некоторым отклонением от симметрии является то, что западная часть океана немного глубже восточной. Наряду с меридиональной морфологической симметрией имеет место широтная геологическая асимметрия: северная половина Атлантики окаймляется каледонскими складчатыми сооружениями, южная — сечет древние докембрийские платформы.

Особенности гравитационного поля над Атлантическим океаном фиксируют большее соответствие аномалий в свободном воздухе рельефу дна в Северной Атлантике, чем в Южной.

Однако, говоря о симметрии Атлантики, нужно подчеркнуть, что она касается только наиболее крупных структур океана. Ответвления от главного срединного хребта, иногда четко, а иногда и совсем слабо выраженные в рельефе дна, не имеют столь явно проявляющейся симметрии.

В строении дна Атлантического океана выделяются следующие морфоструктуры: переходные зоны, срединно-океанический хребет, трансформные разломы, ложе океана, подводные горы, хребты и плато (рис. 2.1). В состав Атлантического океана входят и такие геодинамически сложные моря, как Карибское и Скотия. К Атлантике также примыкает и Средиземное море.

Индийский океан по своим размерам занимает третье место: его площадь составляет 76 млн км², объем вод — около 283 млн км³, а средняя глубина — 3872 м, наибольшая глубина — 7209 м (Зондский желоб). Индийский океан имеет примерно одинаковую протяженность по долготе (11 450 км по параллели 10° ю.ш.) и по широте (10 180 км по меридиану 60° в.д.).

Западной границей Индийского океана служит меридиан 20° в.д. на отрезке между Антарктидой (Берег Принцессы Рагнхиль) и м. Игольным на южной оконечности Африки. На северо-востоке океан ограничен северным входом в Малакский пролив, юго-западными и южным берегами Больших и Малых Зондских островов, юго-западным побережьем Новой Гвинеи до устья р. Бенебек, отсюда по воде до м. Йорк (северная оконечность Австралии); на востоке граница океана проходит по берегу Австралии до м. Юго-Восточный, затем пересекает Бассов пролив до северо-западной оконечности о. Тасмания, далее — по ее западному берегу до м. Южный, от которого она идет по меридиану 147° в.д. у побережья Антарктиды; южная граница океана — берег Антарктиды до 20° в.д.

Во впадине земной коры, занятой водами Индийского океана, хорошо выражены все крупные структурные элементы рельефа океанического дна. В пределах Индийского океана выделяются подводная окраина материка

и переходная зона (31,6% площади дна океана), ложе океана (51,6%) и срединно-океанические хребты (16,8%) (рис. 2.1).

Шельф в большинстве районов распространяется лишь на несколько десятков километров. На его долю приходится немногим более 4% общей площади дна океана. Лишь на некоторых участках ширина шельфа достигает 100–200 и даже 500 км.

Материковый склон в большинстве районов значительно расчленен, имеет хорошо выраженные уступы. Местами он относительно ровный. Его крутизна обычно $3\text{--}5\text{--}10^\circ$, а на отдельных участках даже $20\text{--}30^\circ$ (у о. Шри-Ланка и у Аравии).

Ложе океана и срединные океанические хребты занимают наибольшую часть площади дна океана. В пределах ложа преобладают глубины более 3000 м. Оно пересечено многочисленными поднятиями и впадинами, образующими сложнорасчлененный рельеф.

Наиболее значительны срединно-океанические хребты, которые от района о-ва Родригес расходятся на северо-запад, юго-запад и юго-восток. В океане расположены отдельные горы, асейсмичные хребты и подводные плато (Мадагаскарское, Маскаренское, Восточно-Индийское, Лаккадивское), плато Кергелен, Агульяс и др., а также довольно многочисленные котловины (Центральная, Африканская, Австралийско-Антарктическая и др.).

Контуры **Тихого океана** очерчивают естественные и условные границы. Геологические или геоморфологические границы океана в свете современных данных проходят по границам глубоководных желобов, отделяющих его от активных континентальных окраин (рис. 2.1). С севера он ограничен южным входом в Берингов пролив (по линии м. Пээк на Чукотском п-ове до м. Принца Уэльского на п-ове Сьюард на Аляске). На западе его граница проходит по берегам Азии до Малайского пролива, в самом узком месте пересекает его и идет вдоль юго-западного берега Суматры, южного побережья Явы, Тимора, Новой Гвинеи через Торресов пролив, далее вдоль восточного побережья Австралии и Тасмании, затем по воде от южной оконечности этого острова до м. Олден на Земле Уилкса в Антарктиде. Южной границей океана служат берега Антарктиды. Восточной границей Тихого океана служат берега обеих Америк, западный вход в пролив Дрейка и далее по воде от этого пролива до м. Штернек на Антарктическом п-ове в Антарктиде.

Площадь Тихого океана равна 178,7 млн км², объем — 707 млн км³, средняя глубина — 4282 м, наибольшая глубина — 11 022 м. Это максимальная глубина Мирового океана. Она была открыта в Марианской впадине отечественным научно-исследовательским судном «Витязь» в 1957 г.

Тихий океан занимает 49% площади, а его объем — 53% объема Мирового океана. Наибольшая длина по меридиану 170° з.д. от Берингова пролива до Шельфового ледника Росса — 15 750 км, а самая большая про-

тяженность по параллели в экваториально-тропической зоне равна примерно 17 200 км. Большая площадь поверхности делает Тихий океан гигантским аккумулятором солнечной энергии на планете. К Тихому океану относится более 20 морей, расположенных от субполярных до экваториальных широт.

Главной отличительной чертой Тихого океана по сравнению с другими океанами является слабое развитие шельфа, площадь которого составляет всего 1,7% площади океана, и огромное количество подводных гор.

По рельефу дна Тихий океан разделяется на центральную и периферическую части (рис. 2.1). Особенностью центральной части является резкое преобладание больших глубин (более 5000 м), занимающих свыше двух третей площади дна, и разделение на обширные котловины. Наиболее впечатляющим в структурном отношении является Восточно-Тихоокеанское поднятие протяженностью 7500 км и хребты подводных вулканических гор — Гавайско-Императорский, Туамоту-Лайн, Маршаловы, Каролинские и др., каждый протяженностью в несколько тысяч километров. Центральная часть Тихого океана является областью почти полного отсутствия землетрясений.

Периферическая часть Тихого океана, представленная мелководьем, включает материковую отмель, материковую и окраинную часть ложа. По характеру рельефа дна периферическая часть может быть разделена на восточную и западную. В восточной части, прилегающей к берегам Америки, рельеф более сглажен: котловины, хребты и плато выражены менее резко, почти все острова расположены в прибрежной зоне, островные дуги отсутствуют. В западной части океана, прилегающей к Азии и Австралии, рельеф дна характеризуется большим расчленением, множеством островов, большей шириной материковой отмели, наличием островных дуг. Подводные окраины материков достигают значительного развития главным образом в окраинных морях — Охотском, Беринговом, Восточно-Южно-Китайском и др.

В целом северо-западная половина океана более глубоководная, чем юго-восточная, что свидетельствует о различии возрастов коры.

Особенностью восточной части Тихого океана является гигантская система спрединговых хребтов (хребет Хуан де Фука, Восточно-Тихоокеанское поднятие, Галапагосский центр спрединга) и наличие палеотрансформных разломов огромной протяженности (разломы Мендосино, Меррей, Молокаи, Кларион и др.).

Наименьший из океанов — **Северный Ледовитый** (Арктический). Его граница проходит по восточной границе Гудзонова пролива, по узкости пролива Дэйвиса, затем от восточного берега Гренландии через Датский пролив к Исландии, а от нее через Фарерские и Шетландские острова к Скандинавскому берегу. С Тихим океаном он граничит по параллели

м. Уникын (Чукотский п-ов) до ее пересечения с берегом п-ова Сьюард на Аляске.

Северный Ледовитый океан занимает площадь 14,75 млн км², его объем равен 18,1 млн км³, средняя глубина 1220 м, наибольшая глубина 5527 м (Северо-восточная часть Гренландского моря).

По особенностям природных условий в Северном Ледовитом океане различают центральную часть — Арктический бассейн и периферийную, где располагаются арктические моря Евразии и Северной Америки.

Для Северного Ледовитого океана характерно большое количество островов. Их значительная часть относится к крупным, площадь которых превышает 50 тыс. км², в том числе самый большой остров в мире — Гренландия (2175,6 км²).

В Северный Ледовитый океан входит 14 морей. Гренландское и Норвежское моря находятся в глубоких районах океана, остальные — в относительно мелководной шельфовой зоне.

Северный Ледовитый океан имеет свои отличительные особенности. В общей площади Северного Ледовитого океана аномально высока доля шельфа (до изобаты 200 м) и континентального склона (интервал глубин 200–3000 м): они составляют 37,4% (4900 тыс. км²) и 49,1% (6436 тыс. км²) соответственно для шельфа и склона, тогда как в Мировом океане эти доли гораздо меньше — 7,6% (шельф) и 15,2% (континентальный склон). Площадь ложа (глубина воды более 3000 м) в Северном Ледовитом океане составляет 1764 тыс. км² (лишь 13,5% от его общей площади). Аномально малой является и средняя глубина Северного Ледовитого океана — 1200 м, которая примерно в три раза уступает средним глубинам других океанов и Мирового океана в целом (3795 м).

Тем не менее современные геофизические данные свидетельствуют о сложном строении Арктического бассейна и в совокупности с предыдущими исследованиями позволяют разделить Северный Ледовитый океан на три области: 1) Приатлантическую часть — Евразийский бассейн, рельеф которой типичен для океана — наличие абиссальных равнин и резко выраженного срединного хребта с рифтовой долиной; 2) Центральную — Амеразийский бассейн, преимущественно занятую крупными асейсмичными подводными поднятиями; 3) Притихоокеанскую часть — Канадская котловина, характеризующуюся отсутствием землетрясений и, предположительно, абиссальными равнинами. Такое разделение дна океана по мегарельефу является отражением его глубинного строения.

В пределах Арктического бассейна выявлены три субпараллельных хребта, каждый из которых характеризуется существенно разными морфологическими признаками и предположительно разным генезисом. Один из них — хребет Гаккеля — имеет характерные признаки спредингового хребта и обрамлен симметричными глубоководными котловинами —

Нансена и Амундсена. Параллельный ему хребет Ломоносова сложен типичной континентальной погруженной структурой. Хребет Менделеева — более сложная по конфигурации морфоструктура, о происхождении которой судить пока трудно, хотя в последнее время появились данные, свидетельствующие в пользу его континентального происхождения.

2.2. Связь рельефа дна с аномальным гравитационным полем

Подход к установлению взаимосвязи гравитационного поля и рельефа твердой Земли включает много аспектов, учитывающих эффекты различного порядка: локальные, региональные и глобальные. Идея зависимости напряженности гравитационного поля от характера рельефа возникла еще в XVIII веке, практически одновременно с первыми измерениями силы тяжести на поверхности Земли. Необходимость сравнения значений силы тяжести, полученных при измерениях в различных условиях, привела к понятию приведения (редуцирования) наблюдаемых значений к уровню моря, т.е. к поверхности геоида. Полученные в результате этого аномалии, представляющие собой разность реального и теоретического значений силы тяжести на *уровне* моря, как известно, называются аномалиями в свободном воздухе.

Геоид характеризует фигуру равновесия Земли и по форме близок к эллипсоиду или сфероиду (эллипсоиду вращения) с малым сжатием. Поверхность геоида представляет собой эквипотенциальную поверхность, по которой устанавливается уровень с невозмущенной волнением поверхностью океанов и морей (рис. 2.4).

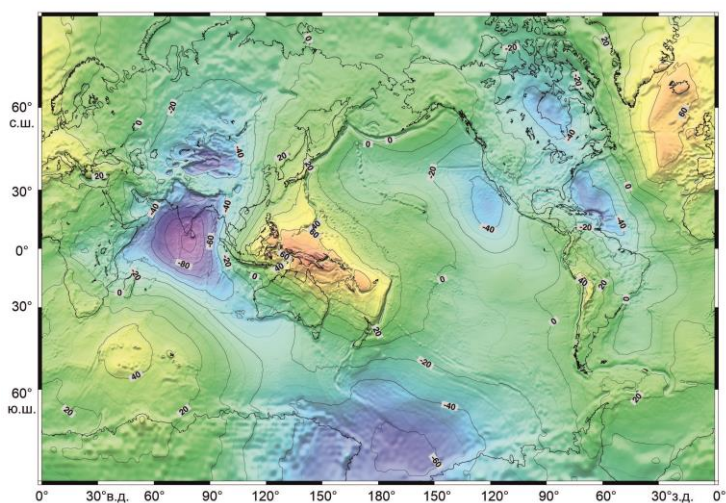


Рис. 2.4. Карта высот геоида в метрах (по Винсенту и Маршу)

Вот почему поверхность геоида (или уровень моря) принята за поверхность сравнения и сопоставления гравиметрических наблюдений и отсчета высот на суше и глубин на море.

Введение той или иной поправки в измеренное значение связано с учетом влияния рельефа. Так, поправка за свободный воздух, т.е. за различие расстояний от точек наблюдений до центра Земли, учитывает нормальный градиент убывания силы тяжести с высотой и, следовательно, непосредственно связана с абсолютной отметкой пункта измерений. Поправка за притяжение промежуточного слоя (поправка Буге) вводится для того, чтобы исключить гравитационное влияние масс, расположенных между уровнем наблюдений и уровнем моря, т.е. притяжение топографических масс. В том случае, когда рельеф местности достаточно расчленен и его аппроксимирование плоскопараллельным слоем ведет к заметным ошибкам, применяется топографическая поправка, смысл которой заключается в непосредственном учете влияния реального рельефа. Аналогичный смысл имеет гидротопографическая поправка, вводимая в гравитационные наблюдения на акваториях.

Наконец, приведение наблюденного значения силы тяжести к эллипсоиду относимости, для которого вычислены нормальные значения силы тяжести, является не чем иным, как учетом отклонения генерализованного рельефа Земли, т.е. поверхности геоида, от эллипсоида.

Таким образом, признание связи между рельефом Земли и аномалиями гравитационного поля является одной из фундаментальных основ гравиметрии и прочно вошло в теорию и практику редуцирования гравиметрических данных. Необходимо все же отметить, что перечисленные поправки учитывают лишь влияние слоя горных пород, расположенных выше уровня моря, или слоя воды до морского дна, то есть гравитационный эффект поверхности твердой Земли. После введения этих редукиций в гравитационном поле остается лишь влияние масс, расположенных ниже уровня моря на суше (при условии однородности плотностей топографических масс) и ниже поверхности дна на акватории.

Гравитационные аномалии, вычисленные путем введения перечисленных поправок, известные как аномалии Буге, обнаруживают явную зависимость от крупных форм рельефа, таких как континенты и океаны, отдельные хребты и впадины. Объяснение такой зависимости было дано гипотезой изостазии (стремлением земной коры к гидростатическому равновесию). В основе гипотезы изостазии лежит допущение о некотором соответствии рельефа поверхности и строения верхнего слоя Земли (ЗК или литосферы), согласно которому избыточные или недостаточные массы рельефа поверхности Земли компенсируются соответственно недостаточными или избыточными массами на глубине. Согласно принципу изо-

стазии, легкая кора, состоящая из гранита и базальта, изостатически уравновешена на более тяжелой мантии.

Из существующих схем изостатической компенсации (Эри, Пратта и др.) наиболее близкой к реальности, очевидно, является схема Венинг-Мейнеса, согласно которой избыточные или недостаточные массы рельефа компенсированы регионально (рис. 2.5). Вклад компенсирующих масс в общее гравитационное поле очень заметен в редукции Буге, с чем связано как существование известной корреляционной зависимости между аномалией Буге и превышениями рельефа поверхности твердой Земли, так и возможность оценки толщины земной коры по гравитационным данным.

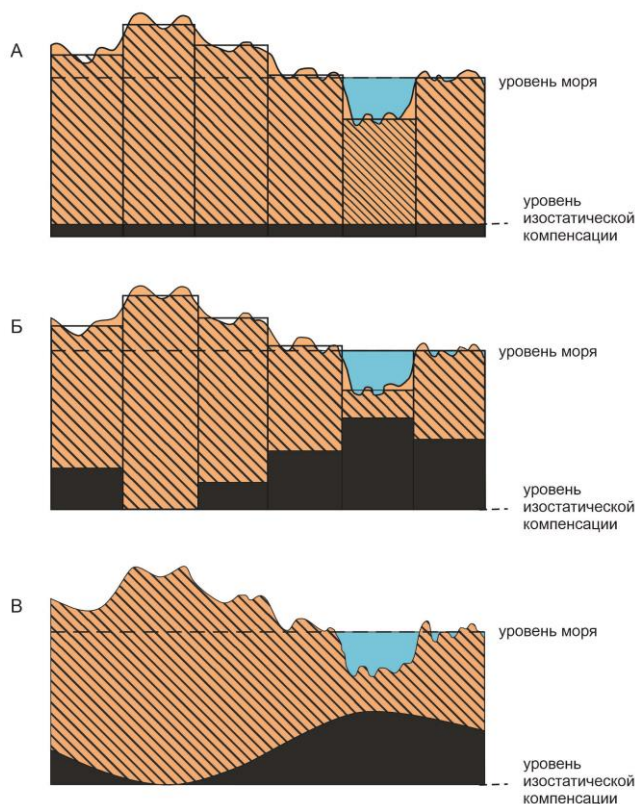


Рис. 2.5. Схемы изостатической компенсации:

А — гипотеза Пратта-Хейфорда: изостатическая компенсация (уравновешивание) равновеликих по поперечным размерам блоков обусловлена тем, что эти блоки имеют различную плотность (меньшую у больших блоков и большую у маленьких блоков). Б — гипотеза Эри-Хейсканена — горы обладают корнями, погруженными в мантию, и компенсация достигается вариациями мощности блоков земной коры, которые в различной степени погружены в более тяжелый подкоровый слой. Поверхность компенсации проходит внутри подкорового слоя через основание более высокого блока. В — гипотеза Венинг-Мейнеса: изостатическая компенсация осуществляется без деления земной коры на блоки, а за счет упругого изгиба коры

Наличие указанных зависимостей дало предпосылку для попыток учета влияния компенсирующих масс, т.е. для введения поправок за гравитационное влияние не только топографических, но и компенсирующих масс. Надо оговориться, что эти поправки, названные топографо-изостатическими, в значительной степени зависят от выбора той или иной компенсационной модели.

Говоря об учете эффекта компенсирующих масс в гравитационном поле, необходимо подчеркнуть то обстоятельство, что в данном случае признается как непосредственная, так и опосредованная взаимосвязь между поверхностными крупными формами рельефа нашей планеты и глубинными факторами. Сам факт установления равновесия в оболочках Земли не вызывает сомнений, поэтому введение изостатических поправок имеет несомненный геологический смысл с учетом сделанных выше оговорок.

В понятии изостатической компенсации заключена идея о связи рельефа твердой поверхности Земли со структурой земных глубин, тогда как значительные нарушения изостазии литосферы свидетельствуют об активных динамических процессах. В последние годы стало более очевидным, что толщина и строение поверхностных оболочек Земли являются следствием процессов, происходящих в пределах ее более глубоких слоев, а именно в мантии и даже в ядре. Эти глубинные плотностные неоднородности обычно слабо проявляются в наблюдаемом на отдельном профиле или площади гравитационном поле, а отражаются лишь в его низших гармониках при разложении поля Δg на поверхности Земли. Можно предполагать, что влияние этих источников на динамику литосферы, рельеф ее поверхности, на природу высоких гармоник аномального гравитационного поля очень велико. Эти соображения прямо приводят нас к заключению о важности оценки характера геодинамических процессов в недрах Земли при анализе поля силы тяжести на ее поверхности.

Из сказанного следует, что в аномальном гравитационном поле Земли рельеф ее поверхности проявляется непосредственно как влияние топографических масс и косвенно — как влияние компенсирующих масс и плотностных неоднородностей в пределах внутренних по отношению к литосфере оболочек. Масштабы проявления этих эффектов неодинаковы и сложным образом связаны с глубиной источников: влияние некомпенсированных форм рельефа носит, как правило, локальный характер, крупные морфоструктуры проявляются в виде региональных аномалий, а неоднородности, связанные с глубинными геодинамическими процессами, могут быть выявлены лишь при глобальном анализе гравитационного поля Земли.

Описанные выше в самом общем виде связи аномального гравитационного поля с рельефом поверхности Земли одинаково справедливы как для континентальных, так и для океанических областей. Отличительной особенностью последних является то, что в океанах в связи с относительно

меньшей толщиной и большей однородностью земной коры и литосферы эффекты таких связей проявляются более четко. Это дает возможность более обоснованных заключений о геодинамике и строении океанической литосферы на основании гравиметрических данных. Выяснение закономерностей процессов, происходящих в рифтовых и переходных зонах, установление реакции океанической литосферы на внешнюю нагрузку и внутреннее напряжение и решение многих других проблем современной геодинамики требует совместного анализа рельефа дна и поля силы тяжести.

Сформулируем некоторые общие черты, присущие гравитационному полю Мирового океана в целом. При глобальном рассмотрении обращает на себя внимание несоответствие между положением крупнейших гравитационных аномалий и взаимным распределением континентов и океанов. Анализ спутниковых данных позволяет достаточно уверенно определять первые 8–10 гармоник гравитационного поля. Показано, что эти аномалии имеют размах от 40 до -40 мГал. Слабое соответствие крупнейших площадных аномалий силы тяжести основным формам рельефа подтверждается и результатами количественного анализа: коэффициенты взаимной корреляции между гравитационным полем и топографией для первых 12 гармоник разложения по сферическим функциям не превышают 0,5 по абсолютному значению, что не позволяет говорить о корреляции.

Более высокие гармоники гравитационного поля изучаются путем осреднения непосредственных наблюдений гравитационного поля на поверхности Земли. Современная густота и точность надводных гравиметрических измерений в Мировом океане позволяют характеризовать его аномальное гравитационное поле до гармоник, которые примерно соответствуют осреднению по 5-градусным квадратам. Оказалось, что такие осредненные аномалии обнаруживают значительно более тесную связь с рельефом дна океана, хотя и проявляющуюся не повсеместно. В целом можно считать, что глубоководным океаническим котловинам соответствуют отрицательные аномалии силы тяжести различной интенсивности (от 0 до -40 мГал), а срединно-океаническому хребту — положительные (от 0 до 40 мГал). Положительными аномалиями проявляют себя некоторые крупные подводные хребты и системы вулканических островов. Исследования связи гравитационного поля океанов, осредненного по клеткам размером $5 \times 5^\circ$, с региональным рельефом дна, проведенные в свое время научной группой под руководством А.Г. Гайнанова, показали, что вычисление гравитационного эффекта топографии и ее компенсации не может объяснить осредненные аномалии ни при какой разумной схеме изостатической компенсации в пределах литосферы. Это свидетельствует о том, что в аномальном поле силы тяжести океана помимо рельефа отражено также влияние глубинных плотностных неоднородностей в мантии и ядре и часть из них может быть неизостатической по своей природе.

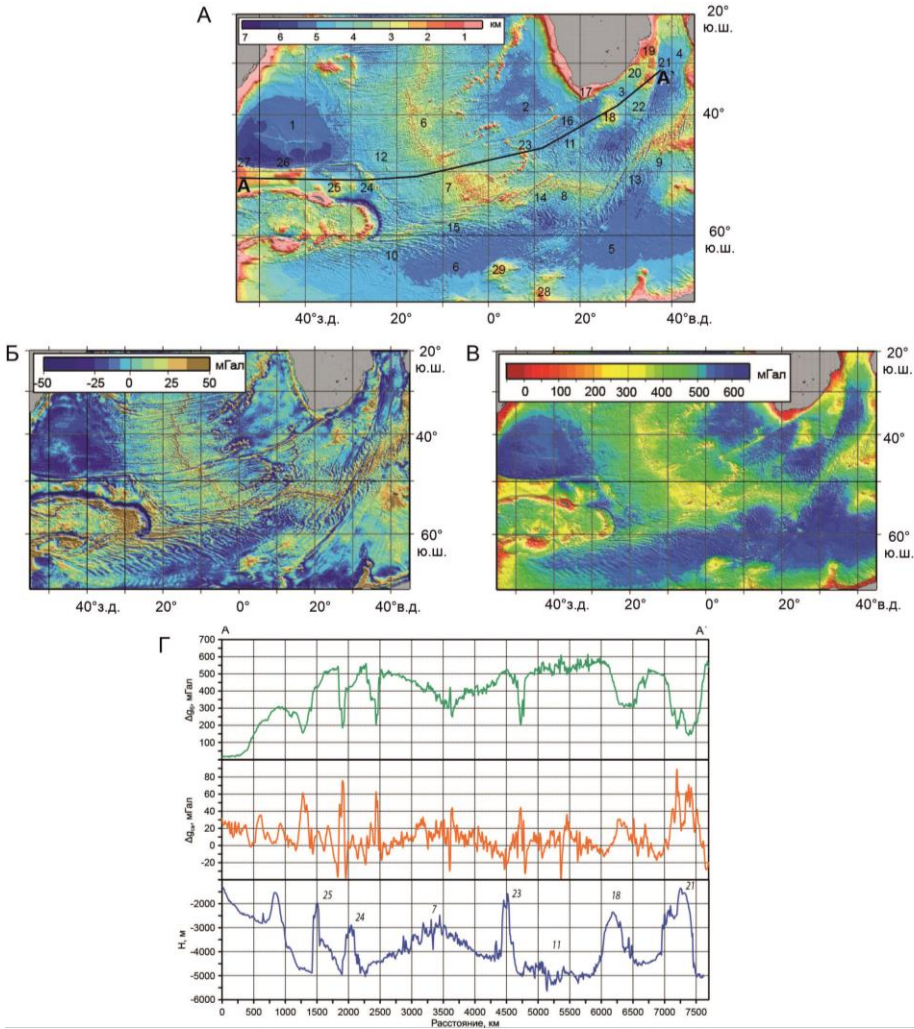


Рис. 2.6. Связь рельефа дна с аномальным гравитационным полем в Южной Атлантике:

А — рельеф дна (GEBCO, 2014), Б — карта аномального поля силы тяжести в свободном воздухе (по Smith and Sandwel), В — карта аномального поля силы тяжести в редукции Буге, Г — графики аномального поля силы тяжести в редукции Буге, аномального поля силы тяжести в свободном воздухе и рельефа дна вдоль трансатлантического профиля.

Цифрами на рисунке обозначены морфоструктуры: океанические котловины: 1 — Аргентинская, 2 — Капская, 3 — Транскей, 4 — Мозамбикская, 5 — Африкано-Антарктическая; спрединговые хребты: 6 — САХ, 7 — южный сегмент САХ, 8 — западный сегмент ЮЗИХ, 9 — восточный сегмент ЮЗИХ, 10 — ААХ, 11 — палеоспрединговый хребет Агульяс; разломные зоны и трансформные разломы: 12 — Агульяс-Фолклендская, 13 — Дю-Туа — Эндрю-Бейн — Принц-Эдуард, 14 — Шака, 15 — Вулкан; краевые плато и океанические поднятия: 16 — Дискавери, 17 — банка Агульяс, 18 — плато Агульяс, 19 — Северная долина Натал, 20 — Южная долина Натал, 21 — Мозамбикский хребет, 22 — поднятие Транскей, 23 — Метеор, 24 — Айлос-Оркадас, 25 — Северо-Восточная Георгия, 26 — банка Мориса Юинга, 27 — Фолклендское плато, 28 — хребет Астрид, 29 — поднятие Мод

Обратившись непосредственно к измеренному по профилям или отдельным полигонам гравитационному полю в океане, т.е. к аномалиям в свободном воздухе, можно видеть, что в подавляющем большинстве случаев оно прямо соответствует локальным формам рельефа дна (рис. 2.6). Объясняется это тем, что поверхность дна является очень резкой плотностной границей, к тому же наиболее приближенной к уровню наблюдений, соответствующей, как правило, уровню моря. Перепад плотностей на этой границе во много раз превышает плотностные контрасты, связанные с геологической неоднородностью океанической литосферы. Таким образом, все локальные формы подводного рельефа (в том числе самые мелкие индивидуально не скомпенсированные) находят отражение в аномалиях в свободном воздухе и в рельефе водной поверхности.

Если гравитационные аномалии в свободном воздухе на континентах и океанах не имеют принципиальных различий, то в редукции Буге эта разница проявляется весьма заметно. Введение поправки за влияние промежуточного слоя в океане приводит к получению высоких положительных значений аномалий Буге, тем больших, чем больше глубина океана (рис. 2.6). Этот факт обусловлен теоретическим нарушением при введении поправки Буге («засыпке» океана) природной изостазии океанической литосферы. Так, в гребневых зонах СОХ аномалия Буге составляет около 200 мГал, для абиссальных океанических котловин — в среднем от 200 до 350 мГал.

Характер проявления локальных форм рельефа в гравитационном поле в редукции Буге в значительной степени зависит от выбора плотности промежуточного слоя. При изучении крупных областей, как правило, принимают единую плотность 2,60–2,67 г/см³. Однако конкретные морфоструктурные элементы иногда сложены породами большей или меньшей плотности, в связи с чем в результате редуцирования могут появиться ложные аномалии, якобы связанные с рельефом. Другой формой проявления изолированной морфоструктуры в аномалиях Буге является отражение ее «корней», если она индивидуально скомпенсирована. Во всех случаях для решения вопроса о природе локальной аномалии Буге необходим тщательный анализ правильности выбора плотности промежуточного слоя.

Таким образом, хотя аномальное гравитационное поле нашей планеты очень тесно связано с рельефом дна Мирового океана, эта связь проявляется в самых различных формах: от прямой для нескомпенсированных элементов рельефа дна до очень сложной, опосредованной. Именно такой сложной и опосредованной является связь низких гармоник аномального гравитационного поля нашей планеты с глубинной мантийной конвекцией, которая, как предполагается большинством сторонников концепции современного мобилизма, управляет перемещением всего ансамбля литосферных плит.

2.3. Морфоструктуры дна океана по данным спутниковой альтиметрии

В течение последних трех десятилетий дистанционные наблюдения, произведенные с орбитальных спутников, позволили получить новую информацию о геологии земной поверхности (ЛЕНДСАТ) и структуре магнитного (МАГСАТ) и гравитационного (СИСАТ и ГЕОСАТ) полей Земли. В частности, последние два спутника стали источником информации о батиметрии океанического дна. В июне 1978 г. НАСА запустила спутник СИСАТ чтобы собирать данные о высоте поверхности моря, высоте волн и приповерхностных ветрах. В то время как расположенные на Земле лазерные установки следили за движением спутника по его орбите, спутник с помощью радарного альтиметра измерял альтитуду (высоту) данной точки орбиты над поверхностью океана (h) (рис. 2.7). После внесения ряда поправок в измеренные значения высоты h это расстояние вычиталось из расстояния между спутником и поверхностью референц-эллипсоида — идеальной геометрической фигуры, описывающей поверхность Земли — (h'). Различие между h' и h является высотой поверхности земли h_g , или высотой геоида. Альтиметрические измерения между спутником и поверхностью земли были проведены получены с погрешностью в несколько сантиметров.

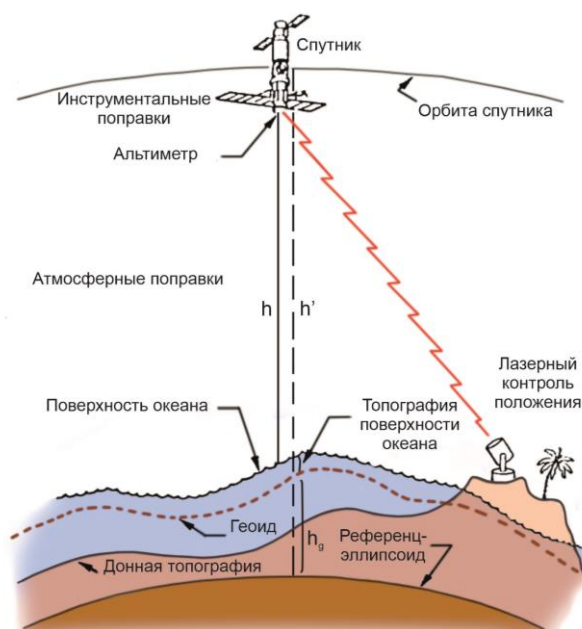


Рис. 2.7. Схема расположения спутника СИСАТ на орбите и измерений расстояния (h) между спутником и поверхностью моря с помощью радарного альтиметра (по L.M. Gahagan)

В марте 1985 г. был запущен геодезический спутник ГЕОСАТ для дополнения информации, полученной со спутника СИСАТ. Спутник был сконструирован в Лаборатории прикладной физики Джона Хопкинса (APL) и использовал альтиметр, подобный установленному на СИСАТ. Благодаря ему измерения на спутнике ГЕОСАТ позволяли получить высоту морской поверхности с точностью 3,5 см.

Данные спутниковой альтиметрии, полученные с помощью спутников насчитывают несколько сотен миллионов наблюдений, покрывающих большую часть океанов между 72° с.ш. и 72° ю.ш. Они хранятся в Геологическом центре данных Скрипсовского океанографического института.

Детальная информация, содержащаяся в адаптированных спутниковых альтиметрических профилях, допускает ее сравнение с Генеральной батиметрической картой океанов (ГЕБКО) и построение карт предсказанного рельефа.

Как отмечалось выше, реальная фигура Земли — геоид — представляет собой эквипотенциальную гравитационную поверхность, которая хорошо аппроксимируется поверхностью уровня моря. Формы геоида и уровня морской поверхности изменяются в соответствии с гравитационными (плотностными) аномалиями внутри Земли. Длинноволновые аномалии (>1000 км) геоида обусловлены глубинными структурами внутри Земли (рис. 2.3), тогда как коротковолновые сигналы (≈ 200 км или менее) являются результатом избытка или дефицита масс вблизи ее поверхности. В областях с избытком масс, таких как окрестности океанических хребтов или подводных гор, отмечаются отчетливые поднятия геоида, а в областях, где имеется дефицит масс, таких как желоба или глубокие разломные долины, имеются соответствующие понижения геоида. Эта прямая корреляция между коротковолновыми структурами (или высокочастотными компонентами) геоида и батиметрией океанического дна была успешно использована для выявления вариации расположения и простираения батиметрических структур. Данные по аномалиям геоида, полученные со спутников, дали информацию практически обо всех структурах дна океана: спрединговых хребтах, разломах, асейсмичных плато, желобах, подводных горах и т.д.

Метод, разработанный В. Хэксби, Д. Сандвеллом и другими исследователями, основан на измерении высот геоида и построении по ним карты горизонтальных градиентов силы тяжести, которую можно использовать для идентификации морфоструктур морского дна. Модифицированная версия метода преобразования Фурье была использована, чтобы вычислить вдольтрековые гравитационные аномалии из вдольтрековых вертикальных отклонений (наклонов поверхности), получаемых при спутниковых альтиметрических измерениях. Высоту геоида h_g можно связать с другими измеренными параметрами, такими как гравитационные анома-

лии $\Delta g(x)$ и с гравитационным потенциалом $V(x,z)$ с помощью формулы Брунса: $h_g = V(x,0)/g_0$, где g_0 — среднее ускорение силы тяжести, а гравитационная аномалия Δg на океанической поверхности является вертикальной производной от потенциала $\Delta g(x) = -dV(x,0)/dz$. Иными словами, с помощью плотной сети спутниковых альтиметрических профилей высот геоида можно вычислить гравитационные аномалии путем дифференцирования альтиметрических данных по направлениям x и y , соответственно, и построить каркасную карту морфоструктур дна океана.

Главная цель спутниковых исследований заключается в идентификации морфоструктур по измеренным альтиметрическим данным и построении карты структурных линеаментов (рис. 2.8) и карты предсказанного рельефа (рис. 2.9). Методика построения карты структурных линеаментов основана на вычислении положительных и отрицательных наклонов морской поверхности (геоида). Различные тектонические структуры, такие как разломные зоны, спрединговые хребты, подводные горы, асейсмические плато и желоба, были идентифицированы этими исследователями с помощью карты линеаментов. Обнаруживается отличное соответствие полученной карты линеаментов с имеющимися батиметрическими картами.

Разломные зоны на карте обычно выделяются очень выразительно, в виде линейных структур, пересекающих срединно-океанические хребты и простирающихся часто в пределы пассивных континентальных окраин. Наиболее четко это видно в разломных зонах Атлантики (например, Чарли-Гиббс, Романш, Вознесения и др.), т.к. субмеридиональное движение спутника увеличивает разрешимость структур, имеющих субширотное простирание.

Срединно-океанические хребты в спутниковых данных выражены плохо, за исключением хребта Рейкьянес, который оконтуривается серией параллельных, простирающихся с СВ на ЮЗ линеаментов. Медленнораздвигающийся Срединно-Атлантический хребет (САХ) с грабенообразной рифтовой долиной выделяется по альтиметрии с трудом. Еще хуже отражаются в сигналах геоида быстроспрединговые хребты с характерным осевым поднятием. Проходя над таким хребтом, спутник измеряет увеличение и уменьшение крутизны склонов.

В отличие от Атлантики, где в альтиметрических данных преобладают разломы субширотного простиранения, в Индийском океане обнаруживается большее разнообразие морфоструктурных простираний.

Отчетливые трансформные разломы выявляются в окрестности медленноспрединговых хребтов. Это, например, разломы Оуэн, Вима, Арго, Мария Целеста вдоль Центрально-Индийского хребта (ЦИХ); разломы Мелвилл, Атлантис 2, Галлени, Дискавери, Принц Эдуард и др. — вдоль Юго-Западного Индийского хребта (ЮЗИХ). Вдоль Юго-Восточного Ин-

дийского хребта (ЮВИХ), характеризующегося средними значениями скорости спрединга, также выделяются серии разломных зон: Амстердам, Сан-Паулу, Митра и др. С помощью спутниковой альтиметрии простирающие некоторых разломов прослежено вплоть до континентальных окраин (Георга IV, Тасманова, Баллени (рис. 2.8, рис. 2.9).

Части ЦИХ, ЮЗИХ и ЮВИХ благодаря их субширотному простираанию неплохо проявляются в данных спутниковой альтиметрии. Особенно хорошо идентифицируются сегменты хребтов, расположенные вдоль юго-восточной области хребта Карлсберг, вдоль ЮЗИХ южнее бассейна Агульяс, между разломной зоной Индомед и тройным соединением Родригес, а также вдоль Австрало-Антарктического дискорданта (ААД). Четко выделяются в Индийском океане асейсмичные плато Кергелен и Брокен. С помощью спутниковой альтиметрии, контуры плато Кергелен были закартированы детально. Другие подводные плато, такие как поднятие Дель-Кано, банка Крозе, поднятие Конрада также отчетливо видны на карте. Однако Восточно-Индийский и Чагос-Локкадивский хребты, хотя и являются крупными тектоническими структурами, в альтиметрических картах выражены плохо из-за своей меридиональной ориентации. Особый интерес представляет система субширотно простирающихся линеаментов в Центрально-Индийской котловине. Эти структуры отражают деформации океанической коры, связанные с продолжающейся коллизией Индии и Евразии. Хорошо прослеживаются по данным альтиметрии глубокие желоба, например Зондско-Яванский желоб.

Большое разнообразие морфоструктур различается на карте Тихого океана. В тектонической структуре западной и центральной Пасифики преобладают изометричные и линейные структуры, представляющие соответственно подводные горы и подводные хребты. Здесь было выявлено несколько субпараллельных простирающихся подводных линеаментов. Наиболее четкие из них связаны с Гавайско-Императорским хребтом, поднятиями Теамоту-Лайн, Истер, хребтом Лоуисвилл. Подводные горы и крупные островные архипелаги представлены на карте небольшими окружностями и изрезанными изометричными областями (рис. 2.8). Размер окружностей зависит от величины амплитуды сигнала и, как правило, не соответствует размерам подводных гор, т.к. величина сигнала зависит не только от размеров подводной горы, но и от степени компенсации рельефа и расстояния от подводной горы до спутника.

В восточной части Тихого океана наиболее отчетливые структуры связаны с гигантскими разломными зонами (Мендосино, Пионер, Меррей, Молокаи, Кларион, Ривера, Клиппертон). В юго-восточной части Пасифики также выделено немало крупных разломных структур (Хизена, Тарп, Удинцева и др.).

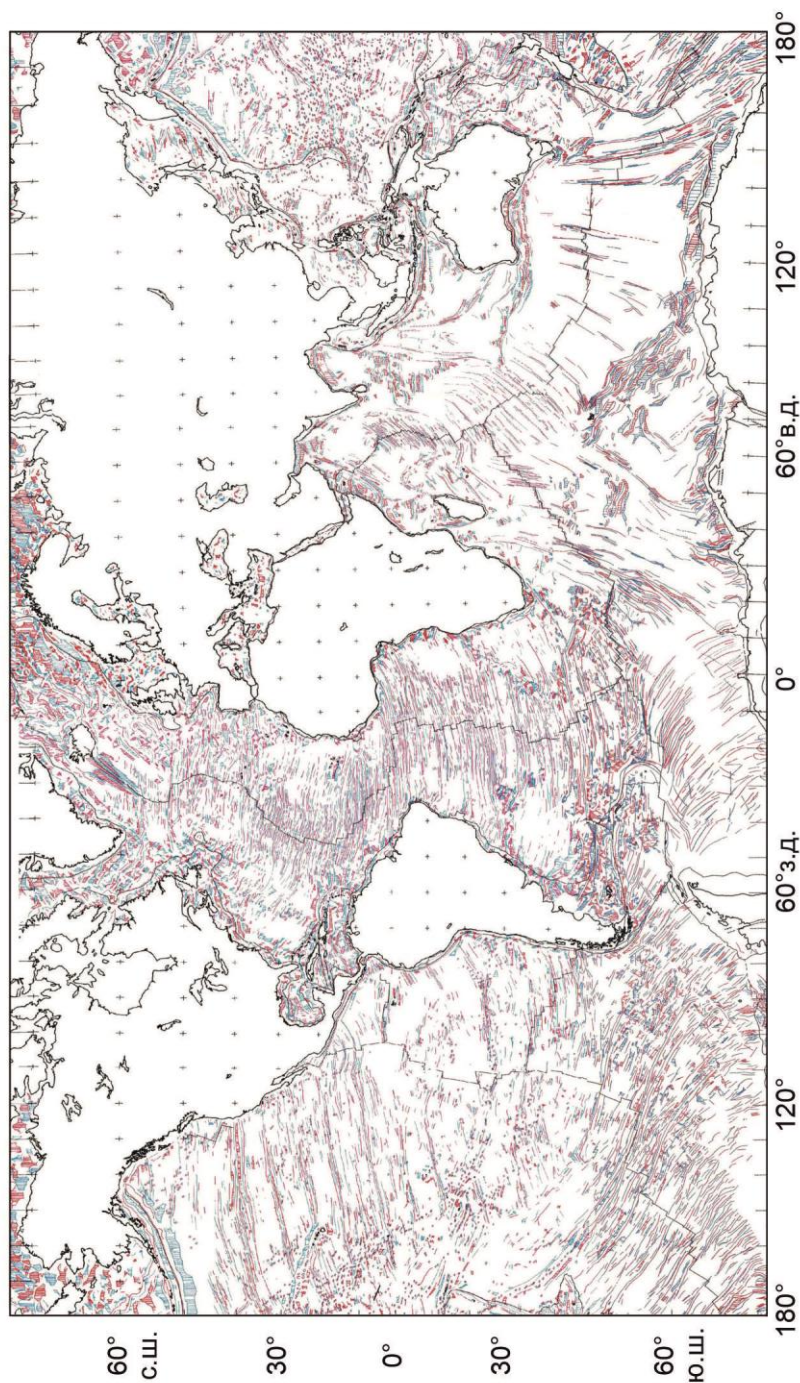
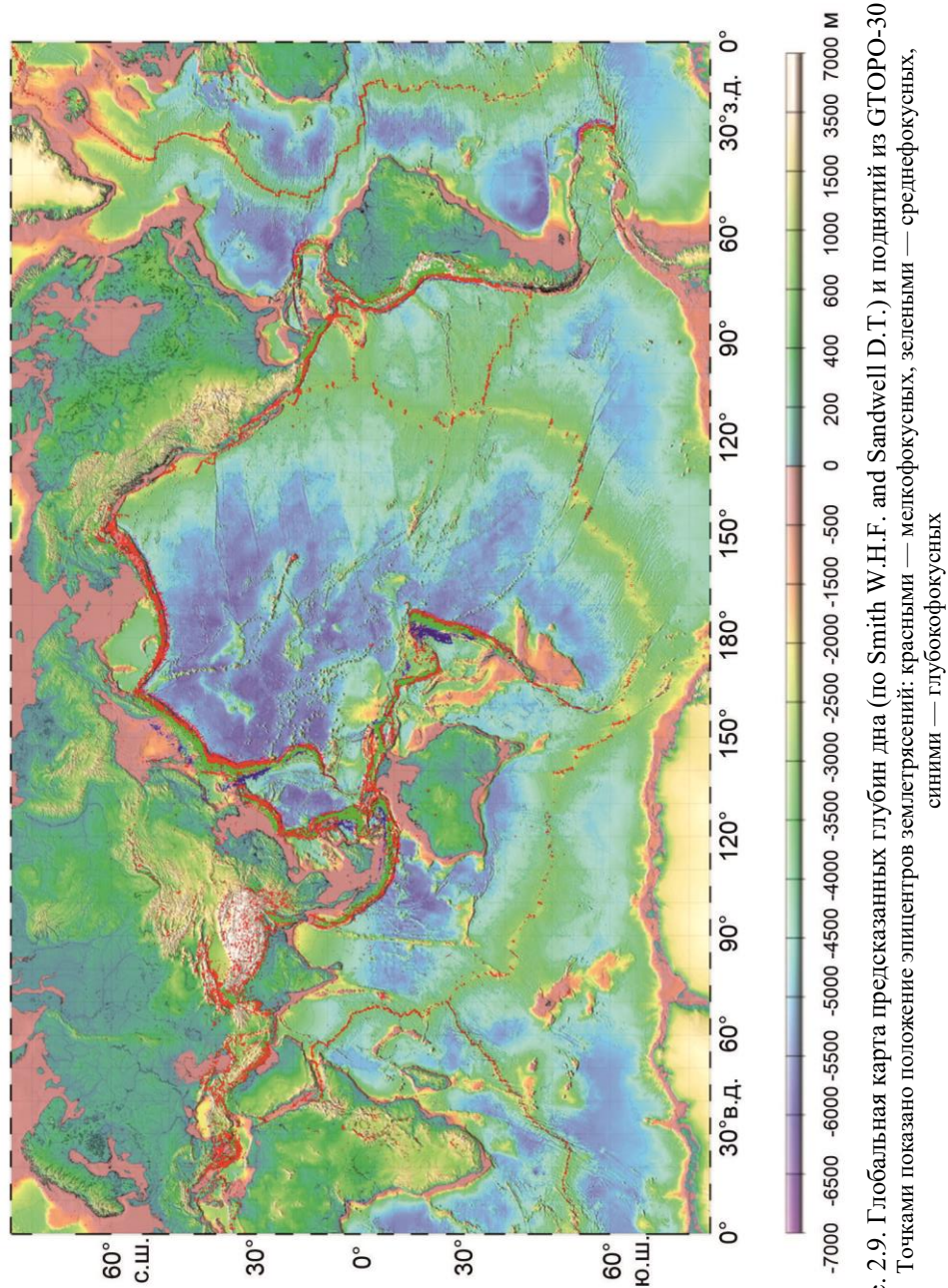


Рис. 2.8. Морфоструктурные линейменты океанических бассейнов, определенные по данным спутниковой альтиметрии (по L.M. Gahagan)
Голубые и красные линии представляют собой соответственно положительные и отрицательные горизонтальные гравитационные аномалии



Из-за пологого неконтрастного рельефа и субмеридионального простирания Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) практически не заметно в альтиметрических данных. Это же касается и хребта Хуан-де-Фука (ХДФ), Чилийского хребта (ЧХ) и Тихоокеанско-Антарктического хребта (ТАХ).

Другие рифтогенные структуры, связанные с перескоками оси спрединга, а также следами тройных соединений (трог Генри, разлом Гумбольдта и др.), четко видны на структурной карте.

Глубоководные желоба (Алеутский, Курильский) и островодужные системы хорошо видны на этой карте благодаря своему контрастному рельефу.

Таким образом, несмотря на то что многие из описанных выше морфотектонических структур были известны и ранее по результатам набортных съемок, данные спутниковой альтиметрии существенно расширяют знания о них. Карта морфоструктурных линейментов обеспечивает большую детальность многих известных структур, плохо выраженных на батиметрической карте ГЕБКО, а также предполагает продолжение некоторых структур даже вне их батиметрической выраженности, т.е. под осадочным чехлом.

Конечно, невозможно использовать данные гравитационного поля для оценки глубин, однако их можно использовать для обрисовки форм рельефа с привязкой к соседним участкам с лучшим обеспечением набортными измерениями для построения карт предсказанного рельефа.

Данные спутниковой альтиметрии используются не только для редакции изобат, но и для заполнения участков карты, в которых практически отсутствуют точки наблюдений. Так, в южных частях океанов в условиях ограниченности набортных съемок информацию по структурам дают спутниковые данные. Здесь для построения батиметрических карт используют цифровые модели рельефа с привлечением данных спутниковой альтиметрии.

Несомненно, что рельеф дна океана является наиболее эффективным источником информации о глубинных процессах, происходящих в недрах Земли под океанами благодаря своей преимущественно эндогенной природе образования и относительной доступности картирования и изучения. Однако гораздо более мощный инструмент для понимания геодинамической природы происхождения, строения и эволюции литосферы Мирового океана, ее конкретных регионов и структур можно получить, если в дополнение к рельефу дна привлекать иные возможные источники, подчеркивающие те или иные свойства строения литосферы. На рис. 2.10 А-В представлены карты рельефа дна и разные редукции гравитационных аномалий для Индийского океана. Каждая из этих карт в отдельности дает свою информацию о плотностной структуре коры конкретных структур,

свойственную данной редукции. А карта аномального магнитного поля (рис. 2.10 Г) дает информацию не только о намагниченности океанической коры, но позволяет установить возрастную привязку коры и, тем самым, выводит на важнейшую проблему геодинамики — эволюцию регионов и структур.

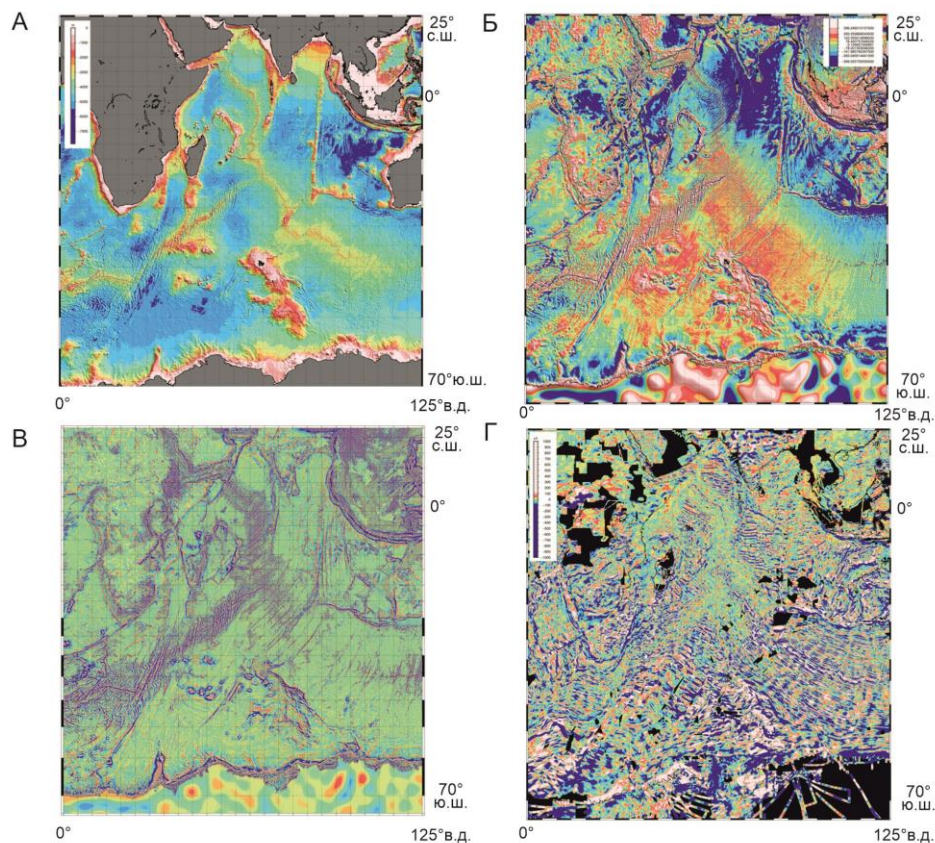


Рис. 2.10

А — рельеф дна Индийского океана (по Weatherall et al), Б — карта гравитационных аномалий в свободном воздухе, В — карта вертикального градиента гравитационного поля (по Sandwell et al), Г — карта магнитного поля (по Maus et al.)

Глава 3. Тектоника литосферных плит — ключ к пониманию формирования и развития океанов

3.1. Предпосылки возникновения теории тектоники литосферных плит

Рождение в геологии нового мобилистского научного направления в виде гипотезы дрейфа материков обычно связывают с именем немецкого геофизика Альфреда Вегенера. В первой четверти XX века Альфред Вегенер выдвинул предположение, что в конце палеозоя — начале мезозоя, около 250 млн лет назад, все материки были сгруппированы в единый гигантский континент, который он назвал Пангеей (рис. 3.1). Этот суперконтинент состоял из двух крупных частей: северной — Лавразии, объединявшей нынешнюю Европу, Азию (без Индии) и Северную Америку, и южной — Гондваны, включавшей в себя Южную Америку, Африку, Антарктиду, Индостан и Австралию. Между юго-восточной границей Лавразии и северо-восточной — Гондваны в виде огромного залива находилась впадина океана Тетис. В дальнейшем этот суперматерик распался на отдельные материки, которые дрейфовали друг относительно друга, в результате чего между ними формировались обширные впадины, представляющие современные океаны. Процесс дрейфа материков продолжался 250 млн лет и продолжается в настоящее время. Первоначально гипотеза А. Вегенера основывалась на поразительном сходстве в очертании берегов Африки и Южной Америки. Справедливости ради отметим, что сходство очертаний береговых линий Африки и Южной Америки и возможное их соединение еще в Средние века отмечали Абрахам Ортелиус (1596) и Фрэнсис Бэкон (1620). Основанием для этого служили карты первого кругосветного путешествия Фернана Магеллана (1519–1522 гг.), а также исследования береговой линии испанскими конкистадорами в период завоевания территорий Нового Света в эпоху колонизации Америки в XV–XVI веках. В дальнейшем, отстаивая концепцию дрейфа материков, А. Вегенер привлекал новые факты для ее подтверждения из палеонтологии, палеоклиматологии, геологии, минералогии. Предложенная А. Вегенером гипотеза дрейфа континентов благодаря своей простоте и наглядности, дала мощный толчок развитию идей мобилизма. Однако в то время А. Вегенер не смог ответить на вопрос, какие силы ответственны за перемещение континентов и обладают достаточной энергией для образования обширных горных систем. К сожалению, преждевременная гибель А. Вегенера в 1930 г. в ледниках Гренландии не позволила ему развить эту гипотезу.



Рис. 3.1. Пангея А. Вегенера около 200 млн лет назад

Позднее голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес предположил наличие конвективных течений в мантии Земли, а англичанин А. Холмс и американец Д. Григс связали их с дрейфом материков. И все же, в те годы еще не было достаточно убедительных доказательств в пользу гипотезы А. Вегенера, поэтому большинство геологов относились к ней скептически.

Новый импульс идеи А. Вегенера получили в 50–60-х годах, когда широкое развитие получили геофизические методы исследования Земли, начали применяться аэрокосмические методы, начались регулярные системные исследования Мирового океана.

После Второй мировой войны между ведущими странами-победителями произошел раздел сфер влияния территорий суши. Неподверженным такому разделу оказался лишь один участок Земли — Антарктида. Геополитические интересы ведущих мировых держав были направлены на изучение еще не исследованных территорий, Антарктиды.

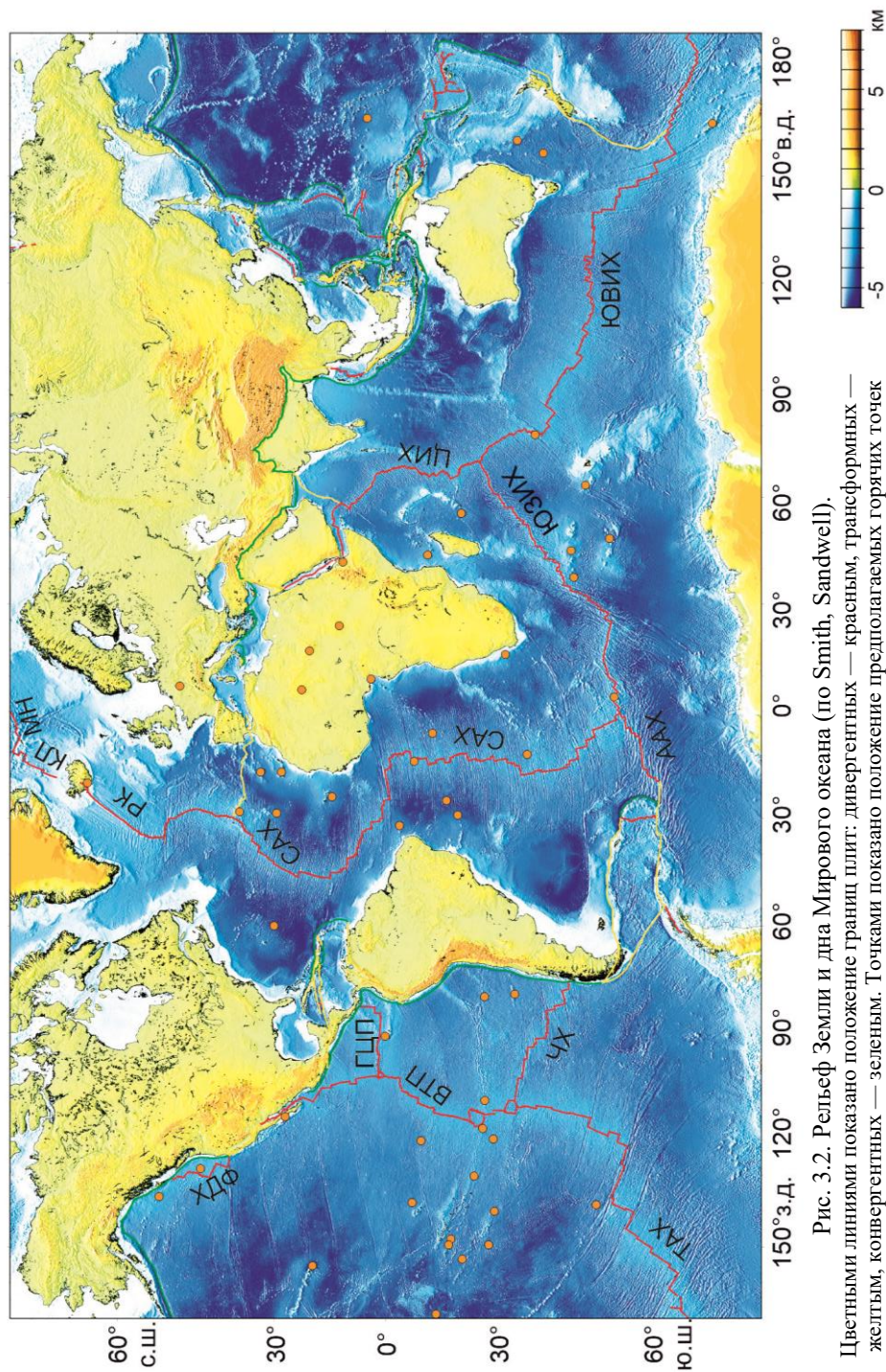
В начале 1950-х годов к этому матерiku были направлены первые советские антарктические экспедиции, а также экспедиции США, сопровождавшиеся попутным изучением океанов. Кратчайший путь к Антарктиде из Советского Союза шел через Атлантику и Индийский океаны, а из Америки — через Тихий океан. Поэтому естественным образом оказалось, что под сферой приоритетного исследования экспедиций Советского Союза оказалась восточная Антарктика, где было организовано большинство советских антарктических станций, а исследования США сосредотачивались, в значительной степени, в западной Антарктике, включая море Росса.

Во второй половине 1950-х годов, в 1957–1958 гг., был организован Международный геофизический год (МГГ), в котором были объединены усилия ученых из 67 стран, направленные на геофизическое изучение Земли. Центральным событием стали первые запуски искусственных спутников Земли, положившие начало прямым исследованиям верхних слоев атмосферы и космического пространства.

Широкое развитие получили геофизические методы исследования Земли: гравитационная съемка областей материковых оледенений, палеомагнитные исследования горных пород и целенаправленная съемка магнитного поля океанов, охватывающих две трети поверхности Земли. В этот период был сделан ряд принципиально важных открытий в науках о Земле и особенно при исследовании океанов.

Было установлено, что рельеф дна океана имеет довольно сложное строение: здесь имеются глобальная система срединно-океанических хребтов и рифтов, по протяженности и размерам не имеющая аналогов на суше, система глубоководных желобов, глубина которых превышает 11 км, глубинные разломы и множество подводных гор, хребтов и обширных плато (рис. 3.2). Кроме этого, была открыта система параллельных и симметричных осей срединных хребтов линейных знакопеременных магнитных аномалий, фиксирующих периодические инверсии магнитного поля Земли (рис. 3.3). Именно благодаря расшифровке линейных магнитных аномалий была установлена относительная молодость пород океанической коры, возраст которых не превышал 180 млн лет. Изучение остаточной намагниченности горных пород, позволяющих восстановить их положение в древнем магнитном поле, подтвердило, что материки испытывали значительные перемещения, прежде чем занять свое современное положение. Важным фактором в становлении и развитии теории тектоники литосферных плит были аэрокосмические данные, позволяющие получать информацию об обширных территориях поверхности Земли и выявлять закономерности распределения разномасштабных структур на поверхности Земли.

Полученные факты не укладывались ни в одну тектоническую гипотезу фиксистского направления и заставили исследователей вспомнить о гипотезе Вегенера, которая в то время насчитывала лишь очень немногочисленных сторонников. В 1961–1968 гг. усилиями американских, английских, канадских и французских геофизиков и геологов были разработаны основы новой мобилистской теории, первоначально больше известной как *новая глобальная тектоника*; позднее она названа *тектоникой плит* (точнее, тектоникой литосферных плит — ТЛП). Зародышем ТЛП явилась идея об образовании океанов в результате раздвижения континентов и разрастания молодой океанской коры, начиная от осей срединно-океанических хребтов.



Этот процесс был впервые описан американскими геологом Г. Хессом и геофизиком Р. Дитцем и получил от последнего название *спрединга океанского дна* (спрединг буквально означает разрастание). Декан геологического факультета Принстонского университета Г. Хесс в своей работе, которую он назвал «геопозитическим эссе», высказал предположение, что горячее, частично расплавленное мантийное вещество, поднимаясь вдоль рифтовых трещин, должно растекаться в обе стороны от оси СОХ. Поднимающееся расплавленное мантийное вещество заполняет рифтовую трещину, застывает в ней и наращивает, таким образом, расходящиеся края океанической коры. Из теоретической концепции Г. Хесса и Р. Дитца о разрастании океанического дна следовало представление о молодости (в геологическом масштабе времени) океанической коры.

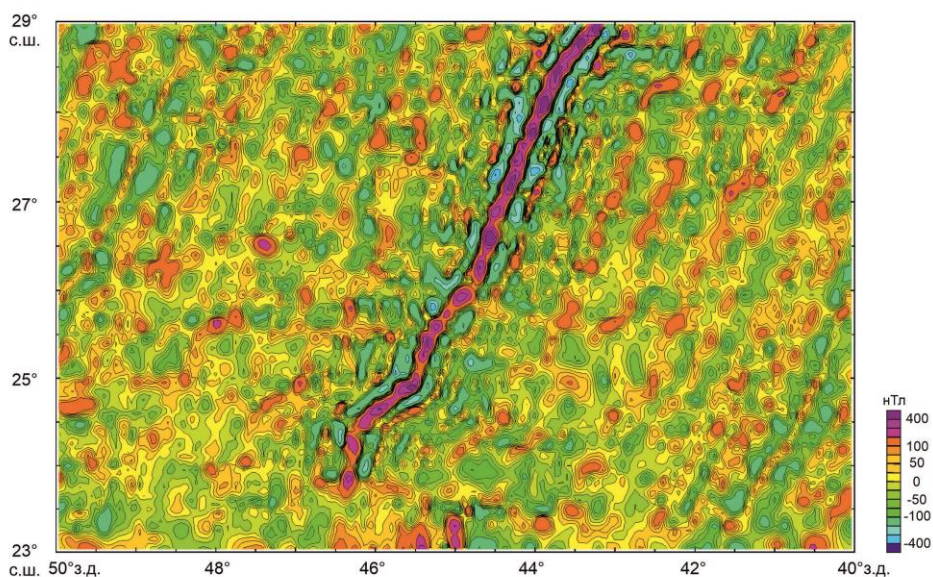


Рис. 3.3. Карта аномального магнитного поля в районе Срединно-Атлантического хребта (по С. Машенкову с соавторами)

Американский геолог Г. Менард открыл в Тихом океане гигантские разломы, пересекающие срединно-океанские хребты, а канадский геофизик Дж.Т. Уилсон установил, что они представляют собой особый класс разломов, и назвал их *трансформными*.

К концу 60-х годов были сформулированы основные положения теории тектоники литосферных плит, которые кратко изложены ниже на основании фундаментальных обобщающих работ ведущих мобилистов, внесших значительный вклад в развитие этой теории (Г. Хесс, Р. Диц, Дж. Морган, Дж.Т. Вилсон, Д. Дьюи, Кс. Ле Пишон, Ж. Франшто,

О.Г. Сорохтин, Л.П. Зоненшайн, С.А. Ушаков, В.Е. Хаин, П.С. Воронов, П.Н. Кропоткин, А.С. Монин, А.А. Ковалев, Р.М. Деменицкая, А.М. Карасик, А.Н. Храмов, А.П. Лисицын, Л.А. Савостин, Ю.И. Галушкин, А.М. Городницкий, Е.Г. Мирлин, Л.И. Лобковский и многие другие исследователи).

Слово «тектоника» в буквальном переводе с греческого означает строительство. В науках о Земле под этим термином обычно понимают геологическое строение и закономерности развития земной коры, а под литосферой — каменную (т.е. твердую и прочную) оболочку Земли. В современном понимании литосфера включает в себя не только земную кору, но и часть верхней мантии, в которой мантийное вещество настолько остыло, что полностью закристаллизовалось и превратилось в горную породу. Плита представляет собой один из блоков, на которые разбита литосферная оболочка Земли, вертикальные размеры этих блоков обычно много меньше горизонтальных.

Таким образом, под *тектоникой литосферных плит* мы будем понимать геологическую теорию, которая рассматривает образование, строение и взаимное перемещение литосферных плит, сопровождаемое их деформациями, магматическими проявлениями и другими процессами, приводящими к формированию земной коры и связанных с ней полезных ископаемых.

Вместе с формированием теории тектоники литосферных плит формируется и новое научное направление в науках о Земле — *геодинамика* — наука о силах и процессах, происходящих внутри Земли.

Особенностью литосферных плит является их жесткость и способность при отсутствии внешних воздействий длительное время сохранять неизменными форму и строение. Для того чтобы литосферную плиту разрушить или деформировать, необходимо приложить к ней дополнительные механические напряжения, превышающие предел ее условно-мгновенной прочности, примерно равный 1 т/см^2 . Суммарная мощность океанической литосферы меняется в пределах от 2–3 км в районе рифтовых зон океанов до 80–90 км вблизи континентальных окраин. Толщина континентальной литосферы достигает 200–250 км и даже 300 км.

В отличие от литосферы, подстилающая ее пластичная астеносфера не обладает пределом прочности, и ее вещество может деформироваться (течь) под действием даже очень малых избыточных давлений, увлекая за собой жесткие литосферные плиты. Перемещения литосферных плит по поверхности астеносферы происходят под влиянием конвективных течений в мантии. Отдельные литосферные плиты могут расходиться, сближаться или скользить друг относительно друга. В первом случае между плитами возникают зоны растяжения с рифтовыми трещинами вдоль границ плит, во втором — зоны сжатия, сопровождаемые пододвиганием од-

ной плиты под другую, в третьем — появляются сдвиговые зоны (трансформные разломы), вдоль которых происходит скольжение соседних плит.

Из определения литосферы как жесткой оболочки с конечной прочностью и способной к хрупкому разрушению вытекает следствие: если литосферная плита представляет собой единую пластину, то каждый ее разлом — это источник землетрясения. Обычно сейсмическая активность сосредоточена в пределах сравнительно узких зон, вдоль которых происходят взаимные перемещения и трение смежных плит и которые оконтуривают обширные асейсмические области (рис. 3.4). Более надежному выделению сейсмических поясов помогла созданная к началу 60-х годов мировая сеть сейсмологических станций. Четко установленные сравнительно узкие пояса современной сейсмической активности — это, наравне с геоморфологическими признаками, наиболее существенный определяющий признак для трассирования границ, то есть для оконтуривания самих литосферных плит. Развитие широкой сети сейсмологических станций позволило установить преобладающие направления смещений на различного типа границах литосферных плит.

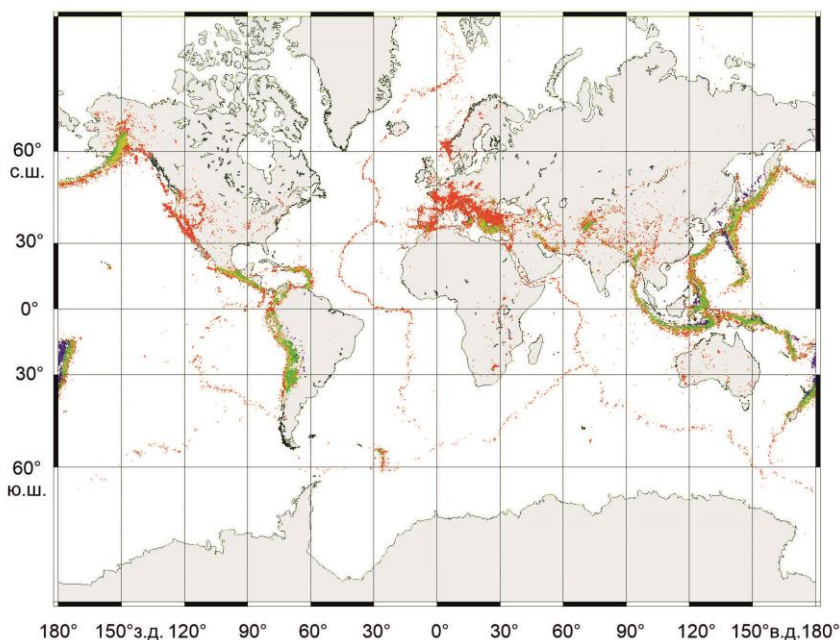


Рис. 3.4. Сейсмическая активность Земли (по М. Barazangi, J. Darman)

Сейсмологические характеристики землетрясений, происходящих вдоль разных границ литосферных плит, кратко можно суммировать следующим образом. В осевой части СОХ глубина очагов землетрясений небольшая — всего 2–3 км (максимальная — 5–10 км). При этом по характе-

ру механизмов в очагах достаточно четко выделяются два типа землетрясений. Очаги первого типа сосредоточены в пределах узких зон сейсмической активности, протягивающихся вдоль гребня СОХ в направлении его простираения. В этих зонах, как правило, происходят мелкофокусные землетрясения, глубина очагов которых не превышает первых километров от дна. В очагах преобладают механизмы субгоризонтального растяжения в направлении, перпендикулярном простираению осевой рифтовой трещины.

Очаги второго типа концентрируются также в виде достаточно узких зон, как правило, перпендикулярных к генеральному простираению рифтовой трещины СОХ. В таких очагах преобладают преимущественно субгоризонтальные сдвиги в направлении, ортогональном простираению хребта. Сейсмофокальные зоны со сдвиговыми механизмами в очагах землетрясений свидетельствуют о субгоризонтальном смещении краев плит. В абсолютном большинстве случаев каждая такая сейсмическая зона расположена между двумя отрезками осевой рифтовой трещины. Эта зона фиксирует собой живущий трансформный разлом, по которому и происходит смещение отдельных отрезков рифтовой оси. Глубина очагов вдоль трансформных разломов СОХ обычно невелика: в абсолютном большинстве случаев она не превышает первых десятков километров. Простирающиеся в осевой области СОХ сейсмоактивные зоны маркируют смещение краев плит в рифтовых трещинах и по трансформным разломам.

От описанных выше сейсмоактивных зон СОХ существенно отличаются те, что расположены в районах островных дуг и активных континентальных окраин обрамления Тихого океана. Хорошо известно, что характерная особенность таких зон — их большая глубинность. Глубины очагов землетрясений здесь достигают 600–650 км. При этом, как показали исследования С.А. Федотова, Л.Р. Сайкса и А. Хасегавы, ширина уходящей в глубь зоны сейсмической активности не превышает 50–60 км. Другая важная особенность этих сейсмоактивных зон состоит в том, что механизмы в очагах землетрясений вполне определенно свидетельствуют о сжатии литосферы в районе внешнего края островных дуг и активных континентальных окраин.

Еще один тип сейсмоактивных зон приурочен к Альпийско-Гималайскому поясу. На мировой карте сейсмичности (рис. 3.4) эта зона представлена в виде широкой, вытянутой области на первый взгляд беспорядочно рассеянных эпицентров землетрясений. Однако детальные исследования отдельных регионов этого горного пояса позволяют выделить ряд крупных разломов, вдоль которых и концентрируется большинство зарегистрированных очагов землетрясений. В пределах разломных зон Альпийско-Гималайского пояса глубина у абсолютного большинства очагов изменяется от 70 до 100 км. Только на четырех участках: в Калабрийской дуге на юге Италии, в Эллинской дуге Восточного Средиземноморья,

в районе Вранча, в Карпатах, и в районе города Хорога, между Памиром и Гиндукушем, глубины очагов больше. Но нигде в пределах этого горного пояса не установлены сейсмофокальные зоны с очагами глубже 300 км. Механизмы в очагах землетрясений Альпийско-Гималайского пояса достаточно разнообразны. Преобладают сдвиги в условиях сжатия (транс-прессия). В некоторых случаях зарегистрированы механизмы растяжения или сдвиги с компонентой растяжения (транстенсия), которые преобладают, например, в литосфере Эгейского моря и его обрамления.

Обращает на себя внимание, что большая часть землетрясений в Альпийско-Гималайском поясе, а также землетрясения в тыловых участках островных дуг и активных окраин континентов андийского типа происходят в пределах верхней части земной коры (на глубинах до 20 км) и создают широкую полосу активности, иногда далеко отступающую от зон поддвига плит. Это не случайное явление. Оно показывает, что взаимодействия и деформации литосферных плит в сравнительно узких зонах субдукции передаются земной коре, приводят к смещениям и деформациям ее верхних слоев и распространяются по ним на довольно значительные расстояния. Связано это явление с расслоением континентальной коры на более или менее жесткий (охлажденный) слой верхней коры и подстилающий его прогретый (до 600–700 °C), пластичный слой нижней коры и верхней мантии. В зонах коллизии континентов и в тылу активных окраин континентов над зонами субдукции давление литосферных плит передается на твердые слои земной коры, раскалывая их на отдельные блоки — коровые микроплиты. Дальнейшие смещения и подвижки таких микроплит по пластичным слоям нижней коры создают характерный фон рассеянной сейсмичности вдоль рассматриваемых горных поясов. Подробнее явление, получившее название двухъярусной тектоники, рассматривается в ряде общих и специальных работ Л. Лобковского.

В рифтовых зонах и трансформных разломах СОХ выделяется около 3% всей упругой энергии, в Альпийско-Гималайском поясе — около 15%; почти вся остальная упругая энергия реализуется в районах островных дуг. Менее 1% общей энергии выделяется в очагах, расположенных в пределах самих литосферных плит; как правило, такие очаги приурочены к районам внутриплитного вулканизма (например, Гавайские острова), реже — к пассивным переходным зонам атлантического типа.

Итак, пояса сейсмической активности, наряду с рельефом поверхности Земли, служат важнейшим критерием для трассирования боковых границ современных литосферных плит. Механизмы в очагах землетрясений (при условии их статистической достоверности) позволяют определить кинематику смещения краев плит вдоль того или иного разлома и, следовательно, выделить кинематический тип этой границы. Поэтому мировая карта сейсмичности отразила контуры наиболее крупных литосферных плит.

В настоящее время выделяют семь наиболее крупных плит: Тихоокеанская (ТИХ), Северо-Американская (САМ), Южно-Американская (ЮОАМ), Африканская (АФР), Евразийская (ЕАЗ), Индо-Австралийская (ИНД) и Антарктическая (АНТ) (рис. 3.5).

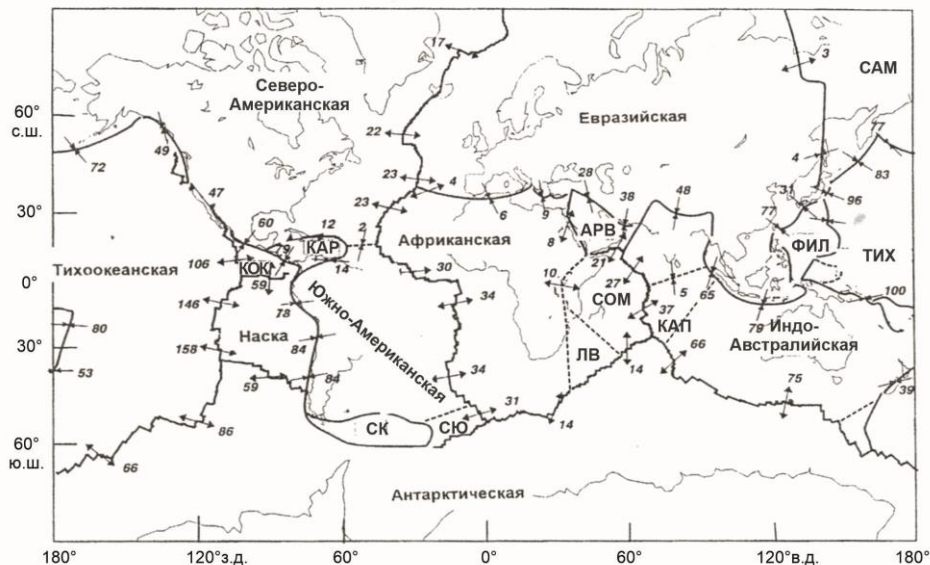


Рис. 3.5. Относительные движения литосферных плит согласно модели NUVEL 1 (по DeMets С.):

Значения скоростей (в мм/год). Сокращения названий литосферных плит и микроплит:

ТИХ — Тихоокеанская, САМ — Северо-Американская, ФИЛ — Филиппинская,
СОМ — Сомалийская, АРВ — Аравийская, КАР — Карибская, КОК — Кокосовая,
СК — Скоша, СЮ — Сюр, ЛВ — Лвандл, КАП — Каприкорн.

Пунктиром показаны развивающиеся диффузные границы микроплит

Кроме названных выше плит обычно выделяется примерно столько же средних плит, из которых самые крупные — плита Наска, Филиппинская, Скотия и Карибская, Аравийская и Кокос и несколько десятков более мелких плит. Некоторые малые плиты входят в состав Альпийско-Гималайского и Циркумтихоокеанского планетарных поясов сжатия литосферы. Все эти малые плиты объединены общей геодинамической особенностью: они подчинены границам сжимающих их более крупных плит. Многие из этих малых плит фактически являются коровыми пластинами.

Самая крупная по площади плита — *Тихоокеанская*. Она целиком состоит из океанической литосферы и занимает большую часть дна от оси Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП) до системы глубоководных желобов северного и западного обрамления этого океана. По трансформному разлому Сан-Андреас Тихоокеанская плита граничит с континен-

тальной частью *Северо-Американской* плиты, которая с юга ограничена трансформными разломами Кайман и Барракуда. Восточная граница Северо-Американской плиты проходит по оси Срединно-Атлантического хребта (САХ), а северная — по ее арктическому продолжению — оси хребта Гаккеля. Некоторые исследователи относят к Северо-Американской плите Аляску и Чукотку; нам представляется, что более правомерно включать эти области в, состоящий из многих малых плит, Циркумтихоокеанский планетарный пояс сжатия литосферы.

Южно-Американская плита граничит с Северо-Американской по трансформному разлому Барракуда. С востока Южно-Американская плита ограничена осевой зоной САХ; ее южная граница проходит преимущественно по трансформным разломам, которые протягиваются от острова Буве к Южно-Сандвичевому желобу; далее к западу, эта граница проходит вдоль Северного хребта Скотия, также по трансформному разлому, вплоть до Магелланова пролива. Западную границу Южно-Американской плиты традиционно проводят по оси Перуано-Чилийского желоба. При этом по геоморфологическим и геофизическим данным Анды можно относить к Циркум-Тихоокеанскому планетарному поясу сжатия литосферы (в данном случае в составе Южно-Американской плиты).

По осевой зоне Срединно-Атлантического хребта Южно-Американская плита граничит с *Африканской*. Около 4/5 общей протяженности границ Африканской плиты приходится на рифтовые зоны и соединяющие их участки трансформных разломов Срединно-Атлантического, Африкано-Антарктического, Юго-Западного Индийского и Аравийско-Индийского (или Центрально-Индийского) спрединговых хребтов, а также Аденского залива и Красного моря. С севера эта плита граничит с *Евразийской* по Азоро-Гибралтарскому трансформному разлому, который к востоку переходит в конвергентную границу между Африканской плитой и западной частью Альпийско-Гималайского планетарного пояса сжатия Евразийской литосферной плиты. При этом Африканский Атлас относится к поясу сжатия Африканской плиты; именно пододвигание океанической литосферы Африканской плиты в Калабрийской и Эллинской дугах является причиной развития сейсмофокальных зон с глубинами очагов до 200 км и более.

Далее к востоку южная граница современной Евразийской плиты проходит по Альпам, Карпатам, Крыму, Большому Кавказу и Копетдагу до Памира. В целом она представлена здесь целым рядом микроплит Альпийско-Гималайского горного пояса сжатия литосферы. Обычно принимается, что далее на юго-восток граница Евразийской плиты проходит от Памира и Гиндукуша через Гималаи, Малайзию, Большие и Малые Зондские острова, переходя в восточную границу Евразийской плиты, следующую через Филиппины и Японскую островную дугу на Курило-Камчатскую дугу и далее — между Чукоткой и Аляской. Однако многие

исследователи в юго-восточной части Евразийского региона выделяют самостоятельные плиты среднего и мелкого размера: например, Тибетско-Таримскую, Индонезийско-Малайзийскую, Амурско-Японскую и Китайскую. Если это так, то южную границу Евразийской плиты на восток от Памира следует протягивать через Алтае-Саянскую зону на Байкал и далее вдоль Станового хребта и Алданского нагорья к западному побережью Охотского моря. Северо-восточная и восточная границы Евразийской плиты в этом случае протягиваются от подводного хребта Гаккеля в Северном Ледовитом океане мимо устья Лены к Момскому рифту и далее к югу по зоне сжатия вдоль западного побережья Охотского моря. С севера и запада Евразийская плита по рифтовой оси срединно-океанических хребтов Гаккеля, Мона и Северо-Атлантического граничит непосредственно с Северо-Американской плитой.

Шестая крупная плита — *Индийская, или Индо-Австралийская*, включает как материковую литосферу Индостана и Австралии, так и океаническую — северо-восточную часть Индийского океана. К северу и востоку эта плита пододвигается под Гималаи, западную окраину Юго-Восточной Азии и Малайский архипелаг. Поэтому северная и северо-восточная границы этой плиты маркируются системой предгорных прогибов Индостана и глубоководных желобов, из которых самый крупный — Яванский. С востока под Индо-Австралийскую плиту пододвигается Тихоокеанская, и здесь граница плит проходит по желобам Тонга и Кермадек. Далее к югу восточная граница Индо-Австралийской плиты проходит по пересекающему Новую Зеландию Альпийскому разлому и трансформному разлому Маккуори. Юго-западная граница плиты протягивается по осевой зоне Австрало-Антарктического, Юго-Восточного Индийского (ЮВИХ), Центрально-Индийского (ЦИХ) и Аравийско-Индийского подводных хребтов, расположенных в Индийском океане.

Антарктическая плита почти со всех сторон окружена срединно-океаническими хребтами и трансформными разломами. Только на одном участке, в районе северной оконечности Антарктического полуострова, происходит поддвигание океанической литосферы; здесь конвергентная граница проходит по оси глубоководных Шетлендского и Оркнейского желобов.

Среди плит средних размеров наиболее крупная плита Наска, состоящая только из океанической литосферы. Она занимает часть Тихого океана к востоку от оси ВТП до оси Перуано-Чилийского желоба. С севера эта плита ограничена рифтовой зоной Галапагосского центра спрединга, а с юга — Чилийского.

Еще одна плита среднего размера — это плита Кокос, расположенная в восточной части Тихого океана, также состоит целиком из океанической литосферы. Западная граница этой плиты фиксируется узкой сейсмоак-

тивной зоной, приуроченной к рифтовой оси ВТП, южная — аналогичной по своей природе зоной, проходящей вдоль оси Галапагосского центра спрединга. Северо-восточная граница плиты Кокос проходит по оси глубоководного Центрально-Американского желоба.

Аравийская плита почти целиком состоит из материковой литосферы и пока не очень далеко удалилась от своей «родительницы» — Африканской, отделенной от нее рифтовой зоной Красного моря и Аденского залива. Сама же Африканская плита и сейчас продолжает раскалываться буквально на наших глазах по системе Восточно-Африканских рифтовых впадин, разделяющих ее на две части: восточную — Сомалийскую и западную — собственно Африканскую, или Нубийскую плиту.

Рассматривая закономерности пространственного расположения поясов сейсмической активности на поверхности Земли, необходимо отметить антиподальность и ортогональность главных поясов сейсмичности. Первый сейсмический пояс характеризуется механизмами растяжения и протягивается по рифтовым трещинам Атлантики, Красного моря, Аденского залива, Аравийско-Индийского и Центрально-Индийского хребтов и далее к востоку вдоль осевых рифтовых зон Австралийско-Антарктического, Южно- и Восточно-Тихоокеанского поднятий к Калифорнийскому заливу. Второй, наиболее сейсмоактивный пояс Земли, ортогональный к первому, простирается в пределах Альп, Гималаев и по периферии Тихого океана; механизмы в его очагах свидетельствуют о преобладании сжатия — это поистине планетарный пояс сжатия литосферы. Эти два ортогональные пояса сейсмической активности, маркирующие границы главных литосферных плит, приурочены, с одной стороны, к дивергентным границам — рифтовым зонам СОХ, а с другой стороны, к конвергентным границам — глубоководным желобам с островными дугами и складчато-глыбовыми горными цепями на континентах.

Подавляющее большинство современных вулканических процессов также сосредоточено вдоль границ плит. Самая значительная по интенсивности процессов, массе и объему извергающихся продуктов вулканическая деятельность развивается в рифтовых зонах Мирового океана, несколько меньше она в зонах островных дуг, еще меньше — в континентальных рифтовых областях. Среди островодужных областей наибольшей вулканической активностью обладают те, под которыми сейсмофокальные зоны достигают глубины 150–200 км и более. Наглядным примером тому может служить все Тихоокеанское «огненное» кольцо, а также вулканические дуги: Яванская в Индийском океане, Малая Антильская и Южно-Сандвичева в Атлантическом, Калабрийская и Эллинская в Средиземном море. Таким образом, почти вся тектоническая и магматическая активность на Земле приурочена к границам литосферных плит.

3.2. Типы границ литосферных плит

В соответствии с разным характером деформаций, возникающих по периферии плит, различают три типа их границ. К первому типу относятся дивергентные границы плит, вдоль которых происходит раздвижение (или дивергенция) литосферных плит с образованием рифтовых зон и непрерывным рождением новой океанической коры (рис. 3.6). Такие границы называют еще конструктивными. В океанах этим границам отвечают рифтовые зоны срединно-океанских хребтов (хребтов Гаккеля, Книповича, Мона и Кольбенсей в Северном Ледовитом океане; хребтов Рейкьянес, Северо-Атлантического, Южно-Атлантического и Африканско-Антарктического в Атлантическом океане; Юго-Западного Индийского, Аравийско-Индийского, Центрально-Индийского и Австрало-Антарктического хребтов (Юго-Восточного Индийского) в Индийском океане; хребтов Тихоокеанско-Антарктического, Чилийского, Галапагосского, Хуан де Фука и Восточно-Тихоокеанского поднятия в Тихом океане). На континентах к зарождающимся границам такого типа относятся Восточно-Африканская рифтовая система, Байкальский рифт в Азии. Примером рифтовых зон, лишь сравнительно недавно превратившихся благодаря раздвижению плит из континентальных в океанские, могут служить рифты Красного моря и Аденского залива.

Дивергентным границам плит в океанах соответствует мощнейший базальтовый вулканизм, формирующий океаническую кору в рифтовых зонах СОХ, и мелкофокусная сейсмичность. В рифтовых зонах океанов базальтовые расплавы, выплавляющиеся из разогретого материала в магматических очагах, расположенных под осевой зоной СОХ, оказываются существенно легче застывших базальтов, слагающих океаническую кору, и достаточно быстро поднимаются к поверхности не претерпевая дифференциации. Поэтому в пределах океанических рифтовых зон извергаются недифференцированные базальтовые расплавы. В осевой части СОХ, где глубина отделения расплавов всего 3–10 км, состав лав изливаются преимущественно толеитовые базальты. На континентах дивергентные границы плит отмечаются излияниями базальтоидов субщелочных серий и трахибазальтов и контрастными по составу риолит-базальтовыми сериями и более глубокофокусными землетрясениями (до 200 км). В континентальных рифтах процесс рифтогенеза сопровождается утонением литосферы и подъемом высокотемпературных мантийных расплавов. Мантийные расплавы, поднявшись в зону более легких пород континентальной коры, задерживаются в них, формируя промежуточные очаги на глубинах порядка первых десятков километров. Здесь происходят процессы дифференциации расплавов и взаимодействия их с разнообразными по составу вмещающими породами.

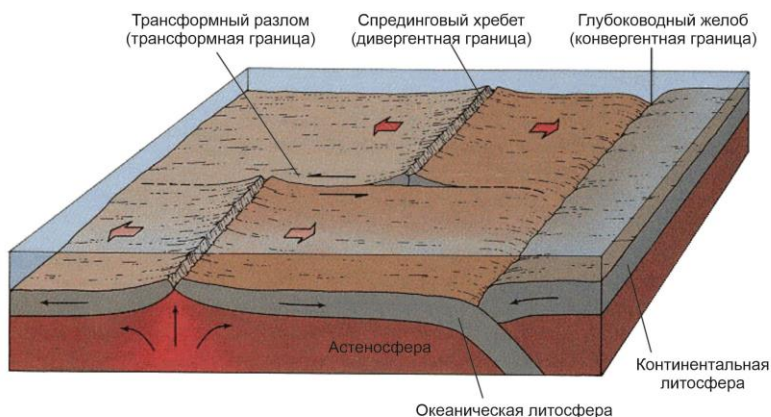


Рис. 3.6. Типы границ литосферных плит

К границам второго типа, или конвергентным границам, относятся зоны схождения литосферных плит. Выделяют два основных типа конвергентных границ: субдукционные, когда океаническая литосферная плита пододвигается под островные дуги либо под континентальные окраины андийского типа, и коллизионные, когда сталкиваются две континентальные плиты. Так как на конвергентных границах происходит поглощение коры, то они называются также деструктивными.

Субдукционным границам обычно соответствуют очень характерные формы рельефа: сопряженные структуры глубоководных желобов (глубины дна в которых иногда превышают 10 км) с цепью вулканических островных дуг или высочайших горных сооружений (достигающих по высоте 7–8 км), если подвиг происходит под континент. Примерами таких границ в океанах могут служить глубоководные желоба перед Алеутской, Курило-Камчатской, Японской, Марианской, Филиппинской островными дугами, глубоководные желоба у подножий Новой Британии, Соломоновых островов, островов Новые Гебриды, Тонга-Кермадек, а также желоба у подножий западных побережий Центральной и Южной Америки в Тихом океане (см. 3.2). В Индийском океане это желоба перед Андаманскими и Зондскими островами. В Атлантическом океане — это желоб перед Малыми Антильскими островами в Карибском море и Южно-Сандвичев желоб перед одноименными островами в Южной Атлантике. Сейсмофокальные зоны, отражающие пододвигание литосферных плит, всегда наклонены под островные дуги или континентальные окраины и обычно хорошо выделяются по цепочкам очагов землетрясений. Зонам поддвига плит свойственен известково-щелочной магматизм андезитового состава. Расстояние от оси глубоководного желоба до фронта вулканической зоны зависит от крутизны границы пододвигаемой плиты и угла подхода ее к границе плит, обычно оно составляет 100–200 км.

Процесс пододвигания океанской плиты под континентальную называется *субдукцией*, а процесс надвигания океанской плиты на континентальную — *обдукцией*.

Пододвигание океанских плит под континенты, если оно не компенсируется их раздвижением в срединно-океанских хребтах, обычно приводит к постепенному закрытию океана, сопровождаемому столкновением (коллизией) краев обрамлявших его континентов, и к возникновению конвергентной границы коллизионного типа с формированием характерного складчатого горного пояса. Таким путем, например, на месте древнего океана Тетис возник Альпийско-Гималайский горный пояс. Процесс схождения плит, сопровождаемый субдукцией, коллизией и обдукцией плит, здесь продолжается и сегодня, о чем свидетельствует повышенная сейсмичность этого региона; поэтому Альпийско-Гималайский пояс вместе с его Средиземноморской частью можно также рассматривать как сложную систему конвергентных субдукционно-коллизионных границ плит. Именно в зонах подобных конвергентных границ плит порой создаются условия, благоприятные для процесса обдукции, в результате которого на поверхность континентальной коры выжимаются породы океанической коры. Такие выходы океанической коры формируют так называемые офиолитовые пояса, которые являются важными структурно-вещественными индикаторами коллизионных процессов, происходящих и в геологическом прошлом.

Детальными исследованиями СОХ установлено, что их гребни и рифтовые долины протягиваются вдоль хребтов не непрерывно, они как бы разорваны на отдельные сегменты поперечными разломами, по которым обычно происходят только чисто сдвиговые смещения плит (рис. 3.6). Это и есть границы плит третьего типа, или *трансформные разломы*. Как правило, эти разломы располагаются перпендикулярно к простиранию рифтовых трещин. При этом активными участками разломов являются только отрезки, соединяющие две смежные рифтовые зоны (трансформирующие одну из них в другую). За пределами этих активных участков никаких смещений плит по трансформным разломам не происходит. Амплитуда смещений по большинству из таких разломов не превышает нескольких десятков километров, но изредка может достигать и сотен километров.

Наиболее крупными трансформными разломами являются разломы Чарли-Гиббс, Атлантис, Вима, Романш, Азоро-Гибралтарский в Атлантическом океане; Оуэн, Принц Эдуард, Эндрю-Бейн, Амстердам в Индийском океане; Маккуори, Элтанин, Хизена, Тарп, Удинцева, Челленджер и др. в Тихом океане. Кроме того, в северной половине Тихого океана остались следы ныне отмерших, но некогда гигантских разломов, смещения по которым составляли многие сотни и даже тысячу и более километров. Это так называемые великие разломы Тихого океана: Мендосино,

Пионер, Меррей, Молокаи, Кларион и Клиппертон. Примером границ третьего типа на континентах может служить разлом Сан-Андреас в Калифорнии, Левантийский разлом, Анатолийский разлом и др. В рельефе дна океанические трансформные разломы четко фиксируются сопряженными параллельными структурами узких хребтов и ложбин с крутой общей стенкой. Как правило, трансформные разломы амагматичны, хотя в некоторых случаях (при наличии раздвиговой составляющей в движении плит) на их флангах возникают базальтовые вулканы щелочного характера.

С границами плит связаны интенсивные магматические проявления (рис. 3.7). Наиболее активны дивергентные границы плит, вдоль которых практически непрерывно происходят вулканические излияния. Следует отметить, что вся океаническая кора, охватывающая 2/3 поверхности Земли, сформирована в результате магматических процессов, а ее самый верхний базальтовый слой является результатом вулканической деятельности. Зоны континентального рифтогенеза характеризуются локальными, дискретно расположенными вдоль рифтовой зоны вулканами (например, вулкан Килиманджаро, Ньярагонго в Восточно-Африканской рифтовой долине). Интенсивность проявления вулканической активности в них зависит от степени утонения континентальной коры и подъема расплавленного материала астеносферы. Следующими за дивергентными границами по интенсивности вулканической активности являются конвергентные границы, а точнее зоны субдукции. Большинство таких вулканов расположены вдоль островодужных систем по периферии Тихого океана, а также в районе Зондской дуги в восточной части Индийского океана, вдоль Малой Антильской и Южно-Сандвичевой островных дуг в Атлантике. Вулканы субдукционных границ характеризуются наиболее мощными вулканическими извержениями, нередко катастрофическими (например, извержения вулканов Тамбора (1815), Кракатау (1883), вулканы Камчатки и др.). В отличие от вулканов зон субдукции, другой тип конвергентных границ плит — зоны коллизии, характеризуются редкими проявлениями вулканической активности. Причем вулканы этих зон являются следствием плавления погруженных океанических слэбов, перекрытых континентальной корой (например, Эльбрус, Казбек). Трансформные границы плит отличаются крайней низкой магматической активностью, так как в их пределах, как правило, нет геодинамических предпосылок для формирования магматических очагов. Наиболее загадочными проявлениями значительной магматической активности являются внутриплитные области (рис. 3.7). Хотя в этих районах нет очевидных причин локализации напряжений, связанных с перемещением литосферных плит, тем не менее отмечаются значительные вулканические проявления, действующие на протяжении десятков миллионов лет. Примерами этого типа могут служить Гавайские вулканы Мауна-Лоа и Килауэа на о. Гавайи в середине Тихого океана, вулканы Эми-Куси и Ахаггар в Сахаре, вулканы Канарских остро-

вов и островов Зеленого мыса в Атлантике, вулкан Питон-де-ла-Фурнез на о. Реюньон и многие другие. Причины образования этих вулканических проявлений связывают с поверхностным проявлением деятельности горячих точек и мантийных плюмов.

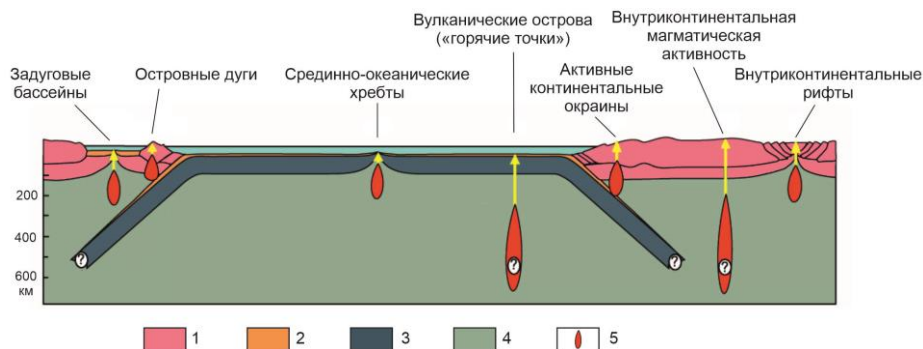


Рис. 3.7. Геодинамические обстановки магматизма:

1 — континентальная литосфера, 2 — осадки, 3 — океаническая литосфера, 4 — астеносфера, 5 — магматические очаги

Таким образом, земная кора, зарождающаяся в процессе рифтогенеза и спрединга на дивергентных границах плит, проходит длительный и сложный путь эволюции, пока не попадет в зону глобального пояса сжатия и не будет переработана в зонах субдукции и коллизии. Весь этот сложный процесс эволюции литосферы получил название цикла Вилсона. Он включает несколько основных стадий (рис. 3.8).

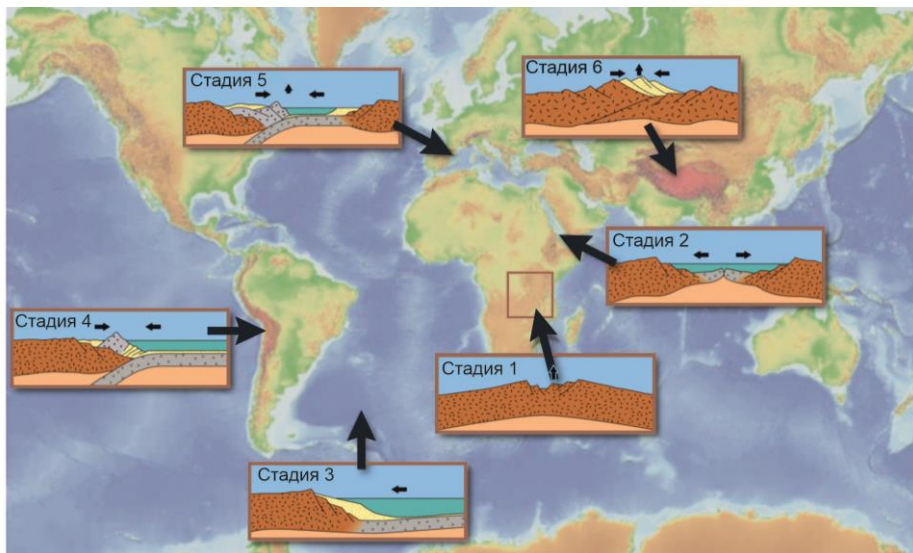


Рис. 3.8. Главные стадии эволюции литосферы и развития океанов в процессе перемещения литосферных плит (цикл Вилсона)

Стадия 1 — континентального рифтогенеза — характеризуется растяжением и утонением континентальной литосферы, формированием рифтогенного грабена и поднятий на его флангах (примером является Восточно-Африканская рифтовая система).

Стадия 2 — переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу — характеризуется разрывом сплошности континентальной коры и формированием молодого океанического бассейна (Красное море, Аденский залив).

Стадия 3 — формирование зрелого океанического бассейна и рифтогенных пассивных окраин — характеризуется увеличением размеров океанического бассейна и мощным осадконакоплением на его окраинах (Атлантический океан).

Стадия 4 — формирование зон субдукции — характеризуется погружением в них океанической литосферы и формированием глубоководного желоба и вулканической гряды (окраины Тихого океана).

Стадия 5 — сокращение размеров океанического бассейна за счет поглощения океанической литосферы в зонах субдукции (бассейн Средиземного моря).

Стадия 6 — коллизионная стадия — характеризуется «захлопыванием» океанического бассейна в результате схождения материков и формированием горно-складчатого коллизионного пояса (Альпийско-Гималайский пояс).

3.3. Кинематика литосферных плит

В кинематических моделях «мгновенные» (1–3 млн лет) горизонтальные перемещения плит описываются как движение единого ансамбля жестких плит по поверхности Земли постоянного радиуса, деформирующихся только на их границах. То есть в основе кинематических моделей лежат два фундаментальных допущения: об абсолютной жесткости плит и о неизменности радиуса Земли. Первый постулат состоит в том, что плиты в геологическом и глобальном масштабе времени ведут себя как упругие тела, способные передавать прилагаемые к ним напряжения на любые расстояния, не испытывая внутренних пластических деформаций. Границы плит исключаются из закона жесткости. И на региональном, и на локальном масштабных уровнях постулат о жесткости уже нельзя принимать безоговорочно. Второй постулат о неизменности радиуса Земли предполагает, что в геологических масштабах времени объем и площадь поверхности Земли оставались постоянными.

Если допустить, что образование океанов в соответствии с гипотезой расширяющейся Земли произошло за последние 200 млн лет (без поглощения в зонах субдукции), то это требует увеличения радиуса на 1000 км,

т.е. на 2 см/год. Но это нереально, т.к. привело бы к увеличению момента инерции Земли и, следовательно, к изменению продолжительности суток.

В моделях *относительных движений плит* подразумевается движение какой-либо плиты относительно второй, принятой за неподвижную. Относительные движения восстанавливаются по наблюдениям процессов, идущих на межплитовых границах.

При анализе относительного движения группы плит всегда можно выбрать одну (любую) и условно считать ее неподвижной, а движения остальных плит рассматривать относительно нее.

В первом приближении литосферные плиты можно рассматривать как фрагменты жесткой сферической оболочки, перемещающиеся по поверхности Земли. В этом случае для количественного описания перемещений литосферных плит по сферической поверхности Земли обычно используют теорему Эйлера, которая гласит, что *перемещение любой точки (твердого тела) на поверхности сферы (Земли) можно описать как вращение с вектором угловой скорости Ω вокруг некоторой оси, проходящей через центр сферы (Земли)*. Применительно к задаче определения параметров движения литосферных плит по поверхности земного шара, эта теорема утверждает, что в каждый данный момент времени любое такое движение может быть представлено поворотом плиты с определенной угловой скоростью относительно оси, проходящей через центр Земли и некоторую точку на ее поверхности, называемую полюсом вращения (рис. 3.9). Тогда сеть рифтовых и трансформных разломов, возникающих между двумя раздвигающимися плитами, будет всегда ориентирована по эйлеровым меридианам, соответствующим генеральному простиранию СОХ, и эйлеровым широтам, соответствующим простиранию трансформных разломов (рис. 3.10).

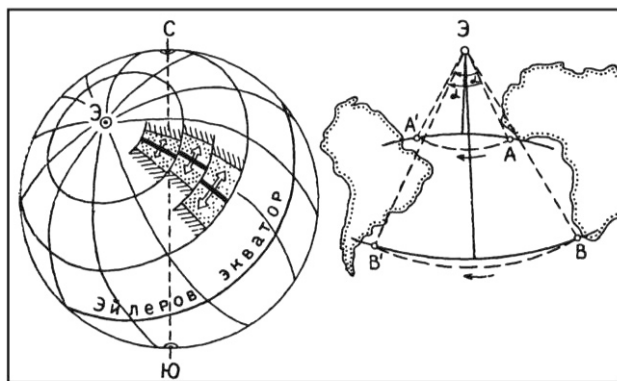


Рис. 3.9. Движение литосферных плит по сферической поверхности Земли в соответствии с теоремой Эйлера можно представить как поворот на некоторый угол вокруг оси, проходящей через центр Земли (по Кс. Ле Пишон)



Рис. 3.10. Ориентация спрединговых хребтов и трансформных разломов, возникающих между двумя раздвигающимися плитами по эйлеровым меридианам, соответствующим генеральному простираению СОХ, и эйлеровым широтам соответственно (по С.В. Аплонову)

Количественной характеристикой движений плит является угловая скорость вращения ω . Надо иметь в виду, что при постоянной ω различные точки вращающейся плиты движутся с разными линейными скоростями V .

Величина движения любой точки M на поверхности Земли, или линейная скорость, определяется выражением

$$V = |\Omega \times r| = \omega r \sin \theta, \quad (3.1)$$

где θ — угол между вектором угловой скорости Ω и радиус-вектором r , т.е. угловое расстояние (в градусах) между эйлеровым полюсом и точкой M ; r — вектор, соединяющий центр Земли с точкой M ; ω — модуль угловой скорости.

Линейная скорость раздвижения плит (V) увеличивается по мере удаления от полюса вращения. Чем дальше находится точка от полюса вращения, тем больший путь при повороте на одинаковый угол она будет проходить, тем больше будет линейная скорость перемещения этой точки. Максимальные значения линейной скорости будут на эйлеровом экваторе, а на эйлеровом полюсе $V = 0$ (рис. 3.11).

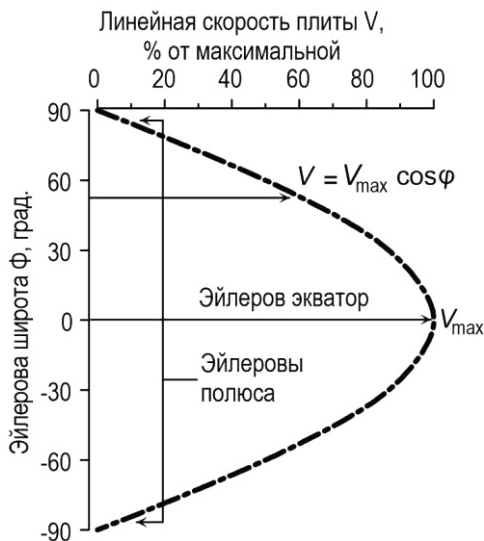


Рис. 3.11. Изменение линейной скорости по мере удаления от эйлерова полюса к эйлерову экватору (по С.В. Аплону)

Главная задача в кинематике плит состоит в нахождении по экспериментальным данным о направлениях и линейных скоростях движений плит в разных точках их общей границы географических координат эйлеровых полюсов и угловых скоростей вращения. При определении величин и направлений относительных движений используют разные методы. Для определения скоростей движения литосферных плит обычно используют данные по расположению полосчатых магнитных аномалий на океанском дне, а также системы спутниковых наблюдений. Для направления перемещения плит используют простирания активных участков трансформных разломов (ошибка $4\text{--}5^\circ$) и направления плоскостей смещения в очагах землетрясений (достоверность $20\text{--}25^\circ$). Восстановление перпендикуляров к трансформным разломам (эйлеровым широтам), т.е. построение эйлеровых меридианов, которые в идеале должны пересечься в одной точке — полюсе вращения двух плит (рис. 3.12). Достоверность определения полюса в данном случае оценивается эллипсом доверительной вероятности (критерий качества оценки положения полюса). Площадь эллипса отражает точность его определения. Полученные данные позволяют решить обратную задачу: определение векторов относительных угловых скоростей. Задача сводится к определению минимума некоторой функции F , характеризующей отклонение наблюдаемых величин и направлений относительного движения. В задаче применяются итерационный метод наименьших квадратов и теория максимального правдоподобия математической статистики.

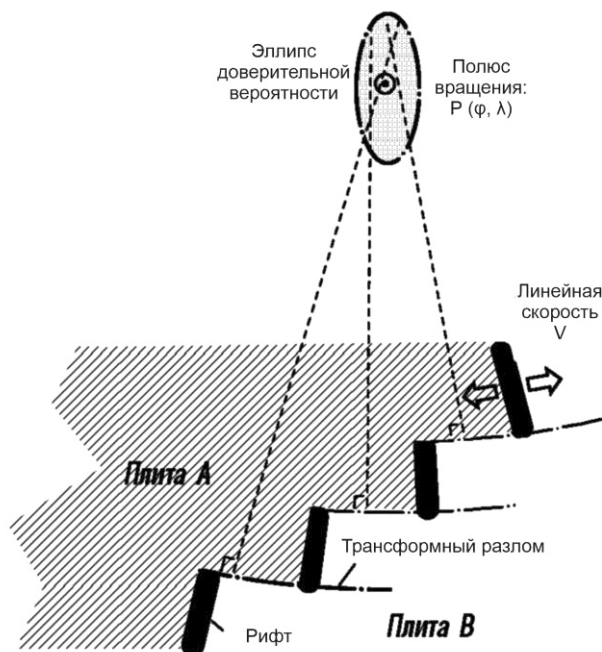


Рис. 3.12. Определение полюса по трансформным разломам (по Кс. Ле Пишону и др.)

Первые расчеты «мгновенных» относительных движений 12 литосферных плит были выполнены Морганом и Кс. Ле Пишоном в 1968 г., затем Дж. Минстером и его коллегами в 1974 г., а в России — Ю.И. Галушкиным в 1976 г. Результаты расчетов исключительно показательны (рис. 3.5). Оказалось, что с максимальной скоростью океанское дно раздвигается в юго-восточной части Тихого океана (возле острова Пасхи). В этом месте ежегодно нарастается до 16–18 см новой океанической коры. По геологическим масштабам это очень много, т.к. только за один миллион лет таким путем формируется полоса молодого дна шириной до 160–180 км, при этом на каждом погонном километре рифтовой зоны за это время изливается примерно 360 км³ базальтовых лав. По тем же расчетам Австралия удаляется от Антарктиды со скоростью около 7 см/год, а Южная Америка от Африки — со скоростью около 4 см/год. Отодвигание Северной Америки от Европы происходит существенно медленнее — на 2–2,3 см/год. Еще медленнее расширяется Красное море — на 1,5 см в год (соответственно здесь меньше изливается и базальтов — всего 30 км³ на каждый погонный километр Красноморского рифта за миллион лет). Зато скорость «столкновения» Индии с Азией достигает 5 см/год, чем, кстати, и объясняются развивающиеся буквально на наших глазах интенсивные неотектонические деформации Гиндукуша, Памира и Гималаев.

Эти деформации и создают исключительно высокий уровень сейсмической активности всего региона (тектоническое влияние столкновения Индии с Азией сказывается и далеко за пределами самой зоны столкновения плит, распространяясь вплоть до Байкала). Деформации Большого и Малого Кавказа вызываются давлением Аравийской плиты на этот район Евразии, однако скорость сближения плит здесь невелика — всего 1,5–2 см/год. Поэтому меньшей оказывается и сейсмическая активность региона.

В дальнейшем модели кинематики плит постоянно совершенствовались, уточняя направления и скорости относительного перемещения плит, а также границ плит и включая большее число плит. Так, известная кинематическая модель NUVEL-1, предложенная Де Метцем с соавторами в 1990 г., в дальнейшем была им уточнена в виде модели NUVEL-1A (1994) и совсем недавно существенно усовершенствована теми же авторами в виде новой модели MORVEL (2010), как за счет привлечения новых данных по скоростям и направлениям движения (в том числе с помощью Global Position System — GPS), так и за счет включения в глобальную модель формирующихся новых, более мелких плит, таких как Сомалийская, Нубийская, Лвандл, Каприкорт, Сунда, Маккуори, Сюр, Берингова, Каролинская и др.

Исключительная важность приведенных данных о скоростях относительного движения плит очевидна, поскольку они позволяют количественно оценивать современную тектоническую активность Земли и объемы магматических излияний в современных рифтовых зонах. Но оказывается, что, пользуясь аналогичной методикой, и последовательно совмещая друг с другом разновозрастные магнитные аномалии, можно и для прошлых геологических эпох строить достаточно точные реконструкции положения континентов и океанов (со срединно-океанскими хребтами в них) и определять скорости раздвижения или пододвигания океанского дна. За последние годы было построено большое число таких палеогеодинамических реконструкций для всего временного интервала существования магнитных аномалий на современном океанском дне, т.е. с позднего мезозоя и до наших дней. Все океанские плиты, сформировавшиеся до поздней юры, уже успели погружаться в мантию под современными или древними зонами поддвига плит, поэтому на океаническом дне не сохранилось магнитных аномалий, возраст которых превышал бы 170–180 млн лет. В связи с этим для более древних геологических эпох могут строиться палеогеографические и палеогеодинамические реконструкции с использованием палеомагнитных и геологических данных по континентам.

Ю.И. Галушкиным и С.А. Ушаковым (1978), вслед за Дж. Минстером и Джордоном (1974 г.), был выполнен расчет «мгновенной» кинематики десяти литосферных плит в системе координат, независимой от литосферных плит. В качестве такой «абсолютной» координатной системы было использовано распределение горячих точек, имеющих подлитосферные

корни, т.е. независимые от литосферы, и которая остается неподвижной в течение геологического времени по отношению к оси вращения Земли.

Расчет глобальной кинематической модели в их системе показал, что скорость смещения каждой из этих «точек» по поверхности Земли существенно меньше, чем линейная скорость перемещения плит. В этой модели смещение каждой плиты совпало с направлением простирания цепочек подводных вулканических гор, связанных с горячими точками (например, Гавайско-Императорская цепь подводных гор). Отметим, что во всех этих моделях интервал времени варьировал от практически мгновенного (механизмы в очагах землетрясений) до нескольких сотен тысяч и даже миллионов лет (морские магнитные и геоморфологические данные). Полученные результаты показали, что минимальные «абсолютные» линейные скорости характерны для тех плит, в которых значительную часть площади занимает континентальная литосфера: Антарктическая плита — 0,4–0,7 см/год; Евразийская — 1,0–1,2; Африканская — 1,9; Северо-Американская — 1,9–2,4 и Южно-Американская — 2,2–2,4 см/год (рис. 3.13, рис. 3.14). Максимальные линейные скорости перемещения имеют те плиты, которые состоят целиком из океанической литосферы: Наска — 6–7 и Тихоокеанская — 8–10 см/год. Индийская плита характеризуется линейными скоростями 4,9–6,5 см/год. Это, по всей видимости, связано с тем обстоятельством, что толщина литосферы под континентальными плитами гораздо больше, чем под океаническими.

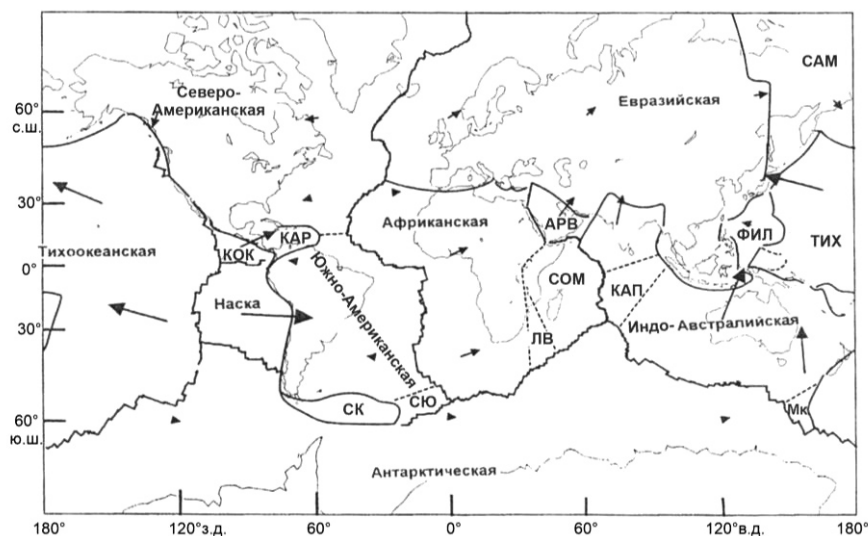


Рис. 3.13. Абсолютные движения литосферных плит по модели Жоливе:

Длина стрелок пропорциональна скорости движения. Пунктиром показаны развивающиеся диффузные границы микроплит (по DeMets С. с соавторами).

Названия плит см. в подписи к рис. 3.5

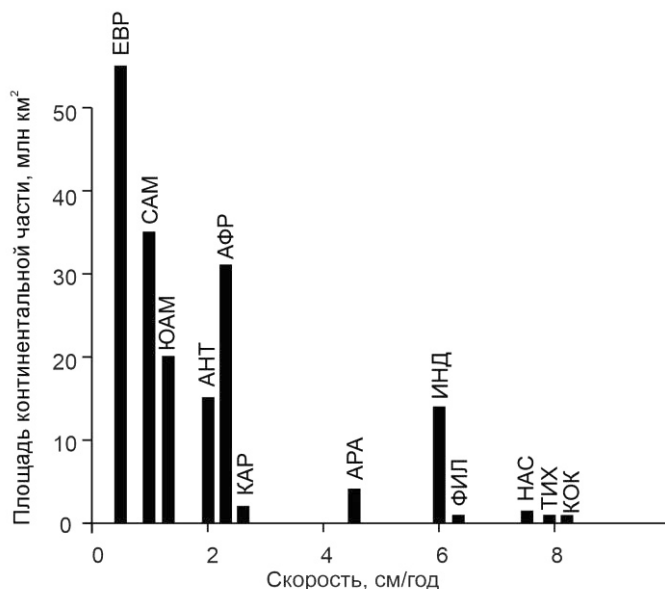


Рис. 3.14. Зависимость скорости движения литосферной плиты от площади ее континентальной части (по С.В. Аплону)

Все кинематические модели имеют два ограничения: во-первых, данные, полученные для различных границ плит, объединялись в единую модель при обязательном допущении жесткости каждой плиты в течение конечного интервала времени; во-вторых, они показывали кинематику, усредненную за время порядка сотен тысяч — первых миллионов лет. Имеется и способ непосредственного измерения скоростей перемещения плит с помощью космической геодезии. Космическая геодезия не имеет ни одного из этих ограничений, она позволяет находить относительные положения точек на поверхности Земли в разное время и таким образом определять изменение их относительного положения. Современная космическая техника обеспечивает достаточно высокую точность, позволяющую за один-два десятка лет определить не только относительные перемещения различных плит, но и внутриплитные движения. Было получено очень хорошее совпадение спутниковой информации с глобальной моделью «мгновенной» кинематики литосферных плит. Все эти данные убедительно показали, что перемещение плит за несколько лет хорошо совпадает с результатами, усредненными за первые миллионы лет. Литосферные плиты с хорошим приближением можно рассматривать как жесткие. Хотя в настоящее время не вызывает никаких сомнений наличие внутриплитных перемещений, относительная скорость их порядка нескольких миллиметров в год.

В заключение этого раздела кратко перечислим основные положения теории тектоники литосферных плит:

1. В верхней части Земли выделяются две оболочки, различающиеся по своим реологическим свойствам: жесткая и хрупкая — литосфера и подстилающая ее, более пластичная и подвижная — астеносфера.

2. Литосфера разделена на конечное число литосферных плит, границы которых выделяются по рельефу, повышенной сейсмичности и вулканизму. Конфигурация плит и их количество меняется в процессе эволюции Земли.

3. Существует три вида перемещений плит и, соответственно, их границ:

- дивергентные границы (раздвижение плит, спрединг и аккреция новой океанической коры);
- конвергентные границы (сближение плит: субдукция и коллизия плит);
- трансформные границы (сдвиговое горизонтальное смещение одной плиты относительно другой).

4. Горизонтальные перемещения плит по поверхности Земли могут быть описаны законами сферической геометрии — теоремой Эйлера о вращательном движении абсолютно твердых тел по сфере вокруг соответствующих полюсов вращения.

5. Площадь поглощаемой в зонах субдукции океанской коры и сокращения континентальной коры в зонах коллизии равна площади коры, нарождающейся в зонах спрединга, так что общая площадь поверхности Земли и ее объем считаются постоянными.

6. Причина перемещения литосферных плит — химико-плотностная и тепловая конвекция мантии Земли.

Следует отметить, что приведенные выше базовые положения тектоники плит представляют собой естественное упрощение реальных природных объектов и явлений и не исключают проблемных и дискуссионных вопросов, которые появляются с накоплением новой геолого-геофизической информации и, в свою очередь, являются основой дальнейшего развития теории.

Для того чтобы «работала» тектоника плит, необходим термический баланс на планете. Плейт-субдукционная тектоника может прекратиться:

- когда мантия слишком холодная, чтобы генерировался расплав за счет адиабатической декомпрессии;
- когда Земля слишком горячая и земная кора из мантийных выплавок будет слишком толстая, а значит, литосфера легкая, чтобы погружаться в зонах субдукции.

Основные положения теории тектоники плит получили хорошее подтверждение последующими геолого-геофизическими наблюдениями.

Во-первых, глубоководное морское бурение позволило установить возраст дна океана и его увеличение по мере удаления от осевых зон СОХ к окраинам материков. Возраст по бурению хорошо совпадал с результатами интерпретации линейных магнитных аномалий. Толщина слоя осадков также увеличивается с возрастом. Во-вторых, наблюдения с глубоководных обитаемых аппаратов обнаружили признаки растяжения в рифтовых зонах. В-третьих, данные космической геодезии количественно подтвердили перемещения литосферных плит и показали большое сходство картины горизонтальных смещений поверхности Земли с результатами полученных ранее кинематических построений. В-четвертых, данные сейсмической томографии подтвердили реальность погружения холодных литосферных плит в мантию.

Есть несколько важных аргументов, почему следует развивать теорию тектоники литосферных плит.

Она впервые дала непротиворечивое объяснение происхождению и развитию всех основных структур на поверхности Земли и прежде всего океанов и крупных орогенных поясов.

Она соединила многие аспекты геологии, которые первоначально рассматривались независимо и не связанными друг с другом, тем самым подчеркнув междисциплинарность теории и комплексный подход к анализу фактического материала.

Она создала основу для понимания закономерностей распределения рудных и горючих полезных ископаемых.

Она сформировала основу для понимания закономерностей распределения и геодинамических причин главных эндогенных катастрофических явлений: землетрясений и вулканов.

Она дала основу для понимания формирования современного лика Земли.

Все вышеизложенное дает основание расценивать тектонику плит как научную теорию, имеющую предсказательную силу. Статус тектоники плит как теории подкрепляется и тем обстоятельством, что она имеет определенное математическое обоснование, благодаря которому современная, или так называемая мгновенная кинематика плит, включающая направления и скорости их взаимных перемещений, может быть экстраполирована и в прошлое, и в будущее.

3.4. Механизмы движения литосферных плит

Глобальная эволюция Земли и ее тектоническая активность должны управляться наиболее мощным из эндогенных процессов, в максимальной степени снижающим потенциальную (внутреннюю) энергию нашей планеты (особенно ее подлитосферной части) и приводящим к выделению

наибольшего количества кинетической (тепловой) энергии. Энергетический анализ наиболее мощных развивающихся в Земле эндогенных процессов показал, что на геологическом этапе ее развития, т.е. начиная приблизительно с 3,8 млрд лет назад, таким процессом мог быть только процесс химико-плотностной (гравитационной) дифференциации земного вещества, приводящий к расслоению Земли на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Процесс этот должен сопровождаться возникновением в мантии крупномасштабных конвективных движений, охватывающих всю мантию (и верхнюю, и нижнюю), с образованием конвективных ячеек, размеры которых соизмеримы с радиусом Земли. Этим объясняется и сам факт дрейфа континентов, и существование крупных литосферных плит, поперечные размеры которых часто достигают многих тысяч километров.

В результате взаимных перемещений литосферных плит возникает комплекс геологических процессов и явлений, с которыми мы обычно и связываем понятие тектонической активности Земли (например, землетрясения, рифтогенез, поддвиг океанических плит под островные дуги, магматизм всех типов и др.). Естественной мерой тектонической активности Земли поэтому может выступать средняя скорость $V_{\text{ср}}$ относительных перемещений всего ансамбля литосферных плит. Современное значение $V_{\text{ср}} \approx 5$ см/год.

В настоящее время есть множество доказательств того, что тектонические процессы в литосферной оболочке Земли непосредственно связаны с конвективными движениями вещества в глубинах мантии. Главными из них можно считать: дрейф континентов; молодость дна океанов; наличие и пространственное положение глобальной системы рифтовых зон, в которых на поверхность поднимается мантийное вещество и образуется молодая океаническая кора, раздвигающаяся затем в стороны от этих зон; существование и расположение глобальных поясов сжатия, под которыми океаническая кора погружается в мантию, а также ряд других факторов.

Рассматривая природу мантийной конвекции, следует подчеркивать ведущую роль в ее возникновении процесса химико-плотностной дифференциации земного вещества. Однако при этом не следует забывать и о вкладе тепловой составляющей конвекции. Этот вклад определяется как непосредственным разогревом мантийного вещества и распадом рассеянных в нем радиоактивных элементов, так и косвенным воздействием дополнительного разогрева вещества благодаря диссипации энергии вязких течений в мантии, а также влиянием погружающихся в мантию холодных океанических литосферных плит. Судя по энергетическим оценкам, вклад радиогенного тепла в конвективный массооборот мантийного вещества не превышает 10%. Диссипативная же составляющая тепловой

энергии конвекции и ее часть, определяемая охлаждением океанической литосферы, черпается из гравитационной энергии самого процесса дифференциации земного вещества. Поэтому, определяя природу тектонической (или точнее тектономагматической) активности Земли, следует ее связывать не просто с гравитационной, а точнее с гравитационно-тепловой конвекцией. В дальнейшем как синоним этого понятия мы будем широко использовать термин «химико-плотностная конвекция», понимая под ним, что плотностные неоднородности в мантии возникают не только за счет изменений химического состава, но и благодаря ее температурным неоднородностям.

Как показали О. Сорохтин и С. Ушаков, на планетной стадии развития Земли действовал эффективный механизм химико-плотностной дифференциации земного вещества. Детальное же изучение энергетического баланса Земли привело этих исследователей к заключению, что и сегодня этот процесс не только продолжает действовать, но является наиболее мощным из всех других эндогенных энергетических процессов. Более того, благодаря действию механизма гравитационной дифференциации земного вещества в мантии Земли возникает и развивается интенсивная конвекция, приводящая к перемешиванию ее вещества и дрейфу литосферных плит на поверхности Земли.

Однако природа конвективных движений и их масштабность до сих пор остаются невыясненными и порождают оживленные споры среди геофизиков. Дело в том, что непосредственные причины движения литосферных плит, особенно океанических, могут быть связаны как со строением, физическими свойствами и режимами формирования самих плит, так и с более глубинными, эндогенными механизмами — движениями всего мантийного вещества.

Для выявления возможных механизмов движения литосферных плит рассмотрим движущие силы, действующие в самих плитах. Прежде всего отметим, что такие силы возникают только в океанических плитах. Если не считать боковых давлений, оказываемых со стороны смежных плит, то, следуя Д. Форсайту, С. Уеде и О. Сорохтину, можно выделить две основные причины, способные вызвать смещения плит друг относительно друга и по отношению к мантии. Первая из них — это гравитационное соскальзывание океанических плит со склонов астеносферных линз, расположенных под срединно-океаническими хребтами (рис. 3.15). Вторая причина связана с погружением холодных и поэтому более тяжелых океанических плит в горячую мантию по зонам субдукции. При этом опускающийся в мантию край литосферы как бы тянет за собой и основную часть, еще остающуюся «на плаву», т.е. на земной поверхности плиты (рис. 3.16).

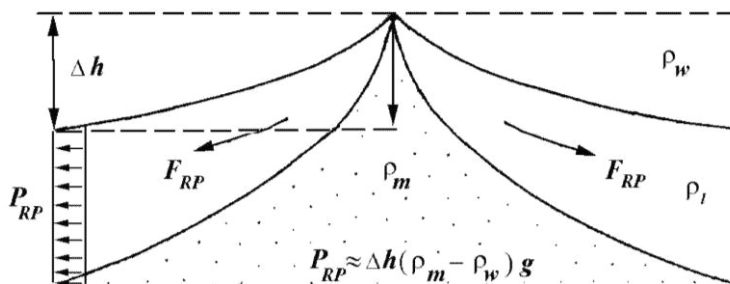


Рис. 3.15. Механизм соскальзывания океанических литосферных плит с выступов горячей мантии под срединно-океаническими хребтами (по О. Сорохтину, С. Ушакову)

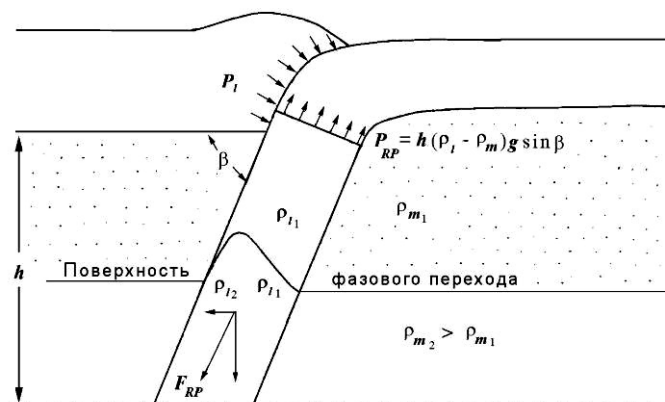


Рис. 3.16. Затягивание океанической литосферы в мантию по зонам субдукции (по О. Сорохтину, С. Ушакову)

Давление сжатия, создаваемое океанической плитой за счет ее соскальзывания с астеносферной линзы под срединно-океаническим хребтом при отсутствии трения на подошве, можно оценить по условию гидростатического равновесия, учитывая, что на торец такой плиты давит «тяжесть» вышележащих ее участков. В этом случае избыточное давление сжатия Δp , действующее на сечение плиты H_e , опущенное на Δh по сравнению с уравнением гребня срединно-океанического хребта (см. рис. 3.15), определится выражением

$$\Delta p \approx \Delta h \Delta \rho g, \quad (3.2)$$

где $\Delta \rho = \rho_a - \rho_w$; $\rho_a \approx 3,2 \text{ г/см}^3$ — средняя плотность астеносферы; $\rho_w \approx 1 \text{ г/см}^3$ — плотность океанической воды; $g = 981 \text{ см/с}^2$ — ускорение силы тяжести. Для литосферных плит возрастом $t > 100$ млн лет

и $\Delta h \approx 3,5\text{--}4$ км $\Delta p \approx (8\text{--}9) \cdot 10^8$ дин/см², т.е. избыточное давление сжатия достигает 800–900 кг/см² и приближается к пределу прочности литосферных плит $\tau_s \approx 10^9$ дин/см² (~ 1 т/см²).

Силы затягивания океанических литосферных плит в мантию могут быть существенно большими. Если океаническая литосфера по зоне поддвига плит погрузилась в мантию на глубину h (см. рис. 3.16), то за счет большей плотности ее холодных пород по сравнению с плотностью горячего вещества мантии $\Delta p \approx (0.1 \text{ г/см}^3)$ возникает отрицательная архимедова сила. При отсутствии трения эта затягивающая сила создавала бы в приповерхностном сечении литосферы избыточное напряжение растяжения

$$\Delta p \approx -h \Delta \rho g \sin \beta, \quad (3.3)$$

где β — угол падения зоны поддвига плит. Если погружающаяся плита опустилась до уровня 600 км, то напряжение растяжения в океанической литосфере перед глубоководным желобом в зависимости от значения угла β могло бы в этом случае достигать $(3\text{--}6) \cdot 10^9$ дин/см², т.е. 3–6 т/см².

В реальных условиях, однако, оба давления (3.2) и (3.3) могут существенно отличаться от приведенных здесь идеальных случаев. Связано это с взаимодействием движущих плит с мантийным веществом. Так, если движение плит происходит по отношению к неподвижной мантии, то обязательно должны возникнуть силы вязкого трения с мантийным веществом и противодействующее их движению касательное напряжение торможения

$$\tau = -\eta \, dv_l / dz, \quad (3.4)$$

где η — вязкость мантийного вещества; v_l — скорость движения литосферной плиты; z — координата оси, направленной перпендикулярно к поверхности плиты. Свой тормозящий вклад вносит также трение плит в зонах субдукции и активных частях трансформных разломов. В результате движение плит оказывается существенно заторможенным, а соответствующие силы затягивания плит в мантию — резко ослабленными. Поскольку величина сил вязкого торможения возрастает с увеличением скорости плит, их движение происходит приблизительно с постоянной скоростью, при которой сумма движущих сил (3.2) и (3.3) полностью уравнивается суммой тормозящих сил (3.4).

Важно отметить, что происходящие в мантийном веществе под влиянием высоких давлений фазовые переходы с образованием более плотных минеральных ассоциаций не только не являются помехой погружению литосферных плит в мантию, но, наоборот, способствуют этому процессу, поскольку у всех таких переходов всегда $dp/dT > 0$.

Анализируя взаимные скорости перемещения основных литосферных плит в зависимости от наличия у них и размеров погруженных в мантию краевых фрагментов («шлейфов»), Д. Форсайт и С. Уеда пришли даже к выводу, что главной движущей силой, заставляющей перемещаться литосферные плиты по поверхности Земли, является архимедова сила затягивания холодных и тяжелых океанических плит в горячую мантию. Или наблюдаемые скорости движения литосферных плит зависят от длины опоясывающих их зон субдукции. Действительно, в разряд «медленных» плит попали почти все плиты, включающие обширные участки континентальной литосферы с большой мощностью (до 200–250 км) и скрепленные с ними участки океанической литосферы, а быстрыми оказались в основном чисто океанические плиты с относительно малыми толщинами литосферы от 60 до 80 км и сравнительно протяженными зонами субдукции. При этом выяснилась и еще одна интересная закономерность: чем больше площадь континентальной плиты, тем скорость дрейфа у нее оказывалась меньшей. По-видимому, это говорит о том, что мощные континентальные плиты, по образному сравнению О. Сорохтина, подобно айсбергам, сидящим на мели, своими корнями погружаются в мезосферу мантии, а горизонтальные составляющие мантийных течений в ней либо малы, либо их влияния на большой площади крупных континентов взаимно уравниваются. Согласно вышеизложенному, следует, что гравитационная неустойчивость океанических литосферных плит сама по себе может породить их движение и создавать конвекцию в мантии.

Однако по своей сути рассмотренная конвекция является типично тепловой с тем лишь отличием от классического случая, что в ней ведущую роль играет не подъем разогретого мантийного вещества в земных недрах, а погружение охлажденного на поверхности пограничного слоя мантии, т.е. океанических литосферных плит.

Для длительного функционирования описанной здесь конвекции, как и любой тепловой конвекции, к веществу мантии необходимо подводить энергию, не меньшую, чем связанные с ней теплопотери. При этом интенсивность конвективного массообмена в мантии, а в нашем случае и средние скорости движения океанических плит (т.е. средняя интенсивность тектонической активности Земли) по-прежнему будут полностью контролироваться скоростью генерации в мантии энергии. Связано это с сильной экспоненциальной зависимостью вязкости мантийного вещества η от температуры, а следовательно, и от подвода к нему тепловой энергии: при снижении генерации тепла в мантии ее вязкость будет повышаться и, соответственно, возрастут силы вязкого трения, препятствующие движению плит по рассмотренным здесь механизмам. Наоборот, при поступлении дополнительной энергии вязкость мантии и вместе с ней силы трения уменьшаются, а скорость «самодвижения» плит возрастет.

Именно поэтому тектоническая активность Земли в рамках рассмотренной здесь модели движения плит строго определяется генерацией тепловой энергии в глубинах мантии за вычетом энергии, ушедшей на дополнительный разогрев Земли, и без учета радиоактивной энергии, выделившейся в континентальной коре, т.е. фактически описывается тепловым потоком через океаническое дно. Основной вклад в тепловую конвекцию в мантии вносит процесс химико-плотностной дифференциации земного вещества на плотное окисно-железное ядро и остаточную силикатную мантию. Конвекция в мантии представляет собой эффективный механизм теплопереноса, позволяющий избежать перегрева внутренних областей мантии.

Рассмотрим механизмы, способные возбудить конвективные движения мантийного вещества. Большинство геофизиков традиционно предпочитают рассматривать только тепловую конвекцию в ее классической постановке, считая, что она питается энергией распада радиоактивных элементов или постепенным остыванием Земли. Применительно к концепции тектоники литосферных плит тепловая конвекция в мантии исследовалась Д. Маккензи, Ф. Рихтером, В. Каулой, Д. Теркотом, Дж. Шубертом и многими другими специалистами. У нас в стране тепловая конвекция рассматривалась в работах В. Трубицына, Г. Голицына, В. Жаркова, О. Сорохтина, Н. Добрецова, Л. Лобковского и других исследователей.

Для определения условий возникновения тепловой конвекции в мантии обычно пользуются критерием (числом) Рэлея

$$R_a = \frac{\rho g H^3 \Delta T \alpha}{a \eta}, \quad (3.5)$$

где ρ — плотность; g — ускорение силы тяжести; H — толщина слоя; ΔT — сверхадиабатический перепад температуры в слое, α — коэффициент объемного расширения; a — коэффициент температуропроводности; η — коэффициент динамической вязкости. Согласно критерию Рэлея, тепловая конвекция в слое вязкой жидкости возникает лишь в случае, если число R_a превышает некое предельное (критическое) значение. Для сферического слоя критическое значение числа Рэлея примерно равно $2 \cdot 10^3$.

По современным представлениям, эффективная вязкость мантии Земли находится в пределах 10^{23} – 10^{24} П, поэтому для возникновения в ней сквозной тепловой конвекции достаточно сверхадиабатического перепада температуры даже в 1–10 °С. При этом реальные значения ΔT вполне могут достигать и нескольких десятков градусов.

Химико-плотностная конвекция в мантии изучалась главным образом у нас в стране: на качественном уровне она рассматривалась Е. Артющковым, приближенно — О. Сорохтиным и более строго на уровне численного моделирования — В. Кеонджяном, а также А. Мониным с соавторами.

Условие, определяющее начало возникновения химико-плотностной конвекции, можно найти по аналогии с критерием Рэлея для тепловой конвекции. Действительно, безразмерное число Рэлея (3.5) представляет собой отношение двух факторов: подъемной силы, возникающей при тепловом расширении вещества (т.е. фактора, способствующего конвекции), к фактору, препятствующему конвекции и характеризующему скорость рассеивания тепловых неоднородностей среды и ее сопротивление сдвиговым деформациям (т.е. конвективным движениям). Учитывая сказанное, в выражении (3.5) можно заменить произведение $\Delta T \alpha$ на эквивалентное ему отношение $\Delta \rho / \rho$, где под $\Delta \rho$ следует понимать средний перепад плотности, образующийся за счет изменения химического состава вещества мантии в процессе его дифференциации на поверхности ядра. Пользуясь далее аналогией уравнения диффузии, определяющего скорость рассасывания неоднородностей химического состава, с уравнением теплопроводности, определяющим скорость выравнивания температуры в среде, мы можем заменить в знаменателе выражения (3.5) коэффициент теплопроводности a на коэффициент диффузии D . В этом случае модифицированное число Рэлея, определяющее развитие химико-плотностной конвекции в мантии, можно выразить отношением

$$R_g = \frac{\Delta \rho g H^3}{D \eta}. \quad (3.6)$$

Выражение (3.6) показывает, что интенсивность химико-плотностной конвекции полностью определяется только вязкостью среды η и перепадами плотности $\Delta \rho$ в ее химических неоднородностях и не зависит от процесса диффузии этих плотностных неоднородностей. Следовательно, при заданных η и $\Delta \rho$ химико-плотностная конвекция в мантии всегда будет развиваться с предельно возможной скоростью, но она может быть очень низкой, если вязкость мантии η достаточно велика, а перепады плотности $\Delta \rho$, генерируемые на поверхности ядра, незначительны.

В реальных условиях скорость химико-плотностной конвекции, по видимому, должна саморегулироваться таким образом, чтобы скорость снижения потенциальной энергии Земли (благодаря дифференциации ее вещества) была максимальной, а затраты энергии на преодоление сил вязкого трения в среде — минимальной.

Энергетический подход позволил О.Сорохтину и С.Ушакову количественно оценить масштабы конвективного массообмена в мантии и показать, что конвективный массообмен, вызываемый химико-плотностной дифференциацией мантийного вещества, сейчас примерно в 6 раз превышает соответствующий массообмен тепловой конвекции. При этом, однако, не следует забывать, что и тепловая составляющая общей конвекции

в конце концов управляется энергией все того же главного процесса химико-плотностной дифференциации Земли. Поэтому можно утверждать, что в мантии Земли существует смешанная плотностная химико-тепловая конвекция.

Итак, допускается, что в мантии существует интенсивная и крупномасштабная конвекция, возбуждаемая эндогенными энергетическими источниками: гравитационной дифференциацией мантийного вещества с небольшим вкладом радиогенного тепла и приливной энергии. При этом граничные условия на поверхности Земли, связанные с существованием мощных континентальных плит и с возникновением на поверхности конвектирующей мантии переохлажденного погранслоя — подвижных океанических плит, накладывают на мантийную конвекцию свой характерный отпечаток и даже подчиняют ее структуру плану расположения литосферных плит.

Убедительными доказательствами существования глубинных мантийных конвективных течений, не связанных с «самодвижением» океанических литосферных плит по зонам субдукции, по-видимому, являются факты раскола Африканского континента по системе Красное море — Аденский залив — Восточно-Африканские рифты, отодвигание Аравии от Африки, расширение впадин Атлантического и частично Индийского океанов, подъем океанического дна выше поверхности океана в Северной Атлантике (о. Исландия) и на северо-востоке Эфиопии (провинция Афар) и т.д. Все эти явления никак не могут быть связаны с затягиванием тяжелых океанических плит в мантию, а требуют для своего объяснения привлечения идеи существования самостоятельных конвективных течений мантийного вещества, действующих на подошву литосферных плит снизу. Доказательством этого является раскол вегенеровской Пангеи на отдельные части — современные материки. Событие это произошло в раннем мезозое, но сам дрейф континентов (и раскол Африки) продолжается до сих пор. Никакими предположениями о «самопогружении» в мантию тяжелых океанических плит, окружавших тогда Пангею, объяснить это явление не удается.

Что же касается уже упоминавшейся выше зависимости скорости движения литосферных плит от протяженности окружающих их зон субдукции, то ее можно объяснить и совершенно иначе, чем это сделано Д. Форсайтом и С. Уедой. Действительно, все быстрые плиты, выявленные Д. Форсайтом и С. Уедой, как бы сгруппированы в двух смежных регионах: с одной стороны, это плиты Наска, Кокос, Тихоокеанская и Филиппинская, а с другой — Индийская. Но стоит только предположить, что под юго-восточной частью Тихого океана и под Антарктической плитой на юге или в центре Индийского океана в мантии существуют мощные восходящие конвективные потоки, а между ними, где-то под Индонезией

и под Южной Америкой — нисходящие потоки, как тот же самый результат получается за счет простого растекания мантийного вещества под плитами отмеченных регионов. Но в этом случае вязкое зацепление мантийного вещества с подошвой литосферных плит будет уже не тормозить их движения, а, наоборот, только способствовать ему. Кстати, судя по карте рельефа земного ядра, опубликованной в работах А. Морелли и А. Дзивонского, именно под юго-восточной частью Тихого океана и под центром Индийского океана наблюдаются подъемы его поверхности, а это является обязательным и верным признаком восходящих конвективных потоков в мантии.

Обратим внимание, что под Северной Атлантикой также существует крупный восходящий конвективный поток. Об этом говорит и раздвижение обрамляющих эту часть океана континентов, и подъем среднего уровня океанического дна, а также карта рельефа поверхности земного ядра, по которой четко отмечается под Северной Атлантикой повышение поверхности ядра Земли, такое же, как и под юго-восточной частью Тихого океана. Однако плиты в Северной Атлантике движутся исключительно медленно, скорость раздвижения океана около 2 см/год, тогда как в Тихом океане скорость раздвижения плит достигает 15–18 см/год (см. рис. 3.5).

По-видимому, такие различия в скоростях движения плит над восходящими потоками объясняются влиянием на процесс формирования горизонтальных ветвей конвективных течений в мантии самой литосферной оболочки и неоднородным строением астеносферы. Так, в мантии под Тихим океаном астеносфера выражена четко и распространена под всеми без исключения океаническими плитами региона. При этом наименее вязким ее слоем является верхняя часть астеносферы, в которой уже происходит частичное плавление мантийного вещества. Подошва этого слоя залегает приблизительно на глубине около 100 км и совпадает с границей перехода шпинелевых перцолитов в гранатовые.

Конвективные течения вязкого вещества обычно организуются в такие структуры, чтобы при заданной скорости общего массообмена (а она в рассматриваемой модели определяется процессом дифференциации мантийного вещества) скорость диссипации энергии вязкого трения была бы минимальной. Из этого, в частности, вытекает, что в среде с постоянной вязкостью конвективные течения всегда будут стремиться охватить собой как можно большие объемы пространства (т.е. будут возникать широкие потоки). Если же само вещество, участвующее в конвективном массообмене, локально снижает свою вязкость из-за дополнительного разогрева (например, в восходящих потоках тепловой конвекции), то такие течения разогретого вещества будут сужаться, формируя так называемые плюмы,

а окружающие их потоки более холодного и вязкого вещества, наоборот, при этом станут расширяться.

В среде же с переменной вязкостью (как, например, в земной мантии) максимальные скорости конвективных течений всегда будут концентрироваться в слоях с минимальной вязкостью вещества. По этой причине в мантии с четко выраженной астеносферой, для которой $\eta_a \ll \eta_m$, конвективные течения также должны стягиваться в этот слой пониженной вязкости. В результате, как отмечали еще О. Сорохтин и С. Ушаков, под астеносферой, т.е. — в нижней мантии и низах верхней мантии, будут доминировать вертикальные потоки вещества, а в самой астеносфере сформируются преимущественно горизонтальные течения. Это приводит к тому, что через тонкий астеносферный слой перетекает большая часть вещества конвективных потоков, формируя там сравнительно быстрые, до нескольких десятков сантиметров в год, горизонтальные астеносферные течения. Эти-то течения и увлекут за собой относительно тонкие (от 10 до 80 км) океанические плиты Тихого океана от восходящего конвективного потока под Восточно-Тихоокеанским поднятием к нисходящим потокам в мантии, т.е. к зонам субдукции, окружающим этот океан. Такие течения не препятствуют движениям плит, если они вызываются механизмом затягивания океанической литосферы в мантию, ведь в рассматриваемом случае направления движения плит к зонам субдукции действительно совпадают с ожидаемыми направлениями астеносферных течений под этими плитами.

Иная картина развивается под мощными континентальными плитами, погруженными в мантию на глубину до 200–250 км. Под ними слой астеносферы крайне редуцирован или сильно вырожден. Поэтому под континентальными плитами должно наблюдаться более равномерное распределение вязкости, и горизонтальные составляющие конвективных течений под ними формируются в гораздо большем объеме средней и нижней мантии. Но в связи со значительно большими сечениями горизонтальных потоков под континентальными плитами их скорости оказываются соответственно более низкими (порядка единиц сантиметров в год). Скорее всего, этим и объясняются значительно меньшие скорости дрейфа континентов, особенно крупных (прочно «зацепленных» с мезосферой Земли) и спаянных с ними океанических плит по сравнению со скоростями движения чисто океанических плит, особенно расположенных между восходящими и нисходящими потоками в мантии.

Отмеченные различия геодинамических реакций океанических и континентальных плит на конвективные течения в мантии, по-видимому, неплохо иллюстрируются уже упоминавшейся выше закономерностью Форсайта-Уеды. Фактически эта зависимость определяет собой связь скорости

движения литосферных плит с их строением, размерами континентов и расположением плит относительно восходящих и нисходящих течений в мантии, попытка реконструкции которых показана на рис. 3.17. Зависимость Форсайта-Уеды четко разделила крупные литосферные плиты на две различные группы: на континентальные и чисто океанические плиты Тихоокеанского региона. Индийская же плита в этой классификации занимает промежуточное положение, вероятно, потому что впаянные в нее континентальные массивы (Индия и Австралия) относятся к сравнительно небольшим материкам. К тому же Индийская плита, как и все Тихоокеанские плиты, оказалась «удачно» расположенной между восходящим и нисходящим потоками в мантии (см. рис. 3.17), что, в конце концов, и обусловило относительно большую скорость ее перемещения в сторону Индонезии.

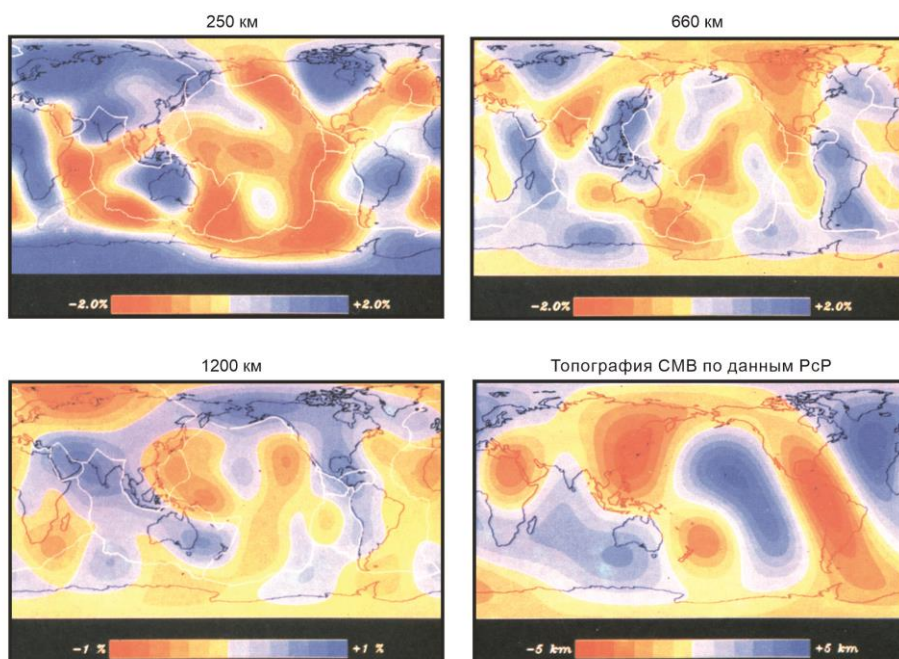


Рис. 3.17. Аномалии скоростей распространения поперечных сейсмических волн в мантии Земли на различных глубинах по данным сейсмической томографии (по Dziewonski, Woodhouse)

Что касается Северной Атлантики, то в этом регионе астеносфера существует только под океанским дном, а с востока и запада она оказывается перекрытой мощными континентальными плитами, играющими роль гигантских дамб, препятствующих растеканию в этих направлениях астеносферных течений от расположенных здесь восходящих потоков. Поэтому

астеносферные течения в этом регионе могут распространяться преимущественно вдоль Срединно-Атлантического хребта.

Однако такое сокращение эффективного сечения астеносферы приводит к существенному увеличению ее гидродинамического сопротивления. Но в гидродинамике действует закон:

$$p = R\dot{m}, \quad (3.7)$$

где p — давление, вовлекающее вязкое вещество в конвективный массообмен; R — гидродинамическое сопротивление среды (слоя); $\dot{m}$ — поток вещества, участвующий в конвективном массообмене. В нашем случае $\dot{m}_m$ задается механизмом дифференциации мантийного вещества на поверхности ядра. Поэтому увеличение гидродинамического сопротивления астеносферы на ΔR неизбежно приводит к соответствующему повышению избыточного давления Δp , действующего на вещество в этом слое.

В Северной Атлантике действие такого избыточного давления проявляется наглядно. Согласно О. Сорохтину, с этим явлением связан повсеместный и существенный подъем уровня океанического дна в этом регионе. Амплитуда гидродинамического «вздутия» здесь такова, что Срединно-Атлантический хребет над центром восходящего потока поднимается даже выше уровня океана и выходит на дневную поверхность, образуя, таким путем остров Исландия. Учитывая, что средняя глубина расположения гребней срединных хребтов обычно равна 2,5–2,7 км, можно рассчитать, что избыточное давление восходящего конвективного потока, приподнявшего дно Северной Атлантики, может достигать $\Delta p \approx 700\text{--}800$ Бар.

Полученный из анализа регионального гравитационного поля над Северной Атлантикой результат в сочетании с геофизическими данными о подъеме под этим же регионом уровня рельефа земного ядра, фактом наличия Срединно-Атлантического хребта и раздвижения океанского дна является веским свидетельством в общей цепи доказательств существования здесь мощного восходящего конвективного потока.

Действительно, как мы видели выше, над Северной Атлантикой, несмотря на существование под ней мощного восходящего потока легкого мантийного вещества, наблюдается региональная положительная гравитационная аномалия и соответствующий ей подъем уровня геоида на 60 м. В то же время в мантии под западной частью Тихого океана явно функционирует столь же мощный нисходящий конвективный поток, отмечаемый серией зон поддвига плит. И тем не менее его внешнее проявление в гравитационном поле и геоиде Земли точно такое же, как и в Северной Атлантике: здесь также наблюдается положительная гравитационная аномалия и «вздутие» геоида амплитудой до 80 м. Объясняется это, по-видимому, тем, что в первом случае доминирует «динамическая» состав-

ляющая гравитационного поля, вызванная подъемом океанического дна за счет избыточного давления восходящего потока, а во втором — «статическая» составляющая, связанная с избытком массы погружившихся в мантию холодных (и потому тяжелых) литосферных плит.

Если бы литосферная оболочка Земли была однородной, неподвижной и повсеместно характеризовалась постоянной мощностью, то большие по размерам ундуляции геоида должны были бы однозначно отражать структуру конвективных движений в мантии. Реальная ситуация значительно сложнее, поскольку гидродинамические условия в астеносфере под океанами и континентами существенно разные.

В целом можно считать, что литосферные плиты стремятся перемещаться под влиянием конвективных течений из областей развития восходящих потоков к местам существования нисходящих потоков мантийного вещества, обычно совпадающих с участками погружения океанических плит в мантию. Таким перемещениям плит, правда, часто препятствует их жесткость и взаимодействия плит друг с другом. Тем не менее можно ожидать, что в общем плане отмеченная закономерность все же проявляется. Поэтому данные о направлениях и скоростях дрейфа плит действительно имеют важное значение для выявления общего плана структуры мантийной конвекции.

Итак, конвекция в мантии Земли — эффективный механизм перемещения литосферных плит и теплопереноса, предотвращающий перегрев внутренних областей.

Учитывая эти соображения и методологию анализа геолого-геофизических данных о дрейфе литосферных плит, рельефе геоида и поверхности земного ядра, в первом приближении возможно представить основные черты мантийной конвекции. Данные сейсмической томографии также убедительно свидетельствуют об аномалиях скоростей и плотностной неоднородности мантии (рис. 3.17).

3.5. Противоречия и перспективы развития тектоники плит

Теория тектоники литосферных плит оказалась удивительно полезной для объяснения многих фактов: она завоевала ведущие позиции в науках о Земле. Однако остаются еще немало проблем, требующих дальнейшего разрешения. К ним относятся прежде всего проблемы внутриплитной тектоники и корректность постулата «жесткости» литосферных плит. При детальном изучении литосферные плиты вовсе не являются столь жесткими, монолитными и недеформируемыми, как предполагалось в кинематических моделях. И если в математических моделях возможны определенные допущения (в частности, о жесткости плит за короткий промежуток

в геологическом масштабе времени (1–3 млн лет)), то в реальной геологии внутриплитные деформации не могут остаться без внимания. Это касается, с одной стороны, внутриплитного «отклика» на напряжения, концентрирующиеся на границах плит, с постепенным затуханием деформаций по мере удаления от них. С другой стороны, формирование самих границ литосферных плит в результате их кинематической реорганизации и выполнение кинематического требования замкнутости границ плит происходит не «мгновенно», а растягивается на десятки миллионов лет, как это происходит на примерах Восточно-Африканской рифтовой системы, или отсутствия замкнутости границы Евразийской и Североамериканской плит на северо-востоке Евразии.

Результаты сейсмической томографии дали мощный импульс развитию моделей конвекции в мантии Земли, вскрыв одновременно немало противоречий в понимании структуры мантии. В частности, сейсмотомография показала наличие вертикальных прогретых областей, имеющих конфигурацию, отличную от замкнутой системы ячеек, охватывающих всю мантию. Вместо этого были обнаружены ветвящиеся плюмы, восходящие к поверхности от двух суперплюмов — Африканского и Тихоокеанского (рис. 3.18).

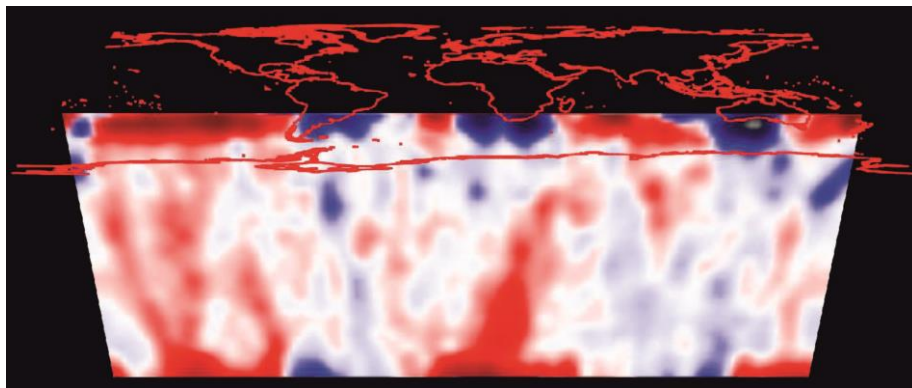


Рис. 3.18. Вертикальный срез ΔV в сейсмотомографической модели NGRAND (по Grand et al., модифицированной Becker and Boschi) по S-волнам от кровли мантии до ее подошвы вдоль 27° ю.ш.

Шкала цветов: от -8% (красный) до +5,6% (синий)

Немало вопросов остается при попытках объяснить природу внутриплитного магматизма и образования асейсмичных хребтов и обширных плато на дне океана. Часто с этой целью прибегают к концепции «горячих точек» и «мантийных плюмов», предложенной Дж. Уилсоном и Дж. Морганом и получившей название «плюм-тектоники». Согласно этой концеп-

ции, из недр Земли поднимаются локальные мантийные струи (плюмы), прогревающие и проплавливающие литосферу и приводящие к разрушению континентов.

Если в глобальном масштабе теория тектоники плит хорошо объясняет основные процессы эволюции литосферы в рамках цикла Уилсона, то на региональном уровне, где гораздо сложнее построить численные геодинамические модели, остается много нерешенных проблем. Эти другие, более частные, вопросы, требуют своего объяснения и стимулируют дальнейшее развитие теории.

3.5.1. Проблемы моделей мантийной конвекции

Относительно конвекции в мантии Земли возникают три главных вопроса: 1) охватывает ли конвекция всю мантию (сквозная мантийная конвекция) (рис. 3.19 А), или конвекция является расслоенной, двухъярусной и распределена в верхней и нижней мантии (рис. 3.19 Б), 2) что происходит на границе между верхней и нижней мантией? и 3) как влияют восходящие мантийные потоки, выявленные по сейсмической томографии (рис. 3.18), на формирование типа конвекции?

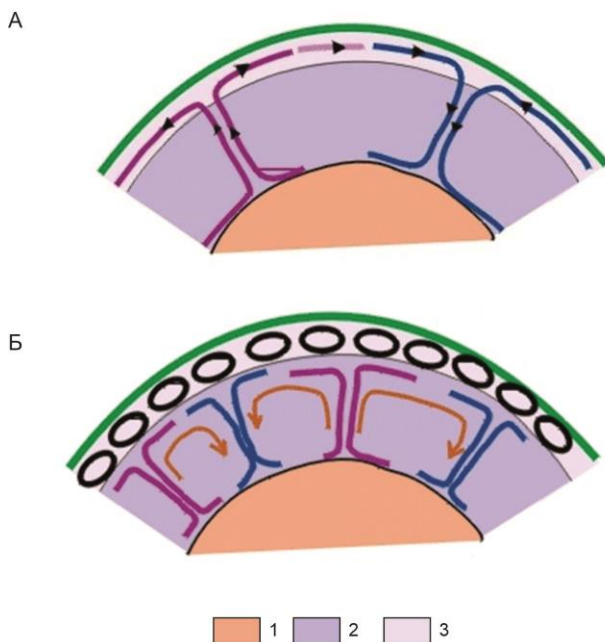


Рис. 3.19. Типы мантийной конвекции:

А) схематичная модель сквозной мантийной конвекции; Б) схематичная модель двухъярусной конвекции. Стрелками показаны направления восходящих и нисходящих потоков. 1 — ядро; 2 — нижняя мантия; 3 — верхняя мантия

По мнению Л. Лобковского с соавторами, наличие стационарной двухъярусной термической конвекции является одним из способов адаптации конвекционной модели к реальности. При этом, как полагает Н. Добрецов с соавторами, получает объяснение картина восходящих мантийных потоков от кровли ядра (слой D") до глубин 700 км, а для верхней части мантии предполагается отдельный ярус с конвективными ячейками для обеспечения движения плит, получающий накачку от нижнего яруса.

Модель двухъярусной конвекции, в которой граница 660 км является достаточно плотным барьером, разделяющим конвекцию в нижней и в верхней мантии. Здесь происходит фазовый переход от шпинель-гранатовых к более плотным ильменит перовскитовым силикатам. В связи с этим встает вопрос: что происходит с погружающимся в зонах субдукции литосферным слэбом на этой границе? Существует ли переходная зона на 670 км, затрудняющая погружение субдукционного слэба? Выполживается ли слэб на этой границе (рис. 3.20 А), проходит ли он через этот переходный слой далее в нижнюю мантию (рис. 3.20 Б) или он деформируется на этой границе, формируя так называемые «рингвудовские мегалиты» (рис. 3.20 В)?

Что же определяет тот или иной тип мантийной конвекции? В.П. Трубцын предложил концепцию «плавающих континентов» о влиянии материков на механизмы конвективных потоков мантии. Ранее считалось, что континенты не оказывают никакого влияния на движения плит. Но известно, что тепловой поток, идущий из мантии, над океанами больше, чем над континентами. То есть континенты можно сравнить с огромными крышками, которые задерживают и перераспределяют тепло, что должно сильно влиять на всю мантийную конвекцию.

По модели «плавающих континентов» в мантии устанавливается нестационарная тепловая конвекция с узкими нисходящими и восходящими потоками в виде плюмов со скоростью мантийных течений от 1 до 10 см/год.

Сначала, в течение времени (~500 млн лет), континент остается практически неподвижным, но в мантии происходит кардинальная перестройка течений, в результате которой холодные нисходящие мантийные потоки под континентом подавляются, а вместо них под континент стягиваются горячие восходящие потоки. После этого под влиянием силы вязкого сцепления с мантийными течениями континент начинает перемещаться с переменной скоростью в среднем порядка 1 см/год. При этом в результате механического сцепления и теплового взаимодействия с движущимся континентом структура мантийных течений и скорость перемещения континента постоянно меняются. Континент оказывается на месте, где сконцентрировано несколько холодных нисходящих мантийных потоков. Благодаря силам вязкого сцепления с мантийными течениями континент

дрейфует в сторону нисходящих мантийных потоков. Так как тепло внутри континентов переносится только кондуктивно, континенты создают теплоэкранирующий эффект, задерживая выход тепла из мантии.

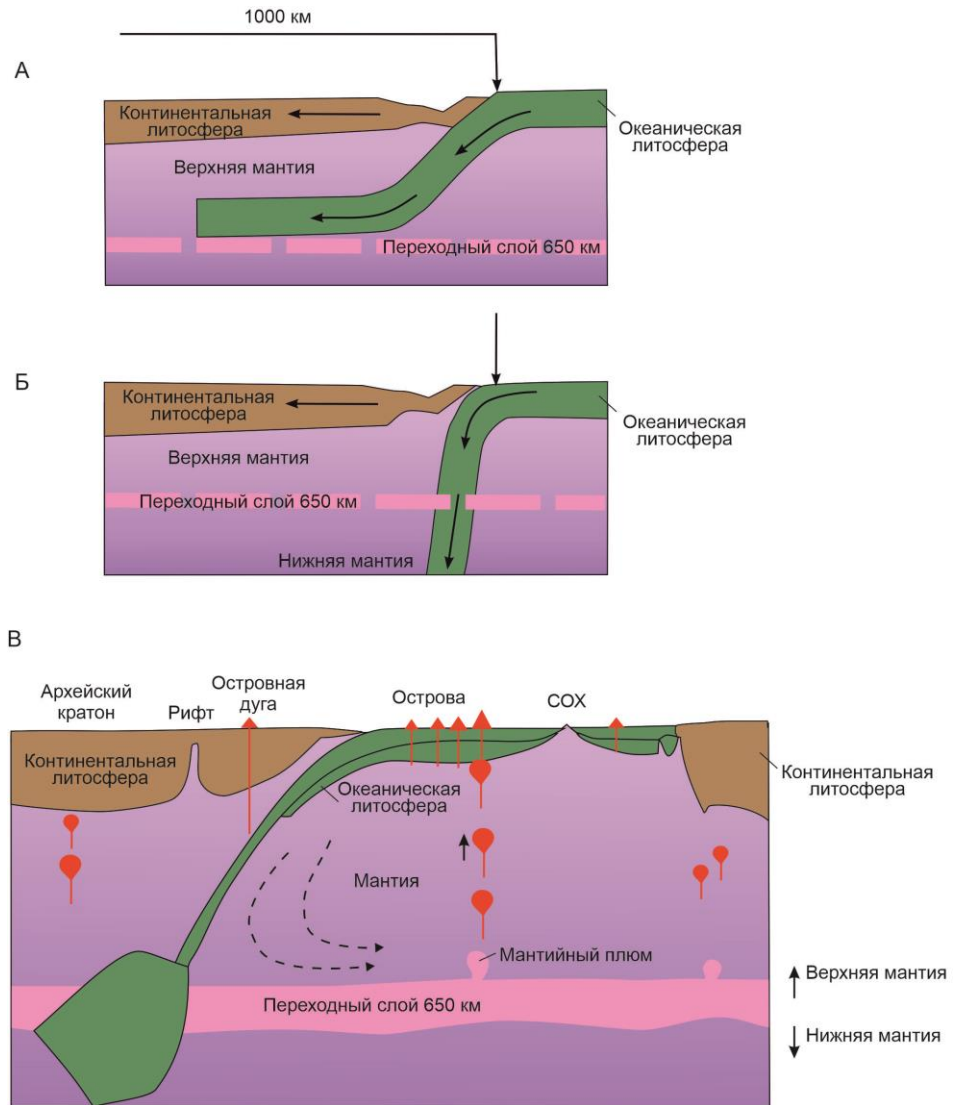


Рис. 3.20. Возможные варианты поведения погружающегося литосферного слэба на границе верхней и нижней мантии:

А) выполаживание слэба; Б) прохождение слэба в нижнюю мантию; В) деформация слэба

На нашей планете 6 материков. Все они, соединяясь формируют единый суперконтинент. Эта гигантская суша становится преградой для мантийного тепла, которое разогревает вещество мантии и создает под конти-

нентом мощный восходящий поток, или плюм. Именно мантийный плюм, образовавшийся от избытков тепла, и «разрывает» единый материк, заставляя его фрагменты дрейфовать в разные стороны. Итак, Земля — это тепловая машина, в которой тепло преобразуется в энергию движения. А регулятором перераспределения тепла являются континенты.

Таким образом, эволюция температурного режима Земли тесно связана с развитием конвективных движений в ее недрах. Конвективные перемещения вещества мантии определяли, в свою очередь, историю движения литосферных плит и блоков — элементов твердой внешней оболочки Земли.

3.5.2. Корректность постулата жесткости плит и их диффузные границы

Как отмечалось выше, деформации земной коры сосредоточены на границах плит — дивергентных, конвергентных и трансформных. Границы плит образуют связанную и непрерывную, как правило, замкнутую сеть вокруг Земли. Эта сеть делит поверхность Земли на несколько крупных жестких плит. Границы между плитами узкие в океанах (сотни метров — первые километры шириной) и гораздо более широкие (десятки — сотни километров) на континентах. Например, коллизионная граница между Индийской и Евразийской плитами. В пределах таких границ литосферные блоки деформируются достаточно быстро, чтобы приспособиться к движению между соседними относительно жесткими плитами. Именно такой тип границ плит отнесли Р. Гордон и С. Штейн к диффузным границам плит. В пределах границ плит концентрируется около 98% тектонической и магматической активности, которая реализуется в значительных деформациях земной коры. В этом случае, пределах границ плит, постулат о жесткости плит будет некорректным. Качественное различие заключается в том, что океанические плиты в первом приближении жесткие, а диффузные границы деформируются при значительно больших скоростях деформации. Количественно, согласно Р. Гордону, самые высокие скорости деформации в пределах диффузных границ примерно на 3 порядка величины выше, чем номинальная верхняя граница скорости деформации стабильных внутренних частей плиты.

Подчеркнем еще один важный аспект. Современная геометрия границ плит в геологическом масштабе времени постоянно изменяется в результате кинематических перестроек, обусловленных разрушением жестких плит благодаря напряжениям, вызванным мантийной конвекцией или концентрацией восходящих мантийных потоков. Одни границы отмирают, другие зарождаются. Процесс отмирания старой и появления новой границы плит до ее замыкания на других границах нередко занимает десятки миллионов лет. До этого момента процесс формирования новой границы относится к внутриплитным тектоническим событиям, как, например,

Восточно-Африканская рифтовая система, разделяющая Нубийский и Сомалийский блоки и не имеющая в своей южной и северной частях четкого соединения с другими границами плит. Перестройка напряжений и разрушение литосферной плиты (особенно континентальной) реализуется по широкой (сотни километров и более) области деформаций, отражающейся в распределении рассеянной сейсмичности по широкой площади, а в пределах океанической литосферы — в складкообразовании и формировании структур сбросового или взбросового типа.

Согласно Д. Чу и Р. Гордону, полюс относительного движения между Нубийским и Сомалийским блоками Африки расположен недалеко от континентального шельфа, вблизи границы между Мозамбиком и ЮАР. В таком случае раздвижение литосферных блоков вдоль Восточно-Африканского рифта должно трансформироваться в конвергенцию к югу от полюса вращения. Эта зона горизонтального сжатия литосферы заканчивается на юге в зоне ее пересечения с Юго-Западным Индийским хребтом, где возможно формирование микроплиты Лвандл (см. рис. 3.5).

В приэкваториальной части Индийского океана (к югу от о. Шри-Ланки и южной оконечности Индии, к западу от Восточно-Индийского хребта и к востоку от Центрального Индийского хребта) выявлены зоны разломов и складчатых структур в осадочном чехле и фундаменте, являющиеся индикаторами внутриплитных деформаций.

Разломы и складки простираются на $\approx 100^\circ$ по часовой стрелке от севера и лежат в пределах области рассеянной сейсмичности северо-западного — юго-восточного простираения на северо-востоке Индийского океана. По мнению Л. Сайкса, здесь происходит зарождение дугообразной субдукционной границы и формирование микроплиты Козерога (см. рис. 3.5).

Сейсмичность, деформированная океаническая кора и осадки, локальные участки аномально высокого теплового потока характеризуют эту широкую область внутриплитных деформаций Индо-Австралийской плиты.

Еще один пример диффузной границы плит был отмечен Дж. Минстером, Ч.Де Метцем и другими исследователями между Северо-Американской и Южно-Американской плитами. В пионерских работах Дж. Уилсона, В. Моргана и Кс. Ле Пишона эти плиты были объединены в единую плиту. Однако, в дальнейшем кинематические модели дали возможность предположить наличие диффузной границы между ними, которую приняли по широте 15° с.ш. хотя ни геоморфологических, ни геофизических признаков наличия этой границы выявлено не было.

Показательным примером служит граница между Северо-Американской и Евразийской плитами, которые не являются полностью обособленными друг от друга, что нарушает постулат тектоники плит о жесткости литосферных плит и замкнутости их границ. В Северной Атлантике и Арктике эти плиты разделяются дивергентными границами, хорошо вы-

раженными морфологически в виде спрединговых хребтов: Срединно-Атлантическим, Рейкьянес, Колбейнсей, Мона и Гаккеля. Последний характеризуется самыми медленными скоростями спрединга среди всех спрединговых хребтов. В процессе спрединга на хребте Гаккеля продолжающимся около 55 млн лет, хребет Ломоносова отделился от Евразии, и сформировался Евразийский бассейн, разделенный хребтом Гаккеля на две части — котловину Нансена и котловину Амундсена. А рифтовая зона хребта Гаккеля «уткнулась» в шельф моря Лаптевых. Все «попытки» рифтовой зоны хребта Гаккеля продвинуться в пределах мощной континентальной литосферы оказались пока безуспешными и сохранились в виде серии рифтогенных грабенов и полуграбенов на шельфе моря Лаптевых. Дальнейшее продолжение границы между этими плитами остается неясным. Кинематический выбор для будущего развития дивергентной границы хребта Гаккеля невелик: либо он прекратит свое существование и перейдет в состояние отмершего палеоспредингового хребта (как это случилось с Лабрадорским хребтом), а растягивающие напряжения между Евразийской и Северо-Атлантической плитами реализуются в каком-то другом месте ослабленной литосферы, либо его рифтовая зона сместится по сдвиговой структуре трансформного разлома, но этого пока не случилось, да и нет границы, на которой этот разлом смог бы замкнуться, либо, что более вероятно, все-таки будут продолжены попытки рифтовой зоны хребта Гаккеля проникнуть в пределы Евразийского континента и через Момский рифт, в конце концов, соединиться с Командорской сдвиговой границей и Алеутской зоной субдукции (рис. 3.21). Большинство исследователей (А. Грачев, Л. Зоненшайн и др.) придерживались последней версии развития событий, которая подтверждается концентрацией напряжений в этом районе, реализующихся в рассеянной сейсмичности по широкой площади.

Можно привести еще несколько примеров формирования диффузных границ плит в пределах океанической литосферы, изображенных на рис. 3.13. Это микроплита Сюр в Южной Атлантике вблизи моря Скотия, микроплита Маккуори и др.

Существуют еще несколько факторов, заставляющих усомниться в корректности постулата жесткости литосферных плит. Так, Д. Маккензи и Д. Теркот отмечали, что внутриплитные напряжения могут формироваться при движении плит по поверхности несферической Земли. Р. Кумар и Р. Гордон утверждали, что тектонические плиты не являются жесткими, а деформируются и сжимаются горизонтально из-за теплового сжатия при охлаждении океанической литосферы в ответ на термостаточное напряжение, усредненное по вертикали от вершины литосферы к хрупкопластическому переходу.

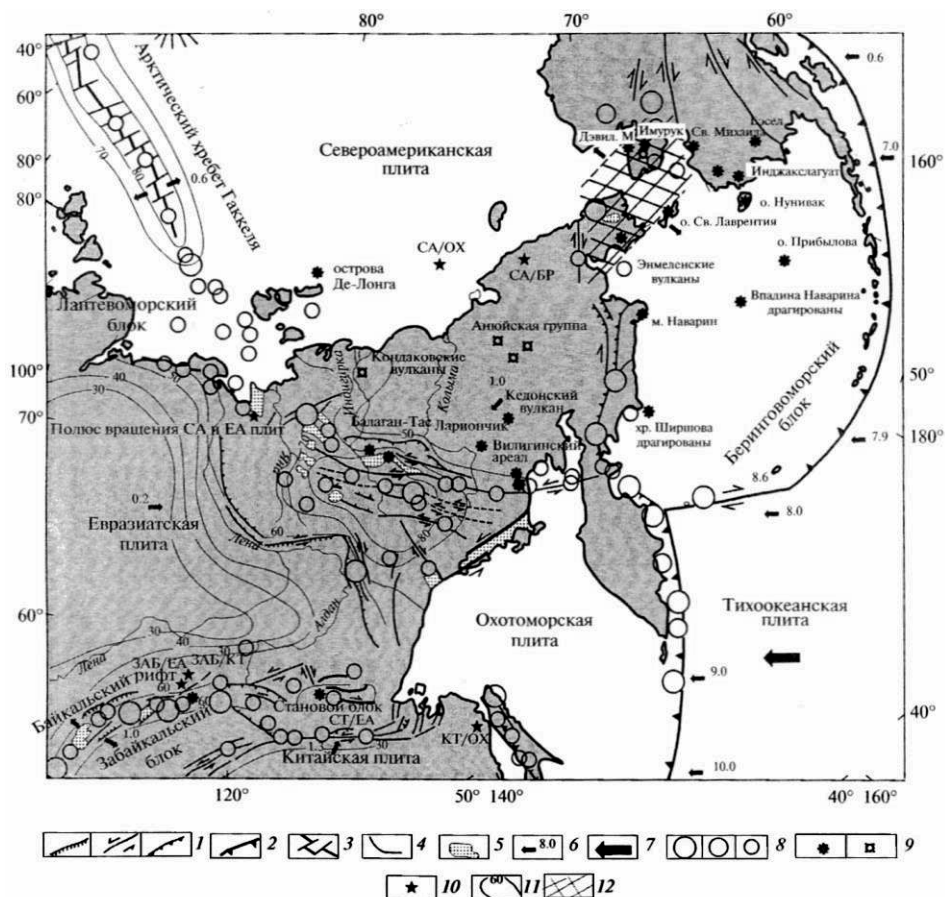


Рис. 3.21. Схема современной геодинамики Северо-Востока Азии и Аляски (по В.И. Коваленко и др. с упрощениями)

1 — активные разломы: сбросы, сдвиги, надвиги, соответственно; 2 — зоны субдукции; 3 — осевая зона спредингового хр. Гаккеля; 4 — пассивные разломы; 5 — кайнозойские впадины; 6 — направление и скорость движения отдельных блоков, см/год; 7 — направление и скорость движения литосферных плит, см/год; 8 — фокальные механизмы землетрясений с M более 7.0, 6.0–6.9, до 6.0 соответственно; 9 — проявления кайнозойского вулканизма, соответственно: основные и ультраосновные лавы преимущественно щелочно-го ряда; основные лавы субщелочного ряда; 10 — полюсы вращения плит и блоков: БР — Берингоморский блок; ЗАБ — Забайкальский блок; СТ — Становой блок; КТ — Китайская плита; ЕА — Евразийская плита; ОХ — Охотоморская плита; СА — Северо-Американская плита; 11 — тепловой поток, мВт/м; 12 — рифт Берингова моря

Скорость горизонтального сжатия является самой высокой для вновь созданной молодой литосферы и уменьшается по мере увеличения возраста океанической коры. В первом приближении океаническую литосферу можно аппроксимировать двумя реологическими слоями: верхним слоем, который деформируется хрупкими механизмами деформации, и нижним

слоем, который деформируется за счет пластических механизмов деформации, что приводит к ползучему течению. Границей между этими слоями является изотерма хрупкопластического перехода. Когда океаническая литосфера подвергнута сжатию менее предела упругости верхнего слоя, верхний слой упруго деформируется, а нижний слой деформируется ползущим течением по мере релаксации напряжений. Если литосфера нагружена выше предела прочности верхнего слоя, то этот слой разрушается из-за повсеместного разломообразования.

3.5.3. Тектоника деформируемых плит

Для преодоления противоречий, вызванных некорректностью постулата о жесткости литосферных плит, Л.И. Лобковским была выдвинута концепция «тектоники деформируемых плит». Согласно этой концепции, вместо кинематического описания вращения абсолютно твердых плит на сфере с использованием эйлеровых полюсов вращения вводится количественный анализ распределенных упругопластических деформаций литосферы, совмещенный с математическим описанием вязких подлитосферных мантийных течений. Учитывая, что в пределах литосферы выделяются упругопластические коровые слои, подстилаемые вязкопластичными слоями (двухъярусная реологическая структура литосферы), горизонтальное движение каждой плиты по поверхности Земли разбивается на две составляющие. Первая составляющая представляет перемещение плиты в виде абсолютно твердого тела, движение которого описывается с помощью теоремы Эйлера о вращении плиты вокруг соответствующего полюса. Вторая представляет упругопластичные деформации литосферы, описание которых возможно только с описанием подлитосферных мантийных течений. В рамках концепции деформируемых плит осуществляется совместное количественное описание глубинных (астеносферных) и поверхностных (литосферно-коровых) процессов. Такой подход стал возможным благодаря следующим факторам: возросшему уровню развития компьютерных технологий и численных методов моделирования сложных трехмерных движений и деформаций геосреды, а также большим достижениям в изучении внутренней структуры Земли благодаря методам сейсмической томографии.

В настоящее время для многих районов получены высокоразрешающие сейсмотомографические модели, позволяющие обнаружить скоростные неоднородности в мантии на разных глубинах, необходимые для корректного моделирования геодинамических процессов на региональном уровне.

Японские геофизики (Д. Жао с соавторами) опубликовали серию профилей по сейсмотомографическому просвечиванию мантии для Северо-Восточной и Восточной Азии с прилегающими окраинными морями севе-

ро-западной части Тихого океана (рис. 3.22). На них видно, как погружающееся в зону субдукции холодное вещество литосферы, достигая переходной зоны между верхней и нижней мантией выполаживается, формируя протяженный горизонтальный слой, протягивающийся под Евразийский континент на несколько тысяч километров.

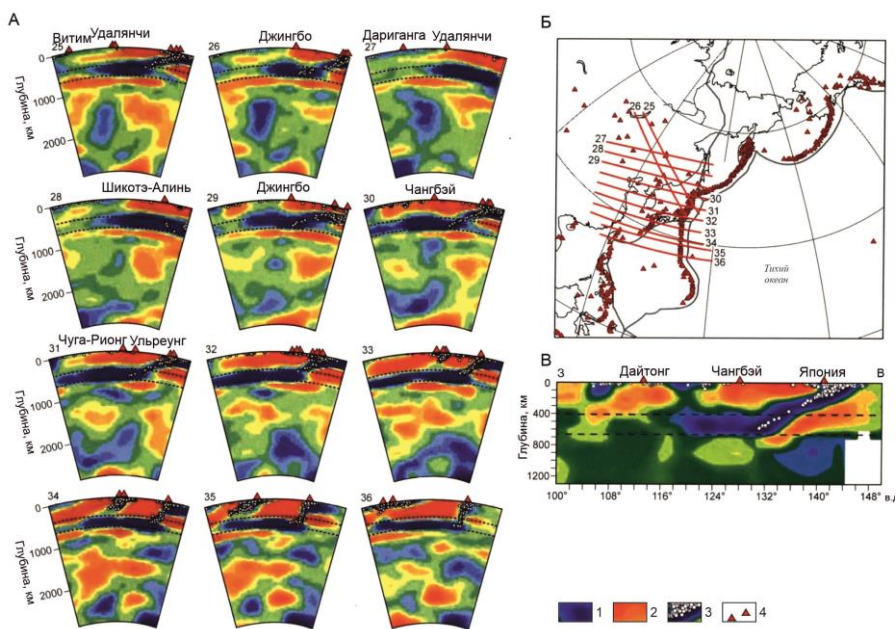


Рис. 3.22. Вертикальные разрезы мантии по данным сейсмической томографии в продольных волнах вдоль профилей через Курильско-Японский регион (по Д. Жао и др., с изменениями Л. Лобковского):

Расположение профилей см. на карте-врезке. 1–2 — скорости распространения сейсмических волн: 1 — высокие; 2 — низкие; 3 — землетрясения, которые произошли в пределах 100 км от профиля; 4 — активные вулканы

Такая картина указывает на развитие ячейки верхнемантийной конвекции, нижняя горизонтальная ветвь которой перемещается под континент, а верхняя ветвь формирует возвратный поток вещества под литосферой в сторону Тихоокеанской зоны субдукции, приводя к растяжению (рифтогенезу) континентальной литосферы (рис. 3.23).

Полученные результаты позволили Л. Лобковскому предложить региональную геодинамическую модель этого региона, суть которой заключается в следующем.

Погружающееся в зонах субдукции холодное вещество литосферы не проникает в нижнюю мантию вследствие эффекта положительной плавучести создаваемого эндотермическим фазовым переходом вещества на границе между верхней и нижней мантией. Общемантийная конвекция в тихоокеанском сегменте Земли действует как внешний фактор, непрерывно

поставляющий вещество литосферы в нижний переходный слой верхней мантии и инициирующий верхнемантийную конвекцию. Рассматриваемая верхнемантийная конвекция является существенно нестационарной, поскольку в континентальную область ячейки все время поступает новый материал, расширяя эту область как за счет продвижения фронта ячейки вглубь материка, так и благодаря горизонтальному расширению ячейки в направлении Тихого океана, приводящему к отодвиганию («откату») зон субдукции вместе с островными дугами от края материка и образованию в тылу окраинных бассейнов (3.23б). Обратный процесс приближения зон субдукции к краю континента и закрытия окраинных бассейнов, по мнению Л.И. Лобковского, может возникать в следующих случаях: 1) при падении среднего давления в верхнемантийной ячейке под континентом, связанном прорывом вещества верхней мантии в нижнюю мантию; 2) в случае прекращения нагнетания субдукционного вещества в континентальную ячейку при вертикальном погружении литосферы в зоне субдукции; 3) в результате горизонтального оттока верхнемантийного материала из ячейки в направлениях, субпараллельных простиранию окраины континента.

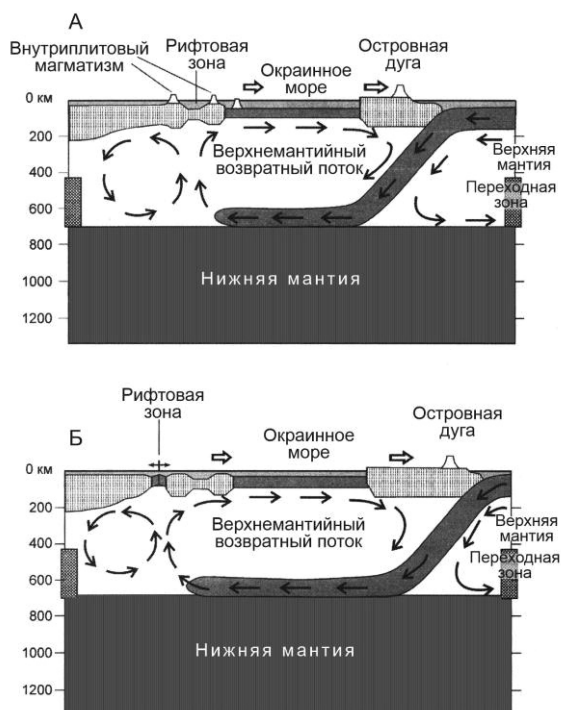


Рис. 3.23. Модель верхнемантийной конвекции под восточной частью Евразийского континента, вызванной процессом субдукции тихоокеанской литосферы (по Л. Лобковскому):

а — первая стадия: формирование конвективной ячейки; б — вторая стадия: расширение конвективной ячейки вглубь континента с миграцией островной дуги в сторону океана

С помощью такой нестационарной модели расширяющейся (или сужающейся) верхнемантийной конвективной ячейки, примыкающей к зоне схождения литосферных плит объясняются многие региональные тектонические проблемы, связанные с возвратным подлитосферным потоком, вызывающим растяжение и рифтогенез континентальной литосферы в областях, расположенных достаточно далеко за фронтом субдукции или коллизии плит (например, Байкальская рифтовая зона, рифтовые зоны Китая) (рис. 3.23).

3.6. Горячие точки и мантийные плюмы («плюм-тектоника»)

3.6.1. Становление концепции горячих точек и мантийных плюмов

Концепция «горячих точек» (*hot spots*) — как проявление аномальных участков плавления в мантии, выражающихся в интенсивном магматизме и поднятиях в рельефе поверхности литосферы — была сформулирована в середине 60-х годов прошлого столетия в связи с развитием основных положений теории тектоники литосферных плит. Согласно этой теории, большинство действующих вулканов, как и большинство очагов землетрясений, приурочено к границам литосферных плит, т.е. к тем местам, где плиты либо раздвигаются, формируя новые участки земной коры в зонах СОХ и континентального рифтогенеза, либо сталкиваются, пододвигаясь одна под другую в зонах субдукции и коллизии. Однако стройную логику этой теории нарушало то обстоятельство, что некоторые вулканы находились вдали от границ плит. Впервые на это обратил внимание канадский геофизик Дж. Тузо Уилсон, который высказал предположение, что образование цепи Гавайских островов произошло в результате медленного движения Тихоокеанской плиты над «горячей точкой» — восходящей струей разогретого вещества, положение которой в пространстве не менялось в течение нескольких десятков миллионов лет.

Спустя несколько лет, в 1971 году, эта идея была развита У. Морганом в виде концепции «мантийных плюмов» (или струй). Мантийные плюмы он определил как *пространственно зафиксированные вертикальные потоки горячего легкого мантийного вещества, поднимающегося в виде «колонн» из глубин нижней мантии и даже с границы ядро-мантия (слой D'') до подошвы литосферы, у которой происходит его горизонтальное растекание, вызывающее появление напряжений в основании литосферных плит*. Диаметр таких «колонн» составляет первые сотни километров, а скорость подъема вещества в них достигает первых метров в год. Эти струи выявляются методами сейсмической томографии как зоны пони-

Структура мантийных плюмов, смоделированная с помощью лабораторных экспериментов (например, Griffiths and Campbell) и полученная по результатам сейсмической томографии (Woodhouse and Dziewonski), состоит из хвоста или ножки и грибовидной головки. Причем важное значение имеет вязкость поднимающегося материала, которая определяет геометрию плюма. Если вязкость плюмового материала превышает вязкость вмещающей мантии, то плюм будет иметь колоннообразную форму. Если вязкость будет меньше, то будет формироваться грибообразный плюм, растекающийся при взаимодействии с жесткой литосферой на расстояние в несколько тысяч километров.

В. Куртийо и соавторами на основе изучения 49 горячих точек предложили выделять три типа плюмов (рис. 3.25): 1) первичные или глубинные плюмы, происходящие из слоя D"; 2) вторичные плюмы, исходящие из вершины больших куполов глубоких плюмов или суперплюмов; 3) третичные плюмы, возникающие вблизи границы верхней и нижней мантии на глубине около 670 км и связанные с растяжением в литосфере. В процессе подъема плюма он достигает литосферы, взаимодействие с которой может иметь различные геологические следствия (рис. 3.26).

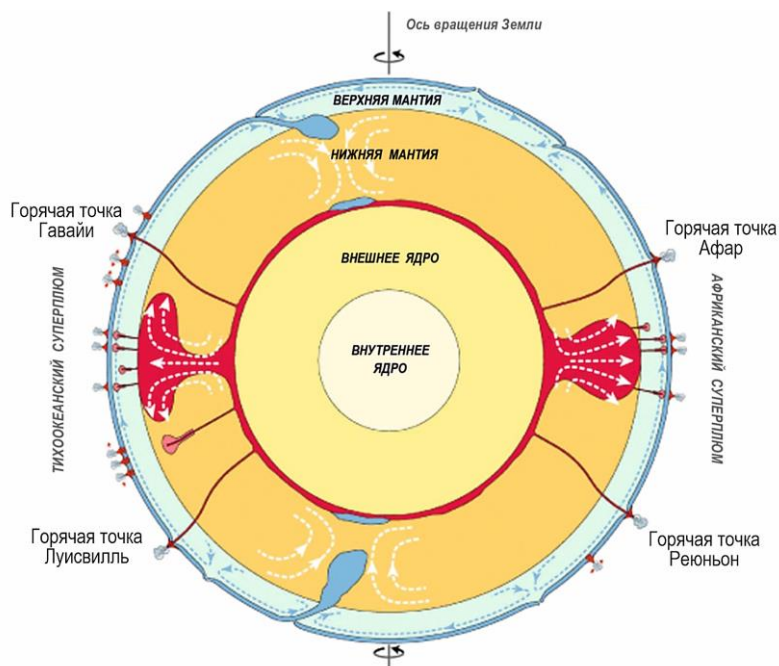


Рис. 3.25. Модель внутреннего строения Земли, иллюстрирующая три типа мантийных плюмов (по V. Courtillot)

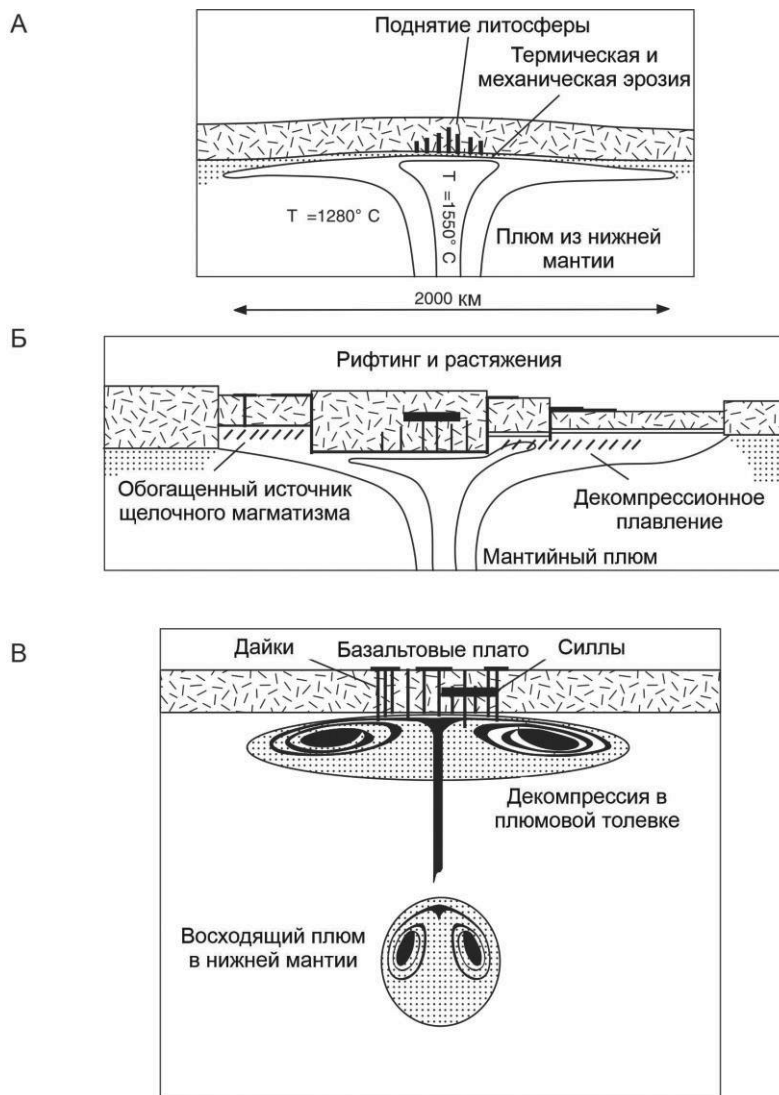


Рис. 3.26. Схематическая иллюстрация, показывающая три типа взаимодействия мантийного плюма и литосферы (по F. Pirajno et al.):

А) Голова плюма поднимается до подошвы литосферы, вызывая поднятие ее поверхности по широкой площади; «хвост» плюма имеет температуру на 270°C выше, чем окружающая мантия. Б) Растекание вещества плюма у подошвы литосферы приводит к ее растяжению и рифтогенезу, закладывающемуся по зонам слабости земной коры. В) Мантийный плюм поднимается от границы ядра и мантии (слой D"), проходит через нижнюю мантию и достигает основания литосферы, где вследствие декомпрессионного плавления вещество плюма внедряется в земную кору в виде даек и изливается на ее поверхность в виде плато-базальтов.

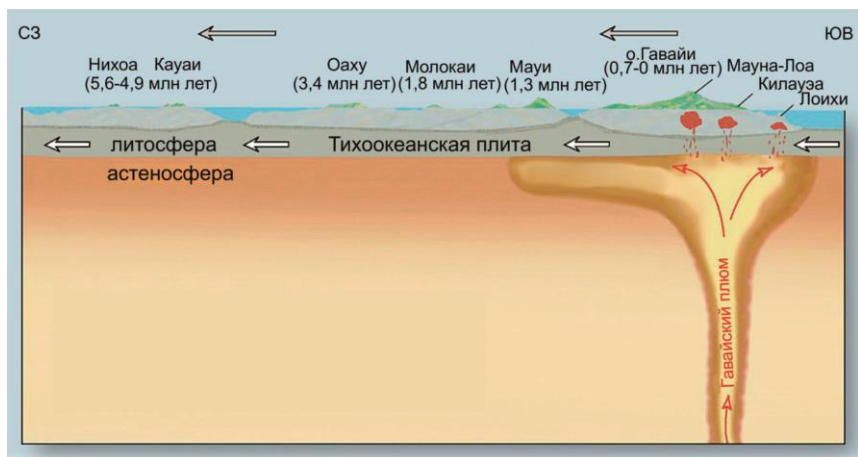


Рис. 3.27. Цепь вулканических гор, сформированных при движении Тихоокеанской плиты над Гавайским плюмом. По мере удаления от плюма возраст вулканов увеличивается (по Robinson)

Основанием для рождения гипотезы горячих точек и мантийных плюмов послужили наблюдения на Гавайском и Императорском хребтах в Тихом океане. Первый из них представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающуюся на юго-востоке действующими вулканами о. Гавайи — Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа (рис. 3.27). Начиная от современных гавайских вулканов, возраст потухших вулканов закономерно возрастает до $43,1 \pm 1,4$ млн лет на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей, известных как Императорский хребет (рис. 3.28 А). Простирание этого хребта не ЗСЗ-ВЮВ, как Гавайского, а СЗ-ЮВ; возраст вулканических построек возрастает от эоценового до позднемелового (78 млн лет). Таким образом, перед нами предстает картина закономерной миграции во времени и в пространстве вулканических центров. Эту картину Дж. Вильсон и Дж. Морган объяснили тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя, которая пробивает астеносферу и литосферу и занимает стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем, с 43 млн лет, в западно-северо-западном направлении, в то время как горячая струя ее «прошивала» и создавала все новые вулканы (рис. 3.28 Б).

Примеров, подобных Гавайско-Императорской цепи вулканов, в Тихом океане достаточно много. К ним относятся цепочки островов и подводных гор: Лайн, Маршалловы, Гильберта, Мид-Пасифик, Пратт-Велкер, Туамоту и др. Подобные хребты образовывались при движении плиты над плюмом и представляют собой асейсмичный след плюма в виде вулканических построек подводных гор.

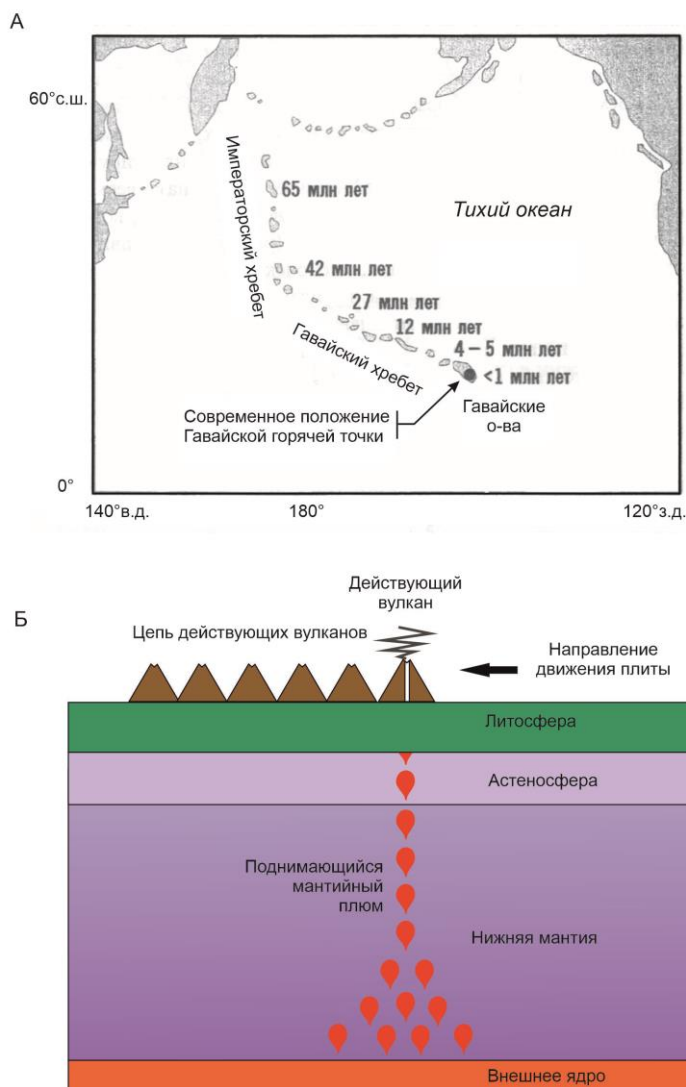


Рис. 3.28

А) След современной горячей точки — Гавайско-Императорский хребет в северо-западной части Тихого океана; Б) Движение литосферной плиты над горячей точкой

Сходные цепи вулканов имеются и в Атлантическом и Индийском океанах, но их там относительно меньше: хребты Китовый и Рио-Гранди, Восточно-Индийский и Чагос-Локкадивский.

Если плюм расположен внутри плиты (например, под островом Гавайи), то он порождает отходящий от него единственный асейсмичный хребет, примером которого является Гавайско-Императорская цепь подводных гор.

Если же плюм расположен под срединно-океаническим хребтом, то он порождает два отходящих от него асейсмичных хребта. Хорошим примером такой ситуации служит горячая точка Тристан-да-Кунья, расположенная на 37° ю.ш. в Атлантике, от которой отходят два асейсмичных хребта: Рио-Гранди (в сторону Южной Америки) и Китовый (в сторону Африки).

За последние годы плюмовая тектоника стала активно развиваться в связи с появлением новой информации о строении глубинных сфер Земли, полученной с помощью сейсмической томографии и изотопной геохимии. Эти данные свидетельствуют о значительной неоднородности мантии и о наличии в ней локальных и глобальных разуплотненных зон, располагающихся на разных глубинах, вплоть до границы с внешним жидким ядром. Две такие обширные антиподальные области с пониженными значениями поперечных волн выявлены посредством сейсмотомографии под южной частью Тихого океана и Африкой на границе ядро-мантия. Эти области имеют размеры до тысячи километров в плане, простираются вверх, постепенно распадаясь, на всю мантию и концентрируются преимущественно над двумя супервздутиями (*superswells*) поверхности D", разделяющей ядро и мантию (рис. 3.29).

Плюмы поднимаются из глубоких слоев мантии, так как их вещество легче окружающих пород, а вязкость этих пород достаточно мала (10^{19} пуаз), чтобы в мантии стал возможен режим течения.

Уменьшение давления в веществе плюма приводит к росту содержания в нем расплава, что в еще большей степени способствует подъему плюма. Это приводит к более низкотемпературным и низкомagneзиальным расплавам (толеитовые базальты), тогда как плавление в более высокотемпературной хвостовой части плюма дает высокомagneзиальные расплавы (пикриты, коматиты). Этим же объясняется повышенная вулканическая активность в районах горячих точек, расположенных в области плюмов, в основе которой лежит механизм дифференциации вещества плюма: более легкая расплавленная фаза отделяется от твердого остатка. Степень частичного плавления, содержание летучих, гетерогенность мантии контролируют продукты плюмового магматизма. По этой причине породы, связанные с плюмами, изотопно неоднородны.

Количество «горячих точек» на Земле, по разным оценкам, варьирует от 20 до 120, что также свидетельствует об отсутствии пока четких диагностических признаков, а также генетических и геодинамических критериев условий их образования. Большинство же исследователей склонно считать, что объектов, удовлетворяющих современным понятиям «горячих точек» и мантийных плюмов, насчитывается около 40 в океанах и на континентах, и почти со всеми связаны проявления вулканической деятельности (рис. 3.24, рис. 3.29).

Мезозойско-кайнозойские мантийные плюмы и горячие точки распределены на земной поверхности не случайно, а сгруппированы в две обширные провинции, центры которых располагаются в южной части Тихого океана и в Африке. Они соответствуют двум вздутиям геоида, установленным по данным спутниковой альтиметрии высокого разрешения (рис. 2.3). Как можно заметить, эти аномалии геоида также коррелируют с областями частичного плавления и замедления поперечных сейсмических волн на глубине 2800 км у границы ядро-мантия (рис. 3.29).

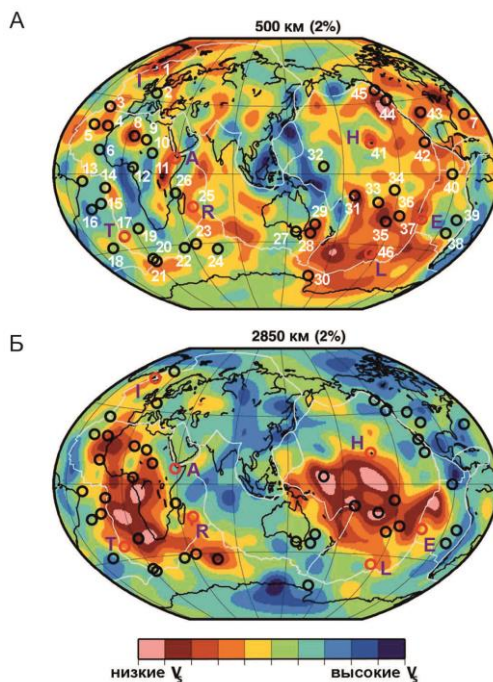


Рис. 3.29. Аномалии скоростей поперечных волн (VS) для глубин 500 км (граница верхней и переходной мантии) и 2850 км (подшола нижней мантии) (по Ritsema) и расположение предполагаемых горячих точек (черные кружки).

Цветом обозначены значения отклонений от средней скорости на данной глубине от -2% (красный цвет) до +2% (синий цвет). 1. Исландия; 2. Эйфель; 3. Азоры; 4. Мадейра; 5. Канары; 6. Зеленого Мыса; 7. Бермуды; 8. Хоггар; 9. Тибести; 10. Марра; 11. Афар; 12. Камерун; 13. Фернандо; 14. Вознесения; 15. Св. Елена; 16. Мартин Вас; 17. Тристан да Кунья; 18. Гоф; 19. Дискавери; 20. Буве; 21. Шона; 22. Марион; 23. Крозе; 24. Кергелен; 25. Реюньон; 26. Коморы; 27. Вост. Австралия; 28. Тасмания; 29. Лорд Хау; 30. Эребус; 31. Самоа; 32. Каролинские о-ва; 33. Общества; 34. Маркизская; 35. Астрал; 36. Питкэрн; 37. Пасхи; 38. Хуан Фернандес; 39. Сан-Феликс; 40. Галапагос; 41. Гавайи; 42. Сокорро; 43. Йеллоустон; 44. Коб; 45. Боуи; 46. Луисвилл. Семь «первичных» горячих точек, мантийные плюмы которых, по мнению Courtillot et al., зарождаются на границе ядра и мантии, обозначены красными кружками: А — Афар, Е — Истер, Н — Гавайи, I — Исландия, L — Луисвилл, R — Реюньон, Т — Тристан)

С проявлением мантийных плюмов впоследствии стали связывать процессы рифтогенеза и распад суперконтинентов — прежде всего Пангеи в позднемеловом и особенно меловом периодах.

Так, полагают, что эволюция Северо-Атлантического плюма привела к раскрытию Северной Атлантики и формированию Северо-Атлантической магматической провинции, активизация Деканского плюма (67–65 млн лет), сопровождаемая образованием обширной трапповой провинции, привела к раскрытию нового сегмента в западной части Индийского океана, развитие плюма Кергелен, также сопровождаемого трапповым магматизмом (≈ 117 – 120 млн лет), — к раскрытию океана между Индией и Австрало-Антарктидой; плюма Парана-Этендека (≈ 130 млн лет) — к раскрытию Южной Атлантики, плюма Кару-Феррар (≈ 180 млн лет) — к раскрытию океана между восточной Африкой и Антарктидой. Между фазой траппового плюмового магматизма и началом раскрытия нового океана интервал времени составлял от первых миллионов до 25 и более млн лет.

Многочисленные океанические плато и хребты плюмовой природы также сформировались в раннемеловое время. Можно сделать вывод, что в раннем мелу земная литосфера подверглась воздействию многочисленных мантийных плюмов в разных полушариях, на континентах и в океанах. Как было отмечено Р. Ларсоном, это могло быть суперплюмовым и мультиплюмовым событием.

3.6.2. Диагностические признаки и свойства горячих точек и мантийных плюмов

По мере развития концепции горячих точек и мантийных плюмов набирался новый фактический материал, позволяющий установить их основные характеристики и свойства (таблица 3.1).

Таблица 3.1

Некоторые признаки современных мантийных плюмов и горячих точек
(по А.Ф. Грачеву)

Признак	Характеристика мантийных плюмов	Характеристика горячих точек
Выражение в рельефе	Обычно сводовое поднятие. Характерна структура тройного соединения (трещины, разломы и рифты) с проявлением вулканизма от локального на ранней стадии развития до образования плато-базальтов с объемами до 1 – 2 млн км ³	Лавовые поля и вулканы центрального типа, острова вулканического происхождения в пределах океанической литосферы
Размеры	Диаметр — до 2000 км	Диаметр — до 100 км

Признак	Характеристика мантийных плюмов	Характеристика горячих точек
Стационарность по отношению к перемещению плит	Плюмы как реперные точки для определения перемещения плит. Точно не доказана	Отсутствует, перемещаются вместе с плитами литосферы
Магматизм	Обычно трещинные излияния	Вулканы центрального типа наряду с трещинными излияниями
Тепловой поток	Высокий, в 2–3 раза выше среднего значения	Высокий, в 2–3 раза выше среднего значения
Температура плавления	1400–1600 °С	1200–1250 °С
Глубина зарождения	Нижняя мантия: слой D"	Верхняя мантия

Не все признаки присущи каждому плюму, но несколько признаков должны присутствовать, чтобы можно было обосновать предположение о его существовании.

Ниже перечислены основные из них:

1. Плюмы располагаются под районами современного вулканизма или вблизи них. Для них характерны трещинные излияния, приводящие к широкому развитию траппов, плато-базальтов и щитовых лавовых потоков. Вулканы центрального типа и пирокластические фации встречаются редко, что отличает вулканизм мантийных плюмов от вулканизма горячих точек и островодужного вулканизма активных окраин.

2. В рельефе мантийные плюмы, как правило, имеют вид широких сводовых поднятий с радиусом в 1000 км и более, относительные отметки которых меняются от первых сотен метров до 2–3 км. Морфологическая выраженность горячих точек в пределах океанической литосферы, как правило, проявляется в виде обширных подводных плато, либо островов вулканического происхождения.

3. Отмечается закономерное увеличение возраста вулканических построек линейных хребтов с удалением от современного вулканического центра, совпадающее по направлению с направлением движения соответствующей литосферной плиты (классический пример — Гавайско-Императорская вулканическая цепь в Тихом океане).

4. Вулканические породы, образованные непосредственно над плюмом, представлены, как правило, толеитовыми базальтами. Для толеитов, образованных над плюмом в Исландии, характерно необычно низкое (не более 47%) содержание SiO_2 и довольно высокое (не менее 0,4%) содержание K_2O , если сравнивать их с толеитами других районов на дивергентных границах плит.

5. Наличие зон разуплотненного вещества мантии, простирающегося на большие глубины, часто превышающие первые сотни километров, а в ряде случаев достигающих границы верхней и нижней мантии или даже границы ядро-мантия.

6. Океаническая кора над плюмами, или местами их проявления в прошлом толще, чем в других океанических областях, и превышает значения 15–20 км, тогда как типичная для океанической коры мощность (если не считать осадков) составляет 5–7 км. Это объясняется так называемым явлением андерплейтинга («*underplating*») — наращивания коры снизу за счет кристаллизации мантийного расплава.

7. Геотермические градиенты и значения теплового потока над плюмами выше, чем в других областях.

8. Магматизм, связанный с плюмами, имеет довольно сложный эволюционный сценарий: плюм всплывает из нижней мантии от подошвы с ядром или с границы нижней и верхней мантии. Он взаимодействует с астеносферой, которая имеет свою геохимическую специфику. Затем плюм, в какой-то мере смешанный с веществом астеносферы, воздействует на нижнюю мантийную часть литосферы (термическая эрозия) и вызывает ее частичное плавление. Затем магма поднимается из плюма вверх и в разной степени взаимодействует с коровым веществом. Этот теоретический сценарий показывает, что геохимические и изотопные особенности разных внутриплитных магматических провинций могут заметно отличаться друг от друга в зависимости от особенностей дифференциации расплава.

9. Отмечается связь мантийных плюмов с рифтогенезом и с образованием платобазальтов.

10. Приуроченность крупных магматических провинций к плюмам и суперплюмам. К ним относятся трапповые поля Восточной Сибири, плато Декан, плато Парана и Этендека и др.

3.6.3. Дискуссионные вопросы, касающиеся плюмов и горячих точек

В этом разделе мы рассмотрим некоторые вопросы и свойства плюмов и горячих точек, не имеющие однозначного толкования и требующие уточнения.

1. *Пространственное соотношение между плюмами и их проекцией на земную поверхность.* Как отмечалось выше, далеко не каждая горячая точка обязана своим появлением отдельному плюму; один и тот же плюм, может породить целое семейство горячих точек. Плюмы, зарождающиеся в нижней мантии, могут испытывать расщепление или растекание уже на границе между нижней и верхней мантией (660 км) (рис. 3.16). Следует учитывать и влияние конвективных течений, отклоняющее мантийные

струи, особенно в верхней мантии, главным образом под наиболее быстро движущимися литосферными плитами.

2. *Локализация плюмов и горячих точек на поверхности.* В океанах большинство плюмов и горячих точек размещается на осях или вблизи осей спрединга и имеет геоморфологическое выражение в виде вулканических островов (Исландия, Азоры, Буве, Тристан да Кунья в Атлантике, Амстердам и Сен-Поль в Индийском океане, Галапагос в Тихом океане). На континентах многие горячие точки также приурочены к рифтовым системам (Афар) (рис. 3.24). С другой стороны, имеется немало горячих точек, расположение которых не связано с современными границами плит — эти горячие точки проявляют себя внутри плиты. Примерами таких проявлений могут служить горячие точки Реюньон, Кергелен в Индийском океане, Гавайи — в Тихом. На континентах это Тибести и Хоггар в Африке, а также Йеллоустон — в Северной Америке (рис. 3.24). Так или иначе, особенности расположения горячих точек на поверхности Земли и характер их связи с глубинными разломами остаются еще недостаточно поняты.

3. *Положение корней плюмов.* Сложность решения этого вопроса связана с трудностями сейсмотомографического определения этих корней. Наиболее вероятно, что плюмы могут зарождаться на разных уровнях мантии, а именно на тех, где отмечается понижение ее вязкости, плотностная и химическая неоднородность. Такими уровнями являются слой D" в основании мантии, слой у основания границы верхней мантии на глубине ~660 км, где наблюдается скопление субдуцирующего материала, и, конечно, астеносфера (рис. 3.25).

4. *Каким образом вертикально поднимающиеся мантийные струи преодолевают горизонтальные конвективные течения в астеносфере?* Предполагая крупномасштабную конвекцию, охватывающую всю мантию Земли, трудно представить себе сравнительно тонкие в сечении выходящие струи, пронзающие всю мантию. Для этого необходимо, чтобы вязкость вещества струй и окружающей мантии различалась на несколько порядков.

5. *Время жизни «горячих точек» и мантийных плюмов* варьирует в широких пределах. Минимальный срок длительности плюмового магматизма — вероятно, порядка миллиона лет. Есть плюмы, которые в течение относительно короткого периода времени (5–10 млн лет) выводили на поверхность огромное количество базальтов и образовывали крупнейшие магматические провинции (например, Тунгусский плюм или серия плюмов в Тихом океане — Онтонг-Джава, Манихики и др). Короткоживущие плюмы могли подниматься и с границы ядра и мантии, и с подошвы верхней мантии.

А есть плюмы долгоживущие, действующие десятки миллионов лет, например, Гавайский — более 75, Раджмахал-Кергелен — 117, Парана-

Этендека-Тристан-Гоф — 133–131. Можно допустить, что магматизм одного плюма длится не более 150–200 млн лет.

6. *Объемы плюмового магматизма.* Сводка по объемам плюмового магматизма дана в работах М. Коффина, А. Грачева и других исследователей. Так объем продуктов плюмового магматизма оценивается довольно приблизительно: для плато Онтонг-Джава он составляет $25\text{--}38 \cdot 10^6 \text{ км}^3$ а объем вместе с соседними одновозрастными плато Манихики, Восточно-Марианское, Науру и Пигафетта — $35\text{--}55 \cdot 10^6 \text{ км}^3$; для плато Кергелен — $10\text{--}12 \cdot 10^6 \text{ км}^3$; для Северо-Атлантической провинции — $6 \cdot 10^6 \text{ км}^3$; для траппов Декана с магматитами из того же плюма — $9 \cdot 10^6 \text{ км}^3$. Таким образом, скорость проявления и масштабы плюмового магматизма могут быть весьма значительными. Суммарный объем излившихся лав, согласно А.Ф. Грачеву, составляет сотни тысяч — миллионы км^3 , а продолжительность магматической активности занимает всего несколько млн лет. Такая высокая магнепродуктивность, как отмечают Р. Уайт и Д. Маккензи, не может быть обеспечена плавлением на уровне литосферы, а требует привнесения материала из более глубоких горизонтов мантии.

7. *Состав продуктов плавления плюмов может существенно различаться* прежде всего своими изотопными характеристиками из-за разного состава исходного вещества. Это может быть связано с тем, что зарождение плюмов может происходить на разных глубинах, что следует из данных сейсмической томографии для ныне активных мантийных плюмов. Кроме того, учитывая, что размеры мантийных плюмов порой достигают 2000 км в поперечнике, источники плавления могут располагаться на разных глубинах в пределах отдельно взятого плюма. Сам же плюм может находиться на разной стадии развития (разной глубине).

8. *Существует неоднозначность в отнесении к мантийным плюмам того или иного региона магматической активности.* Это связано с тем, что магматические расплавы, связанные с плюмами, особенно в пределах континентальной литосферы, практически всегда несут следы смешения с веществом литосферной мантии или коровым материалом.

9. *Выявление суперплюмов.* В 1991 году Р. Ларсон ввел понятие «суперплюм» для объяснения примерно одновременного внедрения под Тихий океан большого количества горячих точек, или плюмов, в среднемеловое время. Следуя Л. Лобковскому с соавторами, будем называть суперплюмами *геологическое явление, когда одновременно литосфера подверглась воздействию нескольких плюмов.* Классический пример — раннемеловой суперплюм Онтонг-Джава, сформировавший крупное подводное плато, расположенное в западной части Тихого океана. Одновременно с ним формировалось еще пять океанических плато (Манихики, Восточно-Марианское, Науру и Пигафетта), расстояния между центрами которых составляло около 1–3 тыс. км. Возможно, где-то в нижней мантии

это был один плюм, разделившийся на пять плюмов в верхней мантии. Одновременно плюмовому магматизму подверглись и другие регионы Земли: например, как мы отмечали выше, Арктика, Южная Америка и Африка. Вероятно, значительные суперплюмовые события происходили на границах перми и триаса и среднего и позднего девона.

3.6.4. Критика концепции мантийных плюмов

Так же как в свое время в период становления теории тектоники литосферных плит испытывала массированную критику значительной части научного сообщества, так и концепция «горячих точек» и мантийных плюмов также подвергается порой довольно жесткой критике.

Ниже приведем, следуя В.Н. Пучкову, основные возражения и аргументы, направленные против концепции мантийных плюмов:

1. *Изотопные соотношения не обязательно свидетельствуют о происхождении плюма на границе ядра и мантии.* Появляется все больше свидетельств того, что широкомасштабное перемешивание (рециклинг) литосферы и мантии, происходящее в ходе субдукции (а точнее, в ходе общемантийной конвекции), обуславливает химическую неоднородность мантии, что выражается в тонких отличиях геохимии вулканитов.

2. *Высказывается сомнение в реальности образов плюмов, получаемых с помощью сейсмотомографии.* Действительно, далеко не все плюмы прослежены до ядра, а недостаточная пока разрешимость метода еще не является основанием подвергать сомнению результаты сейсмической томографии.

3. *Утверждение, что все плюмы предворяются поднятиями земной поверхности, оказалось не совсем верным.* Называются исключения: например, Сибирские траппы; подводное плато Онтонг Джава, траппы Декана.

4. *Представление о том, что плюмы могут служить абсолютными точками отсчета для постоянно перемещающихся литосферных плит, также оказалось неточным.*

5. *Оспаривается существование в мантии аномальных температур (на 300–400 градусов выше фоновых), необходимых для выплавления соответствующих магматических пород.* Наличие таких температур должно было бы выразиться в адекватном повышении теплового потока над активными плюмами, однако этого не наблюдается.

Слабая сторона развивающейся теории плюм-тектоники проявилась в расширении понятия «плюмы». Его стали использовать для обозначения любого аномального или кажущегося аномальным (по отношению к классической плейт-тектонике) проявления вулканизма — как глубинного, так и близповерхностного. Надо сказать, что это критическое замечание справедливо.

3.6.5. Как «работают» плюмы? Модели плюмовой динамики

На современном этапе развития концепции мантийных плюмов выделяются две группы моделей — для долгоживущих и короткоживущих плюмов, рассмотренных в известной монографии Л. Лобковского, А. Никишина и В. Хаина (2004). Модели для первой группы плюмов предполагают, что от границы ядра и мантии всплывает плюм, имеющий плюмовую голову (*plume head*) и горячий канал — «хвост», проводящий материал от источника плюма в плюм. Плюм подплывает к литосфере, его голова расплывается и трансформируется в «шляпку гриба» (рис. 3.25, рис. 3.26). В кровле плюма образуется магма и начинается платобазальтовый магматизм, перерастающий в формирование толстой (15–35 км) океанической коры. При этом от главного источника плюмового вещества на границе ядра и мантии постоянно по каналу — «хвосту» транспортируется плюмовый материал. Источник плюмового вещества иссякает за ≈ 100 –200 млн лет, и плюмовый магматизм прекращается.

Менее определенно обстоит дело с моделями для короткоживущих плюмов-гигантов типа Онтонг-Джава и сопутствующих им плюмов. В этих моделях имеются две проблемы: поднимались ли несколько плюмов одновременно от границы ядра и мантии или один плюм распался на несколько, и почему плюмовый магматизм быстро прекратился. В монографии Л. Лобковского, А. Никишина, В. Хаина обсуждаются два варианта.

Вариант 1. От границы ядра и мантии (или из низов нижней мантии) из единого источника всплыли одновременно несколько плюмов без подпитывающих их каналов-«хвостов» по сценарию долгоживущих плюмов. И все эти плюмы быстро излили свой магматический материал из «шляпки грибовидной формы» в кору, но так как они не имели по каким-то причинам горячих каналов-хвостов (всплывала только голова плюма в виде горячего «пузыря»), то поступление материала от границы ядра и мантии прекратилось и плюмовый магматизм быстро прекратился.

Вариант 2. От границы ядра и мантии всплыл один огромный плюм и его голова образовала гигантскую «шляпку гриба» под разделом верхней и нижней мантии на глубине 660 км. А уже от этой «шляпки гриба» в верхней мантии поднялись несколько вторичных плюмов, которые быстро истратили свой магматический материал в форме катастрофического магматизма. Возможно, этот вариант приемлем и для пермотриасовой Сибирской трапповой суперпровинции.

Существует еще модель локальной струи, которая образована некой неоднородностью состава, подстилающей литосферу мантии. Расплав здесь получается не от адиабатической декомпенсации, как в модели восходящих струй, а за счет локального плавления, вызванного аномальным нагреванием этой неоднородности за счет тепла, выделяемого при трении в процессе движения литосферы над верхней мантией.

Несмотря на то, что в критике плюмовой концепции содержится много рационального и требующего неременного учета при дальнейшем развитии «концепции горячих точек» и мантийных плюмов, в ней все-таки не дано убедительных аргументов против двух главных свидетельств существования плюмов: существования ранжированных по возрасту вулканических цепей и данных сейсмотографии, которые указывают на продолжение аномалий, связанных с горячими точками, в мезосферу (т.е. под астеносферу).

3.6.6. Тектоника плит и тектоника плюмов — антагонизм или синтез?

С появлением в 80-е гг. прошлого века данных сейсмотографии стали очевидными два очень важных обстоятельства. Во-первых, было обнаружено, что структуры, описываемые тектоникой литосферных плит, уверенно прослеживаются, как правило, лишь до глубины 250–300 км и, во всяком случае, не глубже кровли переходной зоны от верхней к нижней мантии. Это означает, что тектоника плит действует главным образом в тектоносфере, т.е. в литосфере и астеносфере. Во-вторых, было установлено, что, вопреки более ранним представлениям, динамическая активность, проявляющаяся на поверхности, характеризует не только тектоносферу, но и более глубокие геосферы, до внутреннего ядра включительно. Тем самым стало очевидным, что понимание глобальной геодинамики и эволюции Земли невозможно без расшифровки глубинной геодинамики, т.е. процессов, происходящих глубже тектоносферы.

Итак, сейсмотографические данные, сведения о крупных магматических провинциях и регулярных цепях вулканов не только подтверждают наличие плюмов, но и показали существенную роль плюмов в глубинной динамике Земли. Многие ученые приняли точку зрения, что на Земле работают две тектоники — тектоника плит и плюмовая тектоника, взаимодействие которых приводит к меняющемуся преобладанию одного стиля по отношению к другому в течение истории Земли.

Вышесказанное позволяет сделать вывод, что тектоническая парадигма, которая в идеале могла бы представлять собой гармоничный синтез плит- и плюм-тектоники, еще только создается, а современная геодинамика является достаточно противоречивой, непрерывно развивающейся системой идей, между носителями которых происходит активная и плодотворная борьба идей и мнений на базе нового фактического материала и новых методических приемов.

Ниже приведены некоторые положения, предложенные А.М. Никишиным, увязывающие теорию тектоники литосферных плит и концепцию плюмовой тектоники.

Литосфера субдуцирует в разных случаях до низов верхней мантии, до низов нижней мантии или до границы ядра и мантии. Области субдукции совпадают с более широкими холодными областями в мантии и связаны с нисходящими мантийными течениями.

Литосфера континентов плывет по астеносферной мантии, как айсберг в океане, — с той же скоростью, что и подстилающая литосферу астеносфера.

Если литосфера континентов плывет вместе с астеносферой и если океаническая литосфера субдуцирует до низов мантии, то, скорее всего, скорость мантийной конвекции и скорость движения литосферных плит одинаковы. Она составляет порядка 2 см/год.

Плюмы поднимаются из низов мантии значительно быстрее, чем идет конвекция в мантии. Скорость подъема плюма минимум на порядок (или более) больше скорости мантийной конвекции и составляет первые миллионы лет — до 10 млн лет.

Плюмы поднимаются из низов мантии там, где нет нисходящих мантийных течений (вдали от зон субдукции).

Из горячих областей низов мантии в виде «пузырей-плюмов» вверх всплывает плюмовое вещество. Поднимаясь в подлитосферную область, оно перетекает под срединные хребты или образует внутриплитные плюмовые магматические провинции. Горячее вещество под срединно-океаническими хребтами образует одну из основных сил тектоники плит — отталкивание от хребта (*ridge-push*).

Нисходящие мантийные течения, связанные с зонами субдукции, также образуют глобальную силу тектоники плит — субдукционное затягивание (*slab pull*). При этом верхняя мантия плывет вместе с литосферными плитами в одну сторону с одной скоростью (по крайней мере, до глубин 410 км).

Очень остро стоит поднятый выше вопрос об общемантийной или двухъярусной конвекции, согласно которому во время существования суперконтинентов господствовала общемантийная конвекция, а во время их распада — двухъярусная.

Основной аргумент в пользу общемантийной конвекции — это проникновение субдуцирующих слэбов (погружающейся океанической плиты) в нижнюю мантию и в некоторых случаях до границы ядра. Отметим, что во многих случаях слэбы достигают лишь границы 660 км, и непосредственно ниже нее их материал образует скопления, которые, как предполагается, временами лавинообразно обрушиваются вглубь мантии, достигая слоя D". Такая ситуация приводит к возбуждению поверхности ядро-мантия и инициированию плюмовой активности. Плюмы, поднимающиеся до уровня верхней мантии и подошвы литосферы, активизируют процессы рифтогенеза, приводящие к структурированию верхнемантий-

ной конвекции, ответственной за распад суперконтинента. Представление В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе, а также ряда других исследователей о том, что в истории Земли чередовались эпохи преобладания либо общемантийной, либо двухъярусной конвекции и что это чередование увязывалось с плюмовой активностью и циклами формирования и распада суперконтинентов является весьма перспективным. Продолжительность подобных циклов оценивается в 500–700 млн лет.

Итак, мы рассмотрели только некоторые аспекты проблемы мантийных плюмов и горячих точек — проблемы, которые затрагивают практически все специализации наук о Земле. Очевидно, что концепция «тектоники плюмов» или «плюм-тектоники», зародившаяся одновременно с тектоникой плит, служит важным дополнением к «классической» теории тектоники литосферных плит, особенно в понимании внутриплитных тектонических, и магматических процессов и является существенным шагом на пути к созданию общей геодинамической теории Земли.

Глава 4. Возраст дна океана

4.1. Аномальное магнитное поле и возраст дна океанов

Определение возраста океанической литосферы сначала по геофизическим, а потом и по геологическим данным — одно из важнейших событий в развитии всей геологической науки второй половины XX в.

В 60-х годах XX в. появилась новая модификация палеомагнитных исследований — геоисторическая интерпретация маршрутной и площадной магнитной съемки Мирового океана. Развитие этого направления позволило за 10–12 лет получить качественно новую информацию о возрасте дна и истории эволюции литосферы современного океана.

Принципиальная возможность геоисторической интерпретации аномального магнитного поля океана, т.е. определение возраста дна по рисунку аномалий ΔT_a , впервые была показана в 1963 г. Ф. Вайном, Д. Мэтьюзом и Л. Морли*. Здесь ΔT_a — изменение вектора напряженности аномального магнитного поля Земли. Они правильно объяснили полосчатый и линейный характер магнитных аномалий в океане (рис. 3.3, рис. 4.1) как результат сочетания трех фундаментальных и независимо установленных факторов. Первый — разрастание дна океана, при котором каждая новая порция мантийных дифференциатов, изливаясь в рифтовой зоне и застывая, намагничивается под влиянием главного магнитного поля, а затем, «припаиваясь» к дивергентным краям двух плит, разрывается примерно посередине. Второй — изменение полярности главного магнитного поля. Оно происходит достаточно быстро за первые тысячи лет, а один и тот же знак геомагнитного поля сохраняется на протяжении нескольких десятков и сотен тысяч лет. Осредненное за такое время главное магнитное поле Земли (геомагнитное поле) может с хорошим приближением быть описано полем теоретического магнитного диполя, направленного по оси вращения и расположенного практически в центре нашей планеты. Наконец, третий фактор, важный для геоисторической интерпретации аномального магнитного поля океана, — это существенное преобладание у пород океанической коры остаточной намагниченности

* Практически одновременно с публикацией Ф. Вайна и Д. Мэтьюза канадским геофизиком Л. Морли в малоизвестном журнале было напечатано идентичное, независимо от них разработанное объяснение полосовых линейных магнитных аномалий океана. Западным специалистам, как об этом пишет С. Уеда, позже стало достаточно хорошо известно, что Л. Морли раньше, чем его более счастливые коллеги, пытался опубликовать свою работу и посылал ее в ведущие английские и американские журналы, но в самом начале 60-х годов она везде была отвергнута как «слишком умозрительная». Ныне имена Ф. Вайна и Д. Мэтьюза широко известны, а имя Л. Морли — только узкому кругу специалистов.

(приобретенной в момент их образования в рифтовой трещине) над индуктивной, обусловленной воздействием современного геомагнитного поля.

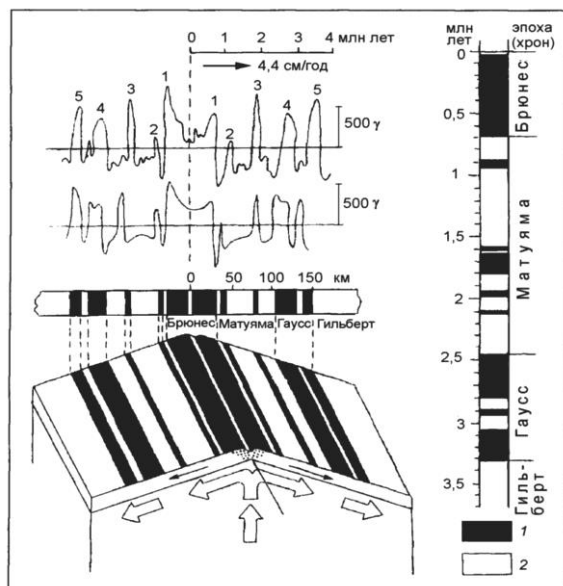


Рис. 4.1. Симметричная система линейных магнитных аномалий на пересечении через Восточно-Тихоокеанское поднятие:

1, 2 — полярности: 1 — прямая, 2 — обратная

Итак, сущность разгадки причины образования полосчатого аномального магнитного поля дна океана, симметричного относительно рифтовой оси, состоит в следующем. В процессе разрастания морского дна магма, поднимаясь в рифтовой трещине и застывая, образует новые порции океанической коры. По мере остывания поднявшийся к поверхности мантийный расплав проходит через температуру Кюри, и после этого новорожденная океаническая литосфера намагничивается в прямом или обратном направлении по отношению к современному полю в зависимости от направления главного магнитного поля в момент ее застывания. Таким образом, новообразованная кора приобретает остаточную намагниченность, направление которой определяется геомагнитным полем во время ее рождения. Но практически сразу после рождения, едва успев остыть, хрупкая кора рифтовой зоны вновь разрывается, и новая порция расплава поступает из мантии, заполняя пространство между расходящимися плитами и припаяваясь к их краям. Когда направление геомагнитного поля меняет свой знак, порции новорожденной в рифтовой трещине коры, остывая, приобретают остаточную намагниченность, обратную по отношению к обрамляющим участкам.

Таким образом, благодаря инверсиям главного магнитного поля создается различие в направлении первичной термоостаточной намагниченности океанической коры, которое сохраняется при ее последующих перемещениях в составе литосферных плит по поверхности Земли. Следовательно, океаническую кору можно рассматривать как магнитоактивный слой, в первом приближении состоящий из последовательности прямо и обратно (по отношению к современному полю) намагниченных тел, вытянутых параллельно рифтовой трещине и симметричных относительно нее (рис. 4.1). В каждом конкретном случае ширина полосы аномального поля ΔT_a океанического дна определяется как произведение линейной полускорости раскрытия рифтовой трещины на интервал времени, в течение которого геомагнитное поле сохраняло одинаковую полярность.

Благодаря быстрой смене знака главного магнитного поля Земли (характерное время одной инверсии — несколько тысяч лет), разработанная на основании сопоставления магнитных данных по суше с гидромагнитной съемкой и ее привязкой к абсолютному возрасту по данным бурения, в 1963 г. была построена первая абсолютная шкала времени смены знака геомагнитного поля А. Кокса, в которой были выделены четыре эпохи смены полярности геомагнитного поля за последние 3,5 млн лет: Брюнес, Матуяма, Гаус, Гильберт (рис. 4.1).

В дальнейшем, по мере накопления материала морских магнитных съемок, геохронологическая шкала палеомагнитных аномалий постоянно совершенствовалась и распространялась на весь кайнозой и мезозойское меловое — верхнеюрское время (геохронологические шкалы Хейрцлера, Ле Пишона, Ларсона и Питмана, Лабрека, Шлиха, Манкинена и Далримпла, Харланда, Кента и Градштейна, Шрейдера). Одна из последних версий временной шкалы палеомагнитных аномалий охватывает интервал от 0 до 172 млн лет и включает в себя 34 аномалии кайнозойского возраста и аномалии M0 — M38 мезозойского возраста, а также меловую эпоху «спокойного поля» (рис. 4.2).

Палеомагнитная шкала инверсий мелового и позднеюрского времени менее детальна и точна, чем кайнозойская. Трудность построения мезозойской шкалы заключается в том, что в меловое время имел место длительный период прямой полярности (от 83 до 118 млн лет), который был назван периодом спокойного (без смены полярности) магнитного поля Мирового океана.

В результате сопоставления полученной таким путем геомагнитной временной шкалы с магнитными аномалиями на океанском дне удалось определить возраст океанической коры на большей части акваторий Мирового океана.

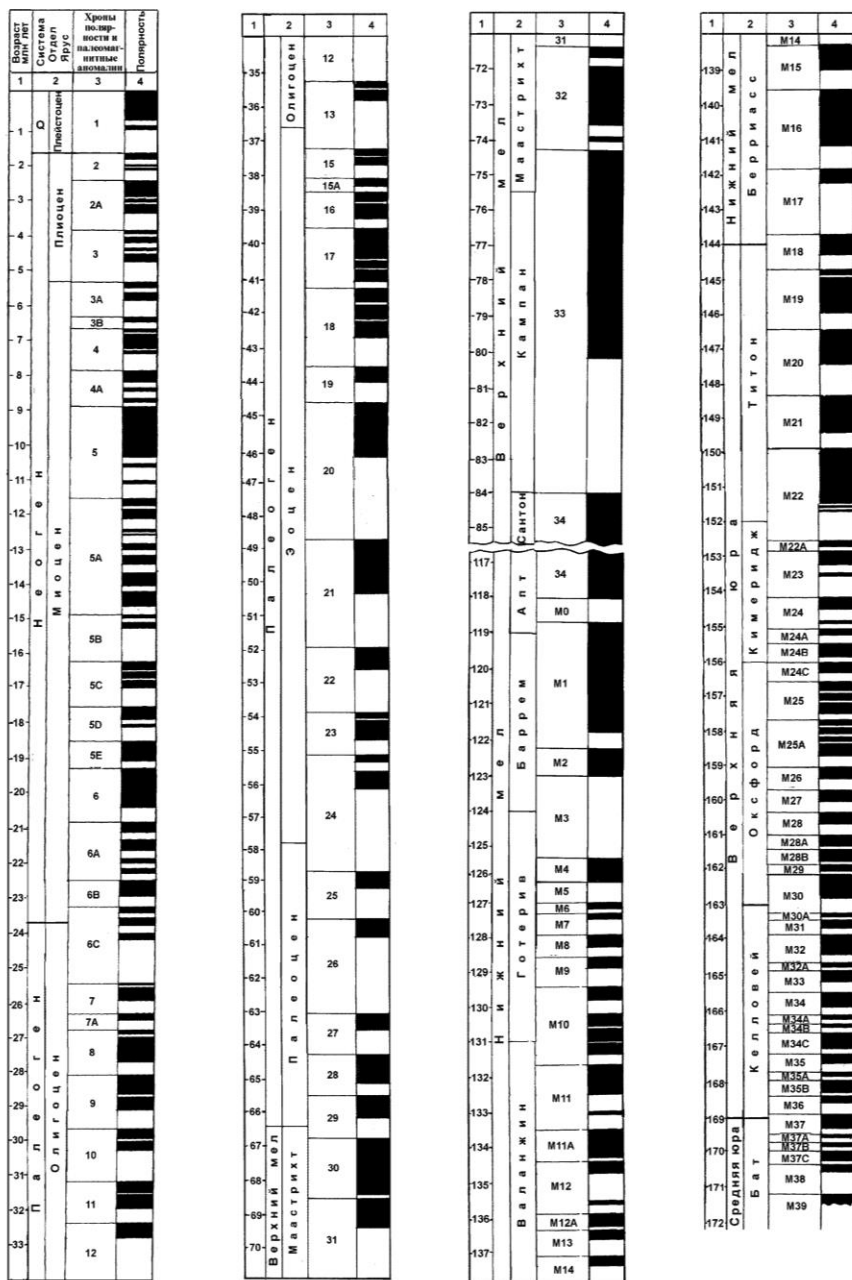


Рис. 4.2. Геохронологическая шкала палеомагнитных инверсий (время в млн лет), по Д. Кенту и Ф. Градштейну с добавлениями по А. Шрейдеру.
Условные обозначения см. на рис. 4.1

Таким образом, можно с полным основанием считать, что линейные магнитные аномалии, сформированные в процессе разрастания океанического дна, позволяют использовать новый метод определения возраста океанической коры. Необходимо отметить, что, несмотря на принципиальную простоту этого метода определения возраста дна, на практике приходится сталкиваться со значительными трудностями при идентификации магнитных аномалий. Естественно, что наиболее уверенно можно идентифицировать аномалии, расположенные на небольшом удалении от оси. В последние годы появилось много интересных исследований, посвященных расшифровке и идентификации сложной картины магнитных аномалий в отдельных регионах океана. Они позволяют проследить картину кинематической эволюции рассматриваемых областей и дают ключ для выяснения многих других аспектов истории развития океанической литосферы в каждом конкретном регионе.

Второй важный метод определения возраста дна Мирового океана — это глубоководное бурение.

Результаты бурения явились, доказательством справедливости идеи о разрастании океанического дна и показали, что при удалении от срединно-океанического хребта закономерно и симметрично относительно оси хребта увеличивается возраст наиболее древних осадков. Данные бурения подтвердили справедливость применения палеомагнитной шкалы инверсии для определения возраста океанической коры в мезо-кайнозойское время. Об этом свидетельствует удовлетворительное совпадение возраста дна, предсказанного по магнитным данным, т.е. по полю ΔT_a океана, с возрастом древнейших осадков и базальтов океанической коры, полученных в результате биостратиграфических и радиохимических определений керна и скважин, пробуренных в Атлантическом, Тихом и Индийском океанах (рис. 4.3). Необходимо отметить, что в некоторых скважинах не наблюдается явной корреляции возраста океанической коры, полученного по результатам бурения и определенного по магнитным аномалиям. По исследованиям А.П. Лисицына, из 100 скважин, пробуренных через всю толщу осадков, в 90 возраст коры, предсказанный по магнитным аномалиям, получил подтверждение, и лишь 10% скважин дали расхождение. В большинстве случаев результаты определения возраста, полученные на основании бурения, дают меньшие значения, чем определения, сделанные по магнитным аномалиям. Такое расхождение можно объяснить либо перерывом в осадконакоплении, либо сносом осадков придонными течениями; однако это не исключает возможности отдельных погрешностей в определении возраста осадков по более молодым базальтовым покровам, особенно в изолированных бассейнах и при плохом разрешении картины аномального магнитного поля. Кроме того, необходимо учитывать, что по магнитным аномалиям определяется возраст магнитоактивного слоя, т.е.

базальтового фундамента, которого достигает далеко не каждая скважина, в то время как возраст вышележащих осадков, естественно, должен быть несколько меньше возраста кристаллического основания.

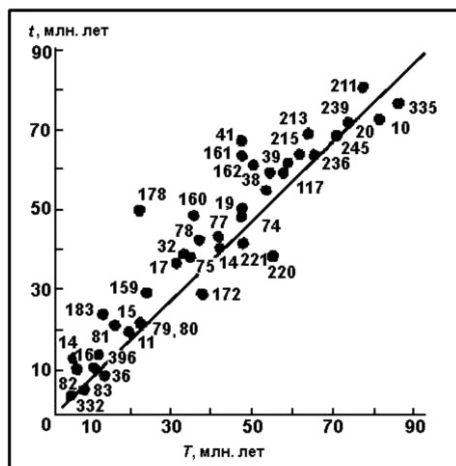


Рис. 4.3. Сравнение возраста океанического фундамента (t), предсказанного по шкале геомагнитных инверсий, с палеонтологическим определением по данным глубоководного бурения (T). Цифрами обозначены скважины глубоководного бурения

Анализ магнитных аномалий и данных бурения дает возможность сделать вывод, что океаническая литосфера сравнительно молода. Значительная часть площади Мирового океана покрыта магнитной съемкой и буровыми скважинами; во всей исследованной области не было обнаружено участков океанической коры древнее ранней юры. Самые древние участки океанической коры обнаружены в Северной Атлантике вблизи континентальных окраин Северной Америки и Северо-западной Африки, у восточного побережья Африки, а также в северо-западной части Тихого океана недалеко от Японского и Курильского желобов. И, несмотря на то, что многие районы дна Мирового океана еще исследованы недостаточно детально, уже известны возраст коры, основные закономерности и направление эволюции океанической литосферы в позднем мезозое и в кайнозое.

Одна из первых схем возраста дна океана была составлена по советским и опубликованным зарубежным геофизическим данным в 1972 г. С.А. Ушаковым и В.В. Федынским. Затем была опубликована более полная карта возраста дна Мирового океана В. Питмана и Р. Ларсона. На рис. 4.4 представлена современная карта возраста дна Мирового океана, которая постоянно уточняется в связи с новыми данными.

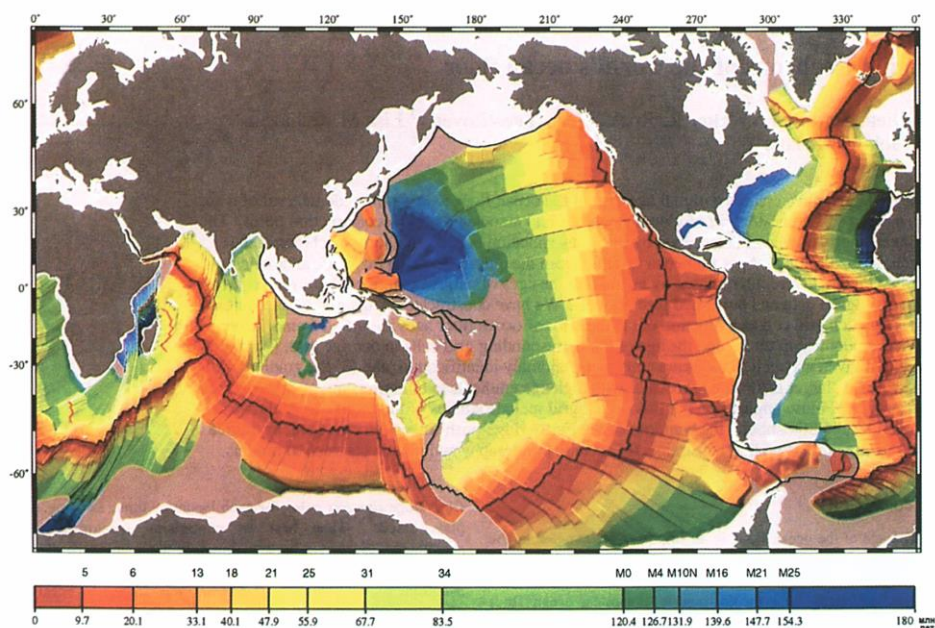


Рис. 4.4. Карта возраста дна океана (цифры — возраст дна в млн лет)
(по Р.Д. Мюллеру и др.)

С учетом масштаба карты и точности исходной информации были выделены области дна, образованные в плейстоцене и плиоцене (0–6 млн лет), в миоцене (возраст коры 6–23 млн лет), в олигоцене (23–37 млн лет), в эоцене (38–59 млн лет), в палеоцене (59–65 млн лет), в позднемеловое время (66–84 млн лет), в раннемеловое (84–144 млн лет) и позднюрское (144–160 млн лет) время. Таким образом, результаты геостратиграфического анализа аномального магнитного поля океана, проверенные и дополненные биостратиграфическими результатами глубоководного бурения, позволили получить представление об этапах раскрытия молодых океанов (Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого) и об основных закономерностях формирования дна наиболее древнего Тихого океана (рис. 4.5).

Существенная отличительная особенность разрастания дна Атлантического и большей части Индийского океана по сравнению с Тихим заключается в том, что разрастание этих молодых океанических впадин пространственно достаточно жестко связано с перемещением обрамляющих их материков. Поэтому, восстанавливая по полосовым магнитным аномалиям картину конечной относительной кинематики разрастания отдельных бассейнов в пределах каждой из этих впадин, можно тем самым описать и геометрию относительного конечного перемещения тех пар материков, которые входят в состав литосферных плит по разные стороны от общей рифтовой оси.

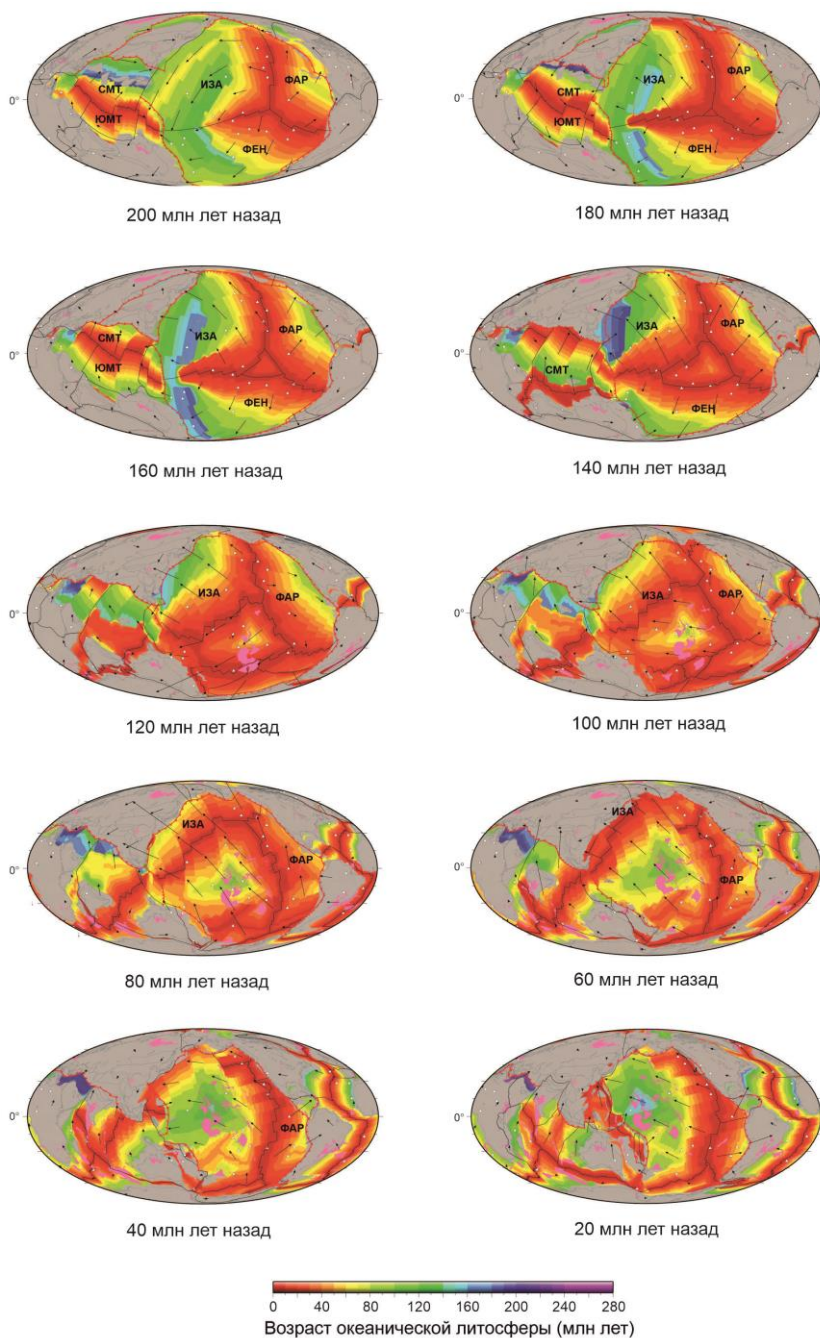


Рис. 4.5. Изменение возраста дна Мирового океана в процессе его эволюции (по Р.Д. Мюллеру и др.):

Плиты: ФАР — Фаралон, ИЗА — Изанаги, СМТ — Северная Мезо Тетис, ЮМТ — Южная Мезо Тетис, ФЕН — Феникс

Благодаря возможности совмещения разновозрастных линейных магнитных аномалий можно представить геометрические очертания каждой из этих молодых океанических впадин в любой момент геологического времени от начала их развития в прошлом, но при одном очевидном условии: что магнитные аномалии достаточно уверенно выделены. Для литосферы Тихого океана, которая погружается под обрамляющие его материки и островные дуги, можно реконструировать лишь геометрию разрастания океанических плит в рифтовых зонах.

В настоящее время благодаря геофизическому анализу поля ΔT_a известно, что древнейшие участки океанической коры современного Атлантического океана образовались в раннеюрское время (около 160–170 млн лет назад) в результате откола Северо-Американского материка от Африканского и разделения Пангеи на Гондвану и Лавразию. Раскол же Гондваны произошел в раннемеловое время, когда Индостан откололся от Восточной Африки и от современной Восточной Антарктиды. Последняя, в свою очередь, откололась от Африки и Южной Америки, и эти современные материки разделились. Ведь возраст самой древней океанической коры в Южной Атлантике и Индийском океане не превышает 140–150 млн лет.

Самая молодая, недавно рожденная океаническая впадина — это Калифорнийский залив. Калифорнийский полуостров отделился от Мексики всего несколько миллионов лет назад. Впадина Красного моря древнее Калифорнийского залива, но скорость ее разрастания невелика, а скорость накопления осадков значительна, поэтому в Красном море типичные океанические полосовые магнитные аномалии установлены лишь фрагментарно в приосевой зоне.

Вся океаническая литосфера в полярной и субполярной областях Атлантики образовалась в кайнозое, ибо только в самом позднем мелу Гренландия начала откалываться от Северной Америки и от Европы. В кайнозое нынешний подводный хребет Ломоносова отделился от современного арктического склона Евразии и, удаляясь от него в результате спрединга на хребте Гаккеля, привел к образованию Евразийской котловины (Нансена-Амундсена) в Северном Ледовитом океане, которая разрастается до сих пор. Только для Канадской котловины Арктического бассейна пока не получено достоверных результатов для геоисторической интерпретации аномального магнитного поля.

4.2. Литосфера и астеносфера

Литосферой называют верхнюю каменную (жесткую и прочную) оболочку Земли, все компоненты которой находятся в твердом состоянии. В современном понимании литосфера включает в себя не только земную кору, но и часть верхней мантии, в которой мантийное вещество настолько остыло, что полностью раскристаллизовалось и превратилось в горную породу.

Характерными признаками литосферы являются ее жесткость и прочность, а следовательно, способность при отсутствии внешних воздействий длительное время сохранять неизменными форму и строение. Чтобы литосферную плиту деформировать или разрушить, необходимо приложить дополнительные механические напряжения, превышающие предел ее прочности.

С глубиной, как известно, температура в Земле постепенно возрастает. Поэтому под литосферными плитами обычно располагается астеносфера — пластичная оболочка мантии, вещество которой уже частично расплавлено или размягчено и характеризуется относительно пониженными значениями скоростей сейсмических волн и плотностей ($\rho = 3,25 - 3,33 \text{ г/см}^3$), повышенной электропроводностью, а также относительно пониженной вязкостью $10^{19} - 10^{20} \text{ П}$ под океанами и $10^{21} - 10^{22} \text{ П}$ под континентами (для сравнения отметим, что вязкость воды 10^{-2} П , вязкость жидкой базальтовой лавы $10^5 - 10^6 \text{ П}$, льда 10^{13} П , а каменной соли 10^{18} П). В отличие от литосферы астеносфера не обладает пределом прочности, и ее вещество может деформироваться (течь) под действием даже очень малых избыточных давлений.

Анализ реологических свойств литосферы невозможен без уточнения понятия «толщина литосферы».

Суть проблемы заключается в неоднозначности определения толщины литосферы как с позиций механики, так и на основании экспериментальных данных, получаемых различными геофизическими методами. Можно дать несколько определений толщины литосферы: 1) реологическая толщина литосферы — максимальная глубина, до которой могут распространяться хрупкие трещины; 2) магматическая толщина — минимальная глубина, на которой парциальное плавление достаточно, чтобы поставлять лаву для подводных вулканов; 3) термодинамическая, которая определяется как положение уровня на диаграмме температура — давление, означающего начало парциального плавления в системе с известными или предполагаемыми физическими свойствами. Сюда можно добавить и сейсмологическое определение толщины литосферы, основанное на законе распределения с глубиной скоростей упругих волн, продольных и поперечных, в верхах мантии. Первые три определения близки между собой в том смысле, что все предполагают наличие либо начало частичного плавления на границе литосферы и астеносферы. Они согласуются и с сейсмическим определением подошвы литосферы как верхней границы зоны низких скоростей сейсмических волн. Такая зона низких скоростей установлена под океанами, но далеко не повсеместно под континентами.

Многие природные данные свидетельствуют в пользу того, что зона волновода является зоной, ослабленной в механическом смысле и, в частности, слабо сопротивляющейся сдвиговым напряжениям. Поэтому она

допускает движение литосферы относительно нижней мантии. Как отмечалось, наиболее вероятной причиной поведения астеносферы под океанами одновременно и как ослабленной зоны, и как зоны пониженных скоростей сейсмических волн является наличие в ней частично расплавленного вещества мантии. Анализ изменения добротности в астеносфере под океаном свидетельствует о том, что процент расплава вне срединных хребтов ниже, чем под хребтами, и доля плавления в пределах 1–10% хорошо объясняет наблюдаемые значения затухания сейсмических волн и возрастание электропроводности в астеносфере под океаном и под внутриконтинентальными рифтовыми областями. Эти выводы основаны на результатах лабораторных исследований затухания сейсмических волн в расплавах с различной степенью плавления.

Распределение температуры в остывающей литосфере можно определить, решив уравнение теплопроводности:

$$T_z = T_m \operatorname{erf} \frac{z}{2(at)^{1/2}} \quad (4.1)$$

где T_z — температура на уровне z ; T_m — температура горячей мантии; a — коэффициент температуропроводности пород литосферы; t — возраст плиты.

Благодаря тому, что у молодых океанических плит температурные градиенты существенно выше, чем у древних континентальных плит и особенно чем градиент температуры конвектирующей мантии T_m , все океанические геотермы, определяемые выражением (4.1), пересекаются с кривой температуры начала плавления (солидуса) T_s , мантийного вещества на глубинах от 2,5 до 150 км (рис. 4.6). Следовательно, основание литосферы и ее термическая толщина, а также подошва астеносферы определяются пересечением кривой солидуса пород мантии с текущей геотермой литосферы.

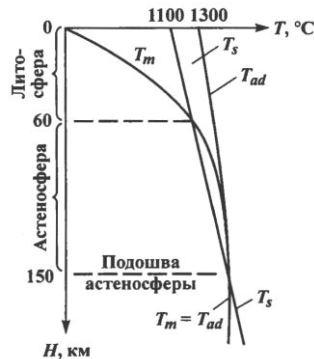


Рис. 4.6. Кривая плавления, определяющая подошву литосферы и толщину астеносферы:

T_m — температура мантии, T_{ad} — адиабатическая температура мантии, T_s — температура солидуса

Под всеми без исключения океаническими плитами располагается «классическая» астеносфера, состоящая из частично расплавленного мантийного вещества. Под древними континентальными платформами, уже давно успевшими предельно остыть, изотермы должны характеризоваться наименьшими градиентами температуры, особенно при учете выделения радиоактивного тепла в верхнем (гранитном) слое континентальной коры. Поэтому и мощность литосферы под такими платформами должна быть наибольшей.

О сравнительно небольшой мощности океанических литосферных плит и о большой мощности континентальных плит говорят геофизические измерения. Но кроме них имеются и чисто геологические свидетельства, отмеченные в свое время О. Сорохтиным, позволяющие оценить толщину литосферных плит. Геохимия внутриплитного магматизма океанических плит однозначно свидетельствует об их сравнительно небольшой предельной мощности. В частности, в океанических магмах никогда не встречаются ксенолиты более высокой степени метаморфизма, чем шпинелевые лерцолиты. С другой стороны, кимберлитовый и лампроитовый вулканизм, пронизывающий архейские континентальные плиты, выносит на поверхность ксенолиты глубинных пород со специфическими минеральными ассоциациями пироп-алмазной фации метаморфизма, практически однозначно свидетельствующие о том, что толщина литосферы под древними щитами, по меньшей мере, достигает 200 км.

Важно отметить принципиальное отличие реологических свойств вещества в литосфере и астеносфере. Учитывая хорошее приближение (с точностью до $1,5 \cdot 10^{-5}$) формы Земли к равновесной фигуре эллипсоида вращения, в первом приближении можно считать, что подлитосферная мантия характеризуется свойствами вязкой ньютоновой жидкости. При этом часть существующих ундуляций геоида естественным образом объясняется динамическими эффектами конвекции очень вязкой жидкости в мантии Земли, а другая часть — динамическими взаимодействиями литосферных плит в зонах субдукции или краевыми эффектами на границах континентов и океанов. С учетом отмеченных динамических эффектов можно и во втором приближении считать вещество подлитосферной мантии вязкой ньютоновой жидкостью. Однако в связи с частичным расплавлением мантийного вещества в «классической» астеносфере под океаническими плитами сдвиговая вязкость в ней оказывается намного меньшей, чем под континентами. Именно по этой причине под континентами астеносферный слой всегда оказывается менее выраженным.

В отличие от астеносферы литосфера обладает конечной прочностью, характеризуемой пределом пластичности τ_0 . До тех пор, пока возникающие в литосфере под действием внешних нагрузок напряжения не превосходят этого предела, в ней происходят только обратимые упругие дефор-

мации. Когда же такие напряжения превышают предел прочности, в литосфере начинают развиваться необратимые пластические деформации. Если же в области деформаций существуют жидкие и маловязкие расплавы, способные воспринимать на себя гидростатическое давление, то такие деформации становятся хрупкими и могут распространяться в литосфере со скоростями, ограничиваемыми лишь скоростью заполнения возникающих хрупких трещин вязкой жидкостью расплава. Именно этим явлением, согласно О. Сорохтину, можно объяснить стремительный подъем жидких и легких кимберлитовых магм и вынос ими плотных ксенолитов тяжелых пород с подошвы литосферы на земную поверхность по «бегущей» трещине, разрывающей всю толщину континентальной плиты, начиная с глубины около 200 км. Поэтому в первом приближении литосферу можно описывать свойствами упруго-пластичного (упруго-хрупкого) тела, обладающего конечным значением предела прочности материала $\tau_0 \neq 0$. В этом случае за подошву литосферы следует принимать уровень $\tau_0 = 0$ либо уровень, на котором возникающие при конвективном массообмене мантии сдвиговые напряжения τ_s превышают этот предел $\tau_s \geq \tau_0$.

Имеющиеся геофизические и геологические данные показывают, что жесткость литосферы сохраняется практически по всей ее толщине. Так, на Гавайских островах, под которыми мощность литосферной плиты оценивается в 60 км, начало каждого нового цикла вулканической деятельности предваряется сейсмическими толчками (индикаторами хрупкого разрушения плиты), происходящими также на глубине около 60 км. То же можно сказать и о мощных литосферных плитах под архейскими континентами. Как было показано О. Сорохтиным и С. Ушаковым, литосфера под древними континентами на предельных глубинах около 200 км обладает конечной прочностью.

Для геодинамики литосферы и астеносферы важны два обстоятельства: 1) даже оставаясь в твердом состоянии, вещество астеносферы механически ослаблено и в нем может идти процесс ползучести, за счет которого астеносфера в геологических масштабах времени ведет себя как вязкая жидкость; 2) астеносфера выражена глобально, хотя ее глубина, мощность и физические свойства варьируют в широких пределах.

4.3. Изменения толщины литосферы и глубины дна океана с возрастом

Как уже отмечалось, океаническая литосфера — это оболочка Земли, представляющая собой охлажденное и полностью раскристаллизованное вещество земной коры и верхней мантии, подстилаемое снизу горячим и частично расплавленным веществом астеносферы. Естественно предположить, что океанические литосферные плиты образуются за счет остыва-

ния и полной кристаллизации частично расплавленного вещества астеносферы, подобно тому, как это происходит, например, на реке при замерзании воды и образовании льда. Аналогия здесь очень глубокая: ведь кристаллические породы литосферы по сути своей — это тот же «силикатный лед» для частично расплавленного силикатного вещества астеносферы. Разница состоит лишь в том, что обычный лед всегда легче воды, тогда как кристаллические силикаты всегда тяжелее своего расплава.

Несколько упрощенно процесс образования океанских литосферных плит по такому механизму можно представить себе следующим образом. В зазор между расходящимися плитами (в рифтовую трещину) поднимается горячее, частично расплавленное вещество астеносферы. Попадая на поверхность океанского дна, это вещество охлаждается и кристаллизуется, формируя океаническую кору. По мере раздвижения плит образовавшиеся ранее участки литосферы «промерзают» еще более и также отодвигаются в стороны, а на их место в новые рифтовые расколы поступает новое астеносферное вещество, и процесс повторяется. Начатый в рифтовых зонах процесс формирования литосферных плит продолжается под склонами срединно-океанических хребтов и абиссальными котловинами за счет постепенного остывания и полной кристаллизации исходного горячего мантийного вещества, последовательно «примораживаемого» снизу к подошве литосферы, увеличивая ее толщину. Очевидно при этом, что чем дольше мантийное вещество, поднявшееся на поверхность Земли, охлаждается, тем на большую глубину оно «промерзнет» и кристаллизуется. Следовательно, под более древними участками океанского дна, расположенными дальше от рифтовых зон, толщина литосферы (т.е. слой охлажденной и раскристаллизованной мантии) будет большей (рис. 4.7). Глубина «промерзания» расплава (будь то вода или базальтовая магма) определяется решением уравнения теплопроводности.

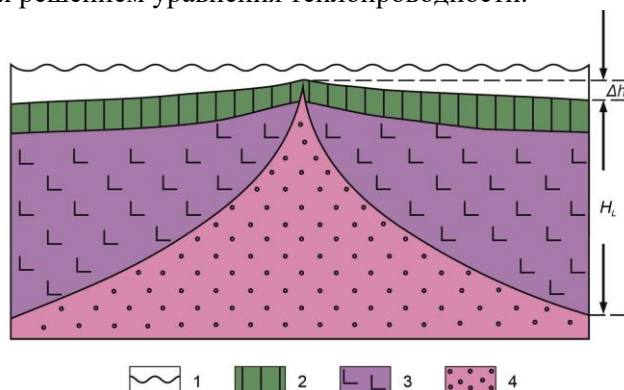


Рис. 4.7. Модель строения океанической литосферы:

- 1 — поверхность океана; 2 — океаническая кора;
3 — мантия литосферы; 4 — астеносфера

По оценкам, основанным на измерениях температуры базальтовых лав в современных действующих вулканах рифтовых зон и океанических островов, температура астеносферы под рифтовыми зонами примерно равна 1300 °С. Из решения (4.1) легко получить зависимость толщины океанической литосферы от ее возраста:

$$H_l = k\sqrt{t} \quad (4.2)$$

Если толщину литосферы H_l выразить в километрах, а возраст — в миллионах лет, и в решение (4.1) подставить наиболее вероятные значения параметров T_s , T_m и a , то найдем, что $6,5 < k < 8,5$.

Этот основной закон увеличения толщины дна океана с возрастом был практически одновременно теоретически обоснован в 1973 г. О. Сорохтиным, Дж. Слейтером и Р. Паркером и Д. Олденбургом.

Позднее Т. Иоши на основании обобщения результатов по распространению и дисперсии поверхностных сейсмических волн Рэлея показал, что зависимость $H_l(t)$ подтверждается и экспериментальными данными:

$$H_l = 7,49\sqrt{t} \quad (4.3)$$

Эмпирическая зависимость Т. Иоши имеет тот же вид, что и теоретическая, и отличается от нее лишь величиной коэффициента.

Из приведенного сравнения видно, что полученный на основе теории тектоники литосферных плит теоретический прогноз зависимости толщины литосферных плит от их возраста через два года был подтвержден экспериментально.

Кристаллизационная модель, по-видимому, неплохо соответствует реальному механизму образования литосферных плит. В этой модели толщина литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного лерцолита и, следовательно, зависит от времени экспозиции вещества мантии на поверхности Земли. Поэтому мощность литосферы под СОХ не является постоянной, а закономерно увеличивается с возрастом по мере удаления от рифтовых зон. В центре рифтовых долин мощность литосферы минимальна и астеносфера выходит почти на поверхность Земли.

Как уже отмечалось, породы литосферы тяжелее подстилающего их горячего вещества астеносферы (примерно на 0,1 г/см³). Следовательно, чем толще океаническая литосфера, тем на большую глубину она погружается в мантию и тем ниже опускается ее поверхность. Поэтому закон опускания океанского дна определяется все той же корневой зависимостью от возраста литосферы, т.е. от возраста самого океанского дна. По этой зависимости самый высокий уровень стояния океанского дна должен быть там, где литосфера всего моложе и тоньше, т.е. в океанских рифтовых зонах, как раз и расположенных на гребнях СОХ. По мере же удаления от гребней этих хребтов глубина океана должна возрастать пропорционально увеличению толщины литосферы, т.е. по закону:

$$\Delta h \approx \frac{\rho_l - \rho_a}{\rho_a - \rho_w} H_l \quad (4.4)$$

где Δh — перепад средних уровней рельефа срединно-океанического хребта между его гребнем и любой данной точкой склона; ρ_l , ρ_a и ρ_w — плотности соответственно литосферы, астеносферы и океанических вод. Если выразить Δh в км, t — в млн лет и принять $\rho_l = 3,3$; $\rho_a = 3,21$; $\rho_w = 1$ г/см³; $T_s = 1060$; $T_m = 1235$ °C и $a = 5,4 \cdot 10^{-3}$ см²/с, то из (4.1) и (4.4) найдем:

$$\Delta h \approx 0,35\sqrt{t} \quad (4.5)$$

Если описанная модель образования океанических литосферных плит верна, то и выведенный на ее основе теоретический закон (4.5) должен правильно описывать осредненный реальный рельеф океанического дна.

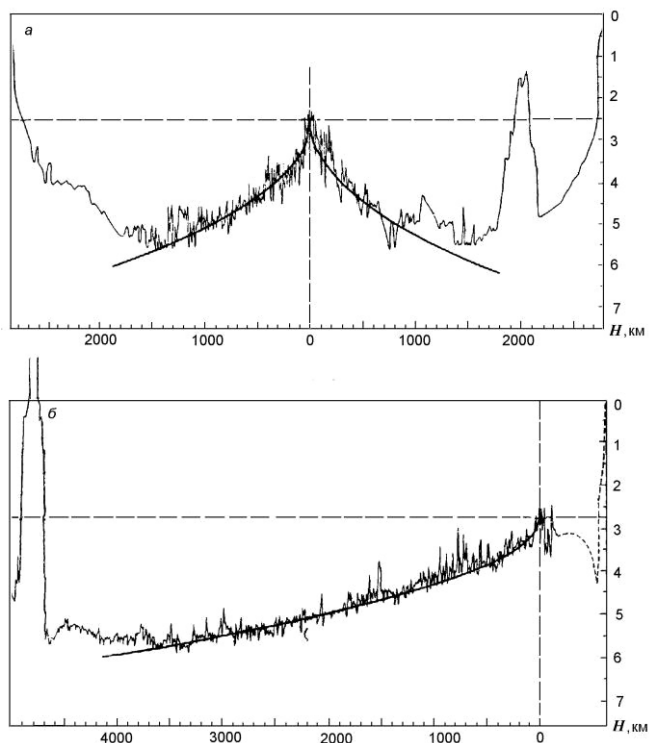


Рис. 4.8. Аппроксимация глубины океана на склонах срединно-океанических хребтов (по О. Сорохтину):

a — Срединно-Атлантический хребет в Южной Атлантике;
б — Восточно-Тихоокеанское поднятие (широтный разрез через Гавайские острова)

Проверить это несложно, и результаты такой проверки показаны на рис. 4.8. Как видно из рисунка, осредненные профили рельефа всех СОХ действительно очень неплохо аппроксимируются одной и той же зависи-

мостью (4.5) для молодой океанической литосферы, возраст которой до 70 млн лет. При этом теоретическое значение коэффициента пропорциональности в найденном законе исключительно хорошо совпало с его эмпирическим значением (вероятность случайного совпадения очень мала). Для более древних участков океанической литосферы рельеф дна оказывается более пологим, чем определяется формулой (4.5). Это, вероятно, связано с расслоенностью верхней мантии по полиморфным минеральным ассоциациям, возникающим в мантийном веществе в зависимости от господствующих там P - T условий (рис. 4.9). Объясняется же такое изменение закона прогибания литосферной плиты при $t > 70$ млн лет тем, что, начиная с этого времени дальнейшее увеличение мощности литосферы происходит уже за счет кристаллизации ее вещества в условиях устойчивого существования шпинелевых лерцолитов с меньшим их парциальным плавлением, а следовательно, и с меньшим, чем это было до момента $t = 70$ млн лет, перепадом плотности.

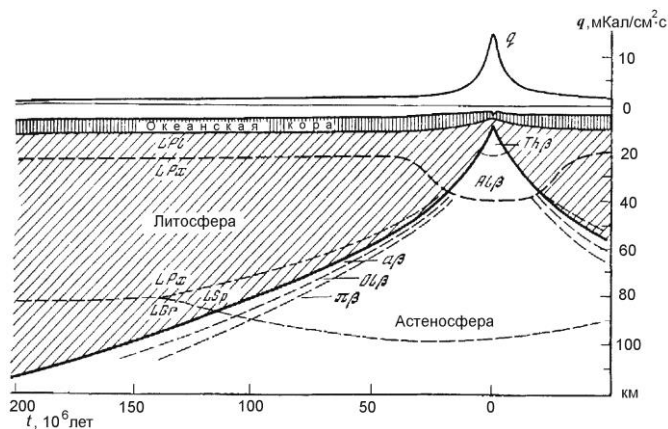


Рис. 4.9. Разрез океанической литосферы (по О. Сорохтину):

Области существования: Lpl — плагиоклазовых лерцолитов; Lpx — пироксеновых лерцолитов; Lsp — шпинелевых лерцолитов; Lgr — гранатовых лерцолитов. Области выплавления базальтов: $Th\beta$ — толеитов срединно-океанических хребтов; $Al\beta$ — глиноземных базальтов; $\alpha\beta$ — щелочных базальтов; $Ol\beta$ — щелочной оливиновый базальт; $\pi\beta$ — пикрит-базальтов; q — теоретическая кривая теплового потока

В таком случае для описания регионального рельефа склонов СОХ и абиссальных котловин (без учета влияния на рельеф осадочных толщ) можно воспользоваться следующими приближенными выражениями:

$$\text{при } t < 70 \text{ млн лет } \Delta h = 0,35 \sqrt{t}, \quad (4.6)$$

$$\text{при } t > 70 \text{ млн лет } \Delta h = 0,75 + 0,26 \sqrt{t}.$$

Отложение осадков на дне океана приводит к повышению его уровня на высоту

$$\delta h \approx H_s \frac{\rho_m - \rho_s}{\rho_m - \rho_w} \approx 0,64 H_s \quad (4.7)$$

где H_s — мощность осадочного чехла, а $\rho_s \approx 1,8 \text{ г/см}^3$ — средняя плотность осадков. Учитывая теперь, что средний уровень гребней СОХ (за исключением Северной Атлантики) располагается приблизительно на 2,6 км ниже уровня океана, рельеф большей части океанического дна можно выразить аналитически через глубину океана $h_{ок}$

$$\text{при } t < 70 \text{ млн лет } h_{ок} = 2,6 + 0,35 \sqrt{t} - 0,64 H_s, \quad (4.8)$$

$$\text{при } t > 70 \text{ млн лет } h_{ок} = 3,35 + 0,26 \sqrt{t} - 0,64 H_s.$$

Здесь $h_{ок}$ и H_s , по-прежнему, выражены в километрах, а t — в миллионах лет.

Аналогичное влияние на рельеф океанического дна оказывает и такой фазовый переход, как переход от плагиоклазовых лерцолитов к пироксеновым лерцолитам, заметно проявляющийся в рельефе при возрасте плиты около $t \approx 20$ млн лет. Однако в противоположность предыдущему случаю, несмотря на большее парциальное плавление мантийного вещества в области устойчивости плагиоклазного лерцолита, разность плотностей ($\rho_l - \rho_m$) здесь оказывается заметно меньшей, чем на более глубоких горизонтах в области устойчивости пироксеновых и шпинелевых лерцолитов. Связано это с тем, что при низких давлениях до 11–12 кбар плотность кристаллических плагиоклазов $\rho_{pl} \approx 2,7\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$ значительно ниже средней плотности мантийных расплавов при тех же давлениях (это в какой-то мере напоминает ситуацию с водой и льдом). Поэтому здесь наблюдается обратная картина: при переходе от молодых участков дна с $t < 20$ млн лет к более древней коре с $t > 20$ млн лет коэффициент в выражении (4.5) не уменьшается, а, наоборот, возрастает.

Следует отметить, что образование океанических литосферных плит по рассмотренному здесь механизму охлаждения и кристаллизации обязательно сопровождается возникновением гравитационной неустойчивости, так как более легкое вещество астеносферы сверху оказывается перекрытым более тяжелыми породами литосферы с $\Delta\rho_{lm} \approx 0,07\text{--}0,09 \text{ г/см}^3$. В этой связи часто возникает вопрос: почему в таком случае литосферные плиты не тонут в горячей мантии, если они тяжелее ее вещества? Ответ прост. Континентальные плиты не тонут потому, что к тяжелой мантийной части таких плит сверху «припаяна» легкая земная кора с запасом «положительной плавучести». В результате средняя плотность континентальных плит всегда оказывается заметно меньшей, чем средняя плотность горячей мантии. Поэтому, чтобы литосферная плита тонула в нижележащей астеносфере, необходимо, чтобы ее эффективная плотность превышала плотность астеносферы, а это возможно лишь при сильном утолщении мантийной части литосферы, т.е. при возрасте литосферы, превышающем 170 млн лет.

Океанические плиты рано или поздно погружаются в мантию и тонут в ней под зонами поддвига плит. И именно потому, что древние фрагменты океанической литосферы уже утонули в горячей мантии, современный возраст океанического дна повсеместно моложе 170 млн лет.

В пределах же 170 млн лет океаническая литосфера имеет положительную плавучесть и сохраняется на плаву, подобно металлическим судам, удерживающимся на поверхности воды, несмотря на значительную разность плотностей железа и воды. Действительно, стабильные, не опускающиеся в мантию океанические плиты напоминают по своему строению гигантские блюда, ограниченные со всех сторон приподнятыми бортами — гребнями СОХ и континентальными окраинами (примером тому может служить литосфера под Атлантическим океаном). У таких плит возникает нейтральная плавучесть, поскольку в полном соответствии с законом Архимеда вес вытесняемой из-под них астеносферы оказывается строго равным весу самих плит и воды, заполняющей абиссальные впадины. Возникающие же в плитах благодаря тектоническим напряжениям разломы обычно быстро «самозалечиваются» путем кристаллизации проникающих в них базальтовых магм.

Однако в теле литосферных плит при их погружении в астеносферу возникают избыточные напряжения, величина которых тем больше, чем глубже такие плиты «проседают» в мантию, т.е. чем древнее сами плиты.

Используя приведенную выше зависимость глубины океана от возраста его дна, можно рассчитать, что в литосферных плитах, образовавшихся ранее 170 млн лет назад, должны возникать напряжения, превышающие 1 т/см^2 , т.е. предел прочности самой литосферы. Именно с этим явлением, как отмечал О. Сорохтин, по-видимому, и связано то обстоятельство, что предельный возраст океанических плит примерно равен 170 млн лет.

Как упоминалось выше, молодая океаническая литосфера образуется при раздвижении литосферных плит в результате внедрения вещества астеносферы в разломы рифтовых зон и кристаллизации этого вещества за счет его постепенного охлаждения. Мощность новообразованной океанической литосферы определяется глубиной охлаждения и кристаллизации мантийного вещества, т.е. глубиной залегания поверхности солидуса, и, следовательно, зависит от времени экспозиции литосферы на поверхности Земли. Благодаря такому механизму образования литосферы ее мощность закономерно увеличивается по мере удаления от гребней СОХ, где она минимальна, в сторону абиссальных котловин с более древними участками океанического дна.

Эта закономерность позволяет под всеми участками океанического дна с известными возрастами определить мощность литосферы по выражению (4.2). В тех же местах, где возраст дна океана по тем или иным причинам нам неизвестен, такие определения H_l могут быть выполнены по

выражению (4.4) с поправкой на мощность осадков (4.7) и взятым с батиметрической карты значением Δh .

В таких расчетах была сделана попытка учесть конечную толщину литосферы в рифтовых зонах при $t = 0$. Однако сейсмические наблюдения показывают, что начальная толщина литосферы (над центральным очагом базальтовых расплавов) невелика и обычно не превосходит первых километров. Кроме того, сбросовые деформации в рифтовых зонах частично компенсируют эффект введения в расчет такой поправки. Поэтому чаще пользуются ничем не осложненной зависимостью (4.3), считая, что она наилучшим образом позволяет рассчитывать суммарную мощность океанической литосферы H_l с включением в нее и океанической коры.

При нахождении мощности литосферных плит по рельефу океанического дна надо следить за тем, чтобы на участках определения H_l рельеф не был бы осложнен наложенными на него тектоническими структурами, такими как трансформные разломы, подводные хребты типа Императорского, Китового, возвышенности Шатского, Хесса и других, а также чтобы рельеф на этих участках не искажался упругими или термическими воздействиями на литосферу, подобно тому, как это происходит на краевых валах, желобах или у подножия Гавайских островов. В этом случае для участков дна, не покрытых осадками, расчетные формулы легко находятся по выражениям (4.3) и (4.5):

$$\text{при } t < 70 \text{ млн лет } H_l = 21,4 \Delta h, \quad (4.9)$$

$$\text{при } t > 70 \text{ млн лет } H_l = 28,9 \Delta h - 21,7.$$

Если же дно океана засыпано осадками с толщиной слоя H_s , то, как следует из (4.7), $\Delta h = \Delta h_0 + \delta h = \Delta h_0 + 0,64 H_s$, следовательно,

$$\text{при } t < 70 \text{ млн лет } H_l = 21,4 \Delta h_0 + 13,7 H_s \quad (4.10)$$

$$\text{при } t > 70 \text{ млн лет } H_l = 28,9 \Delta h_0 + 18,5 H_s - 21,7,$$

где Δh_0 — перепад уровней между гребнем срединно-океанического хребта и данным участком засыпанного осадками дна океана.

Используя описанный здесь подход, а также эмпирические данные по средним глубинам Мирового океана и возрасту дна, была построена карта мощности океанической литосферы, изображенная на рис. 4.10. Карта наглядно показывает, что мощность океанической литосферы закономерно увеличивается в направлении от осевых частей СОХ, где она близка к 2–10 км, к глубоководным котловинам, под которыми ее мощность возрастает до 70–80 км. Наибольшая мощность океанской литосферы 85–90 км отмечается в наиболее древних районах океанского дна (мезозойского возраста) в Северо-Западной котловине Тихого океана, а также под абиссальными котловинами Атлантического океана, протянувшимися вдоль его побережий по обе стороны срединного хребта.

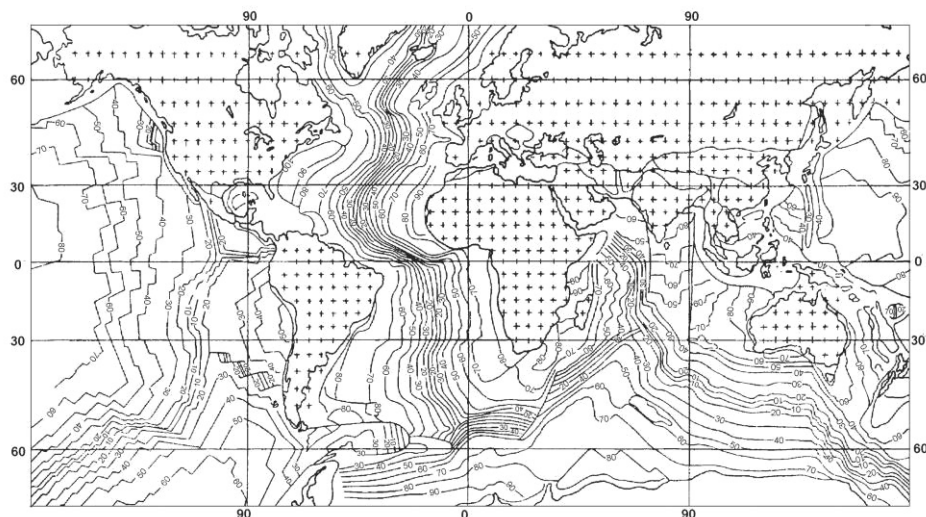


Рис. 4.10. Карта мощности океанической литосферы (изопахиты в км)
(по А. Городницкому и О. Сорохтину)

О точности построения карты H_l говорить пока трудно, поскольку еще очень мало надежных реперов для сравнения теоретических расчетов с независимыми определениями H_l . Тем не менее приведенная на рис. 4.10 карта мощности океанической литосферы помимо самостоятельного интереса может быть полезной при интерпретации региональных аномалий геофизических полей под акваториями Мирового океана, а также при изучении химизма базальтового вулканизма на океаническом дне и океанских островах.

Глава 5. Строение океанической коры

Океаническая кора занимает почти две трети поверхности твердой оболочки Земли, и практически вся она формируется на дивергентных границах литосферных плит, связанных с рифтовыми зонами срединных хребтов, за счет происходящего здесь выделения базальтовых расплавов из астеносферного слоя Земли и излияния их на океанское дно. Ежегодно в этих зонах поднимается из астеносферы, изливается и кристаллизуется не менее 12 км^3 базальтовых расплавов, формирующих весь второй и часть третьего слоя океанической коры. Эти грандиозные тектономагматические процессы, постоянно развивающиеся под гребнями СОХ, не имеют себе равных на суше и сопровождаются повышенной сейсмичностью.

В процессе своей эволюции кора претерпевает изменения (иногда существенные) в связи с проявлениями тектонических, магматических и метаморфических процессов, приводящих к образованию различных морфоструктур дна океана.

Еще одна особенность океанической коры заключается в том, что практически весь ее верхний слой сформирован в результате эффузивно-интрузивной деятельности, что свидетельствует о колоссальной роли вулканических процессов в формировании дна океанов и всей поверхности Земли.

Для понимания процессов аккреции океанической коры и последующей ее эволюции рассмотрим более подробно глубинное строение океанической коры и основные методы его изучения.

Существуют три основных источника, позволяющих получить информацию о строении океанической коры. Во-первых, это геологические методы, связанные с изучением пород коры, полученных в результате глубоководного морского бурения, драгирования или донного отбора с помощью ГОА. Помимо осадочных пород, в большинстве своем это базальты, образованные путем частичного плавления магмы при декомпрессии поднимающегося астеносферного материала, реже — более глубокие породы габбро и мантийные перидотиты, как правило, серпентинизированные. Второй источник информации связан с изучением офиолитов, представляющих собой выходы океанической коры на континенте. В-третьих, это геофизические методы, позволяющие выявить основные слои океанической коры, неоднородности ее структуры, особенно в напряженном и термическом состоянии. Среди последних наиболее важны сейсмические методы. С их помощью по изменению скоростей сейсмических волн выделены основные слои коры и определена ее нижняя граница (граница Мохо) на глубинах 8–11 км ниже уровня моря, где скорости продольных сейсмических волн увеличиваются от 7 до 8 км/с.

Все эти методы преимущественно дают информацию о строении верхних слоев коры, причем глубокое морское бурение — это единственный прямой метод изучения коры.

В современных моделях спрединга предполагается, что вулканические и плутонические породы в рифтовой зоне образуются в процессе дифференциации мантийных компонентов первичной магмы в неглубоких магматических камерах, представляющих собой верхнюю часть астеносферного клина под СОХ. Последнее заключение подтверждается глубинами очагов землетрясений в рифтовых зонах, в большинстве своем расположенных в диапазоне 3–7 км, аномально высокими фоновыми значениями теплового потока, плотностными моделями рифтовой зоны и термическими моделями спрединга. Сейсмические исследования, проведенные в окрестности спрединговых хребтов, свидетельствуют о существовании зоны, в пределах которой амплитуды сейсмических волн существенно уменьшаются, а времена пробега увеличиваются. Эта зона имеет достаточно устойчивый характер и прослеживается на расстоянии до 20–30 км от оси хребта на глубинах до 6–12 км. Она, по всей видимости, связана с поднятием кровли астеносферы под осевыми зонами СОХ.

В настоящее время можно достаточно уверенно утверждать, что под рифтовыми зонами СОХ существует обширное поднятие астеносферы, сложенное разуплотненным материалом мантии, который в окрестности рифтовой оси может формировать фракции частично расплавленного дифференцированного базальтового вещества, образующего магматические камеры и локальные очаги расплава в коре. Это подтверждается и многочисленными исследованиями в офиолитовых комплексах.

5.1. Строение коры по данным морского бурения и драгирования

Несмотря на то что глубоководное морское бурение в настоящее время успешно развивается, оно пока дает информацию о строении самых верхних (десятки — первые сотни метров) горизонтов коры. Лишь несколько скважин проникли в океаническую кору на глубину более 1000 м.

Самые глубокие скважины, проникшие в базальтовый слой океанической коры, — 504В, 1256D, U1309D, 735 В. Скважина 504В располагается на южном фланге рифта Коста-Рика, в 230 км южнее оси рифта, на коре с возрастом 5,9 млн лет (рис. 5.1а). Скважина последовательно углублялась до 2111 м ниже уровня дна океана, причем более 1800 м из них проходила через изверженную кору. Сверху вниз разрез сложен осадочной толщей (350 м), экструзивной толщей подушечных лав (571 м), перекрывающих переходную зону из смешанных пиллоу лав и даек толщиной 200 м, которая подстилается толщей долеритовых даек щитового комплекса до основания скважины (рис. 5.1б).

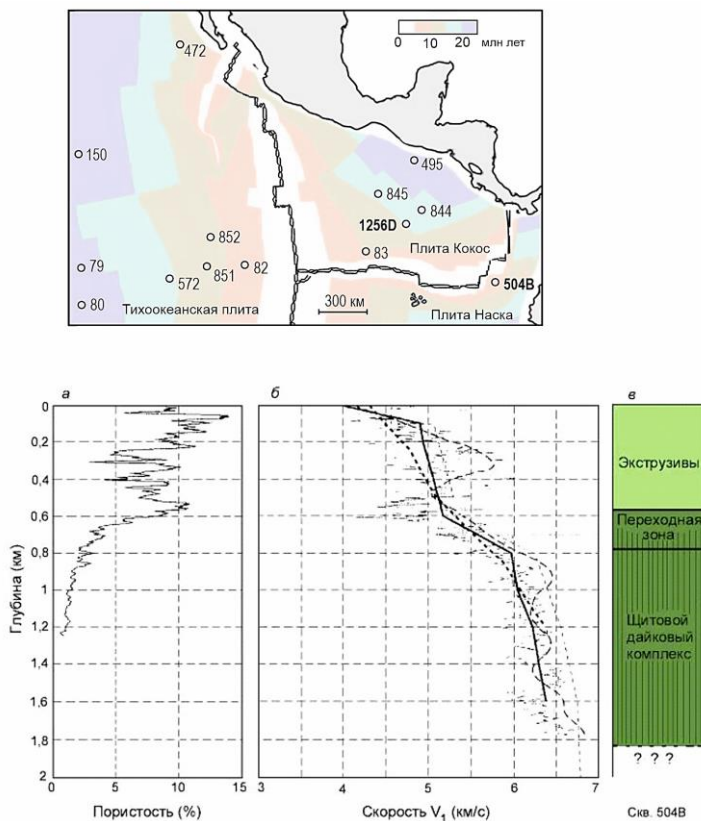


Рис. 5.1. Структура верхней части океанической коры по результатам бурения скв. 504В (по данным Р. Детрика с соавторами).
Сверху: расположение скважин глубоководного морского бурения в восточной части Тихого океана (по данным Дж. Альта с соавторами):
а — распределение пористости с глубиной; *б* — распределение скоростей сейсмических волн; *в* — литостратиграфический разрез

Скорости спрединга на хребте Коста-Рика составляли 36–38 мм/год на южном фланге и были на 20% больше на северном фланге. Скорость осадконакопления в этом районе составляла 40–60 м/млн лет.

Сравнение физических свойств пород, измеренных в скважине, с имеющимися сейсмическими данными указывает на то, что граница сейсмического слоя 2–3 не связана с литостратиграфическим переходом от щитовых даек к габбро, как обычно предполагается для океанической коры. Р. Детрик с соавторами расположили сейсмическую границу слоя 2 и 3 внутри разреза щитовых даек на глубине $\sim 1200 \pm 200$ м и отнесли ее к области уменьшения вертикального градиента скоростей сейсмических волн, оцененного по методу преломленных волн (рис. 5.1б). Если же границу слоя 2 и 3 определить, как обычно, по значению скорости 6,7 км/с, то она была бы в более низкой части слоя щитовых даек, на глубине

~ 1725–1836 м. С другой стороны, Свифт с соавторами, используя скорости Р-волн, полученные с помощью вертикального сейсмического профилирования в скважине 504В, расположили границу сейсмического слоя 2–3 на глубине ~ 800–900 м в коре, что совпадает с кровлей щитового дайкового комплекса. Сравнение результатов анализа образцов из скважины 504В с сейсмическими данными по границе слоя 2 и 3 предполагает, что эта граница вызвана либо изменением в пористости, обусловленным исчезновением пустот и трещин между подушечными лавами (рис. 5.1б), либо метаморфическим фронтом внутри слоя щитовых даек.

Таким образом, по мнению многих исследователей, прогрессивное уменьшение коровой пористости в пределах щитового дайкового комплекса, а не переход к габбро, фиксирует современное положение сейсмической границы слоев 2 и 3.

Рассмотренный пример иллюстрирует неоднозначность интерпретации залегания границ даже самых верхних слоев коры на основании, казалось бы, наиболее достоверного метода исследований — глубоководного морского бурения.

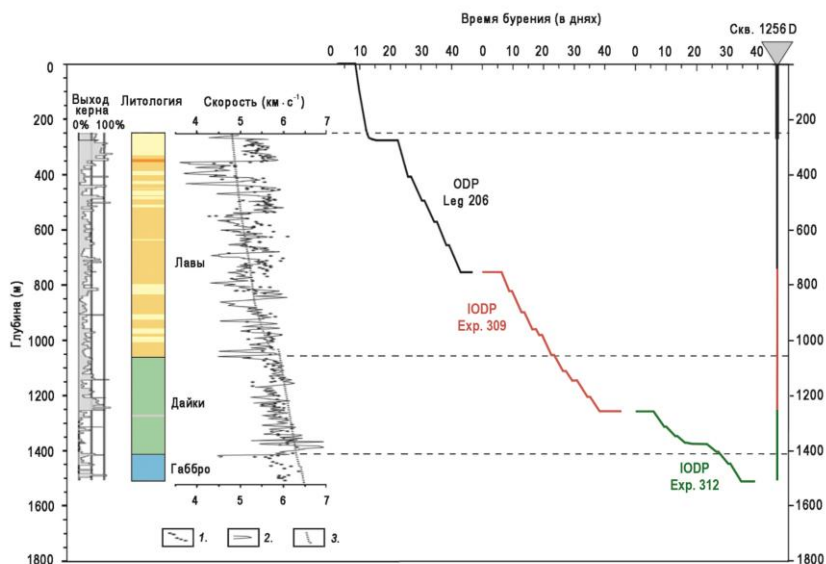


Рис. 5.2. Обобщенные результаты бурения скважины 1256D (по Б. Ильдефонсу и Дж. Альту с соавторами):

слева направо — представительность керна, главные литологические комплексы, распределение скоростей сейсмических волн с глубиной, этапы бурения скважины.

- 1 — скорости, измеренные в образцах; 2 — скорости, измеренные в скважине;
- 3 — скорости преломленных волн. Расположение скважины см. на рис. 5.1

На рис. 5.2 представлены результаты бурения скважины 1256D, показывающие главные литологические комплексы и распределение скоростей сейсмических волн с глубиной. Эта скважина была пробурена в океаниче-

ской коре, сформированной на спрединговом хребте ВТП с очень большой скоростью спрединга (> 20 см/год), достигла глубины 1507 м ниже уровня дна океана. Бурение скважины проводилось в течение трех буровых экспедиций (ODP Leg 206, IODP Exр. 309 и IODP Exр. 312) (рис. 5.2). Она прошла весь слой 2 (подушечные базальты и щитовые дайки) и стала первой скважиной, достигшей переходной зоны между щитовыми дайками и подстилающими габброидными породами на глубине ~ 1488 м ниже дна океана.

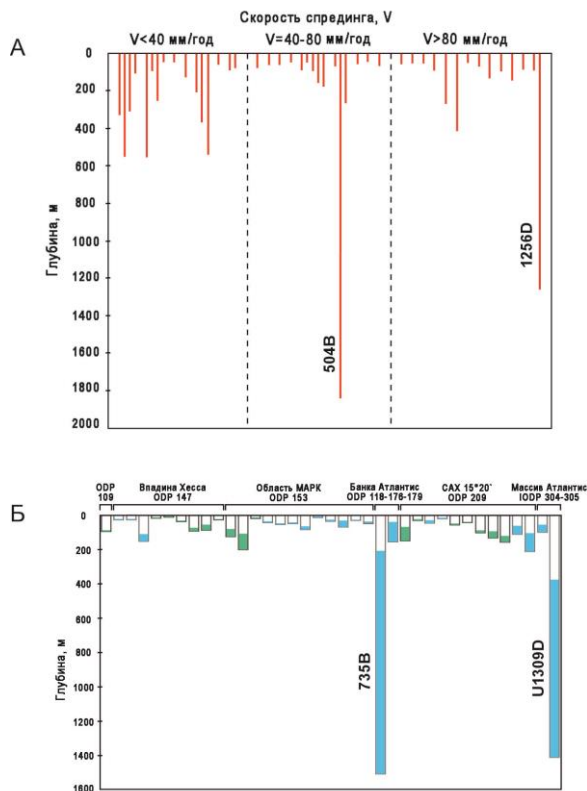


Рис. 5.3. Обобщенное представление научно-исследовательских скважин, проникших в породы коры и мантии (по Б. Ильдефонсу):

А — глубины проникновения всех скважин, достигших более чем 50 м в базальтовой коре, в зависимости от скорости спрединга. Скважина 1256D достигла основания щитового дайкового комплекса на более мелкой глубине, чем основание скважины 504В, которая еще не прошла щитовой дайковый комплекс. Б — глубины проникновения для всех скважин ODP и IODP, проникших более чем на 10 м ниже морского дна в габброидные и ультраосновные мантийные породы. Голубой цвет — преимущественно габбро, зеленый — преимущественно перидотиты (по Д. Блэкману с соавторами)

Обобщенное представление научно-исследовательских скважин, проникших в породы коры и мантии, представлено на рис. 5.3. Очень немного скважин проникло в породы базальтового фундамента на глубину более 50 м (рис. 5.3а). И только скважина 1256D достигла основания щитового

дайкового комплекса. Следует отметить, что эта скважина достигла границы слоя 2 океанической коры на более мелкой глубине, чем основание скважины 504В, которая еще не прошла щитовой дайковый комплекс. Еще меньше скважин достигло габброидных и мантийных пород (рис. 5.36). Главным образом это скважины, расположенные вблизи зон трансформных разломов, тройных соединений и других структурных нарушений.

Скважина IODP U1309D достигла глубины 1415 м на коре с возрастом 1,5–2 млн лет, сформированной на медленноспрединговом Срединно-Атлантическом хребте вблизи пересечения рифтовой долины с трансформным разломом Атлантик (30° с.ш., 42° з.д.). Она пересекла сложную серию габброидных пород на массиве Атлантик.

Другая скважина ODP Hole 735В с глубиной проникновения 1508 м прошла через габброидную толщу банки Атлантик, расположенной на ультрамедленном Юго-Западном Индийском хребте (33° ю.ш., 57° в.д.) на коре с возрастом ~11 млн лет.

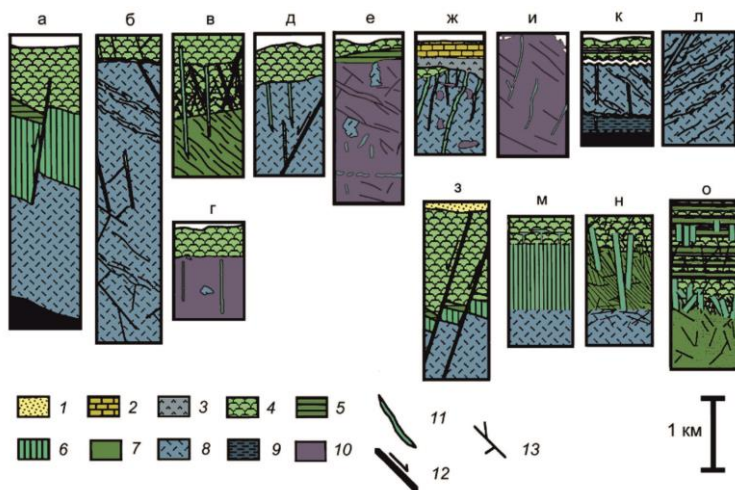


Рис. 5.4. Разрезы океанической коры, сформированной на медленно (*а-л*) и быстро (*м-о*) раздвигающихся хребтах (по Дж. Карсону с изменениями):

а — трансформный разлом Вима; *б* — северная область МАРК (САХ, 23° с.ш.); *в* — южная область МАРК (САХ, 23° с.ш.); *г* — центральная область МАРК (САХ, 23° с.ш.); *д* — область ТАГ (САХ, 26° с.ш.); *е* — САХ, 15° с.ш.; *ж* — гора Ормонд; *з* — трог Кинг; *и* — гора Геттисбург; *к* — локальный центр спрединга Кайман; *л* — трансформный разлом Атлантик II; *м-н* — впадина Хесса; *о* — трансформный разлом Бланко.

1 — пелагические илы; 2 — карбонаты; 3 — щелочные вулканы; 4 — подушечные базальты; 5 — базальтовые потоки; 6 — щитовые дайки; 7 — массивные диабазы; 8 — изотропное габбро; 9 — слоистое габбро; 10 — серпенизированные перидотиты; 11 — диабазовые дайки; 12 — крупные сбросы; 13 — трещины

Результаты исследования драгированных и поднятых с помощью глубоководных обитаемых аппаратов пород океанической коры из разных геодинамических обстановок свидетельствуют о большом разнообразии

типов пород, слагающих океаническую кору, сформированную на хребтах с медленными скоростями спрединга. Здесь, в так называемых «тектонических окнах», связанных с глубинными трансформными разломами, структурами типа «пул-эпарт» и другими структурами, помимо базальтов и габбро, характерны обнажения мантийных, частично серпентинизированных перидотитов (кора хессовского типа) (рис. 5.4 *а-л*). В коре, сформированной на быстро раздвигающихся хребтах, находки серпентинизированных перидотитов крайне ограничены и не характерны. Они приурочены только к крупным структурным нарушениям типа тройных соединений и трансформных разломов (например, впадина Хесса, разломная система Элтанин), тогда как для коры, не нарушенной разломными структурами, более характерно типичное слоистое строение (рис. 5.4 *м-о*).

Большее разнообразие типов пород в коре Атлантического океана, чем в Тихом, предполагает менее интенсивную генерацию расплава в первом случае, чем во втором. Этот вывод подтверждается также тем обстоятельством, что при приблизительно одинаковой толщине коры (около 6 км) скорость раздвижения (спрединга) является тем параметром, который определяет скорость наращивания океанической коры или интенсивность процесса ее аккреции.

5.2. Строение океанической коры по данным изучения офиолитов

После Пенросской конференции по офиолитам (1972) считается, что «полный офиолитовый комплекс» имеет сходное строение с разрезом океанической литосферы и включает крупномасштабные стратиформные толщи пород: базальтовые подушечные лавы, щитовой диабазовый дайковый комплекс, полосчатое и неполосчатое кумулятивное габбро до ультраосновных серпентинизированных мантийных пород.

На рис. 5.5 приведены схематичные разрезы шести офиолитовых комплексов. Мощности соответствующих слоев в них варьируют в широких пределах, а отдельные слои даже отсутствуют. Последние примеры могут быть связаны с процессами обдукции, тектонических срывов или образованием океанической коры в условиях медленного и ультрамедленного спрединга. Широкий диапазон изменения мощности базальтовой толщи указывает на значительные вариации в количестве базальтового расплава, формирующего верхнюю часть разреза. Так как степень плавления базальтов очень чувствительна к температуре, можно предположить, что эти разрезы были сформированы при различных мантийных температурах, или различных геодинамических условиях спрединга. Для установления сходства офиолитовых комплексов с океанической корой широко используется соответствие скоростей сейсмических волн между значениями, измеренными в образцах пород из офиолитов, и наблюдаемыми в океаниче-

ской коре. Трудность при таком сравнении заключается в отсутствии знаний о трещиноватости и пористости, которые могут существенно влиять на значения скоростей. Эти эффекты наиболее важны в верхней коре, где пористость может достигать 25%, но они, видимо, незначительны в нижней коре, где предполагается отсутствие открытых трещин.

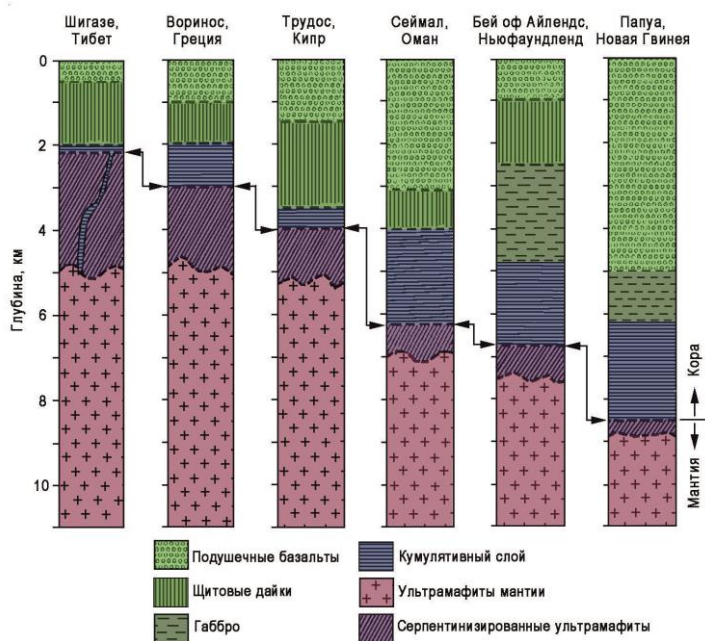


Рис. 5.5. Схематические разрезы офиолитов (по Б. Льюису)

Второй важный вывод, сделанный многими исследователями на основании изучения офиолитовых комплексов, и прежде всего Оманского, заключается в том, что формирование слоев этого комплекса происходило в условиях наличия коровой магматической камеры (кашеобразной, частично раскристаллизованной области пониженной вязкости, содержащей фракции расплава), подобно той, что повсеместно наблюдается в осевых зонах быстроспрединговых хребтов (см. ниже). Результаты этих исследований позволили существенно уточнить форму и размеры магматических камер, выявить особенности формирования и структуру третьего слоя океанической коры, установить степень плавления пород в магматических очагах. Форма магматической камеры была определена по характеру полосчатости и расслоенности в слое габбро, предполагающих, что магматическая смесь внутри камеры течет и прогрессивно кристаллизуется («замерзает») параллельно стенкам камеры. На некотором расстоянии от оси расслоенность параллельна границе Мохо вследствие пластических деформаций (течений) в подкоровой мантии и в самой нижней коре, а по мере приближения к оси становится все более крутой, наследуя треугольную

форму магматической камеры. Детальные структурные и геохимические исследования Оманского офиолита показали, что почти вся нижнекоровая плутоническая толща представляет собой полосчатое и расслоенное габбро, а в большей части верхнеуровневого габбро (средняя кора) преобладают кумулятивные габброидные породы, содержащие очень низкие пропорции захваченного расплавленного материала. Исследование многих офиолитовых комплексов показало, что граница между корой и мантией не всегда является резкой, а, как правило, представляет собой переходную зону шириной до первых километров, сложенную чередованием пород коры и мантии, часто серпентинизированных.

5.3. Строение океанической коры по сейсмическим данным

Сейсмические методы характеризуют скоростную структуру различных слоев и лежат в основе геодинамических моделей аккреции океанической коры. Полученные с их помощью результаты, а также результаты других геофизических методов и изучения офиолитов, позволили построить модели глубинного строения коры. Сейчас широко принято, что океаническая кора имеет слоистое строение и состоит из трех основных слоев (рис. 5.6): осадочного (слой 1), базальтового (слой 2) и габброидного (слой 3). Снизу она подстилается мантийными перидотитами, от которых отделяется границей Мохоровичича. Суммарная толщина консолидированной океанической коры мало зависит от возраста и составляет 5–8 км.

	Слои океанической коры	Обобщенное строение офиолитов		Нормальная океаническая кора	
		Мощность (км)		Vp (км/с)	
Тонкий слой пелагических осадков	1	– 0.3	0.5	1.7 -2.0	
Подушечные базальты	2А и 2Б	0.5	0.5	2.0 - 5.6	
Щитовой дайковый комплекс	2С	1.0 - 1.5	1.5	6.7	
Изотопное габбро	3А	2 - 5	4.7	7.1	
Расслоенное габбро	3Б				
Расслоенный перидотит	4	более 7		8.1	
Ультраосновные серпентинизированные породы (дуниты, гарбургиты)					

Рис. 5.6. Строение океанической коры по сейсмическим данным (по Brown and Mussett с изменениями)

Мощность осадочного слоя зависит от скорости седиментации, климатической зональности, близости источников сноса, времени накопления и других факторов; она широко варьирует в пределах океанической впадины. Осадки, как правило, отличаются выдержанной внутренней слоистостью, спокойным залеганием и низкими значениями пластовых скоростей продольных (1,7–2,0 км/с) и поперечных волн (0,51–0,89 км/с). Средняя плотность осадков около 2 г/см³. В гребневой зоне хребта осадки местами отсутствуют полностью. По мере удаления от рифтовой трещины толщина слоя осадков увеличивается с возрастом океанической коры, достигая максимальных значений (более 10 км) в районах континентальных окраин.

Слой 2 океанической коры («верхняя» кора) характеризуется широким диапазоном значений скоростей продольных волн 3,0–6,0 км/с. При статистическом анализе распределения скоростей четко определяется наличие промежуточной границы внутри этого слоя, причем пластовые скорости верхней части слоя составляют 3,3–4,5, а в нижней — 5,4–6,0 км/с. Верхняя часть этого слоя океанической коры, так называемый сейсмический слой 2А ($V_p = 2,3\text{--}5,0$ км/с), состоит из сильно намагниченных, свежих и частично выветренных подушечных базальтов. Скоростные и плотностные характеристики слоя 2А существенно изменяются с возрастом вследствие заполнения трещин и пор за счет отложения гидротермальных минералов, а также цементации и литификации слагающих его пород. Плотность пород слоя 2А, сложенного экструзивными вулканитами, увеличивается от 2,31 до 2,50 г/см³ с ростом возраста литосферы (от 0 до 40 млн лет).

Слой 2Б ($V_p = 5,0\text{--}6,3$ км/с) представлен зеленосланцевыми фациями подушечных лав, базальтов и диабазовых даек. Доля последних значительно возрастает с глубиной, а плотность горных пород варьирует около 2,75 г/см³. Средняя плотность пород, слагающих слой 2 океанической коры, имеет значение около 2,5–2,6 г/см³.

Вся толща слоя 3 по сейсмическим данным может быть разделена на две основные части: слой 3А (изотропное габбро), характеризующийся сравнительно небольшим разбросом скоростей продольных волн 6,5–6,8 км/с и плотностью 2,85–3,0 г/см³, и нижний 3Б (полосчатое габбро) — с повышенными значениями скорости ~ 7,0–7,7 км/с и плотностью ~ 3,1 г/см³ (рис. 5.6). Переход от сейсмического слоя 3А к слою 3Б, по видимому, соответствует переходу от метагаббро к свежему габбро. В целом толщина слоя 3 океанической коры не значительно изменяется с возрастом и в среднем составляет 3,5–5 км.

Границу между слоями 3 и 4 принято называть границей Мохоровичича. Она характеризуется скачком скоростей до 8,15 км/с, который имеет большое стандартное отклонение по сравнению со скоростями в коре. Так, в районе оси срединного хребта, т.е. для молодых пород, скачок скорости

на границе Мохоровичича невелик и скорость здесь близка к 7,6 км/с. Плотность ультраосновных пород верхней мантии литосферы, т.е. слоя 4, близка к значениям 3,3–3,4 г/см³. Однако, как показывают термодинамические и минералогические эксперименты, распределение плотности в литосферной мантии является нелинейным и зависит от состава, температуры и давления, от фазовых переходов в мантии: гранатового перидотита в шпинелевый и шпинелевого перидотита в плагиоклазовый.

Таким образом, на основании результатов морского бурения, драгирования, геофизических данных и исследования офиолитов, к концу прошлого века сложилось представление, что океаническая кора имеет преимущественно слоистую хорошо стратифицированную структуру и сложена лавами, щитовыми дайками, изотропным габбро и полосчатым габбро (рис. 5.7).

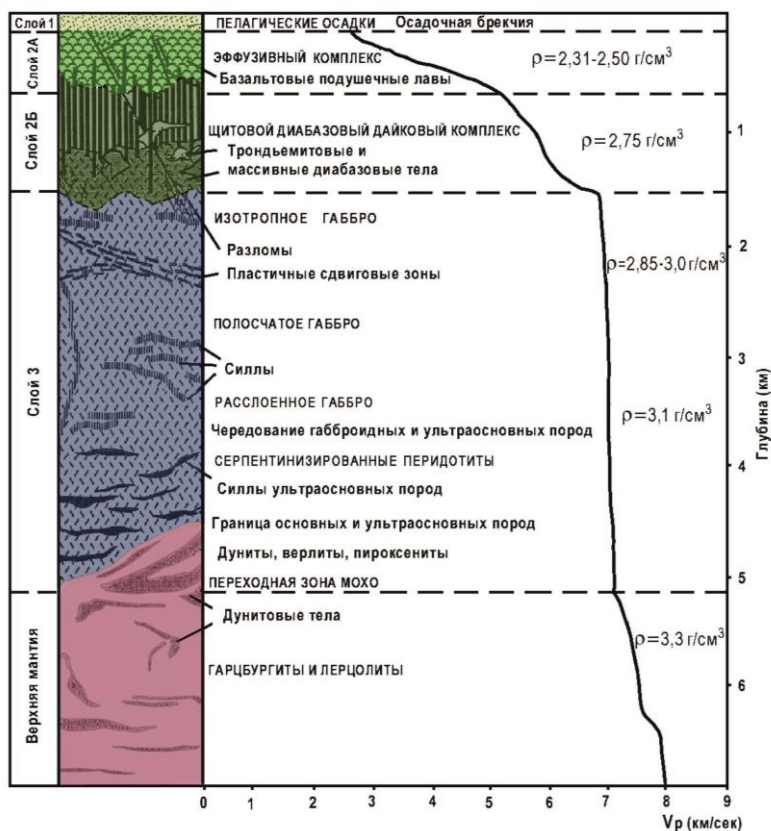


Рис. 5.7. Обобщенная модель структуры и состава океанической коры, основанная на результатах исследований офиолитовых комплексов (слева) (по Дж. Карсону с добавлениями) и распределение скоростей сейсмических волн в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия и плотностей в земной коре (справа) (по Й. Дилеку и Дж. Фиппсу Моргану)

Толщина коры мало зависит от скорости спрединга (за исключением хребтов с очень медленным < 20 мм/год скоростями раздвижения и осевой морфологии). Дискуссии о строении коры касались преимущественно природы ее 3-го слоя, который в соответствии с предположениями Д. Канны состоит из метаморфизованных габброидов, подстилаемых неизменными изотропными и слоистыми габбро, а согласно модели Г. Хесса, сложен серпентинизированными перидотитами, образующимися при гидратации последних ювенильными (мантийными) водами при температурах ниже 500°C . Исследования последних лет, особенно в Атлантическом океане и в других районах медленного спрединга, заставляют вернуться к предположениям Г. Хесса, о том, что значительную роль в структуре океанической коры играют перидотиты и серпентинизированные перидотиты. В этом случае кора, как правило, не имеет выраженной стратификации, а характеризуется нерегулярной, хаотичной структурой. В то же самое время в Тихом океане и в районах быстрого спрединга, кора имеет преимущественно четкое слоистое строение. Естественно, возможна и третья — промежуточная модель, в которой верхняя часть слоя 3 имеет габброидный состав, а нижняя — сложена смесью габброидов и серпентинизированный перидотитов. По всей видимости, справедливы все три модели, а вероятность предпочтительной реализации каждой из них будет определяться геодинамическими особенностями процесса спрединга, которые будут рассмотрены в следующем разделе.

В настоящее время изучение строения океанической коры вступило в новый этап. Для выработки глобальной стратегии и координации научных исследований в XXI веке в Портланде, Орегон, в сентябре 2006 г. была создана рабочая группа «Миссия Мохо» с целью «значительно продвинуть наше понимание процессов, управляющих формированием и эволюцией океанической коры». Приоритетным направлением было определено развитие технологий глубокого морского бурения, обеспечивающих проникновение скважин через границу Мохо в верхнюю мантию на ключевых участках океанической коры. Одним из таких участков является рифтовая долина впадины Хесса вблизи тройного соединения плит Тихоокеанской, Наска и Кокос. Предполагается, что в этом районе кора наиболее тонкая и породы мантии расположены близко к уровню дна океана. Второй важной целью миссии Мохо является отбор образцов пород коры и верхней мантии, сформированных на медленносрединговых хребтах с медленными и ультрамедленными скоростями спрединга, с обедненным снабжением магмой, для того чтобы исследовать вариации литологического состава океанической коры.

ЧАСТЬ II

СПРЕДИНГОВЫЕ ХРЕБТЫ, ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ, ЗОНЫ СУБДУКЦИИ

Глава 6. Геолого-геофизическая характеристика спрединговых хребтов

6.1. Морфология, тектоника и вулканизм

Конвекция в мантии определяет глобальные зоны главных напряжений растяжения литосферы, структурным выражением которых является планетарная система СОХ с рифтовой зоной, представляющей собой глубинный разлом литосферы и мантии Земли, непрерывно протягивающийся через все океаны на расстояние около 70 тыс. км (рис. 3.2). Глобальные напряжения растяжения мантии и литосферы, реализующиеся через скорость мантийной конвекции, скорость раздвижения плит и толщину литосферы, закладывают тот силовой фон, на котором развиваются процессы структурообразования на более мелких масштабных уровнях.

Здесь отчетливо начинают выступать различия в строении рифтовых зон с разными скоростями спрединга. Последний параметр является очень важным еще и потому, что именно он характеризует скорость наращивания (аккреции) океанической коры и определяет термомеханический режим литосферы рифтовой зоны, толщину коры и литосферы, ее эффективную прочность и генеральную морфологию.

Скорость спрединга океанической коры меняется в широких пределах: от первых миллиметров до 16 см/год. По скорости спрединга все спрединговые хребты можно разделить на три основных типа: хребты с медленной (0–4 см/год), средней (4–8 см/год), быстрой (8–16 см/год) скоростью раздвижения (таблица 6.1). В пределах медленных и быстрых спрединговых хребтов часто выделяют хребты с ультрамедленной (0–2 см/год) и с ультрабыстрой (12–16 см/год) скоростью раздвижения соответственно.

Таблица 6.1

Срединно-океанические хребты с разными скоростями спрединга

Тип СОХ	Скорость спрединга, см/год	Длина, тыс. км	% от общей длины СОХ	Примеры
Ультра-медленный спрединг	0–2	15	20	Юго-западный Индийский хребет (ЮЗИХ), Американско-Антарктический хребет (ААХ), хребты Гаккеля, Мона, Колбейнсей, Рейкьянес
Медленный спрединг	2–4,0	15–20	20–25	Срединно-Атлантический хребет (САХ)
Средний спрединг	4,0–8,0	20–25	25–30	Центральный Индийский хребет (ЦИХ), Юго-восточный Индийский хребет (ЮВИХ), Галапагосский центр спрединга (ГЦС), Чилийский хребет (ЧХ), хребет Хуан де Фука
Быстрый спрединг	8,0–12,0	7–8	13	Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) (север) Тихоокеанско-Антарктический хребет (ТАХ)
Ультра-быстрый спрединг	12,0–16,0	4–5	5–7	Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП) (юг)

Хребты каждого типа различаются по морфологии дна (рис. 6.1), геофизическим и геохимическим характеристикам, особенностям структурной сегментации, строению коры, механизму аккреции коры и т.д.

Высокоразрешающие методы, использующие многолучевые гидролокаторы и исследования на глубоководных обитаемых аппаратах (ГОО), позволили получить детальные батиметрические карты спрединговых хребтов на многих участках (рис. 6.2). Геофизические методы: гравиметрические, магнитометрические, сейсмические и геотермические — дали сведения о глубинной структуре литосферы рифтовых зон и трансформных разломов. Глубоководное морское бурение, многочисленные станции драгирования и придонный отбор образцов горных пород с помощью ГОО позволили изучить их состав, структуру и геохимические особенности. Имеющаяся в настоящее время геолого-геофизическая информация свидетельствует о различии геодинамических процессов в рифтовых зонах с разными скоростями спрединга, определяющих динамику апвеллинга и особенности аккреции океанической коры.

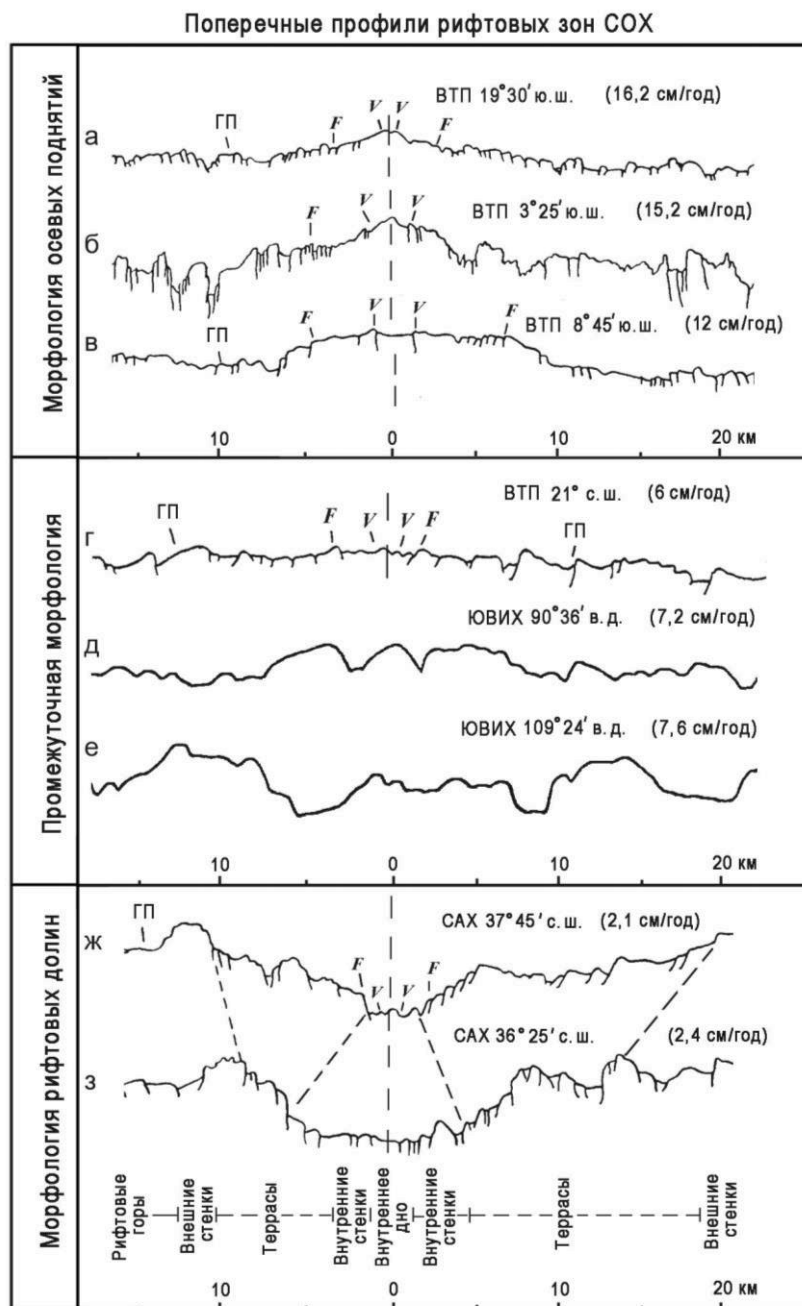


Рис. 6.1. Характерные профили рельефа рифтовой зоны СОХ с различными скоростями спрединга (по J.-C. Sempere, K. Macdonald, P. Lonsdale и R. Thibaud et al.):

Неовулканическая зона ограничена символами V, а зона трещиноватости — F; отметки ГП определяют зону границы плиты

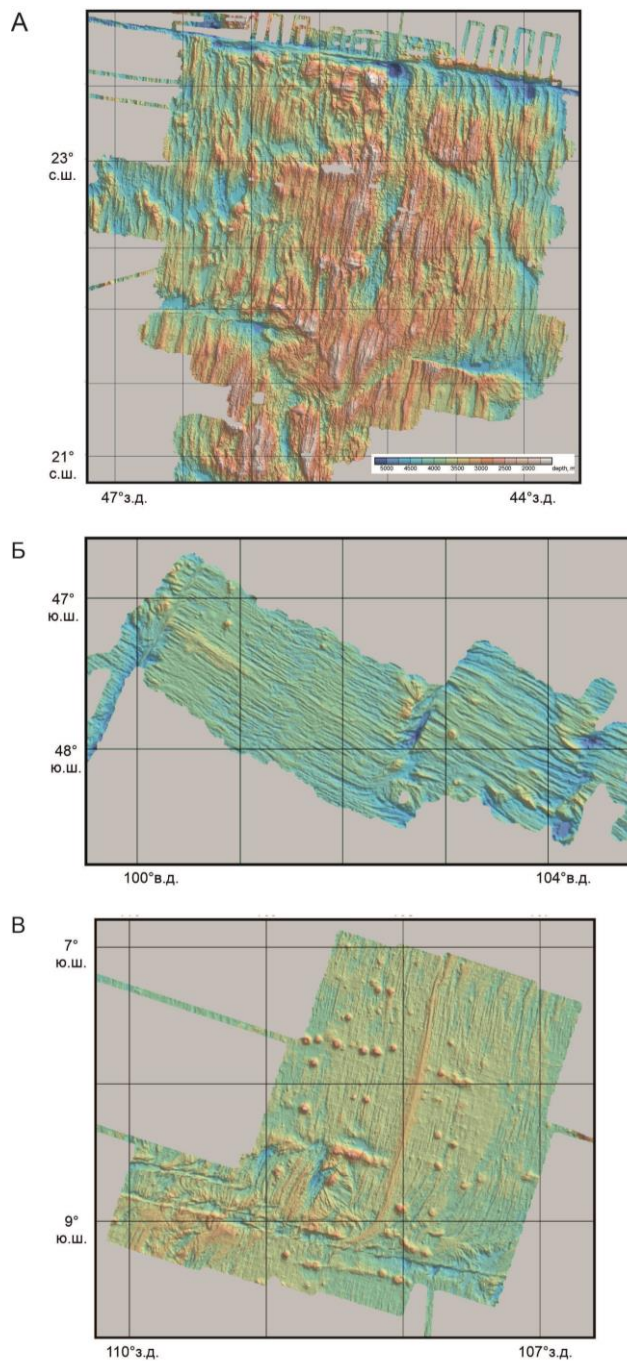


Рис. 6.2. Рельеф дна осевых и фланговых зон спрединговых хребтов с разными скоростями спрединга:

А — Срединно-Атлантический хребет ($V = 2\text{--}4$ см/год). Б — Юго-Восточный Индийский хребет ($V = 4\text{--}8$ см/год). В — Восточно-Тихоокеанское поднятие ($V = 12\text{--}16$ см/год)

Почти для всех хребтов с медленными скоростями спрединга, эталоном которых является Срединно-Атлантический хребет (САХ), характерной структурой рельефа является рифтовая долина. В пределах рифтовых долин четко выделяются: 1) внутреннее дно, 2) внутренние стенки, 3) террасы, 4) внешние стенки, образующие границу рифтовой долины и рифтовых гор, 5) рифтовые горы (рис. 6.1 е, ж). Как показали детальные исследования в различных районах САХ (например, на 37° с.ш., 26° с.ш., 23° с.ш., 20° с.ш., 41° с.ш., 45° с.ш.), эти структуры являются типичными для медленно раздвигающихся хребтов. Однако их размеры могут быть разными в каждом конкретном случае. Но средние размеры сечения рифтовых долин (ограниченных внешними стенками) меняются при этом незначительно.

Внутреннее дно, или внутренняя долина, представляет собой депрессию в осевой части хребта шириной 2–3 км, ограниченную с боков внутренними стенками. Рельеф внутренней долины обусловлен главным образом вулканическими процессами. В осевой зоне внутренней долины протягивается вулканический хребет шириной 1–1,5 км, состоящий из линейно вытянутых поднятий (удлинение 4:1) и депрессий между ними. Во внутренней долине наблюдаются довольно многочисленные трещины и сбросы; амплитуда их мала (2–10 м). Рельеф внутренней долины относительно слабо изрезан, и только центральное вулканическое поднятие может достигать 200 м. Наиболее интенсивное образование трещин и сбросов, которые, как правило, параллельны простиранию рифтовой долины, начинается в периферийных областях внутренних долин и продолжается в пределах внутренних стенок. Высоты уступов резко возрастают начиная с самых первых блоков внутренней стенки, и в среднем они составляют 150–350 м при линейных размерах блоков в сечении от 300 до 1500 м.

Особенности разломообразования в этих областях характеризуют картину распределений очагов микроземлетрясений, которые группируются не вдоль оси внутренней долины, а в пределах первых уступов внутренних стенок. Частота землетрясений здесь довольно высокая — 10–30 микроземлетрясений в день. Между внутренними и внешними стенками располагаются террасы срединных долин (рис. 6.1 ж, з). Рельеф террас относительно ровный, ширина их с каждой стороны долины 5–15 км. Эти террасы ограничены внешними стенками, определяющими ширину рифтовой долины хребта (рис. 6.1 ж, з). Внешние стенки на 800–1000 м превышают уровень террас и на 1500–1700 м — глубину внутреннего дна. Эти стенки сложены отдельными блоками, поверхность которых может быть наклонена как к оси, так и от оси хребта. В последнем случае угол наклона составляет 3–8°. Высота уступов значительно варьирует — от 100 до 550 м. Уступы протягиваются на расстояния 10–28 км параллельно оси хребта.

С внешней стороны рифтовой долины (сразу же за внешними стенками) начинаются рифтовые горы (рис. 6.1 ж, з). Топография рифтовых гор определяется сбросовыми разломами с высотой сбросов, достигающей 300 м. Крупные уступы вытянуты вдоль простирания каждого хребта на расстояние 4–8 км, а более мелкие (с амплитудой 50–100 м) простираются в виде отдельных отрезков в том же направлении на 0,5–1,5 км. Для рифтовых гор типичны опрокинутые блоки. Сейсмичность здесь резко уменьшается, по сравнению с уровнем сейсмичности на внешних и внутренних стенках, но значительное увеличение плотности разломов предполагает наличие активных нормальных сбросов в коре рифтовых гор, по крайней мере, до возраста 1,5 млн лет.

Исследования в других районах САХ — на 20° с.ш., на 41° с.ш., на 45° с.ш., а также на хребте Горда показали, что структуры, рассмотренные выше, являются типичными для медленно раздвигающихся хребтов. Однако их размеры могут немного варьировать в каждом конкретном случае. Средние размеры сечения рифтовых долин (ограниченных внешними стенками) при этом меняются незначительно.

Рифтовые зоны быстро раздвигающихся хребтов, типичным примером которых является Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), в отличие от медленно раздвигающихся, не имеют такой морфотектонической структуры, как глубокая рифтовая долина. Рельеф быстро раздвигающихся хребтов постепенно понижается почти от самой оси, осложняясь лишь локальными грабенами и горстами. Часто гребень хребта представляет собой приподнятый на 0,3–0,8 км блок шириной 15–25 км. Рельеф осевой зоны хребта характеризуется осевым поднятием треугольной, купольной или трапецевидной формы. Центральная часть этого хребта нарушается вершинным осевым грабеном глубиной в первые десятки метров и шириной в первые десятки — сотни метров (рис. 6.3). Стенки, ограничивающие грабен, представляют собой почти вертикальные сбросы с видимым вертикальным смещением 6–10 м. Ширина этого линейно вытянутого на десятки километров грабена может варьировать от нескольких десятков до 2000 м, а глубина достигать 100 м, так что отношение ширины к глубине обычно бывает больше 10 (рис. 6.3 А, Б). Осевой вершинный грабен ограничен нормальными сбросами и в значительной степени представляет собой структуру растяжения. При еще более детальных исследованиях ВТП, проведенных Д. Форнари с соавторами в районе 9° с.ш., было установлено, что в пределах осевого вершинного грабена отчетливо выделяются узкие (шириной 40–200 м) и мелкие (<15 м глубиной) внутренние трогги, протягивающиеся синусоидальным эшелонам на расстояние 100–1000 м (рис. 6.3 В). Вследствие своего явного вулканического характера эти осевые трогги были названы осевыми вершинными кальдерами, или осевыми вершинными трогами обрушения.

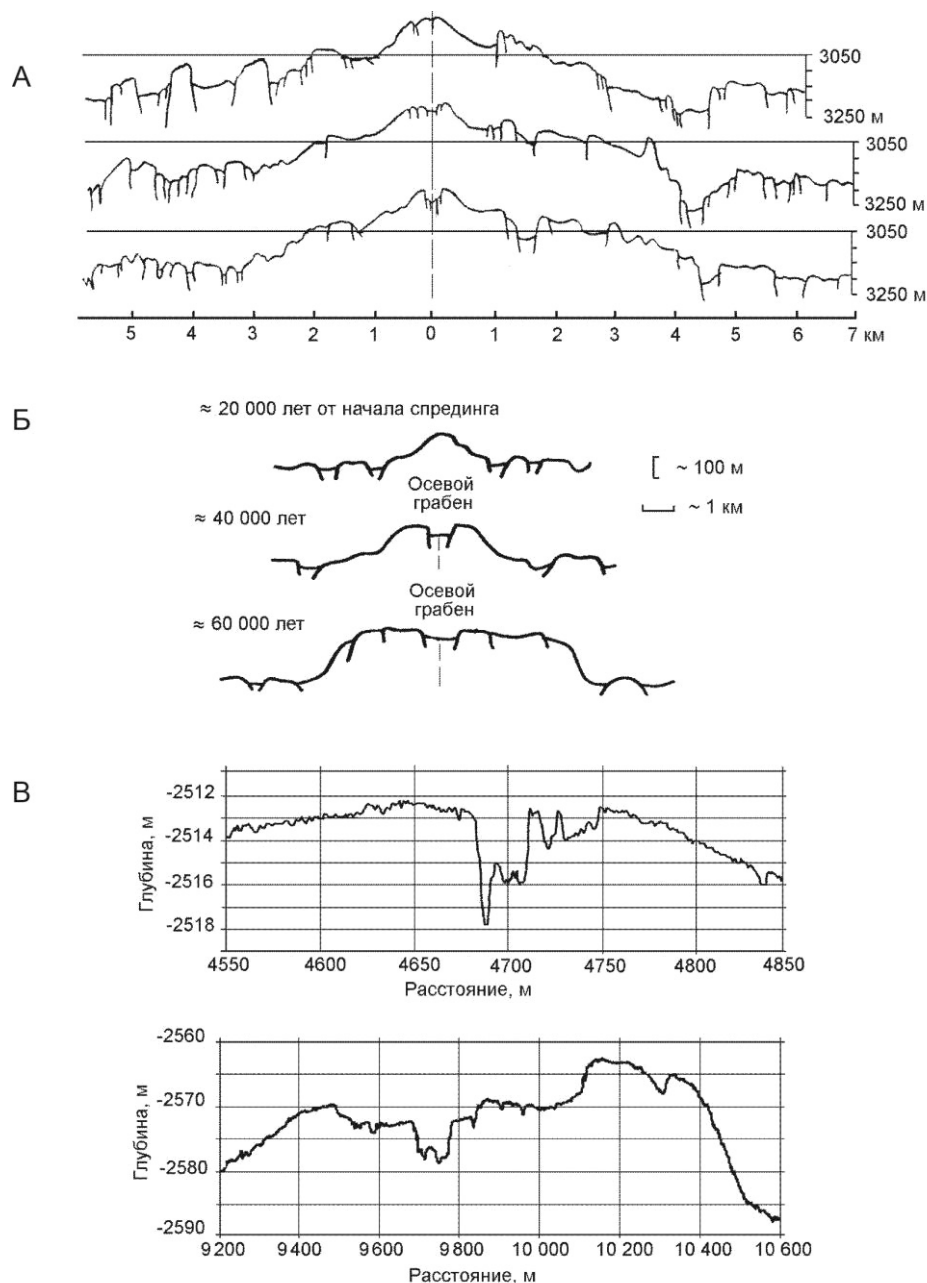


Рис. 6.3. Батиметрические профили через рифтовую зону быстро раздвигающихся хребтов:

А — ВТП вблизи $3^{\circ}25'$ ю. ш. (по П. Лонсдейлу); Б — характерные формы поперечного сечения осевого поднятия (сверху вниз: треугольная, купольная, трапецевидная (по К. Макдональду и П. Фоксу); В — поперечное сечение через осевой вершинный грабен и осевую кальдеру (трот) обрушения (по Д. Форнари с соавторами)

Непосредственно за областью разломов, ограничивающих вершинный грабен, с каждой из его сторон следует плавно понижающийся рельеф типичного вулканического поля, изредка осложненный поднятиями более поздних вулканических извержений. Подобно ситуации в медленно раздвигающихся хребтах, по мере удаления от оси на 800–1000 м постепенно понижающийся склон вулканического поля сменяется резко расчлененными участками горсто-грабеновых зон. Многочисленные разломы, сбросы и трещины, наблюдающиеся здесь, вытянуты параллельно простиранию гребневой зоны хребта, т.е. ортогонально к направлению разрастания.

Для среднеспрединговых хребтов, типичным представителем которых является ЮВИХ, характерны как рифтовые долины, так и осевые поднятия. Однако наиболее типичным для них является чередование долин и поднятий, что представляет собой особый тип переходной морфологии от рифтовых долин к осевым поднятиям (рис. 6.1 г, д, е; рис. 6.2 Б). Характерные формы рельефа для морфологии переходного типа включают крупное поднятие, основание которого располагается ниже уровня окружающих склонов хребта, образуя по обе стороны от него депрессии. Вершинная поверхность поднятия часто рассекается крупным грабеном. В пределах грабена или непосредственно над вершиной поверхности крупного поднятия на хребтах с переходной морфологией имеется среднее поднятие с осевым грабеном и/или осевым вулканическим поднятием в его пределах (рис. 6.4). Причем изменение рельефа от осевого поднятия к рифтовой долине через переходную морфологию, как правило, следует за увеличением глубины рифтовой долины, как это хорошо видно на примере Галапагосского центра спрединга на рис. 6.5.

Рассмотренные характеристики рельефа рифтовых зон быстро и медленно раздвигающихся хребтов дают возможность представить наиболее характерные его черты. Изменение геоморфологии гребневых зон СОХ можно проследить, переходя от медленно раздвигающихся хребтов к хребтам со средней скоростью раздвижения, а затем к хребтам с быстрым раздвижением.

В целом же для медленного спрединга характерно наличие глубокой рифтовой долины, глубиной 1,5–2,5 км относительно бортов. Большая расчлененность рельефа дна рифтовой долины сохраняется отчасти и в рельефе поверхности более древней коры, удаленной от рифтовой зоны. Классическим примером хребтов этого типа служит САХ. При средних скоростях спрединга ($V_{\text{сред}} = 4\text{--}8$ см/год) дно рифтовой долины погружено относительно бортов лишь на 50–200 м. Рифтовая долина здесь наложена на широкое осевое поднятие с относительно пологим и менее контрастным рельефом. В СОХ с быстрым спредингом глубокая рифтовая долина отсутствует и наблюдаются небольшие осевые поднятия.

Как в быстро, так и в медленно раздвигающихся хребтах в центре осевой зоны спрединга располагается узкая зона современного вулканизма

(неовулканическая зона), ограниченная зоной трещиноватости, и далее — зоной активного сбросообразования, характеризующейся значительными вертикальными нарушениями (рис. 6.1). Еще далее от оси располагается относительно стабильная область. Зону, в пределах которой происходит 95% вулканической и тектонической активности голоценового возраста, включающую в себя неовулканическую область и область повышенной трещиноватости, называют зоной наращивания коры или зоной аккреции. Район, ограниченный областью активного сбросообразования, принято называть зоной границы плиты.

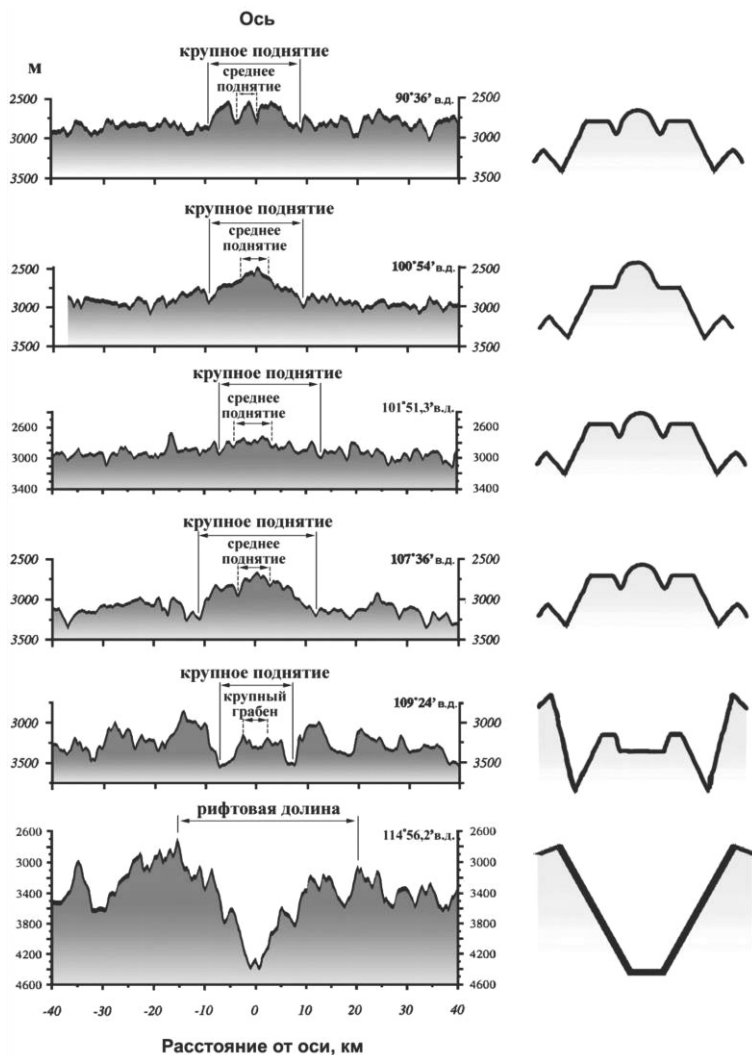


Рис. 6.4. Изменение рельефа рифтовой зоны Юго-Восточного Индийского хребта ($V = 6-8$ см/год) вдоль его простираения от морфологии осевого поднятия до морфологии рифтовых долин. Справа приведены схематичные профили

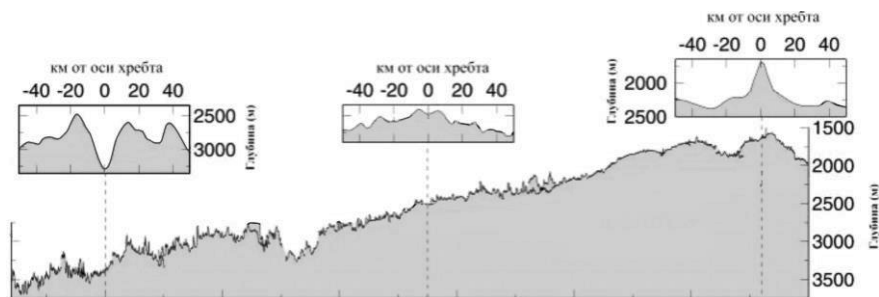


Рис. 6.5. Вариации осевого рельефа вдоль простираия Галапагосского центра спрединга ($V = 5\text{--}6$ см/год) (по J. Canales)

Несколько гипотез было предложено для объяснения существования рифтовой долины в медленно раздвигающихся СОХ и отсутствия ее в быстро раздвигающихся хребтах. Одна из них — гипотеза потери гидравлического напора, предложенная Н. Слипом, Б. Розендалем и А. Лашенбрухом, — предполагает, что в ситуации медленно раздвигающихся хребтов потери гидравлического напора на трение относительно высоковязкой магмы при ее подъеме в канале под осевой частью рифта достаточно велики, чтобы образовалась депрессия в рельефе дна над восходящим потоком. Эти потери напора в центральной части долины компенсируются подъемом стенок рифтовой долины относительно ее дна. Таким образом, глубокая рифтовая долина существует в зонах медленного спрединга в силу того, что вязкий магматический материал поднимается через относительно узкую зону, ограниченную стенками из материала холодной, старой литосферы. При больших скоростях спрединга эта зона шире и потери гидравлического напора меньше.

Есть и еще одна гипотеза, объясняющая происхождение медианной долины, — гипотеза шейки, предложенная П. Тапонье и Ж. Франшто. Согласно этой гипотезе, рифтовая долина образуется при утонении слоя литосферы в осевой зоне хребта, находящейся в состоянии растяжения. Утонение и образование шейки происходит в зоне пластического течения, где напряжения превосходят предел текучести литосферы. В относительно холодной и прочной литосфере медленно раздвигающихся хребтов такая зона пластичных течений будет узкой и локализованной вблизи оси. В то же время в прогретой литосфере быстро раздвигающихся хребтов предел пластичности достигается в более широкой зоне, и ее растяжение происходит без образования выраженной, локализованной шейки. Отметим, что эта гипотеза не противоречит предыдущей, и, скорее всего, оба эффекта (потеря гидравлического напора и локализация утонения (шейка) имеют место в медленно раздвигающихся хребтах одновременно.

6.2. Неовулканическая зона

Ширина неовулканической зоны обратно зависит от скорости спрединга и варьирует в пределах от первых сотен метров (для быстроспрединговых хребтов) до первых километров (для медленноспрединговых хребтов). Характер осевых вулканических излияний также зависит от скорости спрединга.

Для хребтов с медленным спредингом установлен заметный разброс в возрасте недавнего вулканизма в неовулканической зоне, в ширине внутреннего дна, в возрасте сбросов и в распределении трещин. Наряду с сегментами осевой зоны хребта, где преобладает высокая тектоническая активность, выраженная в сильной трещиноватости коры, обилии открытых трещин и отсутствии современного вулканизма, устанавливаемого по распределению осадков и морфологии лав, существуют отрезки хребта, на которых активно проявляется современный вулканизм в пределах неовулканической зоны. Вулканы высотой в несколько десятков — первые сотни метров располагаются, как правило, вдоль осевых зон спрединга, часто формируя небольшие линейные хребты, и представляют собой нагромождение свежих, свободных от осадков подушечных базальтов. Как правило, они приурочены к центральным участкам сегментов, не нарушенных поперечными смещениями типа трансформных разломов или нетрансформных смещений.

При средних скоростях спрединга вулканы распределены более или менее равномерно вдоль простираения хребта, за исключением тех мест, где цепочки вулканов смещаются небольшими (< 1 км) эшеланообразными разломами. Щитовые базальтовые потоки наблюдаются здесь чаще, чем в случае медленного спрединга. Осевые вулканы достигают высоты 50 м.

На хребтах с быстрым спредингом морфология осевых вулканов существенно меняется. Они становятся сходными с протяженными щитовыми вулканами гавайского типа с пологими склонами. При этом ширина осевой вулканической зоны составляет 1–2 км и непрерывно протягивается на расстояние в десятки и сотни километров вдоль рифтовой оси. Они прерываются лишь в местах пересечения рифтовой оси с трансформными разломами или с зонами перекрытий центров спрединга (ПЦС). Для осевых вулканов быстрых хребтов характерны как подушечные лавы, так и щитовые потоки. Щитовые потоки образуются при излиянии лавы с очень высокой скоростью из трещин в начале вулканической стадии тектоновулканического цикла. По мере формирования вулканической постройки лава начинает вытекать из вулканических подводных каналов, а не изливается через трещины. На этом этапе извержения происходит уменьшение скорости излияния и формируются уже подушечные лавы.

Детальные придонные исследования на глубоководных обитаемых аппаратах предполагают, что вулканическая, тектоническая и гидротермальная активность на СОХ сильно эпизодична и подвержена определенным циклам. Согласно оценкам Т. Атвотер и К. Лалу с соавторами, основанным на исследовании мощности вулканического разреза (~1,0 км), размерах и пространственном распределении вулканов в неовулканической зоне, в медленно раздвигающихся хребтах извержения происходят в среднем раз в 5–10 тыс. лет. Для хребтов со средними значениями скоростей спрединга (по К. Макдональду) извержения происходят где-то раз в 500–1000 лет и до первых тысяч лет, в то время как в быстро раздвигающихся хребтах оценки частоты излияний, сделанные на основании определения степени свежести лавовых потоков и толщины тонких осадочных покровов, дают периодичность излияний — раз в десятки — первые сотни лет. В первом приближении можно считать, что частота извержений увеличивается пропорционально квадрату скорости спрединга.

Картирование офиолитовых комплексов также указывает на наличие эпизодов вулканизма. Однако здесь не отмечается необходимой последовательности в чередовании типов излияний, а наблюдается хаотичная смесь подушечных лав и щитовых потоков. Исключение могут составлять последовательности дайковых комплексов в офиолитах Урала, установленные А. Перфильевым с соавторами и свидетельствующие о периодичности интрузивного магматизма в осевых зонах спрединга.

Приведенные выше значения периодов извержений могут рассматриваться лишь как наиболее вероятные, и потребуется еще немало детальных исследований для более точной их идентификации.

С рассмотренными выше эпизодами вулканической активности (эпизодами спрединга) могут быть связаны также циклы тектонической и гидротермальной (постмагматической) деятельности в осевых зонах хребтов.

Что касается характера извержения, т.е. происходит ли оно быстро с последующим относительно спокойным периодом или, напротив, непрерывно идет с умеренными скоростями, то по аналогии с извержениями на суше предполагается первая возможность. Лучшее доказательство для этого дают результаты глубоководного бурения. Для глубоких скважин (более 500 м) мощные коровые пачки имеют магнитные, петрологические и геохимические свойства, почти одинаковые, и эти пачки имеют значительные отличия от слоев, залегающих выше и ниже. Так что, по всей видимости, извержения происходят за сравнительно короткие периоды времени — 1–100 лет, которые разделены длительными промежутками относительного покоя.

Важный аспект касается проблемы устойчивости пространственного положения неовулканической зоны, т.е. локального перескока оси спрединга в пределах рифтовой долины в процессе тектоно-магматического

цикла. На примере области детальных исследований в течение франко-американского проекта (ФАМОУС) на $36^{\circ}45'SAX$ с.ш. Р. Баллардом и Т. Ван Эндемом была рассмотрена модель расщепления осевого вулкана или смещения осевой зоны в направлении спрединга на 1 км (или ширину одного вулкана), при этом новый центральный вулкан зарождался вдоль смещенной оси. Для осевых вулканов при среднем и быстром спрединге также имеются доказательства того, что они могут расщепляться вдоль оси. В этом случае часть вулкана отодвигается в одну сторону, а часть — в другую. Наблюдения позволяют предполагать, что стабильное положение оси характерно больше для средних и быстрых скоростей спрединга, чем для медленных. Это свидетельствует о более широкой и менее устойчивой осевой неовулканической зоне на медленно раздвигающихся СОХ. Полезную информацию о геометрической устойчивости осевой зоны может дать анализ аномального магнитного поля.

К. Макдональд рассмотрел следующую модель: при медленных значениях скорости спрединга главные вулканические извержения происходят только через 5000–10 000 лет. Кора охлаждается в течение периода относительного покоя, утолщается, и увеличиваются хрупкие напряжения вдоль осевой зоны. Процесс усиливается быстрым охлаждением на глубине за счет гидротермальной циркуляции. Существовавшие ранее зоны ослабления залечиваются, и следующий эпизод вулканизма (через 10^4 лет) может случиться в другом месте внутреннего дна рифтовой долины. При быстрых скоростях спрединга период покоя между извержениями много короче (десятки — первые сотни лет). Даже при наличии гидротермального охлаждения эта система будет иметь ослабленные зоны вдоль магмоподводящих каналов последнего вулканического извержения. В результате вероятность расщепления осевых центральных вулканов будет здесь гораздо выше, а неовулканическая зона будет узкой и устойчивой.

6.3. Тектоническая активность в рифтовых зонах СОХ и общие закономерности распределения разломов, сбросов и трещин

Благодаря детальным исследованиям появилась возможность закартировать за пределами неовулканической зоны (в 2–3 км от оси) дизъюнктивные нарушения в виде трещин и сбросов, распределенные на больших площадях вдоль простиранья рифтовой зоны СОХ.

Образование поверхностных разломов, трещин и нормальных сбросов в пределах дивергентной границы плит вызвано горизонтальным растяжением наиболее холодной, хрупкой верхней части литосферы. Однако в пределах узкой гребневой рифтовой зоны многие из геоморфологических черт обусловлены преобладающими вертикальными силами, вызван-

ными внедрением даек из осевого резервуара магмы и приводящими к растрескиванию коры, или образованием нормальных сбросов вдоль границ осевого грабена при обрушении линейной кальдеры в результате высвобождения давления магмы при извержении. Однако генеральная ориентация разломов и трещин определяется горизонтальными силами растяжения.

Как было отмечено выше, на флангах неовулканической зоны начинается зона интенсивного тектонического растрескивания. В пределах 2–3 км от оси некоторые из этих трещин имеют значительные вертикальные смещения по нормальным сбросам.

При медленных скоростях спрединга там, где неовулканическая зона прерывается структурными неоднородностями, трещины наблюдаются на соответствующих участках и вдоль оси спрединга. При средних и быстрых скоростях спрединга зона трещиноватой коры часто скрыта под излияниями центральных вулканов. При всех скоростях спрединга наиболее интенсивная трещиноватость коры наблюдается в поясе 1–2 км ширины по флангам неовулканической зоны (рис. 6.1). Трещины здесь сходны с гьярами Исландии, имеют характерную ширину 0,3–3 м и протягиваются вдоль оси хребта на расстояния от 10 м до 2 км. Такое простирание позволяет предполагать их формирование в результате растяжения коры в процессе спрединга, а не в результате растрескивания вследствие термического сжатия. По всей видимости, именно эта зона трещин обеспечивает доступ холодной морской воды в молодую, нагретую океаническую кору. Интенсивность трещиноватости может контролировать расход жидкости и температуру выходящих из океанической коры гидротерм при гидротермальной конвекции. Области с наиболее сильной трещиноватостью охлаждаются быстрее, чем остальные.

Растрескивание коры, вероятно, является возможной причиной пониженных значений сейсмических волн в слое 2А океанической коры. Этот слой при толщине около 500 м характеризуется значением объемной скорости сейсмических волн всего лишь 2,5–3,8 км/с, что заметно меньше, чем скорость, характерная для отдельных образцов (5,6–6,0 км/с). Впоследствии трещины заполняются осадками, запечатываются в процессе низкотемпературной диагенетической цементации. Высокотемпературные металлоносные растворы также стремятся заполнить трещины гидротермальными минералами. По мере того как продолжают эти процессы, сейсмическая скорость слоя 2А будет увеличиваться (до 5,5 км/сек), и зону трещиноватости трудно выделить по скоростям сейсмических волн.

Вдоль некоторых трещин, удаленных от оси спрединга на 1–4 км, наблюдаются значительные вертикальные смещения, являющиеся результатом сбросов, наклоненных в сторону оси спрединга. В медленных центрах спрединга вертикальные смещения по таким сбросам достигают

200 м и более. Серии сбросов создают уступы высотой более 600 м. В целом для медленно раздвигающихся хребтов перепады рельефа в рифтовой долине достигают 1,2–2,0 км. Интенсивные тектонические процессы разломов и сбросообразования в пределах рифтовых зон создают контрастный, сильно расчлененный рельеф характерный и для внеосевых зон (рис. 6.2 А) Форма самой рифтовой долины может быть при этом либо U-образной, с единой системой стенок долины, либо V-образной, с внутренними и внешними стенками, между которыми располагаются террасы (рис. 6.1 е, ж). Разнообразие форм, видимо, связано с интенсивностью магматического снабжения и, следовательно, толщиной коры и литосферы в осевой зоне. Эти формы являются лишь конечными членами в ряду морфоструктур, через которые проходит рифтовая долина в процессе своего развития. Характерно, что террасы здесь не являются устойчивыми образованиями. Такие вариации в морфоструктуре рифтовой долины находят отражение в ширине неовулканической зоны и распределении магнитных аномалий.

Изучение Срединно-Атлантического хребта в районе 41° с.ш. показало, что для медленно раздвигающихся хребтов характерно наличие протяженных разломов значительной длины (до 30 км). По всей видимости, эти разломы появились впервые в пределах внутренней долины на расстоянии около 2 км от оси, а их образование Р. Сирл и А. Лаутон связывают с обрушением кальдеры осевого вулкана и последующим локальным изостатическим выравниванием.

При средних значениях скорости спрединга перепады высот по плоскостям сбросов, имеющих наклон в сторону оси спрединга, достигают только 50 м. Дно рифтовой долины относительно бортов погружено на меньшую глубину, чем это имеет место в случае медленно раздвигающихся хребтов. Поднятие рельефа существенно компенсируется пологими (~5°) обратнаклоненными сбросами.

Морфологические следствия вулканических и тектонических процессов в быстро раздвигающихся хребтах отличаются от таковых в медленно раскрывающихся хребтах, но и здесь имеет место ситуация, описанная выше для медленно раздвигающихся хребтов. А именно, зарождение горстовых и грабеновых морфоструктур, наблюдаемое вне вулканического поля, также обусловлено комплексным воздействием динамики осевого вулканизма, тектонического растяжения и локального изостатического выравнивания на краях вулканического поля.

Недавнее извержение, произошедшее в осевой неовулканической зоне ВТП на участке 9°09'–9°54' с.ш., дало возможность Д. Форнари с соавторами исследовать с помощью ГОА «Элвин» и других придонных методов временные связи между вулканической, тектонической и гидротермальной деятельностью, а также проследить эволюцию крупномасштабной поверх-

ностной структуры дна и морфологии лавовых потоков после извержения. Так, было установлено, что осевая вершинная кальдера была здесь сформирована в результате обрушения лавовых «озер» или лавовых труб, по которым перемещалась изливающаяся лава вдоль и поперек простираения оси спредингового хребта. Днище этого узкого трога обычно сохраняет первоначальные эруптивные трещины, которые являются местом наиболее позднего вулканизма и гидротермальной активности.

Таким образом, рельеф осевой зоны быстро раздвигающихся хребтов в пределах вершинного грабена определяется в значительной степени периодическими излияниями лавы. Этот процесс начинается с основного извержения, при котором магма из-под осевого резервуара (осевой магматической камеры, а точнее, линзы расплава) заполняет вершинный грабен и растекается по склонам вулкана в пределах вулканического поля. Резкое падение давления в магматическом резервуаре после основного извержения приводит, как отмечалось выше, к обрушению кальдеры в вершинной части, причем стенки образовавшегося при этом нового осевого вершинного трога обрушения будут находиться внутри стенок старого осевого вершинного грабена вследствие расширения всей осевой области при внедрении даек. После основного извержения возможны небольшие излияния через трещины, образующие невысокие (до 50 м) возвышенности на дне сформировавшегося осевого грабена.

Подчеркнем еще раз, что хотя именно трещинные излияния лавы, переполняющие грабен, создают первичный рельеф склонов осевого вулкана, но их наклон в конечном итоге определяется вовсе не растекающейся лавой, а быстрым изостатическим выравниванием и проседанием вне оси раздвижения. Плавно опускающиеся склоны осевого вулкана подвержены региональному растяжению, подобно периферийным зонам внутреннего дна срединных долин медленно раздвигающихся хребтов. Это растяжение создает зону вертикальных трещин шириной до 500 м. Нормальные сбросы с прямым и обратным падением создают здесь серию уступов с перепадом высот 50 м и менее. В результате получается картина чередования горстов и грабенов. Многие сбросы в верхних частях имеют почти вертикальное падение. Амплитуда смещения по сбросам с наклоном плоскостей приблизительно 50–60° довольно значительна. Механизмы в очагах землетрясений в СОХ говорят в пользу того, что оси растяжения, как правило, перпендикулярны к оси спрединга, а в тектонике преобладают механизмы нормальных сбросов.

Особенности строения рельефа рифтовых зон позволяют сделать вывод, что кора при малых скоростях спрединга подвержена большему тектоническому воздействию (сбросы, трещины и т.д.), чем при больших скоростях. Так, область активных сбросов распространяется на 4–10 км в сторону от оси для хребтов с большой и средней скоростями спрединга

и заметно шире (~30 км) — для медленно раздвигающихся хребтов (рис. 6.1). Вне зоны активного сбросообразования океаническую литосферу можно рассматривать как относительно жесткое тело. Граница зоны активных сбросов тем самым отмечает положение края границы плит или начала области квазижесткого поведения плит.

В результате широкого использования высокоразрешающих гидроакустических систем были детально закартированы дизъюнктивные нарушения на больших площадях вдоль простираения осевых зон СОХ с разными скоростями спрединга.

Эти исследования позволили установить, что: 1) ширина осевой зоны растяжения с максимальным распределением трещин вкрест простираения оси варьирует от 0,25 до 1,5 км; 2) максимальная концентрация трещин и разломов вдоль простираения оси приурочена к зонам структурных неоднородностей типа перекрытий осей спрединга, нарушениям в линейном простираении и изгибам оси (девелам), тектоническим узлам и т.д.; 3) среднее расстояние между участками с повышенной трещиноватостью вдоль оси составляет около 30 км; 4) длина и ширина трещин — 10–500 и 0,2–3 м соответственно; 5) простираение трещин обычно параллельно оси хребта.

Большинство исследователей полагают, что формирование трещин, ширина зоны активного сбросо- и трещинообразования и количество линейных элементов в ее пределах зависят от следующих факторов: а) внедрения магматических интрузий и размера магматической камеры и (или) давления флюидов (растрескивание за счет растяжения в коре выше магматических диапиров или даек); б) толщины осевой литосферы; в) литосферного растяжения (амагматичные трещины растяжения вследствие увеличения скорости спрединга); г) термического сжатия остывающей коры и д) интервала времени, прошедшего с последнего извержения, перекрывшего осевую зону и локально перекрывшего сбросы и трещины.

Несмотря на то что трещиноватость в осевой зоне СОХ является необходимым условием активной гидротермальной деятельности, наличия только трещиноватости явно недостаточно для этого процесса. Так, мы наблюдаем повышенную концентрацию трещин и сбросов в окрестности структур типа ПЦС и в районах пересечения рифтовой оси с зонами трансформных разломов, где явно преобладают тектонические процессы, а вулканизм и гидротермальная деятельность находятся в относительно редуцированном состоянии. Поэтому значительная концентрация дизъюнктивных нарушений еще не является критерием активной гидротермальной рудообразующей деятельности. Необходимым условием еще является наличие теплового источника (магматической камеры). Поэтому при всем генетическом и структурном разнообразии разломов и трещин в рифтовых зонах наибольший интерес для формирования глубоководных

полиметаллических сульфидов (ГПС) представляют собой трещины собственно осевой зоны, связанные непосредственно с тектоно-магматическим циклом, периодичностью излияния, временем жизни и стадией развития осевой магматической камеры.

6.4. Геофизическая характеристика

6.4.1. Гравитационное поле

Вместе с изменениями рельефа дна в зависимости от скорости спрединга в окрестности рифтовой зоны изменяется также характер аномального гравитационного поля (рис. 6.6). Для быстро раздвигающихся СОХ с морфологией осевых поднятий с небольшим перепадом рельефа характерны малоамплитудные (10–20 мГал) гравитационные аномалии в свободном воздухе, указывающие на почти полную локальную компенсацию (рис. 6.6 а). В гравитационном поле $\Delta g_{\text{св}}$ рифтовые зоны медленно раздвигающихся СОХ, характеризующиеся выраженной рифтовой долиной, ограниченной бортами с изрезанным контрастным рельефом, отмечаются значительным осевым гравитационным минимумом (до –40–100 мГал), свидетельствующим о глубинных динамических процессах, поддерживающих эту топографию и связанных, по всей видимости, с течениями в мантии (рис. 6.6 б). Такие аномалии, как отмечал А. Лашенбрух, могут поддерживаться динамикой движения магмы в подосевом канале.

Как отмечалось, при увеличении скорости спрединга рельеф рифтовой зоны постепенно меняется от грабенообразной структуры к горстообразной (рис. 6.1). В этой связи неожиданным оказалось то, что переход в гравитационном поле $\Delta g_{\text{св}}$ от аномалий с характерным осевым минимумом к аномалиям с осевым максимумом происходит довольно резко при значениях $V_{\text{спред.}} = \sim 5\text{--}7$ см/год (рис. 6.6 в). Этот факт, видимо, обусловлен изменениями глубинной структуры рифтовых зон и, как следствие, изменениями в типе изостатической компенсации.

Интерпретация средневолновых гравитационных аномалий над спрединговыми хребтами до сих пор остается неоднозначной задачей. Главная трудность касается проблемы изостатической компенсации и взаимодействия различных динамических факторов в рифтовых зонах СОХ при создании непротиворечивых гравитационных моделей. Неизостатические напряжения не должны исключаться априори допущением изостазии, так как осевая зона является активной границей плит.

Термическая модель, предполагающая частичное плавление вещества мантии и внедрение этого мантийного материала в пределы слоя коры, хорошо удовлетворяет наблюдаемым гравитационным аномалиям (рис. 6.8). Она допускает нарушение изостазии в осевой зоне быстро раздвигающихся

хребтов вследствие наличия мантийного материала в виде даек или осевых магматических камер в коре. Разумеется, предложенная дайковая модель, удовлетворяющая сейсмическим данным, не является единственно возможной. И наличие дефицита или избытка масс в коре в осевой зоне спрединга в значительной мере определяется степенью дифференциации коромантийного вещества, слагающего магматическую камеру.

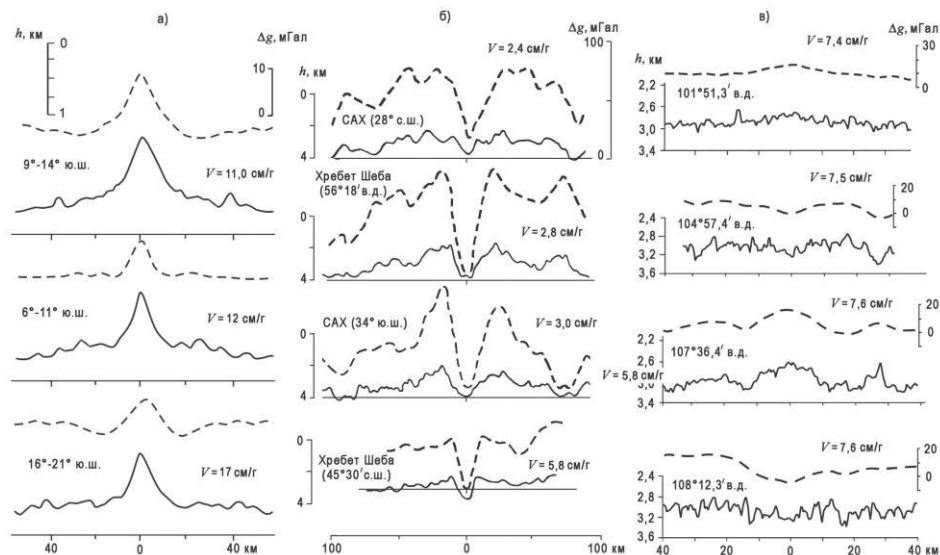


Рис. 6.6. Гравитационные (пунктирные линии) и батиметрические (сплошные линии) профили через рифтовые зоны СОХ с различными скоростями спрединга:

- а) осредненные профили через участки ВТП с быстрым и ультрабыстрым спредингом (по Madsen et al.); б) через рифтовые зоны СОХ с медленным спредингом (по Hall et al.); в) через участки ЮВИХ со средними скоростями спрединга (по J. Cochran, J.-C. Sempere)

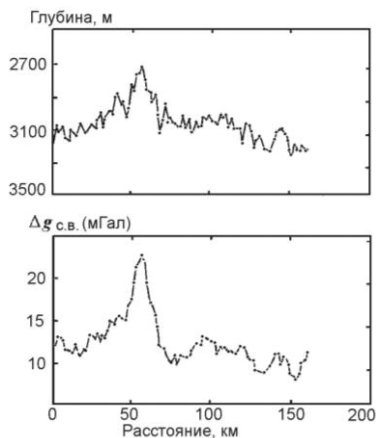


Рис. 6.7. Наблюдаемые гравитационные аномалии и рельеф дна для профиля через Восточно-Тихоокеанское поднятие вдоль 12° с.ш. (по B. Lewis)

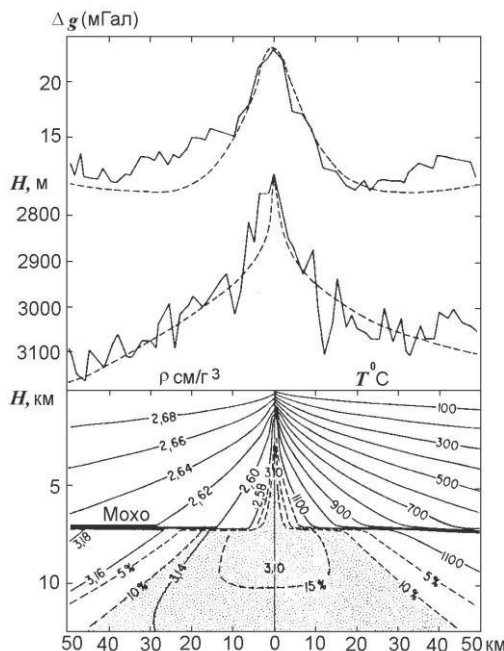


Рис. 6.8. Гравитационные аномалии по термической модели, предполагающей частичное плавление в мантии и внедрение расплавленного материала в кору, для профиля рис. 6.7 (по В. Lewis). Сравнение наблюдаемых значений Δg и рельефа (сплошная линия) с вычисленной аномалией (пунктирная линия)

Еще более детальные и крупномасштабные донные гравиметрические работы в осевой зоне спрединга проводились на глубоководных обитаемых аппаратах на 21° с.ш. ВТП и в северной части хребта Хуан де Фука на сегменте Эндевер. Целью таких гравиметрических работ было выявление и локализация остаточной аномалии Δg , связанной с магматическим телом, расположенным под осью спрединга, а также выявление вариаций плотностей и пористости пород в верхних частях коры.

Постановка гравиметрических измерений на ГОА потребовала и разработку новых методических приемов. Не останавливаясь подробно на методике такого рода измерений, отметим лишь, что их точность достигала 0,2–0,3 мГал, что на порядок выше, чем при набортной съемке.

Гравиметрические исследования на ГОА вдоль 7-километрового профиля, пересекающего рифтовую зону ВТП показали, что в осевой зоне спрединга отмечается локальная отрицательная аномалия, значения которой варьировали от 0 до 10,4 мГал. Эта аномалия, видимо, является частью обширного гравитационного максимума, наблюдаемого на профиле, секущем всю рифтовую зону, и отражает близповерхностный дефицит масс в неовулканической зоне (НВЗ). Ширина отрицательной аномалии

составляла около 3 км, а ее центр располагался над осью неовулканической зоны. Это дает возможность предположить, что аномалия обусловлена приповерхностным магматическим телом (линзой расплавленного базальта, аккумулирующегося в коре в самой верхней части осевой магматической камеры). Другим вероятным объяснением пониженной плотности в верхней коре является трещиноватость и повышенная пористость пород верхних слоев коры под неовулканической и тектонической зонами.

Донные гравиметрические исследования в осевой зоне в южной части хребта Хуан де Фука также подтвердили возможность объяснения наблюдаемых аномалий допущением понижения плотности верхних слоев коры вследствие повышенной трещиноватости и пористости пород. Отрицательный плотностной контраст может быть обусловлен и различием в температуре воды в разломах и трещинах. Температура флюида в придонных источниках достигает 350 °С. Плотностное различие окружающей морской воды может быть очень велико: 1,04 г/см³ у поверхности дна и $0,64 \pm 0,02$ г/см³ при $T = 350$ °С. Допуская значения пористости коры около 15% и считая, что высокотемпературная вода циркулирует в приповерхностных слоях коры в НВЗ, получим, что плотность коры в этом случае будет составлять 2,56 г/см³, а не 2,62 г/см³, как в случае заполнения пор и трещин холодной водой. Такая точка зрения также позволяет объяснить понижение плотности под НВЗ, вызывающее отрицательную гравитационную аномалию.

По всей видимости, геологическое истолкование локальных осевых аномалий поля Δg будет зависеть от понимания, в какой стадии тектономагматического цикла, а точнее от того, в каком состоянии (насыщенном или истощенном) находится магматическая камера, как долго она развивалась и насколько велика в ней фракция расплава, аккумулирующегося вблизи ее кровли.

Коротковолновые аномалии гравитационного поля, несомненно, очень важны, так как с высокой точностью дают возможность выявить приповерхностные плотностные неоднородности в осевой части рифтовой зоны, связанные непосредственно с локальными магматическими телами, гидротермальными выходами и металлоносными образованиями. Однако невозможность получения достаточной точности съемки для такого анализа набортными методами и крайняя ограниченность наблюдений поля Δg на ГОА не дают достаточного фактического материала для их уверенной интерпретации.

Для медленноспрединговых хребтов на примере САХ на основании детальных гравиметрических измерений в полосе Канаро-Багамского геотраверса и систематического кросспектрального анализа аномалий поля силы тяжести и глубин дна Е. Астафуровой с соавторами были сделаны выводы об отсутствии полной изостатической компенсации. Эти исследо-

ватели установили наличие некомпенсированных плотностных аномалий на основании сравнения эмпирических и рассчитанных кривых передаточной функции (адмиттанса) для моделей некомпенсированного рельефа, Эри и упругой плиты. Они сделали вывод, что модель упругой плиты с эффективной мощностью, меняющейся вдоль хребта от 4 до 10 км, лучше других подходит для медленноспрединговых хребтов.

В последние годы при гравитационном моделировании эффективно используются мантийные аномалии Буге (МАБ). Б. Куо и Д. Форсайт разработали методику вычисления МАБ, которая предусматривает вычитание из наблюдаемых аномалий в свободном воздухе гравитационного эффекта от рельефа поверхности дна, от раздела Мохоровичича и от термического разуплотнения литосферы. При условии постоянства средней плотности земной коры полные мантийные аномалии Буге отражают эффекты изменения ее мощности или вариации плотности верхней мантии, связанные с аномально нагретыми или относительно холодными зонами. Изометричные гравитационные минимумы (аномалии типа «бычьего глаза»), достигающие значений -70 мГал, наблюдаемые на многих сегментах медленноспрединговых хребтов, связывают с наличием более толстой коры вблизи центров сегментов с интенсивностью магматических процессов и с мантийным апвеллингом, сфокусированным в центральных частях сегментов с большей фракцией расплавленного материала и, следовательно, с меньшей его плотностью (рис. 6.9).

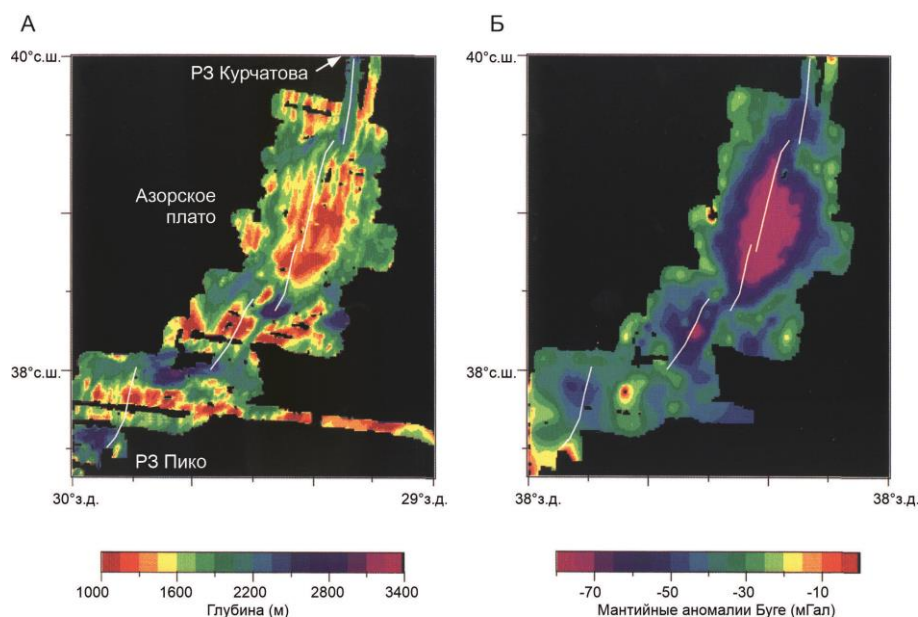


Рис. 6.9. Рельеф дна (А) и мантийные аномалии Буге (Б) в районе осевой зоны САХ вблизи Азорского плато (по М. Tolstoy et al.)

Подобные аномалии впервые были зафиксированы в осевой зоне спрединга медленно раздвигающегося САХ и несколько позже — в рифовых зонах спрединговых хребтов Индийского океана. Малоинтенсивные МАБ над осевыми зонами быстро раздвигающихся хребтов свидетельствуют об отсутствии сфокусированного мантийного апвеллинга и значительных вариациях в толщине коры.

6.4.2. Магнитное поле

Изучение картины магнитных аномалий в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов преследовало три основные цели: 1) геоисторическое изучение геохронологической последовательности эволюции океанической литосферы и истории спрединга океанической коры с помощью анализа линейных магнитных аномалий; 2) выявление закономерностей кинематической и геометрической стабильности осевой зоны спрединга и особенностей ее перестройки; 3) исследование процессов аккреции океанической коры, формирования ее магнитоактивных слоев и изучение петрохимической природы их намагниченности.

В настоящее время можно считать, что первая цель в первом приближении достигнута. Большая часть площади Мирового океана покрыта набортной, аэро- и спутниковой магнитной съемкой, позволившей на основании геохронологического анализа (определения возраста аномалий на основе сопоставления их со шкалой геомагнитных инверсий) линейных магнитных аномалий провести их идентификацию (моделирование магнитоактивного слоя океанической коры с помощью инверсионно-спрединговой модели Вайна – Мэтьюза) и выявить основные закономерности возраста и эволюции океанической литосферы в целом. Остается задача выявления эволюции литосферы конкретных регионов и структур в связи с кинематическими и геометрическими перестройками границ плит.

На рис. 6.10 приведен трансатлантический профиль глубинного строения океанической коры, полученный в рамках проекта по Канаро-Багамскому геотраверсу (КБГТ), на котором представлена идентификация линейных магнитных аномалий с детализацией интерпретации магнитоактивного слоя в центральной части профиля. Методика типичной геохронологической интерпретации аномального магнитного поля предполагает сопоставление наблюдаемых профилей с вычисленными модельными. В практике геохронологического анализа наибольшее распространение получила модель магнитоактивного слоя океанической коры, состоящая из прямо- и обратномагнитных прямоугольных призм бесконечной длины, перпендикулярных направлению спрединга. Для вычисления используют следующие параметры: глубину залегания верхней кромки магнито-

активного слоя, задаваемую обычно постоянной или подчиняющуюся корневой зависимости увеличения глубины от возраста дна; глубину залегания нижней кромки (толщину) магнитоактивного слоя; скорость разрастания океанического дна; временную шкалу инверсий геомагнитного поля; величину намагниченности I ; палеошироту и простирание центров спрединга, на которых был сформирован магнитоактивный слой; современную географическую широту и простирание профиля наблюдения, необходимые для вычисления эффективного поля Земли, создающего индуктивную намагниченность. Варьированием этих параметров добиваются наилучшего совпадения амплитуды и формы модельных аномалий с наблюдаемыми (рис. 6.10 Б).

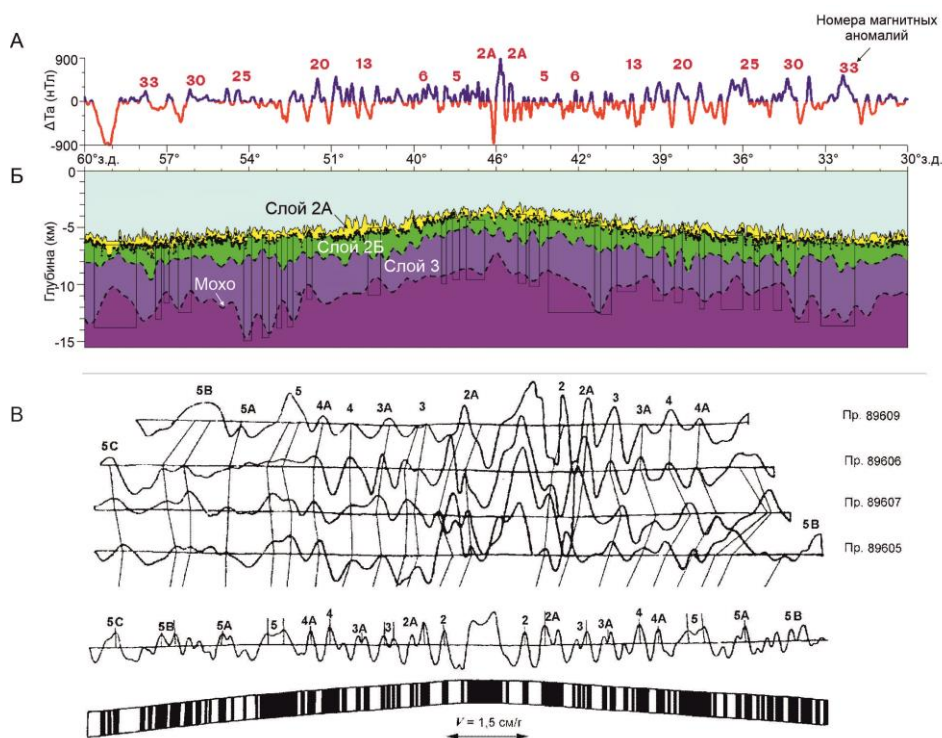


Рис. 6.10. Глубинное строение океанической коры вдоль трансатлантического профиля, полученного в рамках проекта по Канаро-Багамскому геотраверсу (КБГТ) (по С. Машенкову):

А — аномальное магнитное поле. Б — глубинный сейсмический разрез. В — детализация интерпретации аномального магнитного поля в центральной части профиля

Для реализации второй цели — изучения устойчивости осевой зоны спрединга — необходимо проведение крупномасштабной магнитной съемки. В этом случае совместная интерпретация магнитометрических

и батиметрических данных позволяет установить геометрию и кинематические характеристики оси спрединга и выявить ее стабильность (степень асимметричности спрединга, его ортогональность или наклонность, наличие локальных перескоков оси, направление и скорость ее миграции) (рис. 6.11). Картина магнитных аномалий позволяет определить ширину и устойчивость неовулканической зоны, оценить частоту вулканических извержений при разных скоростях спрединга, установить ширину и характер зон перехода от участков с прямой и обратной полярностью, а также выделить зоны внеосевого вулканизма.

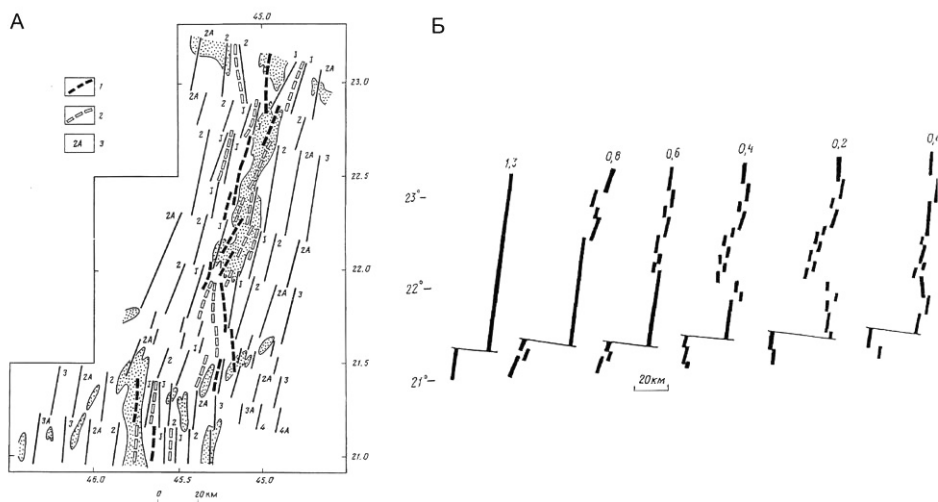


Рис. 6.11. Геометрическая нестабильность осевых зон спрединга (по С. Аплонову):

А — положение современных (1) и древних (2) осей раскрытия, (3) — номера линейных магнитных аномалий. Б — схема миграции оси спрединга вдоль САХ (21–23 ° с.ш.)

В описанной выше спрединговой модели магнитоактивного слоя блоки прямой и обратной намагниченности контрастно соседствуют друг с другом и не разделены переходной зоной. Такая модель предполагает, что магнитное поле Земли меняется мгновенно и аккреция новой океанической коры происходит вдоль некоторой линии (оси спрединга). В действительности же сейчас хорошо установлено, что зона генерации новой океанической коры (зона аккреции и неовулканическая зона) как на медленно, так и на быстро раздвигающихся хребтах имеет некоторую конечную ширину. В этом случае должно наблюдаться явление магнитной контаминации за счет смешения лав, излившихся в различные геомагнитные эпохи и, следовательно, имеющих разную полярность в случае частых инверсий геомагнитного поля.

По данным палеомагнитных и радиологических измерений, проведенных на образцах лав и морских осадков, И. Тиссо и Ф. Патриа установили, что средняя продолжительность периода смены полярности составляет 5000–10 000 лет. Следовательно, ширина зоны перехода составляет 50–150 м при медленной скорости спрединга 1,0–1,5 см/год и 500–1500 м — при быстрой.

Детальное изучение магнитных аномалий рифтовой зоны было проведено на ГОА «Элвин» на 21° с.ш. ВТП по достаточно плотной сети в зоне инверсии магнитного поля, т.е. в переходной зоне от эпохи Брюнес к эпохе Матуяма. Было установлено, что область смены полярности магнитного поля линейна и очень узка (всего лишь 1000–1400 м ширины). Детальная съемка позволила К. Макдональду определить магнитную полярность отдельных лавовых потоков и сбросовых обнажений. Это давало пространственную разрешимость 0,5–1,0 м по сравнению с 200–400 м для других придонных измерений и 2–4 км для набортных измерений. Переход от одной полярности к другой в обнажающемся вулканическом разрезе был резким и линейным. Было обнаружено, что граница смены магнитной полярности оказалась смещенной на 500 м от средневычисленного положения. Это указывает на растекание потоков базальтов от вулканических центров по поверхности более древней отрицательно поляризованной коры. Измерения показали, что полная ширина неовулканической зоны примерно 0,7 млн лет назад составляла около 1000 м, что хорошо согласуется с результатом подводных наблюдений современной неовулканической зоны в этом районе, ширина которой изменяется от 400 до 1200 м. Следует отметить, что первоначальное значение 1000–1400 м полуширины зоны перехода магнитной полярности, полученное методами придонной съемки, не является результатом прямого измерения ширины зоны наращивания коры. После учета растяжения коры (смещение по сбросам) полуширина зоны аккреции составляет всего лишь 600–1000 м. Таким образом, как зона коровой аккреции, так и неовулканическая зона сейчас и примерно 0,7 млн лет назад были устойчивыми и обладали шириной менее чем 2 км и 1 км соответственно.

При формировании новой океанической коры в медленно раздвигающихся хребтах рассматривают два типа моделей: в первой (дайковой) модели океаническая кора формируется посредством внедрения большого количества даек, случайно распределенных в пределах осевой неовулканической зоны. Во второй модели предполагается, что вулканические лавовые потоки простираются с обеих сторон от даек, накладываясь друг на друга. В действительности существует комбинация обоих этих эффектов, о чем свидетельствуют наблюдения на 37° с.ш. САХ в области ФАМОУС. При бурении трех скважин DSDP в Атлантике (332В, 395А, 418А), проникших более чем на 500 м в базальтовую кору, было обнаружено ано-

мальное наклонение и многочисленные инверсии в пределах одной скважины. В большинстве случаев разрез в 500 м целиком не соответствовал известному распределению магнитных инверсий. Эти результаты явно противоречили первоначальному допущению, сделанному из наблюдений аномалий на ВТП о том, что магнитные источники располагаются в слое толщиной около 1 км, а также противоречили наблюдаемой форме и резкой границе между положительными и отрицательными аномалиями, изученными с помощью ГОА «Элвин» на ВТП.

Чтобы разрешить противоречия, полученные из результатов подводных исследований на ВТП и скважин DSDP в Атлантике, К. Макдональд предположил, что процессы генерации океанической коры и формирования картины аномального магнитного поля различны для разных скоростей спрединга. При малых скоростях главные эпизоды вулканизма, по видимому, не часты (раз в 10^3 – 10^4 лет), магматическая камера неустойчива, а неовулканическая зона испытывает значительные смещения от эпизода к эпизоду и варьирует по ширине. Такое спорадическое начало и прекращение процесса спрединга в результате дает сильно неоднородную и сложную структуру коры и намагниченности. К тому же имеются значительные наклоны блоков коры в пределах рифтовой зоны САХ как в сторону оси спрединга, так и от оси, которая может существенно нарушать регулярную структуру магнитных аномалий.

Для больших скоростей спрединга, как отмечалось выше, характерна более частая вулканическая активность (раз в 50–600 лет), стационарная магматическая камера и отчетливая, устойчивая по положению неовулканическая зона. Все это дает в результате более четкую структуру коры и магнитных аномалий. Такая модель подтверждается и статистическим изучением магнитных аномалий, которое показывает, что в пределах одной скважины может быть выделено несколько инверсий, если зона коровой аккреции имеет ширину 5–10 км.

Анализ картины магнитных аномалий указывает еще на два возможных осложнения процесса спрединга — асимметрию и неортогональный характер спрединга. Неортогональный спрединг типичен для большинства хребтов с малыми скоростями раздвижения, тогда как ортогональный спрединг, считающийся нормальным, должен преобладать при средних и высоких скоростях разрастания хребта. Асимметричный спрединг (с фактором асимметрии до 2) может устойчиво существовать в течение первых миллионов лет, но затем появляется тенденция возвращения в нормальный режим, так что для интервала времени более 10 млн лет спрединг в первом приближении остается симметричным.

Детальные магнитные съемки в рифтовых зонах СОХ, как, например, на участке САХ, расположенном к югу от трансформного разлома Кейн, позволили выявить локальные изменения скорости спрединга и геометрии

структурных неоднородностей, свидетельствующие о короткопериодных изменениях и асимметрии темпов раскрытия, а также о локальной нестабильности осевой зоны (рис. 6.11).

Работы А.М. Городницкого, Д.М. Печерского, В.М. Гордина способствовали достижению третьей целевой задачи изучения магнитного поля океана — выявлению природы намагниченности слоев океанической коры. Результаты этих работ, основанных на экспериментальных исследованиях петромагнитных и магнито-минералогических характеристик образцов пород, а также на результатах интерпретации геомагнитных съемок, позволили предложить и обосновать обобщенную петромагнитную модель океанической литосферы (рис. 6.12).

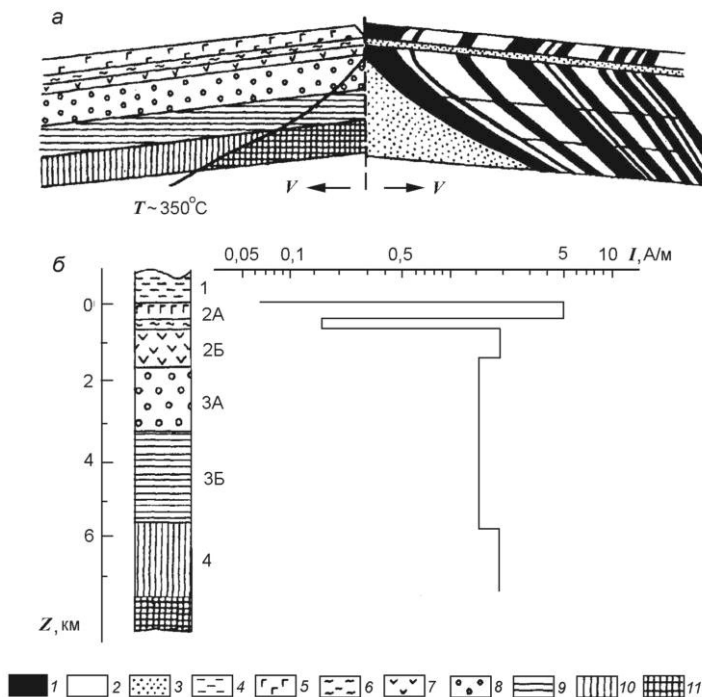


Рис. 6.12. Обобщенная петромагнитная модель океанической литосферы:

a — магнитоактивный слой; *б* — обобщенный петромагнитный разрез (по А. Городницкому и Н. Шишкиной). 1–3 — блоки: 1 — прямо намагниченные, 2 — обратно намагниченные, 3 — слабомагнитные и немагнитные; 4 — осадочные породы, 5 — подушечные базальты, 7 — дайковый комплекс, 8 — изотропное габбро, 9 — кумулятивное габбро и расслоенный комплекс, 10 — серпентинизированные перидотиты, 11 — перидотиты мантии

Слои океанической коры условно делятся на первично-магнитные и первично-немагнитные. К первой группе относят слой 2А (экструзивные базальты), слой 2Б (дайковый комплекс) и слой 3А (интрузивное изотроп-

ное габбро). Ко второй группе относят слой 3Б (кумулятивное габбро и расслоенное габбро). Такое деление пород происходит в процессе дифференциации магмы и кристаллизации остаточного расплава. Степень дифференциации остаточного расплава определяет количество и состояние титаномагнетита — основного ферромагнитного минерала в экзривных породах. Первичные титаномагнетиты образуются в осевой части рифтовой зоны СОХ при кристаллизации базальтовых расплавов и приобретают намагниченность при охлаждении этих базальтов до температуры Кюри.

Естественная остаточная намагниченность (I_n) свежеизлившихся толеитовых базальтов слоя 2А варьирует от 0,1 до 100 А/м при средних обобщенных значениях 10 А/м. По мере его удаления от оси СОХ отмечается быстрое уменьшение интенсивности намагниченности слоя 2А в результате низкотемпературного окисления титаномагнетита под воздействием термальных вод океанской воды. Эта интенсивность уменьшается в e раз всего за 0,6 млн лет. Для океанических базальтов, отобранных на удалении от рифтовой зоны, величина I_n также сильно изменяется от 0,01 до 20 А/м при средних значениях 3,5 А/м. Этот факт вместе с результатами глубоководного бурения, по данным А. Городницкого, позволяет предполагать, что другие, более глубокие источники, например дайковый комплекс (слой 2Б), габбро в слое 3 и серпентиниты, также вносят вклад в магнитную аномалию, особенно для более древних участков коры.

Слой 2Б океанической коры представляет собой комплекс даек, близких по составу перекрывающему их базальтовому слою 2А. Породы слоя 2Б менее доступны для изучения, чем базальты слоя 2А, так как вскрываются в основном в офиолитовых комплексах, в трансформных разломах и в редких скважинах глубоководного бурения (например, скв. 504Б на южном фланге хребта Коста-Рика). Вследствие малой доступности пород слоя 2Б изученность их петромагнитных свойств хуже, чем для базальтов слоя 2А. Разброс значений естественной остаточной намагниченности и фактора Кенигсберга для этих пород очень велик. Хотя наиболее реальные их средние значения варьируют, соответственно, от 1,5 до 2 А/м и около 5 А/м.

Для слоя 3, сложенного габбро, естественная остаточная намагниченность формируется в результате возникновения термоостаточной намагниченности, связанной с микровключениями магнетита в плагиоклазе. В слое 3А преобладают изотропные метаморфизованные габбро. Данные об их магнитных свойствах получают из образцов, драгированных вдоль трансформных разломов и офиолитовых поясов. Результаты измерений подтверждают высокую магнито-минералогическую однородность изученных габбро. В целом для них характерны значения $I_n = 0,5 \div 1,0$ А/м.

Слой 3Б принято считать вторично-магнитным, поскольку тонко-игольчатый магнетит, формирующийся в породах расслоенного комплекса, является продуктом распада пироксена и плагиоклаза в первично-немагнитных габбро. Частицы игольчатого магнетита, в которых создается термоостаточная намагниченность, синхронная с консолидацией породы и обладающая высокой магнитной стабильностью, являются главным источником магнитности в этом слое, хотя вклад слоя 3Б в формирование аномального магнитного поля, видимо, пренебрежимо мал. В целом же, как свидетельствуют данные из разных источников, габбро слоя 3 обладают остаточной намагниченностью около 1–2 А/м, достаточной, чтобы создать аномалии на поверхности океана около 100 нТл.

Еще одной важной проблемой является вклад серпентинитов в аномалии магнитного поля. Их высокая намагниченность и магнитная стабильность которых подтверждаются экспериментальными данными. Повышенная магнитоактивность серпентинитов обусловлена магнетитом, образующимся в процессе серпентинизации гипербазитов. Серпентинизированные перидотиты встречаются в пределах океанической литосферы довольно широко: их обнаруживают на склонах рифтовых долин и флангах медленно раздвигающихся СОХ, в зонах трансформных разломов, в местах их пересечения с рифтовыми зонами, в рифтогенных переходных зонах и т.д. Они также вскрыты при глубоководном бурении на судне «Гломар Челленджер» в рейсах 35-м (скв. 334) и 45-м (скв. 47). И хотя пока нет прямых доказательств существования сплошного слоя серпентинитов в низах слоя 3 океанической коры, можно с достаточной степенью вероятности предположить его кусочно-непрерывное залегание, по крайней мере для коры, сформированной на медленноспрединговых хребтах.

Эти экспериментальные данные подтверждаются и теоретическими геодинамическими моделями формирования океанической коры, согласно которым серпентинитовый слой формируется в районе флангов СОХ в областях пересечения подошвы слоя 3Б (границы Мохо) и изотермической поверхности 350–400 °С и далее может нарасти до 2 км за 30–40 млн лет. Как отмечали А. Городницкий, В. Гордин, К. Попов, магнитоактивные свойства серпентинитов в значительной степени зависят от стадийности процесса серпентинизации. В антигоритовую стадию, происходящую при $T = 250\text{--}460$ °С, образуются более крупные зерна магнетита, и концентрация ферромагнетика увеличивается до 3–4%. При этом если направление поля во время формирования серпентинитов будет совпадать со знаком намагниченности вышележащей толщи базальтов, то суммарная аномалия будет возрастать; если же будет наблюдаться обратная картина, суммарное поле будет существенно уменьшаться. Таким образом, вклад серпентинитового слоя океанической коры (слоя 4) в интегральные магнитные аномалии может быть значительным в случае медленно раздвигающихся

хребтов и эффективно проявляться на некотором расстоянии от оси рифтовой долины (рис. 6.12).

В целом анализ материалов петромагнитного изучения пород свидетельствует о том, что аномалии магнитного поля океана, в том числе и линейные магнитные аномалии, создаются интегральным эффектом всех слоев океанической коры. Хотя остается не до конца ясным, какая доля магнитного сигнала приходит с разных глубин океанической коры, а также каким образом меняется вклад разных слоев с возрастом коры и со скоростью спрединга.

6.4.3. Тепловой поток

Существует значительное различие между тепловым потоком (q), измеренным в осевых зонах СОХ, и потоком, предсказываемым теоретической моделью остывающей плиты. Согласно оценкам К. Листера, О.Г. Сорохтина, такое различие в потоках позволяет считать, что, по крайней мере, 40% теплотеря на СОХ и более 20% всех теплотеря Земли приходится на процессы гидротермальной циркуляции в рифтовых зонах. Измеренные вблизи центров спрединга величины кондуктивного теплового потока сильно варьируют на небольших расстояниях. При образовании океанической литосферы в рифтовых зонах и на склонах СОХ горячее мантийное вещество охлаждается и кристаллизуется, отдавая свое тепло в океан и далее в космос.

Величина теплового потока на поверхности литосферной плиты определяется выражением:

$$q = k_l (dT/dZ), \quad (6.1)$$

где k_l — коэффициент теплопроводности; Z — вертикальная координата. Вертикальный градиент температуры определяется решением уравнения теплопроводности подстановкой в него граничных условий на дне океана $T \approx 0$ °С при $Z = 0$. В этом случае

$$q = k_l T_m / \sqrt{\pi \alpha_1 (t_0 + t)}, \quad (6.2)$$

где t_0 — эффективное время формирования океанической коры в рифтовой зоне СОХ, α — коэффициент термической диффузии. Время t_0 можно определить по выражению (4.3), если известна начальная толщина базальтовой коры H_0 над очагом базальтовых магм (магматической камерой) под осью рифтовой долины. Такие измерения проводились и показывают, что H_0 меняется от 1,5–2 км под рифтовыми зонами с быстрыми скоростями спрединга до 2–3,5 км при умеренных скоростях спрединга. Если в среднем принять $H_0 \approx 2$ км, то $t_0 \approx 70$ тыс. лет (при $H_0 \approx 1,5$ км $t_0 \approx 40$ тыс. лет).

В уравнение (6.2) можно подставить принятые выше средние параметры океанической литосферы и мантии $k_l = 5 \cdot 10^{-3}$ кал/см·град·с,

$\alpha_1 = 5,4 \cdot 10^{-3} \text{ см}^2/\text{с}$ и $T_m = 1350^\circ \text{C}$. Тогда, выражая поток q в единицах теплового потока (ЕТП) $10^{-6} \text{ кал}/\text{см}^2 \cdot \text{с}$, а t — в миллионах лет, найдем его теоретическое значение:

$$q_{\text{теор}} = 9,2 / \sqrt{(t_0 + t)}. \quad (6.3)$$

Сравнение теоретически рассчитанных значений теплового потока с экспериментальными данными приведено на рис. 6.13. Из приведенного графика видно, что теоретическая кривая как бы усредняет только максимальные значения измеренного теплового потока. Обращает на себя внимание тот факт, что с удалением от центра рифтовых зон разброс результатов измерений резко уменьшается и на расстояниях, примерно соответствующих возрасту 50 млн лет, сокращается до минимальных значений.

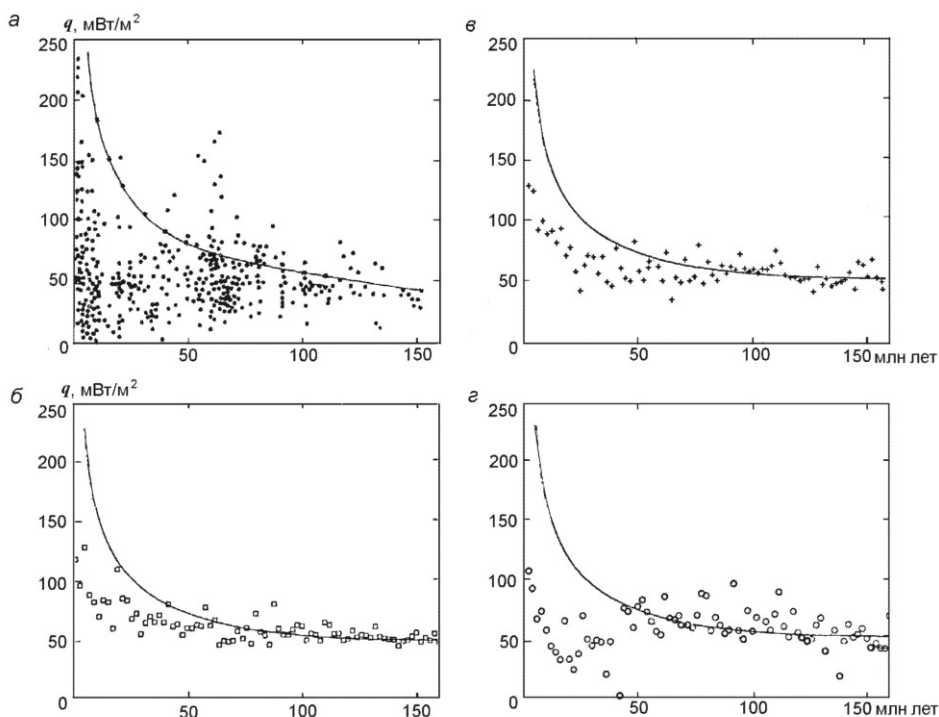


Рис. 6.13. Зависимость экспериментальных и расчетных значений теплового потока от возраста дна океана (по С. Stein):

a — интегральная зависимость (по А. Городницкому и О. Сорохтину); $б-г$ — зависимости, соответственно, для Атлантического, Тихого и Индийского океанов

Причина больших изменений экспериментальных данных тепловых потоков через СОХ заключается в широко развитой и разветвленной трещиноватости, создающей густую дренажную сеть. Эта сеть трещиновато-

сти позволяет свободно циркулировать морской воде, которая выносит значительную часть тепла в виде термальных источников — «черных курильщиков», широко распространенных практически во всех океанических рифтовых зонах.

Было установлено, что тепловой поток, выносимый из открытых гидротермальных каналов («черных курильщиков») во многих случаях значительно превосходит рассредоточенный поток через окружающие базальтовые и осадочные породы. Гидротермальные флюиды, окрашенные в черный цвет за счет сульфидов железа, выносятся со скоростью от 1 до 5 м/сек при температурах до 350 °С. Как правило, выходы этих флюидов располагаются в пределах осевой зоны рифта, где они формируют гидротермальные поля, вытянутые вдоль простирания рифтовой зоны. Полный тепловой поток q , выносимый гидротермами, здесь настолько велик, что трудно допустить устойчивое состояние этих выходов.

Принято считать, что в тех местах, где отдельные участки океанической коры обнажаются, не перекрываясь осадками, конвективный вынос тепла циркулирующей водной массой максимален. При удалении от оси хребта, когда слой осадков становится достаточно толстым (десятки и сотни метров), чтобы воспрепятствовать проникновению воды по трещинам, конвективные теплопотери сокращаются. Предельная толщина осадочного покрова зависит от проницаемости осадков. Чем менее проницаем слой, тем меньшая толщина осадков необходима для экранизации гидротерм. Так, если типичное значение проницаемости океанической коры составляет $5 \cdot 10^{-12} \text{ см}^2$, то проницаемость океанических осадков меняется в пределах от 10^{-12} до 10^{-16} см^2 . При этом 10-метровый слой осадков с проницаемостью $K = 10^{-14} \text{ см}^2$ уже существенно непроницаем. В среднем, теоретические и наблюдаемые значения теплового потока становятся близки при возрасте литосферы 12–15 млн лет для быстро раздвигающихся и 15–22 млн лет для медленно раздвигающихся хребтов.

При поисках гидротермальных полей наиболее интересны области с минимальным осадконакоплением. В этих областях гидротермальная циркуляция меняет как распределение теплового потока по площади, так и локальные значения q . Зона погружения воды, как отмечалось выше, занимает большую площадь, хотя и здесь не исключена локализация нисходящей ветви конвективной ячейки в отдельных трещинах. Восходящая ветвь гидротермальной конвекции — это, как правило, струйная конвективная ветвь с большой мощностью теплового выноса. Мощность теплового выноса струй предполагает ограниченное время их существования (от десятков — сотен до первых тысяч лет).

Оценить этот поток по изменениям кондуктивного теплового потока в окрестности струи практически невозможно, так как выходы струй располагаются часто в пределах резко расчлененного рельефа, а вероятность

попадания зондом непосредственно в район струйного выхода гидротермы крайне мала.

Гидротермальная циркуляция приводит к сильному разбросу в значениях измеряемого теплового потока в пределах осевой зоны СОХ: от очень высоких значений q в окрестности высокотемпературных струй до нормальных или пониженных значений q в области нисходящих струй конвекции. В целом конвективный вынос тепла благодаря контакту с огромным резервуаром океанической воды приводит к уменьшению среднего (по всей площади океана) значения теплового потока через дно океана. Такое уменьшение составляет от 32 до 43% общих потерь тепла для быстро и медленно раздвигающихся хребтов соответственно.

Измерение кондуктивного теплового потока, таким образом, может быть полезным не в смысле обнаружения самих струй (вероятность этого, как отмечалось выше, мала), а в установлении границ гидротермальных полей по разбросу в значениях измеряемых величин теплового потока. При этом разница теоретического теплового потока (модель остывающей плиты) и среднего измеряемого кондуктивного потока может служить мерой тепла, теряемого через гидротермы в океан.

При измерении тепловых потоков следует иметь в виду существенную нестационарность гидротермальных систем, питаемых мелкими приповерхностными очагами магмы.

Итак, благодаря свободной циркуляции вод в поверхностном слое коры, повышенной проницаемости общий тепловой поток имеет две составляющие — конвективную и кондуктивную.

Появление конвективной составляющей приводит к увеличению эффективного значения коэффициента теплопроводности k_l , а следовательно, и к уменьшению температурного градиента в веществе слоя. Экспериментально же тепловой поток определяется по измеренному температурному градиенту в осадках и коэффициенту теплопроводности этих же осадков:

$$q_{\text{эсп.}} = k_s (\Delta T / \Delta H). \quad (6.4)$$

При наличии конвективного выноса тепла $k_s < k_l$ тепловые потоки в заполненных осадками карманах рельефа СОХ, измеренные с помощью термозондов по обычной методике, часто оказываются меньше истинных (суммарных) потоков q_Σ , пронизывающих всю поверхность океанического дна

$$q_{\text{эсп.}} < q_\Sigma = k_l (\Delta T / \Delta H). \quad (6.4')$$

Большой разброс измеряемых значений теплового потока и мозаичность планового расположения тепловых аномалий в рифтовых зонах и на склонах СОХ можно объяснить случайным распределением трещиноватых зон на дне океана, а также случайным расположением точек измерения по

отношению к сети трещин. С увеличением возраста литосферы проницаемость ее поверхностного слоя должна постепенно уменьшаться за счет накопления осадков и отложения термальными водами минеральных веществ в самих трещинах. По-видимому, за время порядка 50 млн лет этот процесс завершается полным перекрытием и тампонированием трещиноватых зон. В результате полностью пропадает конвективная составляющая теплового потока, а кондуктивная составляющая становится равной величине истинного потока. По этой же причине на более древних участках океанического дна уменьшается разброс экспериментальных данных.

Из формул (6.4) и (6,4') следует, что

$$q_{\text{эсп.}} = q_{\Sigma} k_s / k_l. \quad (6.5)$$

В выражении (6.5) коэффициент теплопроводности осадков k_s можно считать постоянным, а k_l — меняющимся во времени. Если принять, что проницаемость поверхностного слоя изменяется со временем по линейному закону, то эффективный коэффициент теплопроводности в дренированной зоне срединно-океанических хребтов также окажется линейной функцией времени (и расстояния от гребня хребта):

$$K_l = k_s + [(k_l(0) - k_s) / t_s] (t_s - t), \quad (6.6)$$

где $k_l(0)$ — эффективное значение коэффициента теплопроводности в рифтовой зоне; t_s — период времени, за который происходит полное перекрытие трещин, дренирующих поверхностный слой литосферы ($t_s \approx 5 \cdot 10^7$ лет).

С изменением скорости раздвижения литосферных плит меняются и теплопотери Земли. Основная доля нестационарных тепловых потоков приурочена к рифтовым зонам и центральным частям СОХ, поэтому любые изменения скорости раздвижения литосферных плит приводят к соответствующим изменениям и величин суммарных тепловых потоков, пронизывающих эти зоны. В этом проявляется важная роль процесса рифтогенеза в общем механизме регулирования теплопотерь Земли.

Приведенные выше соображения и определения тепловых потоков через океаническую литосферу позволяют определить средний тепловой поток $q_{\text{ок}}$, пронизывающий океаническое дно, который, по оценкам О. Сорохтина, оказывается равным $2,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, а также оценить суммарные объемы воды, циркулирующей по дренажной системе трещин в рифтовых зонах Земли, формируя в них горячие гидротермы — «черные курильщики» — со средней температурой около 300 °С и средними значениями тепловых потоков $100 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с. Если принять среднюю скорость раздвижения плит приблизительно равной 5 см/год, а общую длину рифтовых зон — 60–70 тыс. км, то их суммарная площадь оказывается равной $2,1 \cdot 10^{15}$ см². В этом случае суммарные теплопотери через рифтовые

зоны достигают $2,1 \cdot 10^{11}$ кал/с, или $8,8 \cdot 10^{11}$ эрг/с. Из этого количества энергии часть тепла излучается с кондуктивным потоком, однако он невелик. По оценкам исследователей, кондуктивная составляющая теплового потока в рифтовых зонах не превосходит $10 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, следовательно, с гидротермами теряется около $90 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с, или в сумме по всем рифтовым зонам — около $1,9 \cdot 10^{11}$ кал/с $\approx 8 \cdot 10^{18}$ эрг/с.

Максимальный разогрев воды в гидротермах, вероятно, существенно не превышает ее критической температуры, равной 374 °С, а минимальная — приближается к температуре придонных вод около 0 °С. Поэтому в качестве средней температуры гидротерм в пределах выделенной активной части рифтовых зон можно принять $T \approx 200$ °С. Тогда, согласно оценкам О. Сорохтина, во всех океанических рифтовых зонах Земли в полосе шириной от 3 до 4 км (область неовулканической зоны вместе с областями питания горячих источников) через гидротермы протекает около $9,5 \approx 8 \cdot 10^8$ г/с, или $3 \cdot 10^{16}$ г/год, океанической воды. При таком расходе воды вся масса океанической воды ($m \approx 1,37 \cdot 10^{24}$ г) профильтровывается через горячие источники рифтовых зон приблизительно за 40–50 млн лет. Всего за время перемещения океанической коры через зону ее активной гидротермальной промывки (около 50 млн лет) перетекает приблизительно $6 \cdot 10^{25}$ г воды, что в 40–45 раз больше объемов воды в самом океане. Следовательно, полный оборот океанических вод через гидротермальные источники на склонах СОХ происходит всего за 1–1,2 млн лет.

Для определения общих теплопотерь через океаническое дно $Q_{ок}$ надо учесть, что площадь океанической коры равна приблизительно $3,06 \cdot 10^{18}$ см². Тогда при среднем тепловом потоке через дно океанов $q_{окк} = 2,41 \cdot 10^{-6}$ кал/см²·с общие теплопотери составят $Q_{ок} = 7,37 \cdot 10^{12}$ кал/с, или $3,09 \cdot 10^{20}$ эрг/с.

6.4.4. Сейсмичность рифтовых зон и трансформных разломов

Все рифтовые зоны СОХ на всем своем протяжении отличаются высокой сейсмической активностью. Большинство землетрясений здесь характеризуются механизмом нормального сброса. Глубина очагов землетрясений под медианной долиной рифтовой зоны САХ, где скорость полуспрединга изменяется от 0,8 до 1,8 см/год, варьирует от 1,2 до 3,2 км ниже уровня дна и определяется границей хрупко-пластичного перехода, примерно определяемой изотермой 725 °С.

В рифтовых зонах с ультрамедленными скоростями спрединга (рифтовые зоны Красного моря, Аденского залива и др.), в пределах которых скорость полуспрединга варьирует от первых миллиметров до 2,0 см/год, глубины очагов землетрясений варьируют от 1,1 до 4,2 км. Механизмы изученных событий представляют собой нормальные сбросы, практически

идентичные механизмам в очагах землетрясений в рифтовой зоне САХ. Плоскости сбросов наклонены под углом 45° и простираются параллельно к локальному простиранию оси спрединга. При быстрых скоростях спрединга отмечается мелкофокусная сейсмичность с глубинами очагов в первые сотни метров. Глубины очагов землетрясений в устье Суэцкого залива достигают 6–9 км, что характерно для утоненной рифтогенной континентальной литосферы.

Если рассматривать зависимость глубины очага от скорости спрединга, то можно сделать заключение, что с возрастанием скорости глубина очага уменьшается. Это связано с уменьшением толщины хрупкого слоя литосферы при возрастании скорости спрединга. Максимальная глубина землетрясений ограничивается зоной перехода хрупкопластичного состояния литосферы под осью рифтовой долины. Очевидно, при более медленных скоростях спрединга литосфера в осевой зоне будет более холодной и механически более прочной, чем при быстрых.

Сейсмичность в зонах трансформных разломов заметно отличается от сейсмичности на других границах плит. По характеру деформаций трансформные разломы обнаруживают сходство с обычными сдвигами. Однако они имеют и принципиальные кинематические и морфологические отличия, позволяющие выделить трансформные разломы в качестве самостоятельного класса в системе разрывных нарушений литосферы. Так, для обычных сдвигов характерно взаимно противоположное движение бортов с амплитудой, затухающей к краям разлома, в то время как трансформные сдвиги имеют взаимно противоположное движение бортов лишь на своем активном участке, заключенном между дивергентными границами плит; при этом амплитуда смещения в среднем одинакова на протяжении всего активного участка трансформного разлома (рис. 3.6). Сейсмическая активность, в отличие от обычного сдвига, также приурочена только к активному участку трансформного разлома, в то время как отрезки, выходящие за его пределы, как правило, асейсмичны. Последнее обстоятельство свидетельствует об отсутствии здесь сдвиговых деформаций. Эти так называемые пассивные, или нетрансформные, участки разломов представляют собой следы бывших, т.е. развивавшихся в геологическом прошлом, активных трансформных разломов; в настоящее время они «залечились» и вошли в состав единой океанической плиты в виде линейных ослабленных зон.

При глобальном сравнительном анализе механизмов землетрясений рифтовых зон и трансформных разломов СОХ было установлено, что сейсмическая энергия трансформных разломов в десятки раз превышает сейсмическую энергию рифтовых зон. Одними из основных факторов, определяющих пространственное и временное распределение очагов сильных землетрясений, являются эффективная толщина литосферной плиты

(а именно, толщина ее верхней — «хрупкой» части, обладающей конечной прочностью на разрыв или сдвиг) и средняя скорость деформации в рассматриваемом районе, зависящая от напряженного состояния литосферы и скорости относительного скольжения краев плит. Максимальные глубины сейсмического поведения литосферы существенно зависят от термической и геологической структур трансформной зоны.

По мнению ряда исследователей, границей между хрупко-дилатансионным и пластичным поведением пород литосферы при разрушении служит граница Мохоровичича. Однако в случае океанической литосферы это предположение находится в некотором противоречии с увеличением глубины эпицентров землетрясений по мере удаления от оси СОХ, так как нет явных свидетельств об увеличении глубины границы Мохоровичича с возрастом океанической литосферы. По всей видимости, толщина хрупкой части литосферы, в пределах которой очаги землетрясений не отмечаются, также увеличивается при удалении от оси спрединга, следуя какой-либо частной изотерме. В качестве изотермы, которая определила бы верхний предел температуры сейсмического разрушения пород литосферы, можно взять, например, $T_c = 0,3T$, где T — температура плавления пород. Поэтому с удалением от осевой части хребта вместе с увеличением толщины литосферы должна возрастать максимальная глубина очагов землетрясений на активных отрезках разлома.

Теоретически увеличение длины активной части разлома (при неизменной скорости раздвижения) должно приводить к увеличению максимальных глубин очагов и магнитуд землетрясений. Глубины эпицентров большинства землетрясений для крупных трансформных разломов Атлантики находятся в диапазоне 4–10 км ниже уровня дна океана. По мнению Е. Бергмана и С. Соломона, глубина распределения хрупких деформаций близка к удвоенной глубине очагов самых сильных землетрясений. Из этого следует, что максимальные глубины очагов для большинства трансформных разломов Атлантики с большим смещением могут достигать 15–20 км.

Если рассматривать температурный режим литосферы в рамках модели остывающей плиты, то температуру в зоне трансформного разлома, разделяющего разновозрастные блоки литосферы, в самом первом приближении можно определить как среднее значение глубин одноименных изотерм в этих блоках. Такое температурное распределение справедливо на расстоянии не ближе чем 0,5 млн лет от оси спрединга, где существенно влияние нестационарных осевых магматических процессов.

Наиболее заметной особенностью термической модели трансформной зоны является выравниенность изотерм. Для трансформных разломов со значительным смещением осей спрединга более 20 млн лет (например, ТР Чарли-Гиббс) изотерма 600 °С находится на глубине 14 км в центре

трансформной зоны и становится мельче (достигая глубины около 8 км) по мере приближения к областям пересечения трансформного разлома с осью рифтовой долины (рис. 6.14).

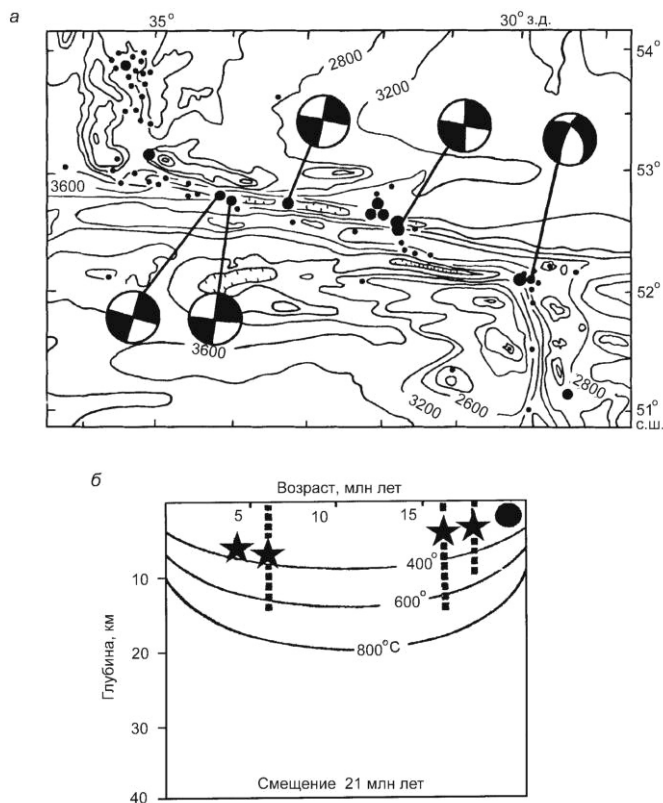


Рис. 6.14. Сейсмичность трансформного разлома Чарли-Гиббс:

a — батиметрическая схема с эпицентрами и фокальными механизмами землетрясений (по Н. Kanamori, G. Steward и R. Searle); *б* — термическая структура и глубина очагов землетрясений (по J. Engeln et al.)

Следует отметить, что некоторые трансформные разломы испытывают напряжения локального растяжения или сжатия краев плит, ортогональные простиранию разлома и направлению сдвига. Такое геодинамическое осложнение чисто сдвигового режима трансформного разлома может привести к существенному нарушению термического состояния литосферы в трансформной зоне.

На рис. 6.15 *a*, приведена зависимость числа землетрясений от температуры литосферы. Все глубины очагов располагаются выше изотермы 400 °C и концентрируются в основном в промежутке 100–300 °C. Такое распределение землетрясений в зонах трансформных разломов сильно отличается от внутриплитного распределения землетрясений (рис. 6.15 *б*),

для которого предельная изотерма составляет 750°C , а большинство крупных землетрясений концентрируются в диапазоне $200\text{--}600^{\circ}\text{C}$. Это еще раз подтверждает наличие аномально разогретой или механически более слабой литосферы в зоне трансформных разломов.

Модель динамики процесса, приводящего к сильным землетрясениям в активных зонах трансформных разломов, позволяет предполагать, что литосфера состоит из верхнего — «хрупкого» слоя, в котором возможно сейсмическое разрушение, и нижнего слоя, где преобладают асейсмичные деформации скольжения, причем «хрупкий» слой затрудняет асейсмичное скольжение. Эпизодический характер скольжения вдоль разлома, обусловленный эпизодичностью спрединга, — скорее результат характеристик разрушения приповерхностного слоя, тогда как общее поведение разломов хорошо согласуется с некоторой средней деформацией ползучести. Напряженное состояние, отвечающее скольжению (ползучести) на глубине, медленно распространяясь по зоне трансформного разлома, последовательно нагружает соседние участки активных частей разломов, приводя к разрыву.

В разломной зоне Чарли-Гиббс, например, период повторяемости сильных землетрясений около 13 лет средняя длина зоны разрыва — около 70 км, смещение — 170 см и общая длина активного участка разлома — 350 км. Отсюда средняя скорость сейсмического скольжения за период пяти землетрясений составляет 2,6 см/год; она близка к оцениваемой здесь скорости спрединга.

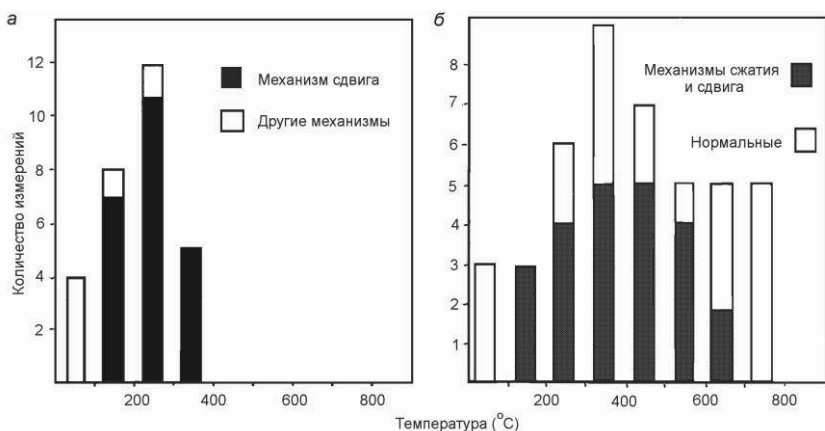


Рис. 6.15. Сравнение глубин очагов землетрясений в зонах трансформных разломов (а) и внутриплитных областях (б) (по J. Engeln et al.)

Анализ большого числа сильных землетрясений из 60 трансформных разломов приуроченных к спрединговым хребтам, проведенный Н. Барром и С. Соломоном показал, что: 1) максимальные магнитуды сильных земле-

трясений в трансформных разломах уменьшаются с увеличением скорости спрединга V и немного возрастают с увеличением длины активной части трансформного разлома L для $L < 400$ км, но могут уменьшаться для больших значений L ; 2) максимальные величины средней ширины разлома W уменьшаются с ростом V , в то время как минимальные значения W возрастают с увеличением L ; 3) самые сильные землетрясения в трансформных разломах, обладающих достаточной длиной, оказываются в средней части активного участка.

Как правило, зона сейсмической активности в трансформной долине довольно узкая, менее 1 км; она намного уже трансформной долины, имеющей ширину порядка 10–20 км, и резко прерывается в местах сочленения с осевой зоной срединного хребта. По-видимому, узкая сейсмически активная зона, фиксирующая зону главных сдвиговых деформаций, может мигрировать в пределах широкой трансформной долины перпендикулярно ее простирацию.

Канамори и Стюарт на основе анализа временной последовательности землетрясений с очагами, расположенными в пределах осевой зоны Срединно-Атлантического хребта и на прилегающих участках трансформного разлома Чарли-Гиббс, показали, что процессы, сопровождающие поднятие материала в осевых зонах хребта (эпизод спрединга), могут служить спусковым механизмом для сильных землетрясений в трансформных разломах. В свою очередь, внезапное высвобождение напряжений при сильных землетрясениях ведет к следующему этапу поднятий мантийных масс в спрединговых хребтах и возобновлению сейсмической активности в трансформных разломах. Механизмы сильных землетрясений трансформных разломов связаны со сдвигом разновозрастных блоков литосферы, расположенных по разные стороны разлома. Как правило, одна из двух нодальных плоскостей землетрясений, имеющих место в трансформных разломах, круто погружается параллельно простирацию разломной зоны. Движение этих плоскостей представляет собой скольжение по простирацию. Знак скольжения может быть, как левосторонним, так и правосторонним и зависит от типа трансформного разлома.

Однако далеко не все землетрясения в трансформных разломах имеют в очагах механизмы, согласующиеся со скольжением по простирацию разлома (рис. 6.15 а). Появление землетрясений с иными механизмами в очагах приурочено к областям пересечения трансформных разломов и рифтовых зон COX (ridge-transform intersection — RTI), а также может быть связано, например, с наличием ортогональной компоненты скорости движения контактирующих плит и (или) образованием системы эшелonoобразных трещин в условиях сдвига.

Резюмируя содержание этой главы, можно сказать, что в ней дан обзор основных закономерностей строения рельефа дна и аномальных геофизиче-

ских полей рифтовых зон СОХ с различными скоростями спрединга. Подчеркнем, что по значениям скоростей спрединга все СОХ можно разделить на пять основных типов: хребты с ультрамедленной ($V_{\text{спред.}} < 2$ см/год), с медленной ($V_{\text{спред.}} = 2\text{--}4$ см/год), со средней ($V_{\text{спред.}} = 4\text{--}8$ см/год), быстрой ($V_{\text{спред.}} = 8\text{--}12$ см/год) и ультрабыстрой ($V_{\text{спред.}} > 12$ см/год) скоростями спрединга.

С увеличением скорости спрединга существенно изменяется характер рельефа дна: от грабенообразной структуры (морфология рифтовых долин), типичной для САХ, до горстообразного поднятия (морфология осевых поднятий), характерного для большинства участков ВТП. Наряду с этим заметно уменьшается и ширина аккреционной границы, и особенно неовулканической и тектонической зон. Изменение морфологии и характера геофизических аномалий в рифтовых зонах при увеличении скорости спрединга связано с изменением ее глубинной структуры. Практически непрерывные вулканические излияния (с периодом в десятки — первые сотни лет) характерны для быстро раздвигающихся хребтов, в то время как для СОХ с медленными скоростями спрединга активные вулканические импульсы гораздо более дискретны (период — десятки тысяч лет).

Глава 7. Глубинное строение рифтовых зон спрединговых хребтов

7.1. Глубинное строение быстро раздвигающихся спрединговых хребтов

В современных моделях спрединга предполагается, что вулканические и плутонические породы в рифтовой зоне формируются в результате излияния и внедрения из неглубоких магматических камер, образующихся в процессе дифференциации мантийных компонентов первичной магмы в неглубоких магматических камерах, представляющих собой верхнюю часть астеносферного клина под СОХ. Последнее заключение подтверждается глубинами очагов землетрясений в рифтовых зонах, в большинстве своем расположенных в диапазоне 1–5 км, аномально высокими фоновыми значениями теплового потока, плотностными моделями рифтовой зоны и термическими моделями спрединга.

Таким образом, можно достаточно уверенно предполагать, что под рифтовыми зонами СОХ существует обширное поднятие астеносферы, сложенное частично разуплотненным материалом мантии, который в окрестности рифтовой оси может формировать легкоплавкие фракции частично расплавленного дифференцированного базальтового вещества, образующего магматические камеры.

В последние годы благодаря детальным геофизическим и геохимическим исследованиям в рифтовых зонах СОХ было установлено существенное различие структуры коры в зависимости от геодинамических обстановок спрединга — от слоистой, характерной для быстро раздвигающихся хребтов, до хаотичной, свойственной медленно раздвигающимся СОХ. Геодинамическая причина формирования разных типов коры, видимо, кроется в различии механизмов ее аккреции, обусловленных разными скоростями спрединга, мантийными температурами, интенсивностью магмоснабжения, структурными неоднородностями и другими факторами.

7.1.1. Зона пониженных скоростей и коровые осевые магматические камеры

Благодаря петрохимической и геофизической (прежде всего сейсмической) информации, традиционный взгляд на магматическую камеру, как устойчивое во времени, преимущественно расплавленное тело значительных размеров, существенно изменился. Подтверждению таких изменений способствовали также лабораторные исследования внутренней динамики вещества магматической камеры и теоретические численные модели.

К тому же модель магматической камеры дает относительно простое объяснение стратиграфии океанической коры, полученное из сейсмических данных и результатов изучения офиолитов. Верхний слой вулканитов, экструзивных подушечных лав и щитовых даек (слой 2) формируется в результате извержений магмы непосредственно из камеры. Средний слой изотропного габбро (слой 3А) может образовываться благодаря остыванию вещества на боковых границах камеры. Породы, слагающие нижнюю часть слоя 3, представлены габбро, переслоенными с мантийными перидотитами, накапливающимися в окрестности границы Мохо.

Уверенные свидетельства существования зон пониженных скоростей (ЗПС) сейсмических волн, ассоциируемых с внутрикоровыми очагами магмы или осевыми магматическими камерами, получены лишь для хребтов с высокими и средними скоростями раздвижения (рис. 7.1). Здесь эти зоны были установлены в результате специальных сейсмических исследований в рифтовой зоне ВТП на $12\text{--}13^\circ$ с.ш., а также многочисленных сейсмических исследований на $9\text{--}10^\circ$ ВТП, на $13\text{--}21^\circ$ ю.ш., на среднеспринговом хребте Хуан де Фука, Галапагосском центре спрединга и в других районах. Кровля камеры фиксировалась при этом на глубинах 1,2–2,5 км для быстро раздвигающихся и 2–3 км для средне раздвигающихся хребтов, а ее ширина оценивалась в 0,5–4 км у ее вершины и 10–12 км — у основания. Глубина кровли камеры менялась вдоль оси от 800 до 2000 м ниже уровня дна при ее средней глубине 1300 м. Кровля заглублялась вблизи концов сегментов и становилась более мелкой вблизи середины сегментов.

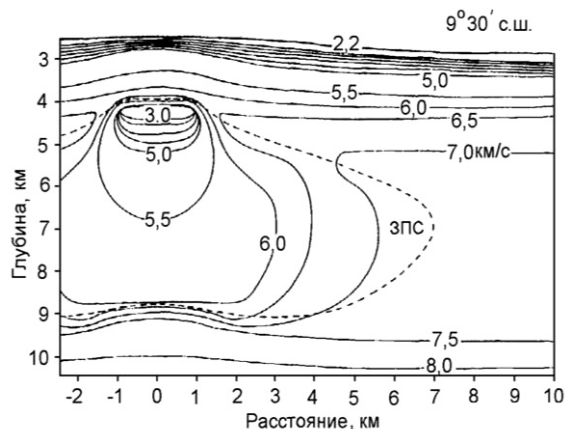


Рис. 7.1. Сейсмическая структура осевой рифтовой зоны быстро раздвигающегося ВТП на $9^\circ 30'$ с.ш. (по Vera et al.)

Прослеживается корреляция глубины магматической камеры (т.е. толщины хрупкой литосферы, перекрывающей камеру) с глубиной дна осевой зоны. Последняя для хорошо исследованного участка ВТП ($8\text{--}13^\circ$ с.ш.)

меняется по величине не более чем на 300 м на протяжении 500 км, в то время как изменения глубины кровли магматической камеры могут превышать 1 км. Самые мелкие участки осевого поднятия (южнее трансформного разлома Клиппертон, между 11° и $11^{\circ}40'$ с.ш., а также к северу и югу от ПЦС на $12^{\circ}54'$ с.ш.) связаны, как правило, с самой тонкой корой над камерой. Более глубокое залегание кровли магматической камеры, ее прерывистый характер и даже полное отсутствие обычно коррелируются с относительно более глубокими участками дна в осевой зоне (например, участки к северу от трансформного разлома Клиппертон, вблизи ПЦС на $9^{\circ}03'$ с.ш. и на $11^{\circ}45'$ с.ш.). Тем самым подтверждается предположение о том, что топография дна отражает состояние магматической камеры.

Детальное изучение изменения сейсмической структуры коры с расстоянием вкострости оси спрединга было проведено в районе $13^{\circ}30'$ с.ш. и 9° с.ш. на ВТП. Результаты показали, что на оси хребта на 13° с.ш. вершина ОМК находится в основании слоя 2, в то время как на расстоянии 3,6 км от оси кровля ЗПС находится на 1,1 км ниже кровли слоя 3. Было установлено, что полная ширина ЗПС составляет здесь около 6 км, т.е. близка к ширине осевого поднятия. Четкий рефлектор на кровле ЗПС связан с наличием расплавленной магмы, скапливающейся в виде тонкого слоя (линзы или силла) на вершине камеры.

В дальнейшем сейсмические исследования, проведенные в осевых зонах быстро раздвигающихся хребтов, например ВТП на 9 – 10° с.ш., $12^{\circ}50'$ с.ш., 16° с.ш., на 14° ю.ш., подтвердили наличие зоны резкого снижения скоростей продольных и поперечных сейсмических волн (скорости продольных волн V_p падают от 6 до 3,3 км/с, а поперечных волн V_s , соответственно, почти до нуля), ассоциированной с расплавленным материалом, аккумулярованным вблизи кровли магматической камеры (рис. 7.1). Этот материал может скапливаться в виде тонких линз расплавленного базальта (или магматических силлов), располагающихся над основной магматической массой в зоне пониженных скоростей в верхней части очага. По-видимому, линзы расплава в виде силлов могут формироваться и внутри корового магматического тела. Толщина линз составляет десятки метров, а ширина линзы в направлении, перпендикулярном хребту, варьирует от 0,5 до 4 км при средних значениях ~ 1 км.

Протяженность таких образований вдоль хребта может достигать десятков километров. Линзы аккумулярованного дифференцированного расплава, как правило, не отмечались в окрестности структурных нарушений (трансформных разломов и крупных перекрытий центров спрединга) вдоль простирающейся оси спрединга. В районах локальных отклонений в линейном простирании осевой зоны, названных К. Лангмюром с соавторами девэлами (*deviation axial linearity*), отражающий горизонт кровли ОМК может прерываться или несколько заглубляться.

Дж. Фиппс Морган и Я. Чен предположили, что для формирования океанической коры должно быть достаточно быстрое обновление линзы расплава. Так, при быстрых скоростях раздвижения ($1/2 V = 5$ см/год) для создания слоя коры толщиной 6 км должно быть внедрено $3 \cdot 10^2$ км³ материала в течение 1 млн лет вдоль отрезка хребта в 1 км длиной, или $1,5 \cdot 10^4$ км³ для отрезка длиной 50 км. Это предполагает, что линза расплава толщиной 200 м и шириной 1 км, непрерывно простирающаяся вдоль оси хребта, полностью обновляется примерно каждые 300 лет.

Сейсмические эксперименты, проведенные в осевых зонах быстро раздвигающихся СОХ (рис. 7.1), позволили выделить второй четкий отражающий горизонт, связанный с областью пониженных скоростей. Этот отражающий горизонт выявлен в районе границы Мохо и его связывают с существованием расплавленного мантийного материала в области поднятия кровли астеносферы под осевыми зонами СОХ с характерной шириной поднятия 20–30 км (полная ширина) и глубиной залегания 5–12 км.

Результаты сейсмической томографии, проведенной вблизи 9°30' с.ш. под осевой зоной ВТП подтвердили наличие низкоскоростной области в структуре коры и подкоровой мантии и позволили оценить в них степень плавления материала (рис. 7.2). Количество расплавленной фракции в мантии увеличивается по мере приближения к границе Мохо, где доля расплава может достигать 10–20%, распределяясь по области шириной, по крайней мере, 10 км и более от оси и формируя подкоровую верхнемантийную магматическую камеру или линзу расплава. На 9°48' с.ш. наличие подкоровой линзы расплава предполагалось на глубине $5,4 \pm 1$ км под уровнем дна. Эта более глубокая линза могла быть создана за счет аккумуляции расплава на барьере проницаемости или плотностном барьере на границе кора — мантия (габбро-перидотиты).

Таким образом, анализ распределения скоростей сейсмических волн и оценки степени плавления указывают, что аккумуляция магмы происходит на двух уровнях в быстроспрединговой магматической системе: один — на вершине магматической системы (верхнекоровая линза расплава), другой — на самом верху мантии, в пределах переходной зоны Мохо (рис. 7.2).

Самая высокая фракция расплава (до 100%) находится в верхнем резервуаре — в верхнекоровой линзе расплава, тогда как нижний подкоровый резервуар содержит меньшую фракцию расплава, но распределенную по более обширной области. По объему, однако, в нижнем резервуаре может накапливаться расплава на 40% больше, чем в верхнем резервуаре, из-за большей ширины нижнего резервуара (рис. 7.2 Б). Наименьшее количество расплава (первые проценты) постоянно обнаруживается в нижней коре. Оценки степени плавления в нижней коре 4–10% подтверждают модель коровой аккреции, в которой некоторая часть нижней коры формируется *in situ*. Кроме того, предполагается, что сфокусированный источник

расплава, расположенный в мантии ниже границы Мохо, снабжает расплавом нижнюю и верхнюю кору, где некоторая часть расплава остается.

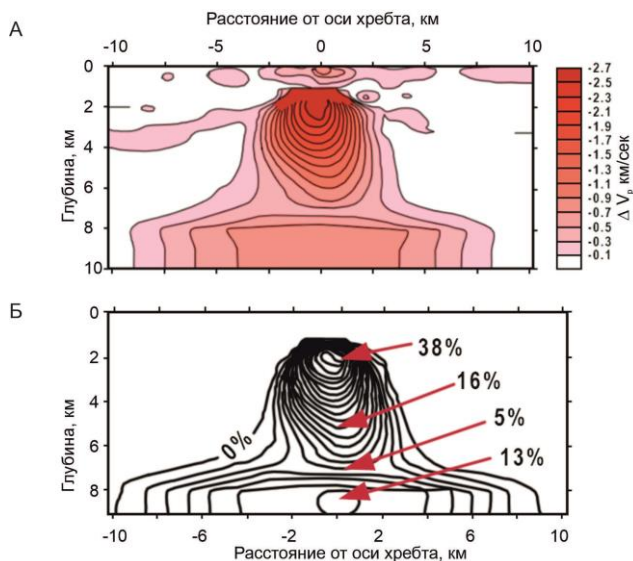


Рис. 7.2. Распределение аномалий сейсмических скоростей (А), полученных в ходе эксперимента по сейсмической томографии в районе $9^{\circ}30'$ с.ш. ВТП (по Dunn et al.), и оценки степени плавления в осевой зоне СОХ (Б)

Остаются пока не совсем ясными механизмы перемещения расплава в камере (миграция в пористой среде, или струйная миграция по магматическим каналам), осаднения кристаллов из линзы расплава, взаимодействия потока подкоровой мантии с нижней корой.

Таким образом, детальные сейсмические исследования дали возможность в общих чертах установить форму, протяженность и основные параметры осевых магматических камер на участках спрединговых хребтов с большими скоростями раздвижения.

Участки пониженных скоростей сейсмических волн в осевой зоне СОХ, ассоциированные с коровой магматической камерой, были обнаружены и в спрединговых хребтах со средними скоростями раздвижения. Так, в южной части хребта Хуан де Фука, на сегменте Клефт ($V_{\text{сред}} = 58$ мм/год), результаты многоканальных сейсмических исследований строения коры в осевой зоне показали, что кровля магматической камеры располагается здесь на глубине 2,0–2,3 км от уровня дна осевой долины. Внутрикоровые отражения, фиксирующие кровлю магматической камеры, были обнаружены и в задуговых центрах спрединга: под хребтом Валу Фа в бассейне Лау в море Фиджи, в задуговом центре спрединга моря Скотия. Здесь, так же как в среднеспрединговых хребтах, кровля маг-

магматической камеры фиксируется на глубине около 3 км и имеет ширину 1–2 км. На рис. 7.3 представлен профиль глубинного строения вдоль оси Галапагосского спредингового хребта, на котором видна хорошая корреляция изменения осевой морфологии с толщиной коры и с положением кровли осевой магматической камеры. Несмотря на то, что скорость спрединга вдоль хребта практически не меняется, наблюдается явная связь осевой морфологии осевых поднятий с наличием или морфологии рифтовых долин — с отсутствием осевой магматической камеры в коре.

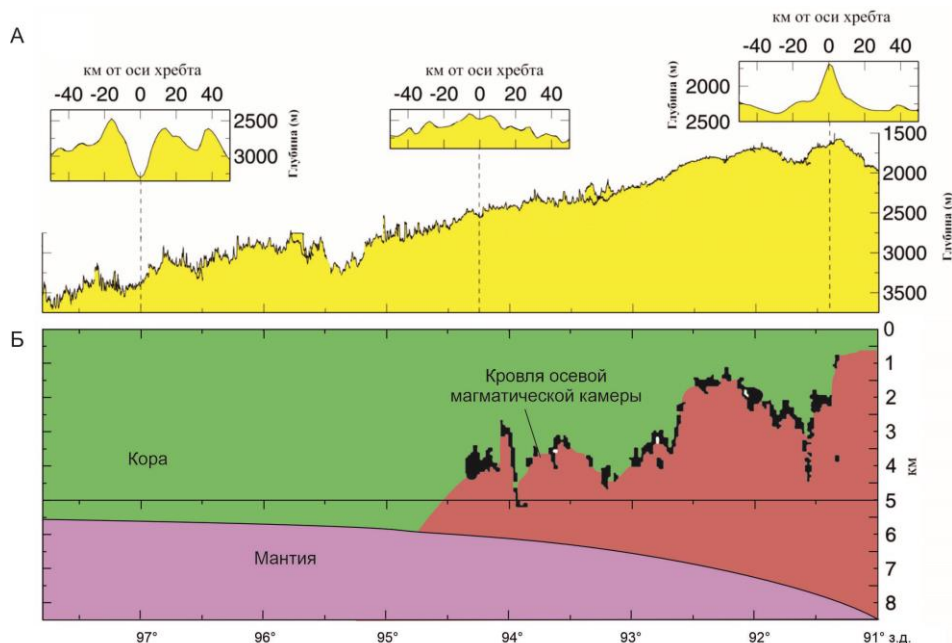


Рис. 7.3. Вариации осевого рельефа (А), толщины коры и кровли осевой магматической камеры (Б) вдоль простираения Галапагосского центра спрединга ($V = 5\text{--}6$ см/год) (по J. Canales et al. с изменениями)

7.1.2. Свидетельства наличия осевой магматической камеры на основе изучения офиолитовых комплексов

Важную геологическую информацию о строении осевой магматической камеры дают геологические исследования офиолитовых комплексов при допущении, что офиолиты представляют собой реликты океанической коры, сформированной в осевых зонах срединно-океанических хребтов. Однако такое допущение имеет два основных возражения. Первое заключается в том, что многие базальты офиолитовых комплексов имеют большее сходство с базальтами островных дуг, чем с базальтами СОХ. Второе возражение касается несоответствия между слишком большими размера-

ми магматической камеры, установленными из геологического анализа офиолитов, и наблюдаемыми небольшими размерами осевой магматической камеры в активных зонах спрединга.

Детальные исследования самого крупного (90 000 км²) хорошо обнаженного офиолитового комплекса Семаил в Омане, который простирается в направлении ССЗ-ЮЮВ, что в соответствии со средним параллельным простираанием диабазового щитового дайкового комплекса близко к предполагаемому простираанию палеохребта, показали, что он был образован в условиях открытого океана или задугового бассейна. Весь массив представляет собой большой участок океанической коры, протягивающийся на 400 км вдоль простираания комплекса, что превышает интервал между трансформными разломами на современных СОХ.

Важным параметром, определяющим внутреннюю структуру офиолитов, является скорость спрединга палеохребта.

В случае Оманского офиолита несколько факторов свидетельствуют в пользу предположения о том, что он формировался на палеохребте с быстрой скоростью спрединга. 1) Непрерывная и однообразная последовательность мощного комплекса слоистого габбро указывает на его формирование из хорошо выраженной магматической камеры, которая характерна для быстрого спрединга. 2) При структурном картировании всего офиолитового комплекса была обнаружена только одна область Вадитайн, обусловленная, вероятно, нарушением, характерным для трансформного разлома. Отсутствие трансформных разломов на расстоянии более 300 км вдоль оси хребта является также признаком быстро раздвигающихся хребтов типа ВТП. 3) Расслоение и сопутствующие потоки в верхних частях перидотитовой пачки параллельны поверхности Мохо. Поверхность потоков параллельна изотермической поверхности, отделяющей литосферу от астеносферы. Это дает основание предполагать, что под Оманским палеоспрединговым хребтом изотермы в верхних слоях мантии были полого наклонены, как и в современных спрединговых хребтах.

Структурные исследования в переходной зоне Оманского офиолита позволили А. Николя с соавторами установить три важные особенности, которые позволяют понять строение коры и магматической камеры. Во-первых, была обнаружена поразительная структурная непрерывность между тектоническими перидотитами и слоистым габбро. Расслоенность перидотитов оказалась параллельной наложению габбро и границе палеомохо. Во-вторых, во многих местах расслоенное габбро подвергалось воздействию интенсивных магматических потоков. Из-за значительных вращений пород, которые могут быть вызваны этими потоками, ориентация габброидных структур в настоящее время отражает поле магматического потока, а не связана с процессами кристаллизации *in situ*. В-третьих, все поперечные сечения показали, что слоистость верхней части габброво-

го комплекса изменяется таким образом, что становится параллельной слоистости соответствующих диабазовых щитовых дайковых комплексов.

Принимая во внимание, что траектория астеносферного потока в самых верхних частях перидотитовой пачки параллельна поверхности раздела астеносферы и литосферы, можно полагать, что поверхность магматического потока будет параллельной стенкам магматической камеры. Эти стенки совпадают с изотермической поверхностью, на которой расплав затвердевает. Для переходной области затвердевания магмы фракция твердое состояние / расплав близка к 70%, что соответствует состоянию базальта при температуре около 1185 °С. В самой верхней части магматической камеры температура затвердевания расплава понижается на 100–200 °С вследствие проникновения воды и, как результат, приводит к большей крутизне поверхности, разделяющей магму и твердую среду. Такой вывод хорошо согласуется с наблюдениями резкого увеличения крутизны верхней части разреза габбрового расслоения.

Таким образом, форма стенок магматической камеры может быть установлена по форме изотермической поверхности 1185 °С, которая располагается глубже уровня проникновения воды, т.е. в пределах самой камеры, и по форме изотермической поверхности 1000–1100 °С выше этого уровня. В офиолитовых комплексах форму стенок камеры можно определить из анализа характера расслоенной поверхности.

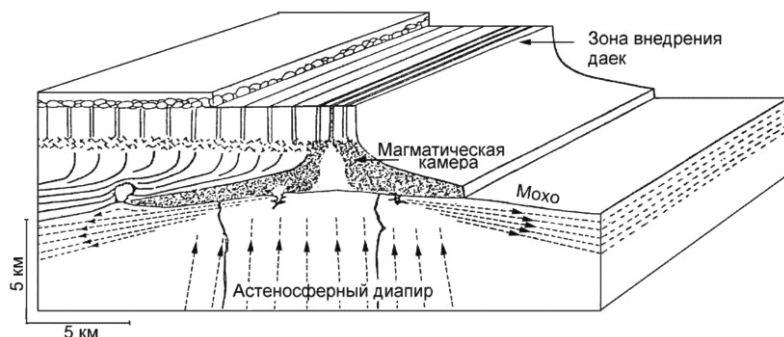


Рис. 7.4. Структура осевой магматической камеры быстроспрединговых хребтов по данным изучения офиолитовых комплексов (по Nicolas et al.)

На рис. 7.4 дан генерализованный разрез, составленный на основе обобщения результатов полевых геологических наблюдений. Магматическая камера здесь показана с узкой, расширяющейся с глубиной кровлей. Ширина камеры на уровне Мохо не превосходит ширины мантийных диапиров и составляет около 10 км. Это согласуется с предположением о том, что толеитовый расплав, проходящий через диапир, имеет достаточную подвижность и энергию, чтобы поддерживать расплавленный горизонт выше диапира. Предполагается, что магматическая камера должна быть

заполнена достаточно вязкой корово-мантийной смесью, по крайней мере, вблизи ее стенок и подошвы на значительном расстоянии от оси хребта, ибо только при этом условии имеется возможность передавать сдвиговые напряжения, обусловленные перемещениями подстилающей астеносферы.

Геологические доказательства наличия магматической камеры в осевых зонах спрединга были получены также из офиолитовых комплексов Бэй оф Айленд на Ньюфаундленде и Тринити-массива в северной Калифорнии.

7.1.3. Структура слоев океанической коры при быстром спрединге

Сейсмическая структура коры, сформированной в рифтовых зонах быстро раздвигающихся СОХ, сейчас хорошо известна. Наиболее четкие отражающие горизонты связаны с морским дном, основанием слоя 2А, кровлей коровой магматической камеры и границей Мохо. Эти горизонты фиксируются детально и повсеместно. Другие, менее четко прослеживаемые отражающие горизонты связаны с границами внутри слоя 3.

Слой 2. Особенности детального строения верхней коры исследовались с помощью сейсмических методов на многих участках ВТП: на 16° с.ш., на 12–13° с.ш., на 9–10° с.ш., на 14° ю.ш., на 17° ю.ш., на 15–21° ю.ш. Приведем основные выводы, полученные в результате этих исследований.

1. В пределах слоя 2А повсеместно выделяется четкий отражающий горизонт, разделяющий слой 2А от слоя 2Б с характерными значениями скоростей сейсмических волн 2,4 км/с и 5,4 км/с соответственно.

2. Сейсмический слой 2А сохраняет примерно одинаковую толщину под осью всего ВТП. Она составляет 150–300 м под уровнем дна. Это предполагает, что толщина экструзивного слоя не зависит от $V_{\text{спред}}$ (изменяющейся вдоль простирания хребта от 8 см/год в районе 16° с.ш. до ~16 см/год в районе 21° ю.ш.) и интенсивности магмоснабжения.

Одинаковая толщина экструзивного слоя предполагает, что его формирование контролируется скорее динамикой извержения, чем интенсивностью магмоснабжения. Модели геометрии вмещения экструзивной толщи показывают, что ширина зоны дайковых интрузий и длина лавовых потоков контролируют толщину и скорость утолщения слоя 2А. Относительное постоянство толщины слоя 2А на оси указывает, таким образом, и на постоянство ширины зоны внедрения даек.

3. Постоянство толщины слоя 2А вдоль оси ВТП предполагает, что вариации в глубине кровли ОМК, обусловленные ее насыщенностью или истощенностью расплавом, являются прямым признаком изменения толщины дайкового слоя 2Б. Глубины кровли ОМК, например, в районе 12–13° с.ш. ВТП, по данным Kent et al., варьировались от ~1075 до ~1240 м, а в районе 9–10° с.ш. ВТП, по данным Vera and Diebold, она составляла ~875 м.

4. На расстоянии 2–4 км от оси толщина слоя 2А увеличивается вдвое, достигает значений 300–500 м и далее сохраняется постоянной (рис. 7.5).

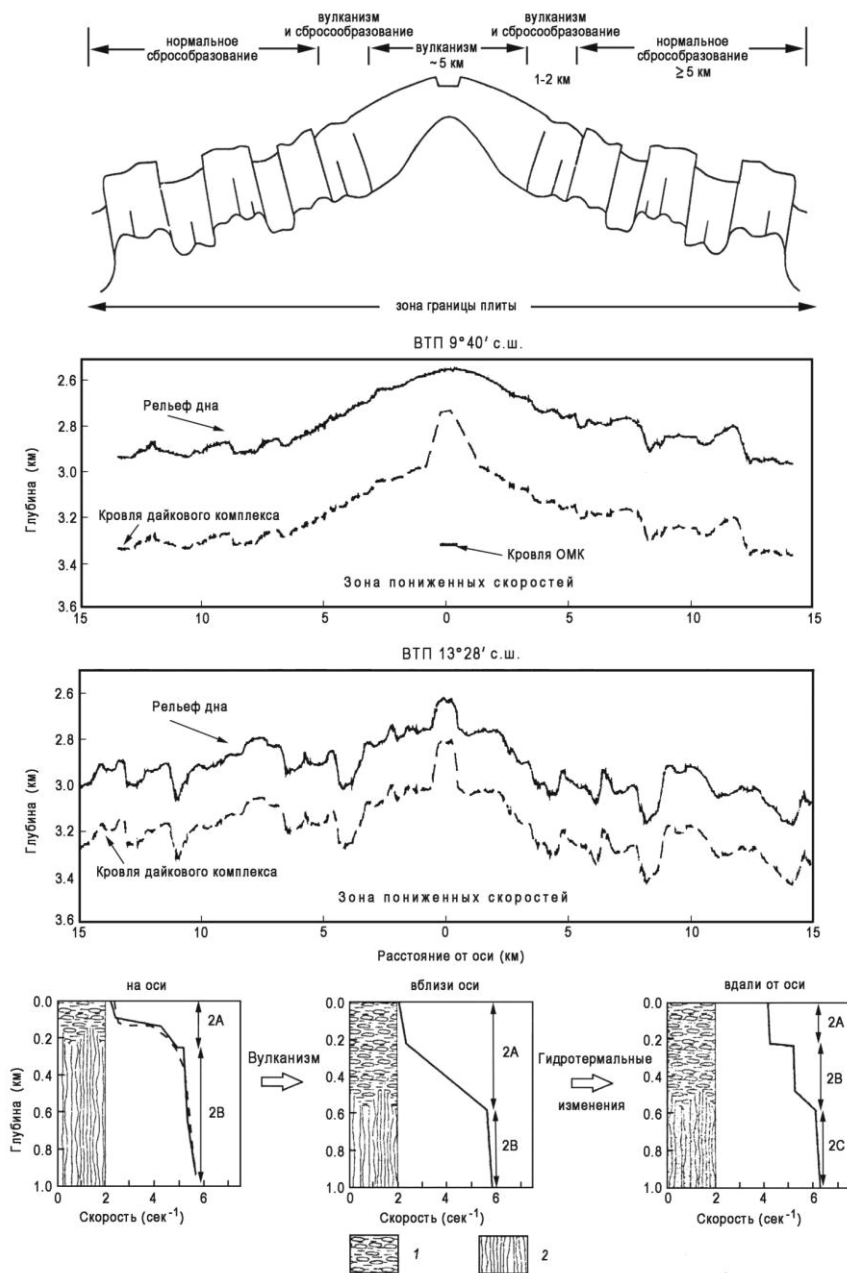


Рис. 7.5. Изменение толщины слоя 2А по мере удаления от оси спрединга по сейсмическим данным (по Carbotte et al.):
1 — эффузивный слой; 2 — щитовой дайковый комплекс

В пределах этой зоны утолщение слоя 2А происходит непрерывно и постепенно. Быстрое утолщение слоя 2А фиксируется там, где формируются первые крупные сбросы.

Существуют три гипотезы для объяснения увеличения толщины слоя 2А. Согласно первой гипотезе, ведущую роль в утолщении слоя 2А играет осевой вулканизм с сопутствующим нагромождением низкоскоростных вулканических потоков на вершине коры по мере того, как она отодвигается от оси. По мнению Р. Детрика с соавторами, молодые лавовые потоки, изливающиеся в осевой зоне шириной около 400 м, могут распространяться на расстояние до 1,5 км от оси, увеличивая толщину слоя 2А до 300–400 м на расстоянии 1–4 км от оси. В этом случае основание слоя 2А в молодой коре ВТП отмечает пористый горизонт, глубина которого литологически контролируется щитовым дайковым комплексом. В пользу этой гипотезы, связанной с динамикой лавовых течений, свидетельствует наличие слоистости застывших лавовых потоков в Исландии, которое показало их строгую хронологичность: более поздние лавовые излияния всегда покрывают ранние. Излившиеся слои ограничены в горизонтальном простирании. Внедряющиеся на глубине дайки в первом приближении перпендикулярны к слоям излившейся лавы. Доля дайковых интрузий в слое растет с глубиной.

Согласно второй гипотезе, предложенной М. Перфитом с соавторами, предполагается, что утолщение сейсмического слоя 2А в пределах нескольких километров от оси хребта является следствием значительного интрузивного и экструзивного вулканизма вне осевой вершинной кальдеры, продукты которого рассредоточены по всему гребневому плато.

Наконец, третья возможность оставляет главную роль не за вулканизмом, а допускает, что внеосевое утолщение слоя 2А, фиксируемое по скоростям прохождения сейсмических волн, происходит за счет распространения фронта трещин от основания слоя вниз. В этом случае активное тектоническое сбросо- и трещинообразование обеспечивает вероятный механизм для утолщения сейсмического слоя 2А за счет растрескивания и гидротермального изменения пород. Проблема с этой гипотезой, однако, заключается в том, что наибольшее утолщение слоя 2А происходит на расстоянии до 2 км от оси, т.е. внутри неовулканической зоны и перед зоной развития тектонической трещиноватости.

5. Скачок в скоростях сейсмических волн в основании слоя 2А был интерпретирован двумя путями: как литологическая граница между экструзивами и щитовым дайковым комплексом или как граница пористости внутри экструзивного слоя, связанная с фронтом трещиноватости или гидротермальными изменениями. Большинство исследователей склонны интерпретировать основание слоя 2А скорее как фиксированный горизонт между экструзивными пиллоу-базальтами, щитовыми потоками и щито-

вым дайковым комплексом внутри экструзивного разреза, а не как зону повышенной пористости и трещиноватости. Однако переход к слою щитовых даек может совпадать с границей пористости и метаморфизма, по крайней мере в пределах разрешимости сейсмических методов.

6. Соответствие между формами рельефа осевого поднятия и границей слоев 2А и 2Б предполагает, что морфология дна в значительной степени определяется коровой структурой под экструзивным слоем, т.е. насыщенным или истощенным состоянием ОМК.

Слой 3. Как отмечалось выше, формирование слоя 3 в рифтовых зонах быстроспрединговых хребтов связано с кристаллизацией вещества вблизи кровли и на боковых стенках коровой магматической камеры, определяемой температурой солидуса, а также с процессами, происходящими непосредственно в камере. О первой возможности свидетельствуют отражающие сейсмические горизонты, наклоненные от оси, которые наблюдались в пределах верхних частей габброидного слоя в области осевых флангов. Геометрия этих горизонтов предполагает, что они следуют изотермам, отклоняясь от оси хребта и не пересекая границу ОМК. По мнению Дж. Синтона и Р. Детрика, эти горизонты могут отражать кристаллизующийся край коровой низкоскоростной магматической камеры. Этот отражающий горизонт назван горизонтом замороженной кровли магматической камеры. Он интерпретируется либо как переход от слоя даек к слою габбро, либо как увеличение степени метаморфизма, связанного с уровнем проникновения морской воды выше горячего магматического тела. В любом случае этот горизонт формирует скоростной скачок, расположенный на границе слоев 2–3. Уровень этого горизонта может варьировать в пределах сотен метров, в зависимости от степени насыщенности ОМК и положения ее кровли.

Механизм формирования нижней части габброидного слоя более проблематичен и затрагивает процессы миграции и кристаллизации вещества как в коровой магматической камере, так и в верхнемантийной, подкоровой. Чтобы понять механизм формирования нижней коры, необходимо ответить на ряд вопросов. 1) Каким образом расплав поступает из верхнемантийной камеры в коровую и аккумулируется вблизи ее кровли: происходит ли периодическое внедрение расплава через нижнюю кору или осуществляется постепенное его просачивание? 2) Происходит ли кристаллизация и погружение материала в нижнюю кору из верхнекоровой линзы расплава? 3) Имеются ли еще резервуары расплава (магматические силы) внутри коровой магматической камеры, помимо линзы расплава вблизи ее кровли?

На основании сейсмических исследований, а также изучения офиолитов было предложено два класса моделей вмещения магмы в кору. В одной весь коровый материал, включая самую нижнюю кору, проходил через мелкую верхнекоровую линзу расплава до своего затвердевания.

Нижняя кора в этой модели формировалась путем перемещения (осаждения) кристаллизовавшегося материала вниз от основания коровой линзы расплава. Эта модель не объясняет, как расплав поступает в верхнекоровую линзу, предполагая однако, что он может эпизодически обновляться из мантии за счет внедрения даек.

Альтернативная модель для аккреции нижней коры заключается в том, что вся нижняя кора формируется *in situ* из расплава, поднимающегося из мантии (верхнемантийной камеры), в виде эпизодических внедрений расплавленных силлов, или непрерывного просачивания расплава. В этой модели до 50% массы нижнекоровых силлов кристаллизуется и образует последовательность полосчатого габбро, а оставшийся расплав перемещается вверх к верхнекоровой линзе и формирует верхний габброидный слой, дайки и лавы. Габброидные силлы обычно наблюдаются в переходной зоне Мохо, в офиолитовом комплексе Омана. Эти силлы интерпретируются как линзы расплава, из которого кристаллизуется нижнекоровое габбро; они имеют 1–10 м в толщину и десятки — сотни метров в ширину.

Обе эти модели отличаются количеством расплава в средней и нижней коре.

Как отмечалось выше, одной из наиболее характерных особенностей офиолитовых комплексов является субгоризонтальная последовательность основных и ультраосновных пород, обнаруженная А. Николя с соавторами в местах, соответствующих нижней коре. Эта последовательность иллюстрирует переход от преобладания габбро в верхней части до преобладания ультраосновных пород ниже. Этот переход к преобладанию ультраосновных пород с глубиной формирует здесь переходную зону Мохо. Полосчатые интрузивные породы обычно интерпретируются как кумуляты, сформированные в результате осаждения кристаллов из крупной коровой магматической камеры, свидетельствуя в пользу первой модели.

С другой стороны, А. Хардинг с соавторами предположили, что полосчатость является результатом внедрения силлов в нижнюю часть субосевой коровой магматической камеры, что соответствует второй из рассмотренных выше моделей. Допуская, что низкая прочность и повышенная проницаемость коры обусловлены температурами, близкими к солидусу, такие силлы могут легко формироваться, а остаточный расплав может подниматься к верхней коре.

В окрестности рифтовой зоны сейсмические методы фиксируют границу Мохо по резкому возрастанию скоростей продольных сейсмических волн от 7,5 до 8 км/сек. Граница Мохо четко выражена и протягивается на десятки километров как параллельно, так и перпендикулярно оси спрединга. Она присутствует внутри осевой зоны пониженных скоростей, а иногда даже фиксируется под гребнем хребта и осевой магматической камерой и повсеместно находится на одних и тех же глубинах — 5,5–6,5 км.

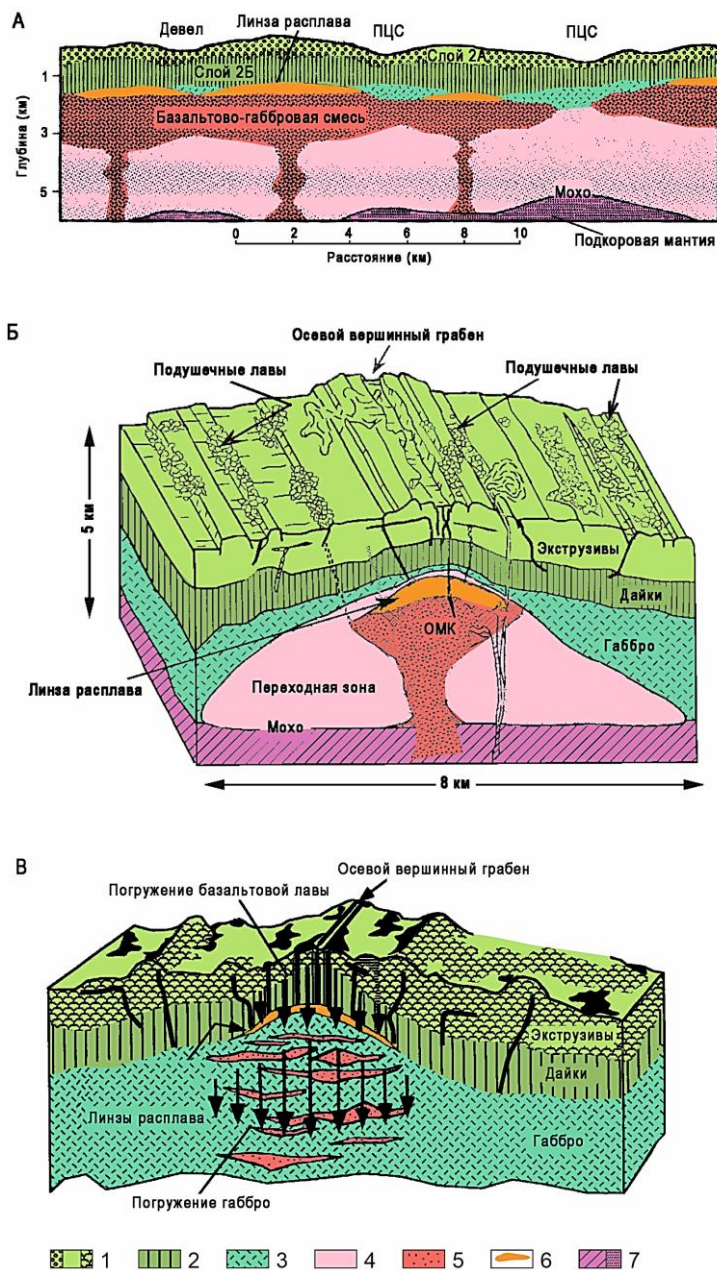


Рис. 7.6. Схематическая модель глубинного строения коры рифтовой зоны быстроспрединговых хребтов (ВТП):

А — вдольосевой глубинный разрез и расположение осевой магматической камеры (ОМК) (по Christeson et al.). Б и В — поперечные разрезы (по Perfit, Chadwick). 1 — экструзивный слой 2А; 2 — дайковый слой 2Б; 3 — габброидный слой 3; 4 — зона пониженных скоростей сейсмических волн; 5 — габбро-базальтовая смесь ОМК; 6 — линза расплава; 7 — граница Мохо; 8 — мантия

Большинство исследователей связывают отражения на Мохо с основанием мафического 3-го слоя коры, расположенного над мантийным слоем ультраосновных пород, подобно тому, что установлено в офиолитовом комплексе Омана, который, как полагают, формировался в условиях быстрого спрединга. Г. Барз и Дж. Маттер с соавторами предположили, что отражающие горизонты субмохо непосредственно связаны с аккумуляцией расплава в верхней мантии. Это предположение в некоторых местах получило подтверждение с помощью сейсмических методов, позволивших зафиксировать верхнемантийную магматическую камеру (см. выше).

На рис. 7.6 представлены качественные модели строения осевых зон быстро раздвигающихся спрединговых хребтов, построенные на основе геофизических и геологических данных. Основное различие этих двух моделей состоит в особенностях распределения магматических очагов, линз расплава или магматических силлов непосредственно в самой магматической камере или зоне пониженных скоростей сейсмических волн.

7.2. Глубинное строение литосферы медленно раздвигающихся спрединговых хребтов

7.2.1. Локальные магматические очаги в коре

Для медленно раздвигающихся хребтов со скоростями спрединга $< 4,0$ см/год стационарная коровая магматическая камера не прослеживается современными геофизическими методами. Однако гравиметрические данные, в частности изметричные отрицательные МАБ, отчетливо выраженные на центральных участках межтрансформных сегментов, предполагают наличие здесь областей сфокусированного мантийного апвеллинга. С последними связывают интенсивные магматические процессы, приводящие к формированию локальных короткоживущих коровых магматических очагов. Существование таких очагов (линз расплава или магматических силлов), ассоциированных с низкоскоростными аномалиями сейсмических волн (до $-0,6$ км/с), было выявлено с помощью сейсмической томографии на уровне средней и верхней коры на глубине < 2 км ниже уровня дна в центральной части сегмента АМАР на 35° с.ш. САХ (рис. 7.7). Силлы соединялись цилиндрическими (дайкообразными) зонами (шириной < 10 км с аномалией скорости $-0,4$ км/с) с нижней корой и, по-видимому, с подкоровой зоной сфокусированного мантийного апвеллинга и, в свою очередь, служили источником магмы для осевых вулканов, расположенных непосредственно над ними.

Низкоскоростные аномалии, видимо, представляют собой интегрированный результат ряда эпизодов внедрения в тектоно-магматическом цикле. Эти наблюдения позволяют предполагать, что в медленноспрединговых хребтах коровые магматические очаги аккумуляции расплава (до 5%)

могут быть локальными и относительно короткоживущими. Наличие локальных магматических очагов в коре предполагается также на основании детального петрологического изучения морфологии кристаллов в базальтах.

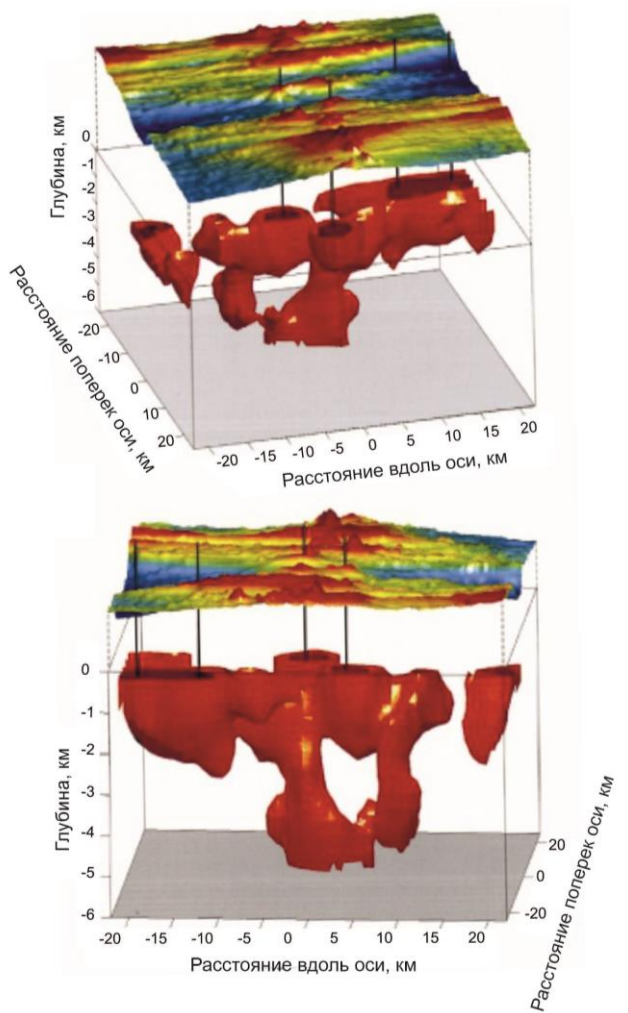


Рис. 7.7. Глубинное строение коры в рифтовой зоне САХ в области АМАР на 36,5° с.ш. по данным сейсмической томографии (по Magde et al.)

Уровень аккумуляции расплава в коре может определяться силами плавучести базальтового расплава, контролируемые температурой, степенью дифференциации и составом магмы, а также структурно-реологическими «барьерами», связанными, например, с уровнем хрупко-пластичного перехода, который, на основании наблюдений за микросейсмичностью, располагается здесь на глубине около 3,5 км. Однако, как полагают Л. Магде с соавторами, прежде чем попасть в среднюю и верхнюю кору, магма долж-

на была сфокусироваться в мантии, затем переместиться вертикально через зону пластичности по трубообразному каналу в нижнюю кору. Достигнув основания хрупкого слоя, магма взаимодействует с растягивающими тектоническими напряжениями и распространяется вдоль оси через хрупкий слой коры как латерально, в виде силлов, так и вертикально, в виде даек.

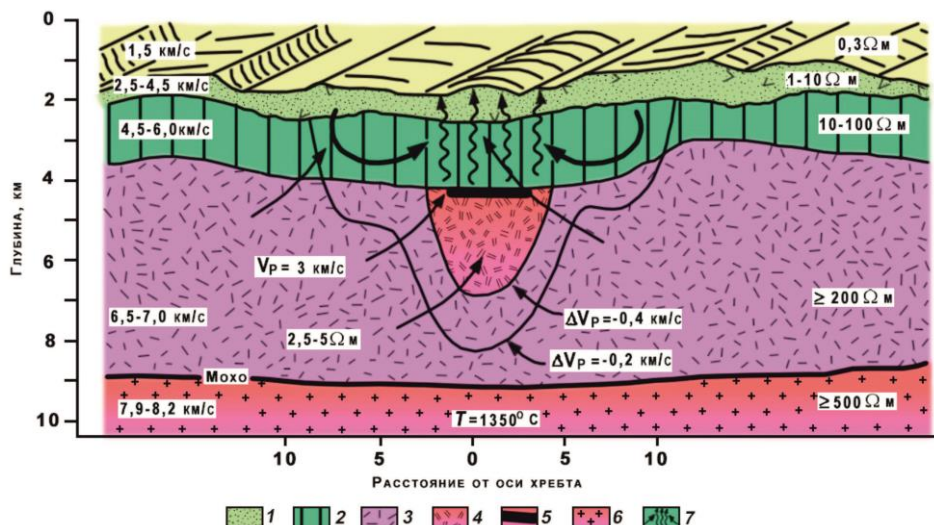


Рис. 7.8. Глубинное строение рифтовой зоны хребта Рейкьянес по сейсмическим, электромагнитным и магнитотеллурическим данным (по Constable et al. и Pierce et al.):

- 1 — слой 2А; 2 — слой 2В; 3 — слой 3; 4 — корово-мантийная смесь ОМК; 5 — линза расплава; 6 — мантия; 7 — циркуляция морской воды в слое 2

В исключительных случаях в рифтовых зонах медленно и даже ультрамедленно раздвигающихся СОХ может формироваться осевая магматическая камера, обусловленная воздействием «горячей точки» или мантийного плюма, приводящего к повышению температур в астеносфере и уменьшению толщины и механической прочности литосферы и стимулирующего возникновение вдольосевого мантийного потока. Примером служит медленно раздвигающийся хребет Рейкьянес ($V_{\text{сред.}} = 20$ мм/год), расположенный к югу от Исландского плюма. Хребет характеризуется аномально

поднятой топографией, свойственной скорее быстрым, чем медленноспрединговым хребтам. А комплексные геофизические исследования, проведенные в южной части хребта Рейкьянес, включающие широкоугольное глубинное сейсмопрофилирование, электромагнитное и магнитотеллурическое зондирование совместно с гравиразведкой и магниторазведкой, позволили получить доказательства наличия осевой магматической камеры в медленно раздвигающихся хребтах. Под осевой зоной спрединга чет-

ко выделяется область пониженных скоростей сейсмических волн (предполагается, что она представляет собой кашеобразную коромантийную смесь) с пониженным электрическим сопротивлением, содержащая от 12 до 30% расплавленной фракции. В верхней части этой области выделяется тонкая линза расплавленного материала. Комплекс примененных геофизических методов позволил получить важную информацию о глубинных неоднородностях коры и мантии, а также о параметрах (размерах, глубине, содержании расплава) осевой магматической камеры (рис. 7.8). Результаты детальных геофизических исследований, в частности, подтвердили сходство глубинной структуры осевой рифтовой зоны, параметров осевой магматической камеры в северной части хребта Рейкьянес с таковыми для быстро раздвигающихся хребтов. Эти результаты свидетельствуют, что в определенных геодинамических условиях, в частности при вдольосевой миграции мантийного расплава или при повышенном магмоснабжении и в медленно раздвигающихся хребтах, возможно формирование стационарных осевых магматических очагов значительных размеров.

7.2.2. Вариации в толщине коры вдоль простираения спредингового хребта (на внутрисегментном масштабном уровне)

Наиболее детально толщина и структура коры исследовались на основании сейсмических и гравиметрических данных на участке Срединно-Атлантического хребта, расположенного к югу от Азорской платформы (от 38° с.ш. до трансформного разлома 15°20' с.ш.), и особенно на участке между трансформными разломами Океанограф и Хейс. Между этими трансформными разломами четко выделяются четыре сегмента (ОН-1, ОН-2, ОН-3 и ОН-4), ограниченные нетрансформными смещениями, которые различаются между собой по морфологии рифтовой долины, характеру гравитационного поля и глубинному строению (рис. 7.9).

С севера на юг рифтовая долина характеризуется прогрессивным заглублением оси (рис. 7.9 б), меньшей выраженностью вдольосевого рельефа и менее интенсивными минимумами МАБ (рис. 7.9 в). Изометричные отрицательные мантийные аномалии Буге, отчетливо проявляющиеся на центральных участках рифтовых сегментов в медленно раздвигающихся хребтах (САХ), свидетельствуют об увеличенной толщине коры и/или о наличии областей сфокусированного мантийного апвеллинга. Значительные вариации в сейсмической толщине коры, коровой скорости и плотности наблюдаются вдоль этих сегментов (рис. 7.9 г). По данным Э. Хуфт и Дж. Каналеса, самая толстая кора, с максимальной толщиной 8,1, 6,9 и $6,6 \pm 0,5$ км, обнаружена вблизи центров сегментов.

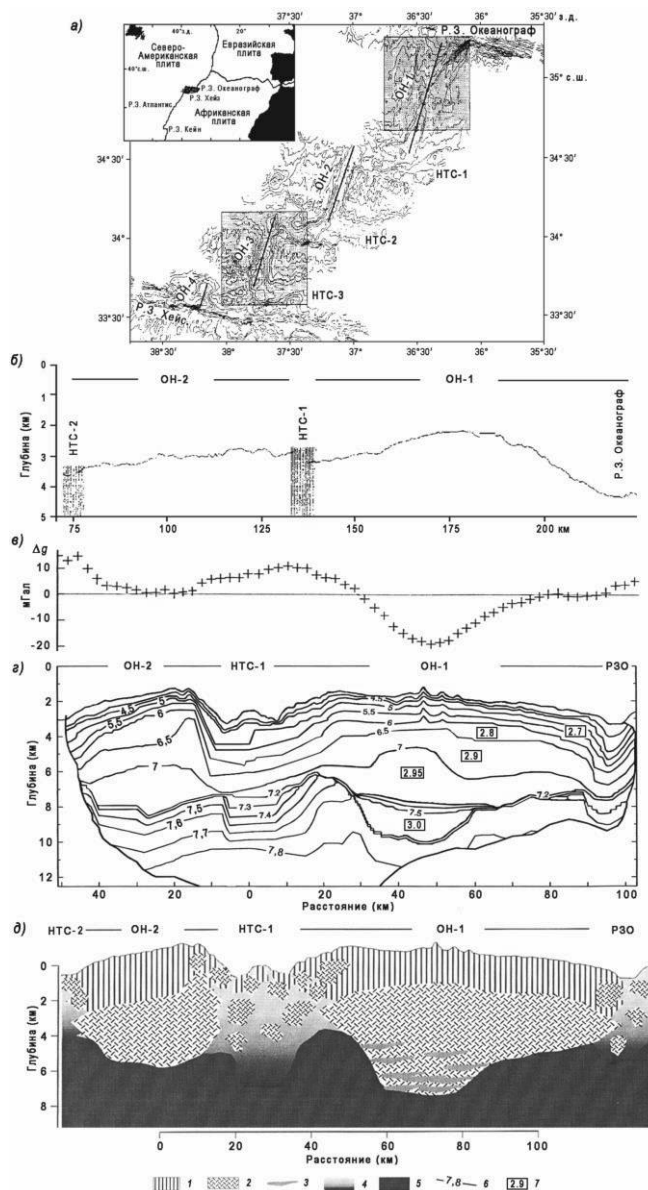


Рис. 7.9. Глубинное строение коры на участке САХ (33–35° с.ш.) по геофизическим данным:

а — батиметрическая карта и характер сегментации осевой зоны на участке САХ между РЗ Океанограф и РЗ Хейса; *б* — вдольосевой батиметрический профиль (по E. Gracia et al.); *в* — распределение аномалий Буге и плотностная модель глубинного строения (по Canales et al.); *г* — распределение плотностей и скоростей сейсмических волн; *д* — геологический разрез (по Canales et al.). 1 — подушечные лавы и дайки, 2 — габбро, 3 — дунитовые интрузии, 4 — серпентиниты, 5 — мантийные перидотиты, 6 — значения скоростей сейсмических волн в км/с, 7 — значения плотностей пород в г/см³

Однако средняя толщина коры оказалась практически одинаковой на каждом сегменте ($5,6 \pm 0,4$; $5,7 \pm 0,4$ и $5,1 \pm 0,3$ км). Вблизи концов сегментов толщина коры варьирует от 2,5 до $5 \pm 0,5$ км. На центрах сегментов скоростная структура является типичной для океанической коры. Толщина верхней коры относительно одинакова вдоль оси (~ 3 км), хотя ее внутренняя структура латерально неоднородна (скоростные аномалии варьируют до $\pm 0,6$ км/с на расстоянии 5 км вдоль оси), что, возможно, связано с наличием дискретных вулканических центров и разной степенью магмоснабжения. Вариации толщины коры вдоль оси происходят преимущественно за счет нижней коры (рис. 7.9 в, г). На рис. 7.9 д представлена схема геологического строения коры, построенная по геофизическим данным. Повсеместно отмечается увеличение коры вблизи центров сегментов и ее уменьшение вблизи концов сегментов. Так, например, центр северного сегмента (ОН-1) имеет необычно мощный коровый корень (2–4 км толщиной и вдольосевую протяженность 12 км). Эти результаты согласуются с повышенным снабжением расплава из мантии к центрам сегментов и перераспределением магмы вдоль оси на мелких коровых уровнях за счет латерального внедрения даек. Различия в осевой морфологии, сейсмической толщине коры и гравитационных аномалиях коррелируют между собой и, видимо, являются результатом вариаций в интенсивности магмоснабжения из мантии. Однако парадоксальный результат заключается в том, что поток расплава на единицу длины сегмента в среднем оказывается одинаковым для всех трех сегментов, несмотря на их различия в морфологии и аномальном гравитационном поле. Это аргумент свидетельствует против наличия избытка плавления и поступления расплава из мантии под каким-либо сегментом (например, ОН-1) и в пользу того, что перераспределение расплава происходит на верхнемантийном подкоровом уровне, возможно, за счет его фокусировки к центрам сегментов, либо охлаждающего влияния трансформных разломов и нетрансформных смещений. На концах сегментов отмечается уменьшение толщины коры.

Обобщенные схематичные модели глубинного строения коры спрединговых хребтов с медленными скоростями раздвижения, основанные на современных геологических и геофизических представлениях, полученных при изучении различных участков рифтовой зоны САХ, представлены на рис. 7.10. На большей части изученных районов отмечаются рассмотренные выше закономерности: систематические вариации толщины коры в масштабах сегментов дают значения самой толстой коры (до 8–9 км) вблизи середины сегментов, а самая тонкая кора (< 3 –4 км) вблизи концов сегментов у трансформных и нетрансформных смещений сегментов; величина этих вариаций в толщине коры пропорциональна длине спредингового сегмента и размерам соседних смещений оси хребта. Большинство исследователей связывают эти вариации в структуре земной коры

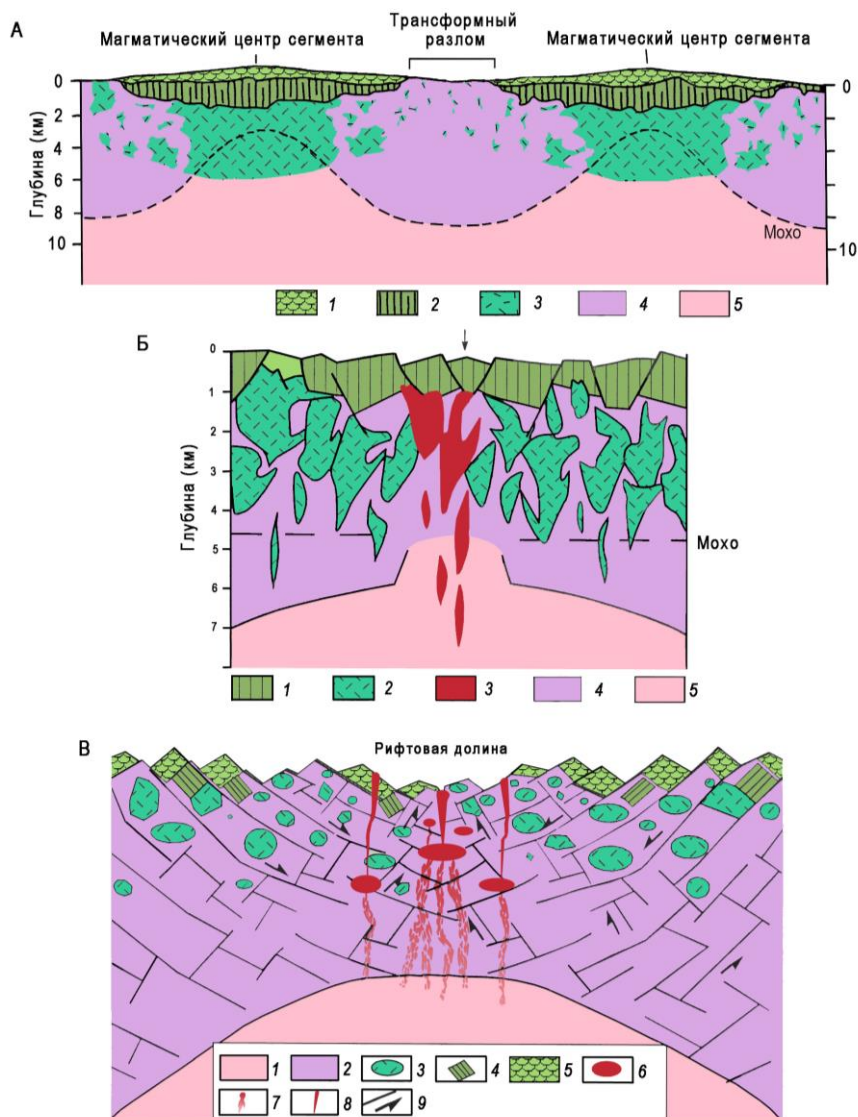


Рис. 7.10. Схематичные разрезы глубинного строения коры в рифтовых зонах медленно раздвигающихся хребтов с обедненным магмоснабжением:

А. Вдольсоевой разрез (по Cannat, Mevel et al.). 1 — базальтовые эффузивы, 2 — дайковый комплекс, 3 — габброиды, 4 — перидотиты, частично серпентинизированные, 5 — астеносфера. Б. Поперечный разрез (по Dunn et al.) 1 — базальты (дайки и лавы); 2 — габбро; 3 — локальные магматические очаги; 4 — перидотиты, частично серпентинизированные, 5 — астеносфера. В. Поперечный разрез (по А. Пейве): 1 — астеносфера, 2 — ультрамафиты литосферы, частично серпентинизированные, 3 — фрагменты раскристаллизованных магматических камер (габброиды); 4 — дайковый комплекс, 5 — базальты, 6 — активные магматические камеры, 7 — области просачивания расплава в магматические камеры, 8 — подводящие каналы базальтовых потоков, 9 — тектонические нарушения и направления смещения по ним

сегментного масштаба с сфокусированным, поддерживаемым плавучестью мантийным апвеллингом, который приводит к аккреции более толстой коры и наличию более тонкой литосферы в центральных частях сегмента, а на концах сегментов, где отмечается широкомасштабное сбросообразование и обнажение пород нижних горизонтов коры и верхней мантии, — к более тонкой коре и более толстой литосфере. Как видно из рисунка 7.10, кора, сформированная на медленноспрединговых хребтах, отличается от коры, образованной на хребтах с быстрыми скоростями раздвижения (рис. 7.6). Она, как правило, имеет не слоистое (как при быстром спрединге) строение, а хаотичное, нарушенное интрузиями габброидных и мантийных пород и сильно меняющееся вдоль простирания хребта. К тому же она сложена более разнообразными типами пород, в которых, наряду с базальтами и габбро, значительную долю составляют мантийные перидотиты, в разной степени серпентинизированные. Последние нередко выходят на поверхность на бортах и флангах рифтовой долины и в зонах тектонических нарушений и структурных смещений оси спрединга. Как было показано Б. Малкиным и А. Шемендой, глубинные мантийные породы могут выводиться на поверхность в результате разрушения хрупкой осевой коры и подкоровой мантии, происходящего первоначально по двум наклонным (под углом 45°) глубинным разломам, ограничивающим корово-мантийный клин. При растяжении деформации корово-мантийного клина равновероятно реализуются по одному из разломов, что приводит к его вращению и сопровождается выводом мантийных серпентинизированных пород в верхние горизонты коры (рис. 7.11 А). В процессе спрединга и смены его тектонической и магматической фаз этот процесс повторяется. Близкая по сути модель была рассмотрена в работах М. Кэннат с соавторами, в которых также предполагается периодическая смена направлений плоскостей смещения по сбросам, что приводит в целом к симметричному выводу на поверхность глубинных пород изначально неслоистого габброидно-серпентинитового матрикса, слагающего кору медленноспрединговых хребтов (рис. 7.11 Б). В работах Д. Карсона с соавторами была рассмотрена еще одна модель, в которой мантийные породы выводились на поверхность по наклонному до 30° глубинному сбросу — детачменту, проникающему до астеносферы (рис. 7.11 В).

Сопоставление геолого-геофизических характеристик спрединговых хребтов с быстрыми и медленными скоростями спрединга приведено в таблице 7.1.

Анализ закономерностей строения рельефа дна и геолого-геофизических данных хребтов с различными скоростями спрединга свидетельствует о том, что с увеличением скорости спрединга существенно изменяется характер рельефа дна: от морфологии рифтовой долины, типичной для САХ, до морфологии осевого поднятия, характерного для большинства участков ВТП.

Наряду с этим заметно уменьшается и ширина аккреционной границы, и особенно неовулканической и тектонической зон. Изменение морфологии и характера геофизических аномалий в рифтовых зонах при увеличении скорости спрединга связано с изменением ее глубинной структуры.

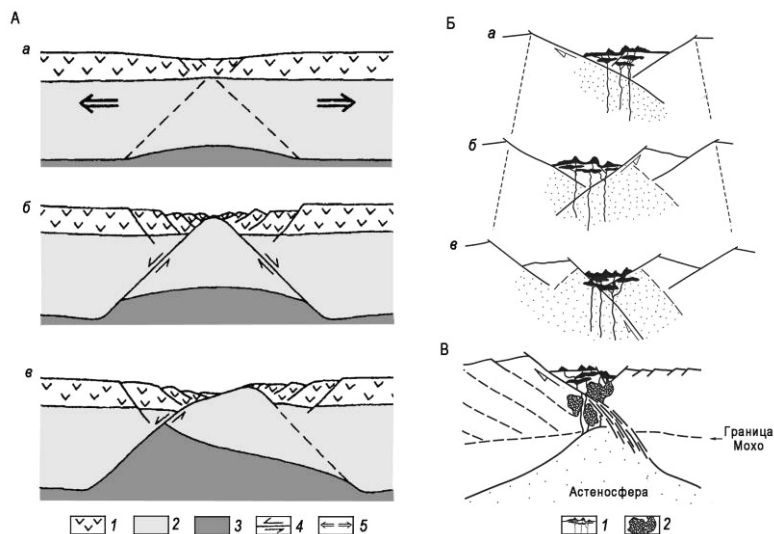


Рис. 7.11. Модели разрушения коры и мантии в осевой зоне медленносpreдинговых хребтов и вывода глубинных пород на поверхность:

А — модель Б. Малкина и А. Шеменды. 1 — кора, 2 — подкоровая мантия, 3 — астеносфера, 4 — направление сдвигов, 5 — направления раздвижения. Б — модель М. Кэннат; В — модель Д. Карсона. 1 — молодые излияния базальтов, 2 — plutonic породы (габбро и перидотиты)

Таблица 7.1

Сравнение геолого-геофизических характеристик быстро и медленно раздвигающихся СОХ (по К. Макдональду с добавлениями)

№ п/п	Характеристики	Быстрый спрединг	Медленный спрединг
1	Выраженность в рельефе дна	Горстообразная структура с четко выраженным осевым поднятием треугольной, купольной или трапециевидной формы	Рифтовая долина в виде выраженного грабена, включает осевую долину, внутренние стенки, террасы, внешние стенки и рифтовые горы
2	Глубина осевой зоны	Изменяется слабо	Изменяется сильно
3	Относительная амплитуда рельефа осевой зоны	Небольшая, 50–100 м	Большая, 100–2000 м
4	Ширина рифтовой долины (активная тектоническая зона)	12 км (ВТП, 21° с.ш.), 2 км (ВТП, 12°50' с.ш.)	35 км (САХ, 37° с.ш.) 10–12 км (САХ)
5	Осевая вулканическая зона	Четко выражена, ширина 400 м	Нечетко выражена, кусочно прерывиста

№ п/п	Характеристики	Быстрый спрединг	Медленный спрединг
		(ВТП на 12°50' с.ш.), практически непрерывна	
6	Расстояние между трансформными разломами со смещением >30 км	90 км (много зон перекрывающихся центров спрединга)	50 км
7	Стабильность системы трансформных разломов	Нестабильны для небольших смещений, обычные перекрывающиеся центры спрединга	Стабильны
8	Продвигающиеся осевые рифты	Обычны	Редки
9	Предполагаемая периодичность извержения	50–500 лет	1000–10 тыс. лет
10	Высокотемпературная (300–350 °С) гидротермальная активность	Обычно наблюдается на дне	Редкая
11	Сейсмические отражения от кровли магматической камеры	Как правило, наблюдаются	Наблюдаются в зонах плюмовой активности
12	Глубина микроземлетрясений	Максимум 3 км под осью	Максимум 10 км под осью
13	Осевая гравитационная аномалия Δg	Положительная аномалия (10–20 мГал) объясняется существованием магматической камеры	Отрицательная аномалия (-30... -60 мГал) объясняется динамической реакцией механически прочной литосферы в осевой зоне. Интенсивные отрицательные аномалии Буге (типа «бычьего глаза») фиксируют зоны сфокусированного мантийного апвеллинга
14	Магнитные аномалии	Четкая, двумерная картина	Нечеткая, изменчивая, ограниченная двумерность
15	Ширина зоны смены магнитной полярности	Узкая, резкая	Изменчивая, расплывчатая
16	Удельное сопротивление коры по ЭМЗ	Проводимость слоя подушечных лав в 10 раз больше ниже залегающих слоев	

№ п/п	Характеристики	Быстрый спрединг	Медленный спрединг
17	Термические модели	Большинство моделей подтверждают устойчивое состояние магматической камеры	Большинство моделей предполагают отсутствие магматической камеры
18	Термический режим	Относительно горячий	Относительно холодный
19	Магматическая камера	Предполагается устойчивое состояние магматической камеры	Не обнаружена, но предполагаются небольшие неустойчивые магматические очаги

На астеносферном уровне до глубин 160 км с увеличением скорости спрединга, по данным сейсмической томографии, фиксируется закономерное увеличение отрицательных аномалий скоростей сейсмических волн, что свидетельствует о существенном различии в степени прогретости мантии, ее разуплотнении и насыщенности расплавом (рис. 7.12).

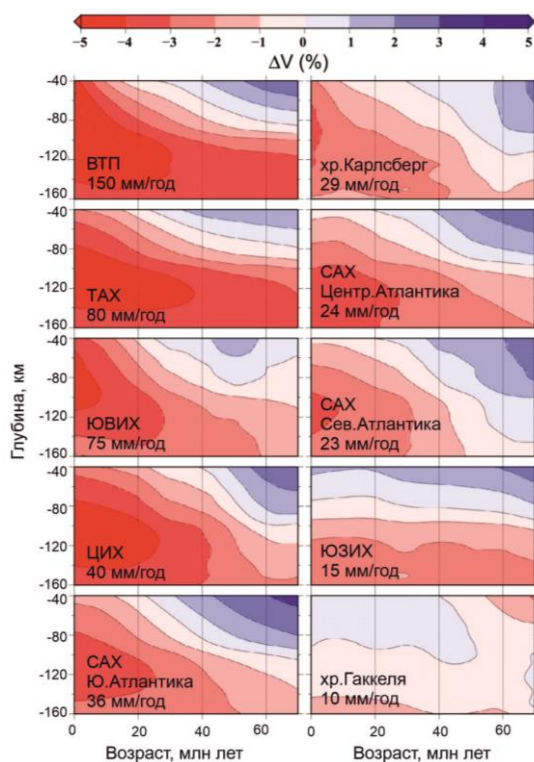


Рис 7.12. Строение астеносферы через рифтовые зоны СОХ с разными скоростями спрединга по данным сейсмической томографии (S-волны):

ВТП — Восточно-Тихоокеанское поднятие, ТИХ-АНТ — Тихоокеанско-Антарктический хребет, ЮВИХ — Юго-Восточный Индийский хребет, ЦИХ — Центрально-Индийский хребет, ЮСАХ — Южный сегмент САХ, ЦСАХ — Центральный сегмент САХ, ССАХ — Северный сегмент САХ, ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет (по Debayle and Ricard)

На уровне осевой литосферы и коры строение спрединговых хребтов с разными скоростями спрединга также существенно различается (рис. 7.13).

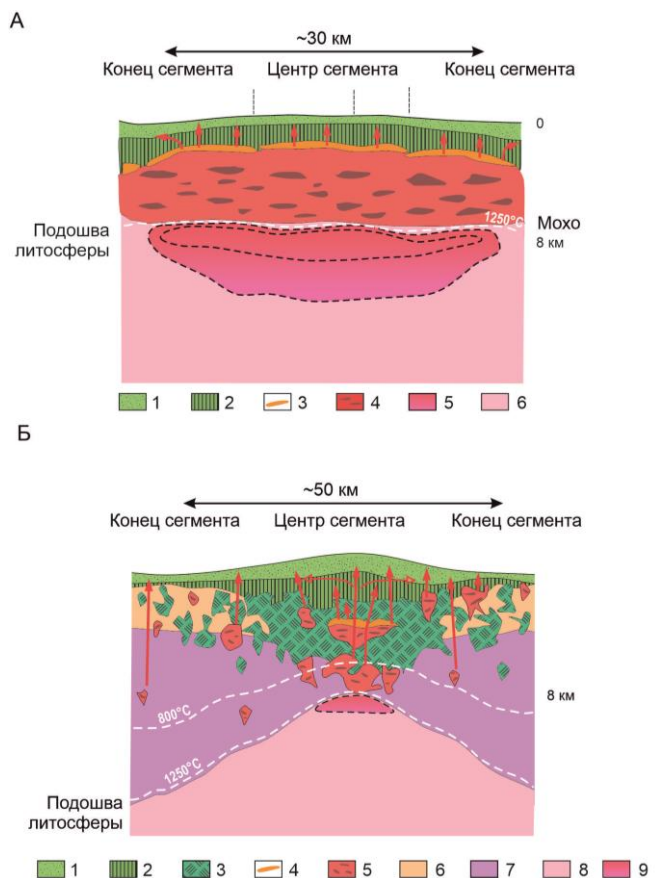


Рис. 7.13. Схематические разрезы через магматические сегменты СОХ (по Carbotte):

А. При быстром спрединге. Расплав аккумулируется в основании коры под каждым магматическим сегментом. В коре расплав концентрируется в линзах расплава (силлах). 1 — лавы, 2 — дайковый комплекс, 3 — линзы расплава, 4 — коровая камера, 5 — подкоровая камера ($T \geq 1250^\circ\text{C}$), 6 — частично расплавленная мантия.

Б. При медленном спрединге. Сильная фокусировка расплавов ведет к увеличению толщины коры в центрах и утонению коры на концах сегментов. Нормальные сбросы сильно локализованы на концах магматических сегментов. (По М. Cannat et al. с изменениями) 1 — лавы, 2 — дайковый комплекс, 3 — габбро, 4 — линзы расплава, 5 — локальные магматические очаги, 6 — частично серпентинизированные перидотиты, 7 — литосферная мантия, 8 — астеносфера, 9 — подкоровая камера вблизи кровли сфокусированного апвеллинга ($T \geq 1250^\circ\text{C}$)

Для быстро раздвигающихся хребтов характерно наличие неглубоко залегающей осевой магматической камеры, глубина кровли которой, согласно сейсмическим данным, располагается на расстоянии 1–3 км от поверхности дна. На СОХ с медленными скоростями устойчивая магматическая

камера под осью хребта практически не выделяется, а характерна область сфокусированного мантийного апвеллинга в мантии с локальными короткоживущими магматическими очагами (силами). Все это свидетельствует о существенном различии в глубинном строении коры и, в конечном итоге, в механизмах ее аккреции.

В этой связи следует обратить внимание на одну существенную генетическую особенность СОХ, имеющую глубокие геодинамические следствия. Среди всего разнообразия спрединговых хребтов существует два генетических типа: хребты, сформированные в результате раскола континентов, и хребты, сформированные в результате рифтогенеза на старой океанической литосфере. Практически все медленноспрединговые хребты в структуре современной океанической литосферы сформировались в результате раскола континентов, а все быстроспрединговые заложились на старой океанической литосфере. По всей видимости, верно и обратное заключение. В первом случае литосферные плиты включают в себя как континентальные, так и океанические блоки литосферы, а зоны перехода от континента к океану представляют собой пассивные рифтогенные окраины. Во втором случае плиты состоят только из океанической литосферы, а переходные области представляют собой активные, субдукционные зоны.

В несколько ином ракурсе эта мысль отмечалась в работе Дж. Минстера с соавторами: дивергентные границы литосферных плит, включающих континенты, характеризуются медленными скоростями спрединга, а плиты, состоящие целиком из океанической литосферы, ограничены быстро раздвигающимися спрединговыми хребтами.

Очевидно, что сущность такого принципиального различия в скоростях перемещения плит, а следовательно, и в характере тектономагматических процессов, заключается в наличии мощных корней континентов, затрудняющих растаскивание литосферных плит. Как было отмечено в разделе 3.4, на это обстоятельство обратили внимание Д. Форсайт и С. Уеда при анализе взаимных перемещений литосферных плит. По их классификации в разряд «медленных» плит попали почти все характеризующиеся большой мощностью литосферы (до 200–250 км) континентальные плиты и скрепленные с ними океанические плиты, а быстрыми оказались в основном чисто океанические плиты с относительно малыми толщинами литосферы (от 60 до 80 км) и сравнительно протяженными зонами субдукции. При этом выяснилась и следующая закономерность: чем больше площадь континентальной плиты, тем скорость дрейфа у нее оказывалась меньшей. Как было отмечено О. Сорохтиным и С. Ушаковым, мощные континентальные плиты, подобно айсбергам, своими корнями погружаются в мезосферу мантии, а горизонтальные составляющие мантийных течений в ней либо малы, либо их влияния на большой площади крупных континентов взаимно уравниваются.

Таким образом, изначально различные генетические условия формирования двух типов спрединговых хребтов, формирующихся на фоне глобального поля напряжений растяжения, обусловленного мантийной конвекцией и прогремостью мантии, предопределили различие в скоростях спрединга (т.е. интенсивности наращивания новой океанической коры) и обусловили как принципиальное различие механизмов аккреционных процессов, так и, как следствие, различие в глубинном строении коры, рельефе дна, характере структурообразования, аномальных геофизических полях, особенностях проявления магматизма и геохимической специфике магм.

Глава 8. Гидротермальная конвекция в рифтовых зонах СОХ

8.1. Общая характеристика гидротермальной активности в рифтовых зонах СОХ

Гидротермальная конвекция морской воды является глобальным процессом, охватывающим рифтовые зоны всех СОХ. За счет этого процесса осуществляется тесное взаимодействие литосферы, гидросферы и биосферы в рифтовых зонах, приводящее к увеличению выноса тепла, обогащению морских вод минеральными компонентами из коры и мантии, формированию месторождений глубоководных полиметаллических сульфидных руд и созданию уникальных условий для жизнеобитания организмов — «оазисов на дне океана».

Открытие горячих источников на Галапагосском рифте в 1978 г. и ВТП дало начало новой фазе исследований гидротерм на дне океана. В дальнейшем при исследованиях с помощью ГОА были обнаружены выходы гидротерм на различных участках рифтовой системы Мирового океана: в Красном море, на САХ (26° с.ш., 23° с.ш., 29° с.ш., 37° с.ш.), на Галапагосском центре спрединга, на ВТП (11–13° с.ш., 18–21° ю.ш.), в бассейне Гуаймас в Калифорнийском заливе, на хребте Хуан де Фука, в областях задугового спрединга: в бассейне Манус в Ново-Гвинейском море, в бассейне Лау в море Фиджи, в бассейне Вудларк в Соломоновом море и в других районах.

Обнаружение новых гидротермальных систем в рифтовых зонах СОХ продолжается. Детальные исследования позволили установить, что гидротермальные выходы на дне океана представлены в виде муаровых вод, экзотичных образований «белых курильщиков» с температурой гидротермального флюида 100–200 °С и «черных курильщиков» с температурой гидротерм в них до 350–380 °С. К активным гидротермальным полям приурочены отложения глубоководных полиметаллических сульфидов. Проведенные исследования помогли закартировать распределение гидротермальных полей в рифтовых зонах и приуроченных к ним месторождений глубоководных полиметаллических сульфидных руд (рис. 8.1). В таблице 8.1 суммированы основные их характеристики, заимствованные из обобщающей работы Р. Лоувелла с соавторами.

Открытие гидротермальных систем на дне океана привело к переоценке термического и геохимического бюджета Земли и кардинальному пересмотру биологических процессов на дне океана. Химические реакции между океанической корой и морской водой изменяют состав как коры, так и циркулирующей морской воды. Тем самым гидротермальная цирку-

ляция оказывает существенное влияние на глобальный геохимический цикл химических элементов в литосфере и гидросфере.

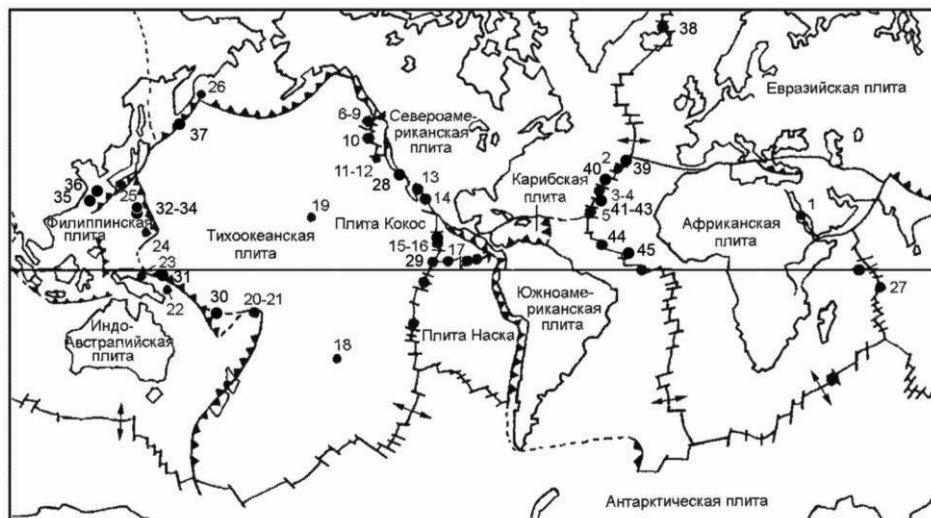


Рис. 8.1. Глобальное распределение сульфидных рудных отложений на глубоководных гидротермальных полях (по Lowell et al. с добавлениями по Г. Черкашеву):

1 — впадина Атлантик II в Красном море; 2 — Лакки Страйк (САХ); 3 — Брокен Спур (САХ); 4 — ТАГ (САХ); 5 — Снейк Пит (САХ); 6 — г. Магик (хр. Эксплорер); 7, 8 — хр. Эндевер; 9 — Осеовой вулкан (хр. Хуан де Фука); 10 — Клефт (хр. Хуан де Фука); 11 — Клифф (хр. Горда); 12 — Неска и Сеска (трог Эсканаба, хр. Горда); 13 — Гуаймас (Калифорнийский залив); 14 — 21° с.ш. (ВТП); 15 — 11–13° с.ш. (ВТП); 16 — Вентура (ВТП); 17 — 86° з.д. (Галапагосский центр спрединга); 18 — г. Макдональд; 19 — г. Лойхи (Гавайи); 20 — бассейн Лау; 21 — северный бассейн Фиджи; 22 — западный бассейн Вудларк; 23 — бассейн Манус; 24 — Алиса (Марианский трог); 25 — Джада (трог Окинава); 26 — вулкан Пийпа; 27 — Сонне (Центральный Индийский хребет); 28 — Палос Вердес; 29 — 4° с.ш. (ВТП); 30 — Фиджи; 31 — Эдисон; 32–34 — Никк, Кайката, Суйо; 35 — Окинава; 36 — Кагошима; 37 — Кратерное; 38 — Колбейнсей; 39 — Гвен; 40 — Рейнбоу; 41 — 24°30' с.ш. (САХ); 42 — 16°38' с.ш. (САХ); 43 — Логачев (САХ); 44 — Ашадзе, Ириновское, Семенов (САХ 13°); 45 — 6° с.ш. (САХ)

Обнаружение хемосинтетических экосистем, состоящих из бактерий, в которых существование живых организмов обеспечивается не энергией солнечного света и фотосинтезом, а энергией восстановленных соединений и хемосинтезом, осуществляемых хемоавтотрофными бактериями, заставило пересмотреть взгляды ученых на биологические процессы на дне океана. Период существования неживой части экосистемы сравним с продолжительностью жизни ее живой части (сообщества).

Пространственная локализация интенсивных гидротермальных выходов, очень большой термический и химический градиенты, разнообразие живых организмов, приуроченных к таким выходам, и их приспособлен-

ность к сильно токсичным условиям, создаваемым большой концентрацией некоторых газов и растворенных ионов металлов, делают гидротермальные поля важными природными лабораториями для исследования биологических, биогеохимических, геологических и океанологических процессов.

Таблица 8.1

Характеристики глубоководных гидротермальных систем
(по Р. Лоувеллу)

Расположение	Скорость спрединга, см/год	T _{max} , °C	Скорость излияния флюида, м/с	Вынос тепловой энергии, мВт	Площадь гидротермального поля, м ²
Ашес (хр. Хуан де Фука)	6,0	326	0,1–0,9	2,4–6,4	10 ⁴
Хр. Эндевер	6,0	400	0,5	70–236	10 ⁵
11° с.ш. (ВТП)	9,0	347	0,4–1,2	2,4–25	3·10 ³
21° с.ш. (ВТП)	6,0	350	0,7–2,4	114–311	–
ТАГ (26° с.ш. САХ)	2,6	366	0,5–3,0	225	3·10 ⁴
Алиса (Марианский трог)	6,0	280	0,5–1,0	2–8	10 ⁴

Исследования на ГОА позволили визуально изучать глубоководные экосистемы, когда конкретный донный биогеоценоз рассматривается как ландшафт. В морской экологии данное направление определяется как ландшафтно-экологический подход.

Особенности глубоководных ландшафтов включают полное отсутствие в биоценозе растительной компоненты, отсутствие в числе ландшафтообразующих факторов света, волн и сезонного аспекта. Все это дает основание выделить новое направление — глубоководного ландшафтоведения.

Итак, гидротермальная деятельность представляет собой процесс переноса энергии и массы веществ в пределах земной коры посредством циркуляции воды. Гидротермальные системы широко распространены в океанической коре в самых разнообразных тектонических обстановках, но выходы горячих вод на поверхность имеются лишь в термически активизированных областях. Причинами возникновения конвекции морской воды в океанической коре могут быть тепловое воздействие, неровности рельефа, различие в содержании солей, динамические градиенты давления и т.д. Самым распространенным классом гидротермальных систем являются системы, возбуждаемые тепловым воздействием внедрений магмы. Наиболее активные и высокотемпературные проявления гидротермальной деятельности располагаются в осевой области СОХ над кровлей магматического очага. Гидротермальная деятельность в принципе возникает всякий раз, когда есть достаточное тепловое возмущение обводненной среды.

Большое различие между измеренным кондуктивным тепловым потоком и рассчитанным потоком в модели охлаждающейся плиты предпола-

гает, как отмечалось в разделе 6.2, что с гидротермальной циркуляцией в рифтовых зонах СОХ, согласно О. Сорохтину, связано, по крайней мере, 40% теплопотерь на СОХ и 20% всех теплопотерь Земли. Чтобы вынести такое количество тепла из недр Земли, вся масса океана, по оценкам Н. Слипа и Т. Волери, должна проходить через гидротермальные системы за 1 млн лет.

Обобщенные зависимости наблюдаемого и теоретического значений теплового потока от возраста литосферы для всех океанов представлены на рис. 6.13. Значительные расхождения между наблюдаемыми и теоретически рассчитанными значениями теплового потока характерны для молодой (менее 20 млн лет) океанической коры. Эти расхождения свидетельствуют о существенной роли гидротермальной циркуляции в сильно трещиноватой и не покрытой мощным осадочным чехлом молодой океанической коре. На примере детальных исследований хребта Хуан де Фука Е. Дэвисом было показано, что слой осадков, толщиной в несколько десятков метров, существенно затрудняет гидротермальную циркуляцию.

Для осевой зоны рифтов характерен вынос тепла гидротермальными струями, которые имеют высокие скорости выхода жидкости на поверхность дна. Как показывают оценки Дж. Мортон и Н. Слипа, общий вынос тепла в них составляет всего около 10% гидротермальных потерь через океаническое дно. Напротив, вне осевой зоны диффузная конвекция в пористой коре характеризуется гораздо меньшими скоростями движения жидкости, но распространена довольно широко, и на ее долю приходится 90% гидротермальных теплопотерь. Наблюдения показывают, что восходящее движение горячих вод в осевой зоне представляет собой локальные выходы гидротермальных струй на поверхность дна, тогда как нисходящее течение для тех же вод — это медленное диффузное просачивание холодных морских вод через эффективно пористую океаническую кору и систему трещин. В отличие от струй выхода горячих вод, нисходящее течение имеет большую площадь сбора, преимущественно во внеосевой области. Остается важный вопрос, касающийся механизма фокусирования диффузного потока в отдельные струи. На биологические следствия диффузный поток оказывает гораздо большее влияние, чем отдельные гидротермальные струйные выходы.

Типы конвективных движений меняются не только с удалением от оси хребта, но и по глубине в коре осевой зоны. На рис. 8.2 приведена принципиальная схема смены механизма теплопереноса. Вблизи поверхности (за пределами локальных выходов струй) тепловой поток определяется либо кондуктивной теплопроводностью, либо однофазовой проникающей конвекцией морской воды. На глубине, где достигается точка кипения, преобладающим механизмом в переносе тепла является двухфазовая конвекция (вода — пар), включая и пародоминирующие системы.

В этой зоне температура достаточно низка, чтобы резко возросшая вязкость магмы гасила конвективные движения в очаге, но она все еще превосходит температуру, характерную для начала пластичного состояния материала, препятствующего развитию термоупругих трещин в рассматриваемой зоне. Как уже отмечалось, эта пластичная зона (2) и в боковой зоне магматического очага служит непроницаемым барьером между зоной конвекции магмы 1 и зоной 3 (рис. 8.2). В зоне 3 температура понижена настолько, что допускает развитие термических трещин. И наконец, в зоне 4, с температурой ниже температуры кипения воды, по трещинам в проницаемой среде будет циркулировать гидротермальная жидкость.

При рассмотрении гидротермальных систем необходимо принимать во внимание физические свойства пород, слагающих магматический резервуар и стенки, а также поведение воды при изменении давления и температуры. Коэффициенты, определяющие физические свойства пород, слагающих кору (теплопроводность, теплоемкость, термическая диффузия), меняются в зависимости от типа пород, состояния трещиноватости и т.д. Они являются функцией пористости, температуры, давления, насыщенности водой и т.д. И все-таки изменение этих свойств оказывает, по мнению В. Стефансона, существенно меньшее влияние на поведение гидротерм, чем изменение физических свойств воды. В самом деле, в интервале температур, характерном для гидротерм — $25\text{ }^{\circ}\text{C} < T < 350\text{ }^{\circ}\text{C}$, — вязкость воды и гидротермальных флюидов меняется более чем на порядок, коэффициент термического расширения воды — на два порядка, плотность уменьшается в 2 раза и т.д. Давление также влияет на поведение воды и контролирует температуру ее кипения.

Морская вода всегда содержит определенный процент солей. Прямые экспериментальные измерения Дж. Бишофа и М. Розенбауэра поведения морской воды в P - T -условиях показали, что она имеет те же свойства в P - T -поле, что и 3,2%-ный раствор NaCl. Присутствие солей смещает критическую точку воды (при которой исчезают различия в свойствах жидкой и газообразной фаз), и она для морской воды лежит в области 403–406 $^{\circ}\text{C}$, 285–302 бар. Поэтому учет присутствия солей в воде особенно важен, так как это существенно сказывается на оценках глубин и температур в геотермальных системах. Быстрое, почти адиабатическое поднятие термальных вод к поверхности сопровождается падением температуры и расширением жидкости (при переходе в область более низких давлений). Эти процессы могли бы объяснить механизм осаждения сульфидов из морских гидротермальных вод и образование отложений штокверкового типа на морском дне. В этом случае процесс разделения жидкости на две фазы (вода — пар) с распределением содержания солей в каждом из них мог бы существенно влиять на состав жидкостей, поставляемых струями гидротермальной конвекции на морское дно.

8.2. Время жизни и пространственное положение гидротермальных систем

Вода горячих гидротерм на дне океана («черных курильщиков») имеет температуру 350 °С и выше, и расход воды в типичной гидротермальной системе превышает 100 кг/с. Это эквивалентно выносу $3 \cdot 10^{10}$ кг воды за 10 лет, или всей воде, содержащейся в 1 км^3 породы с 3%-ной пористостью. Вынос тепла всей гидротермальной системой, по данным К. МакДональда с соавторами, может достигать $4\text{--}6 \cdot 10^7$ кал/с. Эти значения слишком высоки, чтобы предположить стационарное существование струйной гидроконвекции на оси хребта. Наблюдения на хребте Хуан де Фука обнаружили группы гидротермальных струй через каждый километр оси хребта. Эти данные говорят о том, что мощные горячие конвективные струи, типа «черных курильщиков», не могут быть стационарными образованиями.

Гидротермальная деятельность тесно связана с развитием сети трещин в окрестности остывающего магматического тела. Вероятно, наиболее глубокие, сквозные трещины в осевых зонах хребта имеют тектоническое происхождение, развиваясь под воздействием растягивающих напряжений. Но наиболее массовая сеть средних и мелких трещин, окружающих высокотемпературные интрузивные тела, безусловно, термического происхождения. Эти трещины образуются за счет различия в коэффициентах термического расширения пористой породы и жидкости, заполняющей эти поры.

С увеличением температуры жидкость стремится расшириться, и при ограниченном объеме пор происходит повышение ее давления, пропорциональное отношению термического коэффициента расширения жидкости α к ее сжимаемости β : $(dP/dT)_{V=\text{const}} = \alpha/\beta$. В свободных условиях жидкость изменила бы свой объем на $dV = V(\alpha \cdot dT - \beta \cdot dP)$. Но, заключенная в оболочку из слабо расширяющихся пород, жидкость будет создавать повышенное давление внутри пор. Когда это давление превзойдет прочность пористых пород на растяжение, будет расти трещина, т.е. пойдет процесс гидролитического растрескивания. На активной стадии развития гидротермальных систем происходит рост сети термических трещин, вода протекает по ним все глубже к магматической камере со скоростью порядка 1 м/год. После этой активной стадии жизни гидротермальной системы с высокотемпературным механизмом проникновения воды в породу наступает пассивная стадия развития — остывание затвердевшего вещества магматической интрузии при медленной циркуляции по сформированным трещинам.

8.3. Гидротермальная минерализация

Гидротермальная минерализация является продуктом химического и термального обмена между океаном и литосферой в придонных гидротермальных конвективных системах. Различные минеральные фазы осаждаются из циркулирующих растворов под океаническим дном и на дне. Как отмечал П. Рона, гидротермальная активность низкой интенсивности (температура излияния меньше 200° С; относительно медленная скорость потока; высокое массовое соотношение воды и породы; продукты цеолитовой фации метаморфизма) почти повсеместна в океанических бассейнах. В отличие от этого гидротермальная деятельность высокой интенсивности (температура излияний 200–400 °С; относительно высокая скорость потока; более низкое соотношение вода/порода; продукты зеленосланцевой фации метаморфизма) крайне локализована вокруг магматических тепловых источников в центрах спрединга, окрестности магматических островных дуг и внутриплитных вулканических центрах. Низкая гидротермальная активность важна для низкотемпературных изменений и осаждения минералов (окислы металлов, гидроокислы, силикаты), что предполагает уменьшение проницаемости коры и ограничение циркуляции.

Как обсуждалось ранее, обобщенные данные по тепловому потоку показывают, что гидротермальная циркуляция происходит в земной коре с возрастом 65 ± 10 млн лет, что соответствует расстоянию от оси СОХ 650 км для медленного спрединга и тысячи километров для среднего и быстрого спрединга. Высокая интенсивность гидротермальной циркуляции является важной для высокотемпературных изменений рудообразующих (сульфиды) процессов, связанных с коровыми магматическими источниками тепла.

Исследование минерализации на гидротермальных полях основывается на следующих положениях, выдвинутых Р. Лоувеллом, П. Роной, А. Лейн, Г. Черкашевым.

1) Минеральные образования содержат временную и пространственную информацию о химических и термических потоках во время гидротермального обмена. Они сохраняют информацию о последовательности вулканических и тектонических процессов, которые контролируют гидротермальную активность и помогают расшифровать эволюцию гидротермальных систем.

2) Минеральные образования служат ключом для понимания экономически важной проблемы — формирования отложений массивных полиметаллических сульфидов на дне океана в геологическом прошлом. В свою очередь, древние отложения (в офиолитах) служат путеводителем для выяснения современного расположения гидротермальных полей и процессов гидротермальной минерализации. Активные гидротермальные системы были обнаружены во всех рифтовых зонах СОХ, во внутриплитных частях

и в зонах задугового спрединга. Форма и состав отложений изменяются как для отдельных гидротермальных построек высотой до 45 м, так и для целой группы построек, расположенных на едином основании (цоколе), имеющем диаметр в несколько сотен метров и высоту в десятки метров (рис. 8.3). На таких гидротермальных полях обнаружены высокотемпературные, отложенные при $T \approx 200\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ металлоносные сульфиды, гидрокислы Fe и Mn, а также низкотемпературные ($T < 200\text{ }^{\circ}\text{C}$) металлоносные растворы.

3) Некоторые крупные неактивные гидротермальные поля и соответствующие металлоносные отложения могут быть защищены от окисления в результате перекрытия их последующими лавовыми потоками или осадками. Они могут представлять потенциальные месторождения металлов в будущем. По своим характеристикам поля подводных гидротерм в окраинных морях и рифтовых зонах СОХ идентичны, за исключением, пожалуй, того факта, что в первых, по данным Ю. Богданова, отмечается некоторая обогащенность свинцом, серебром и золотом.

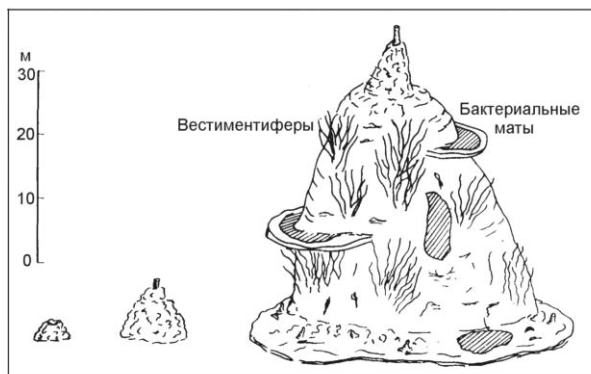


Рис. 8.3. Морфология разных типов высокотемпературных гидротермальных построек (по А.П. Лисицыну)

За время, близкое $10^6\text{--}10^7$ лет, может происходить перестройка в относительном движении плит, приводящая к изменению типа и протяженности границ плит, скорости и направления их движения, увеличению или уменьшению интенсивности гидротермальной активности, перераспределению гидротермальных выходов и изменению интенсивности вулканической и тектонической деятельности.

Гидротермальная активность энергетически контролируется внедрениями магматического материала и связанными с ними вулканическими извержениями, которые, вероятно, происходят с периодичностью от $10^3\text{--}10^4$ лет на медленно и средне раздвигающихся хребтах до $10\text{--}10^3$ лет на быстро раздвигающихся СОХ. Продолжительность жизни активных

гидротермальных полей может достигать 10^6 лет (например, гидротермальное поле ТАГ на 26° с.ш. САХ). Она связана с частотой внедрения магмы и благоприятными тектоническими условиями на отдельных спрединговых сегментах. Процессы тепломассопереноса и химические реакции между циркулирующими растворами и океанической корой происходят по времени от 1 года и менее до сотен лет; химические реакции между существующими гидротермальными растворами и окружающей морской водой происходят в течение нескольких секунд.

Итак, высокотемпературные гидротермальные системы в рифтовых зонах СОХ неустойчивы по своей природе. Не много известно о времени жизни отдельных выходов или группы выходов. Еще меньше известно о временных изменениях гидротермальных выходов в пределах единого гидротермального поля. За последние 20 тыс. лет высокотемпературные выходы на активном в настоящее время гидротермальном поле ТАГ обычно проявляются приблизительно каждые 4000–6000 лет. По оценкам К. Лалу с соавторами, современная активность здесь началась около 50 лет назад. Возрастные данные по гидротермальному полю Снейк Пит на 23° с.ш. указывают на то, что это поле было реактивизировано около 80 лет назад. На 21° с.ш. ВТП активные излияния происходили в течение нескольких десятилетий, но меньше чем 100 лет назад. На 13° с.ш. ВТП возрастная активность выходов, как правило, 10–15 лет, а возраст образцов из устья неактивных выходов на оси грабена южнее $12^\circ 47'$ с.ш. составляет около 150 лет. Группы гидротермальных выходов, также как и отдельные выходы, могут как быть стабильными по своим параметрам (температура, геохимия), так и резко изменяться в течение короткого промежутка времени.

Времена жизни гидротермальных систем также тесно связаны с проблемой засорения трещинных каналов и осаждения в них минералов. Кремнезем в виде кварца, халцедона или кремния — наиболее распространенный вид отложений в трещинах гидротермальных систем. Причина этого — в сильном уменьшении растворимости кремнезема при уменьшении температуры. Осаждение других минералов играет меньшую роль. По данным Н. Слипа, при медленной скорости истечения жидкости $u \sim 1$ кг/с осажденный кварц закупорит объем площадью 100 м^2 и толщиной 1 см примерно за год. А трещина шириной 1 см при объемном расходе воды $0,04 \text{ см}^3/\text{с}$ (на единицу длины простираения трещины) закупорится за 150 лет при температуре воды на глубине 150°C и за 30 лет при $T = 300^\circ\text{C}$. При сужении канала в процессе осаждения минералов поток жидкости, проходящий через сечение такого канала, сокращается пропорционально d^3 при ламинарном и пропорционально $d^{3/2}$ при турбулентном течениях, где d — диаметр сечения канала.

Каналы с быстрым истечением вод ($u \gg 1 \text{ кг/с}$) закупориваются медленно в силу малого изменения температуры воды в них. Каналы с медленным истечением воды ($u < 1 \text{ кг/с}$) закупориваются еще хуже, так как протекающая в них вода имеет сравнительно низкую температуру и масса ее относительно мала. Быстрее всего закупориваются гидротермальные каналы со средними скоростями истечения ($u \sim 1 \text{ кг/с}$), в которых и масса перетекающей жидкости велика, и изменения температуры жидкости значительны.

Что же касается растворимости тяжелых элементов в воде, то здесь большое значение приобретает коэффициент взаимодействия «вода — порода», равный отношению количества воды, прошедшей через систему, к количеству измененной (прореагировавшей с водой) породы. Для геотермальных систем это отношение лежит в пределах 7–16. Столь низкое отношение коэффициента взаимодействия «вода — порода» препятствует переносу водой металлов (их растворимости) при температурах воды $T < 350^\circ\text{C}$. Однако, при $T > 350^\circ\text{C}$ растворимость тяжелых металлов в воде и рудогенерация резко возрастают. Для гидротермальных систем осаждение тяжелых элементов в любом случае не является определяющим фактором закупорки трещин, по сравнению с осаждением кварца.

По мере исследований рифтовых зон количество гидротермальных полей постоянно увеличивается. Наличие 17 активных гидротермальных систем вдоль отрезка неовулканической зоны длиной 250 км в рифтовой системе Исландии и, по крайней мере, 14 активных гидротермальных систем вдоль отрезка длиной 900 км в Красном море указывает пространственный диапазон в распределении гидротермальных полей, составляющий десятки километров.

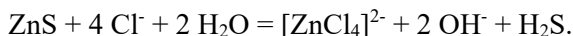
На спрединговых хребтах со средней скоростью раздвижения расстояние между активными гидротермальными системами варьирует от нескольких сотен метров ($21^\circ \text{ с.ш. ВТП}$) до нескольких километров (сегмент хребта Эндевер). На быстро раздвигающихся СОХ (например, $13^\circ \text{ с.ш. ВТП}$) расстояние между активными полями достигает нескольких сотен метров. Действительное же распределение гидротермальных полей вдоль глобальной системы спрединговых зон неизвестно. Известно только то, что распределение гидротермальных донных систем глобально по простиранию рифтовых зон и включает различные тектонические обстановки медленно- и быстроспрединговых СОХ, задуговые центры спрединга, островные дуги и преддуговые районы, вулканические подводные горы и области предполагаемых мантийных плюмов.

Размеры гидротермальных полей также очень различаются (таблица 8.1). На быстро раздвигающихся СОХ (например, $13^\circ \text{ с.ш. ВТП}$) гидротермальные выходы приурочены к трещинам, расположенным в осевом грабене. Активные области имеют 10–30 м в длину и 5–10 м в ширину

и содержат от 3 до 10 конусовидных сооружений высотой от первых метров до 25 м (Я. Фуке). В отличие от этого гидротермальное поле на хребте Эндевер охватывает площадь 180 м на 300 м вблизи стенки рифтовой долины (Дж. Делано). Самые крупные сульфидные сооружения представляют собой блоковые структуры с крутыми стенками и размером в основании 30 м на 30 м и около 20 м высотой и располагаются на пересечении сбросов и разломов, представляющих, вероятнее всего, фокус гидротермальных излияний. Гидротермы изливаются из отверстий, расположенных на вершине этих структур, и имеют диаметр от 3 до 5 см.

Гидротермальное поле ТАГ на 26° с.ш. САХ также располагается на стенке рифтовой долины в районе первичных сбросов. Сооружение ТАГ имеет 200 м в поперечнике и 45 м в высоту. Наиболее активные гидротермальные выходы осуществляются через многочисленные каналы, расположенные вблизи вершины гидротермального сооружения. В целом же гидротермальное поле ТАГ, включающее как активные, так и неактивные зоны, достигает нескольких километров в диаметре (П. Рона, Ю. Богданов).

Обогащение термальных вод железом, медью, цинком и другими рудными компонентами обусловлено образованием анионных комплексов типа $[\text{CuCl}_4]^{2-}$, $[\text{ZnCl}_4]^{2-}$ и других. Константы, устойчивости которых при температурах 300–700 °С настолько высоки, что рассеянные в базальтах и осадочных породах океанической коры сульфиды железа, меди, цинка и других металлов растворяются в термальных водах, циркулирующих в этих породах:



Эксперименты показывают, что вследствие протекания подобных реакций растворимость железа в морской воде в интервале температур 200–400 °С возрастает в 50 раз.

Вследствие этого гидротермы обогащаются железом, медью, цинком и растворенным сероводородом, который при высоких температурах не реагирует с металлами, связанными в хлоридные комплексы из-за высокой устойчивости этих комплексов. Когда же гидротермы вновь выходят на поверхность дна, температура резко падает вследствие охлаждения морской водой, комплексные ионы распадаются, и освобожденные катионы металлов реагируют с сероводородом. Образуется взвесь мелких кристаллов сульфидов — «черный дым», а также массивные сульфидные руды, формирующие гидротермальные постройки. Выносимые потоком термального раствора в виде тонкой взвеси кристаллы сульфидов отлагаются в окрестностях «черных курильщиков» в виде металлоносных илов. Наряду с сульфидами, в формировании гидротермальных построек вокруг выходов высокотемпературных гидротерм участвуют кремнезем (в виде опала или халцедона) и ангидрит (рис. 8.4).

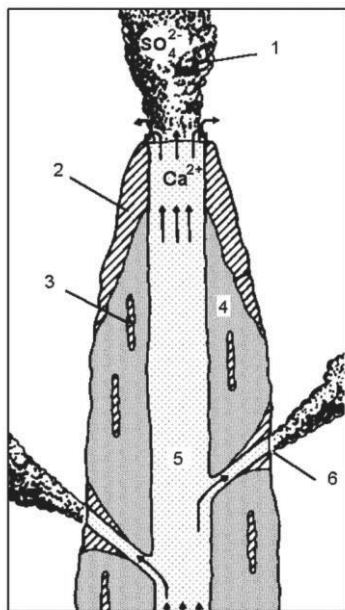


Рис. 8.4. Разрез верхней части «черного курильщика»
(по Р. Детрик, Г. Парди).

«Черный дым» — взвесь сульфидов Fe, Cu, Zn — возникает при охлаждении гидротермального раствора. Передовой край постройки сложен белым ангидритом, образующимся при контакте морской воды с горячим гидротермальным раствором. В дальнейшем ангидрит замещается сульфидами металлов. 1 — «черный дым»; 2 — зона нарастания ангидрита; 3 — включения ангидрита; 4 — полиметаллические сульфиды; 5 — гидротермальный флюид с температурой около 400° С; 6 — боковое отверстие «курильщика»

Как и при меньших температурах, отложение ангидрита происходит за счет ионов кальция и сульфата окружающей морской воды там, где она нагревается изливающимися гидротермами до температур выше 57° С (температуры перехода двухводного сульфата кальция — гипса) в менее растворимый безводный сульфат кальция — ангидрит. Сами высокотемпературные гидротермы не могут быть источником сульфата кальция, так как растворимость его при 300–400° С особенно низка, а при 395° С экспериментально установлен минимум растворимости ангидрита в 2,08 моль раствора NaCl.

Когда активность гидротерм прекращается, и температура падает, ангидрит, присоединяя воду, превращается в гипс, растворимость которого в воде значительно выше, чем у ангидрита, и растворяется придонными водами. Сложенные ангидритом гидротермальные постройки постепенно выщелачиваются, приобретая причудливые формы. Прожилки сульфидов в ангидрите освобождаются и образуют осыпи у подножия разрушающейся постройки.

Отложение сульфидов из высокотемпературных глубоководных гидротерм — «черных курильщиков» — является наиболее ярким примером образования месторождений полезных ископаемых на температурном барьере. При резком охлаждении с 300–400 °С до температуры придонной воды — 4–6 °С — устойчивые и не реагирующие с сероводородом при высоких температурах хлоридные анионные комплексы меди, цинка и железа распадаются, и освобождающиеся при этом катионы соответствующих металлов, реагируя с H_2S , образуют сульфиды, формирующие постройки «черных курильщиков» и отложения металлоносных илов. Наиболее мощные струи с большим дебитом выходят на поверхность дна, сохраняя на выходе высокую температуру. При этом отложение сульфидов и кремнезема происходит на поверхности океанического дна при соприкосновении гидротерм с холодной морской водой. При выходе более слабых гидротермальных струй высокая пористость самых верхних метров океанической коры приводит к смешиванию горячих и холодных вод еще до выхода их на поверхность дна. В этом случае, если до смешивания температура воды в восходящей струе была, например, 280–300 °С, то на выходе она может составлять всего лишь 10–17 °С. Сульфиды и кремнезем, ранее растворенные в гидротермах, будут отлагаться в порах и трещинах пород океанической коры в зоне смешения вод и охлаждения гидротерм.

Короткоживущие гидротермальные системы и связанные с ними небольшие рудные тела, как правило, обогащены цинком, в то время как долгоживущие системы с крупными рудными образованиями массой в несколько миллионов тонн отличаются повышенным содержанием меди. Термодинамическое моделирование, проведенное Д. Гричуком, показало, что в долгоживущих гидротермальных системах происходит разделение тяжелых металлов. Более подвижные цинк и свинец выносятся первыми гидротермальными растворами, тогда как медь задерживается в породе. При длительном функционировании гидротермальной системы подвижность меди возрастает, и ее концентрация в гидротермальных растворах увеличивается (например, гидротермальное поле ТАГ). Однако гидротермальные флюиды долгоживущей гидротермальной системы ТАГ в целом однотипны с флюидами короткоживущих гидротермальных систем ВТП.

8.4. Модели гидротермальной конвекции

Генеральная схема модели гидротермальной циркуляции на дне океана заключается в том, что морская вода проникает по разломам и трещинам в породы океанической коры, нагревается на глубине за счет тепла магматической камеры, вступает в химические реакции с породами и изменяет их вблизи вершины магматической камеры, а затем поднимается по дру-

гим разломам и трещинам к поверхности дна, где выходит в виде гидротерм (рис. 8.2). Детали этой общей схемы постоянно обсуждаются и уточняются.

Модели высокотемпературных гидротермальных систем на оси СОХ предполагают наличие магматического теплового источника, однако детали взаимосвязи между гидротермальными потоками и приповерхностной магматической камерой еще не ясны. Как отмечалось, сейсмические данные свидетельствуют о наличии коровой магматической камеры, вершина которой находится на глубине 1,2–2,4 км ниже уровня дна. Анализ сейсмических данных на $9^{\circ} 30'$ с.ш. ВТП предполагает наличие линзы расплава на вершине камеры толщиной 10–50 м и шириной около 1 км. Детальные исследования на 13° с.ш. ВТП привели к предположению о цикличной эволюции процессов в осевой зоне, состоящей из тектонической фазы, ведущей к формированию разломов и трещин растяжения в осевой зоне, которая в фоновом режиме отмечается повсеместно. На нее с определенной периодичностью накладывается вулканическая фаза, во время которой происходят излияния лавы. Гидротермальная деятельность в осевой зоне с разной степенью интенсивности следует за магматической фазой в этой цикличной тектоно-магматической эволюции.

Природа и эволюция граничного магмо-гидротермального слоя — очень важные взаимосвязанные проблемы. Чтобы удержать высокий кондуктивный тепловой поток из магматической камеры к гидротермальной системе, проводящий граничный слой должен быть тонким. Численные модели Р. Лоувела и П. Роны, рассмотренные ниже, предполагают, что для высокотемпературных гидротермальных систем с термическим выходом около 100 мВт магма располагается приблизительно на 25 м ниже основания гидротермальной системы. Существенным ограничением математических моделей является поверхностный кондуктивный тепловой поток, температура и термический выход гидротерм, а также сейсмические данные о размерах и формах магматических тел.

Гидротермальная циркуляция в океанической коре, как правило, описывается обычно либо в моделях ячеистой конвекции (в пористой среде), либо в моделях струйной конвекции.

Одним из принципиальных вопросов моделирования является природа граничного слоя между магматической камерой и выше действующей гидротермальной системой. К. Листер предположил, что высокотемпературные выходы обусловлены продвижением трещин в горячую породу, включая затвердевшую магматическую камеру. Дж. Канн с соавторами рассмотрели одноканальную гидротермальную систему, в которой предполагалось, что теплоперенос происходит кондуктивно, через тонкий граничный слой.

В свою очередь, Р. Лоувел и П. Рона предложили одномерную модель теплопереноса из кристаллизованного магматического тела в вышележащую пористую среду с поднимающимся флюидным потоком, в которой предполагалось, что теплообмен со временем уменьшается по мере формирования проводящего слоя непроницаемого изотропного габбро, формирующегося у кровли остывающей магматической камеры.

Т. Бриковский и Д. Нортон разработали численную модель конвекции на оси хребта, в которой существенную роль играет форма магматической камеры. Однако в этой модели не была учтена специфика условий в граничном слое, поскольку в ней допускалось проникновение гидротермальной циркуляции через горячие породы повсюду, где температура на 100 °С ниже температуры солидуса.

Важные сведения о природе граничного слоя и глубине проникновения гидросистем были получены на основании изучения офиолитовых комплексов.

К. Ричардсон с соавторами на примере офиолитового комплекса Трудос на Кипре показал, что основание щитового дайкового комплекса представляет собой зону главных реакций, в которой формируются металлоносные флюиды, выносящиеся вверх в процессе гидротермальной циркуляции. К. Листер предположил, что слой плитчатого (plate) габбро в офиолитах является зоной кондуктивного теплопереноса, через которую гидротермальная циркуляция не проникает вследствие термического сжатия трещин, связанного с охлаждением кристаллизующегося габбро. С другой стороны, данные А. Николя по изотопам кислорода в породах и минералах плутонических пород офиолитового комплекса Семайл (Оман) дают возможность распространить высокотемпературные изменения океанической коры в габброидный слой и к поверхности магматической камеры.

Эти данные позволили предположить наличие двух гидротермальных систем: мелкой, действующей в щитовом дайковом комплексе и пиллоулавах выше магматической камеры, и более глубокой, функционирующей на флангах рифтовой зоны в габброидном слое. На основании минералогических и петрологических данных, а также по ориентации и пространственному положению гидротермальных выходов в офиолитовом комплексе Семайл (Оман) П. Нехлигом был сделан вывод, что гидротермальные системы заканчивались, скорее, в слое изотропного габбро, а не в слое щитовых даек, причем наблюдалось резкое уменьшение гидротермальной активности при переходе от щитовых даек к более глубоким плутоническим слоям, т.е. контактная зона являлась барьером для гидротермальной циркуляции вблизи осевых зон.

Изучение офиолитов показало, что существует четкая граница (барьер) между циркуляцией в плутонической толще, связанной с продвижением

фронта трещиноватости, и рудообразующей гидротермальной циркуляцией над кровлей магматических очагов. Переходная зона между габброидной толщей и щитовым дайковым комплексом характеризуется резким уменьшением книзу интенсивности гидротермальной циркуляции, а следовательно, и степени гидротермальных изменений пород.

Таким образом, геологические данные подтверждают, что гидротермальная система выше осевой магматической камеры в быстро раздвигающихся хребтах функционирует главным образом в щитовом дайковом комплексе и подушечных лавах. Система может проникать в слой изотропного габбро, который действует как переходная зона между гидротермальной системой и магматической камерой или ее остывшим реликтом. Тепло переносится через переходную зону кондуктивным путем. А сама переходная зона может изменяться со временем.

С учетом этого геологического вывода Р. Лоувелл и Д. Барнелл предложили модель, проливающую свет на условия, при которых кондуктивный теплоперенос через переходный граничный слой согласуется с наличием выходов в виде «черных курильщиков». Они рассмотрели численную модель зависящего от времени теплообмена через утолщающийся кондуктивный граничный слой между кристаллизующейся магматической камерой и одноканальной гидротермальной системой. Устойчивое решение достигается для различных значений проницаемости, что аналогично результатам, полученным простым масштабным анализом конвекции с высоким числом Релея в однородном пористом слое с фиксированным тепловым потоком в основании.

Если тонкий кондуктивный слой отделяет гидротермальную систему от нижележащей магматической камеры с конвективным перемешиванием, то граница в основании гидротермальной системы не является изотермической. Температурные условия могут быть более сложными, чем условия постоянной температуры в основании. Отличие между этими двумя условиями очень важно. Если температурная разница сохраняется через пористый конвективный слой, то конвективный слой имеет выход к бесконечному резервуару тепла снизу. Мера конвективной энергии определяется числом Нуссельта — отношением конвективного и кондуктивного теплопереноса. Если снизу поступает одинаковый тепловой поток, то теплоперенос в конвективной системе будет тем же самым, как и кондуктивный теплоперенос. Отличие состоит в том, что разница температур через слой будет меньше в конвективной системе, чем она была бы при кондуктивном теплообмене. Соотношение $\Delta T / \Delta T_0$ является мерой конвективной энергии для слоя с постоянным тепловым потоком снизу. Здесь ΔT — разница температур в конвективном слое, а ΔT_0 — разница температур, которая была бы в случае устойчивого кондуктивного теплообмена.

8.4.1. Конвекция в пористой среде

В моделях ячеистой конвекции в пористой среде для более или менее однородной проницаемой среды, имеющей обычно геометрию в виде прямоугольника или прямоугольного параллелепипеда с соответствующими условиями на границах, на верхней границе предполагается постоянное давление и температура, боковые границы предполагаются непроницаемыми и изолированными, а нижняя граница предполагается непроницаемой либо с фиксированным тепловым потоком, либо с фиксированными температурными условиями.

В дальнейшем были рассмотрены двухмерные численные модели для описания гидротермальной конвекции вблизи магматических тел в осевых зонах СОХ, в том числе с учетом влияния изменений проницаемости пород на циркуляцию вблизи от оси СОХ. Попытки трехмерного численного моделирования гидротермальной конвекции были сделаны Б. Трависом с соавторами. Однако численные модели двух разных потоков в системах морской воды, в отличие от чистой воды, еще не разработаны.

Серьезным затруднением в моделях ячеистой конвекции в пористой среде является их масштабное разрешение и допущение изотермических условий на верхней границе. Модели ячеистой конвекции наилучшим образом описывают гидротермальный процесс в масштабе нескольких километров, но они малоэффективны в более крупных масштабах, так как отдельные трещины и разломы имеют уже очень высокую проницаемость. Условие изотермической верхней границы также препятствует моделированию высокотемпературных струй. Модели ячеистой конвекции в пористой среде наиболее удобны для описания внеосевой циркуляции в более старой коре, где тепловой поток через фундамент, топография дна и осадочный покров являются важными факторами, контролирующими гидротермальный поток.

8.4.2. Струйная конвекция

Модели струйной конвекции обеспечивают механизм для рассмотрения общего поведения гидротермальных систем без рассмотрения деталей распределения температуры и скоростей. Холодный флюид (морская вода) проникает в ослабленную зону на глубину, где он нагревается; затем уже нагретый флюид поднимается и изливается на поверхность дна. Модели предполагаются, как правило, однофазными. Пути погружения, миграции и излияния флюида моделируются в виде отдельных каналов или труб. Модель канала или трубы может быть рассмотрена как особый случай в модели ячеистой конвекции, в которой крайне неоднородное распределение проницаемости ограничивает пути потока трубообразной зоной в среде с существенно непроницаемой матрицей. Хотя эти модели значи-

тельно упрощают реальную геометрию гидротермальных систем, они позволяют прояснить их физические основы в рифтовых зонах СОХ.

Струйные модели первоначально были применены для исследования гидротермальной циркуляции, чтобы объяснить аномалии теплового потока. Позднее модели этого типа были использованы для исследования формирования сульфидных рудных отложений в спрединговых центрах, которые, как полагают, аналогичны месторождениям сульфидов в офиолитовых комплексах. Основное внимание фокусировалось на тепломассопереносе в гидротермах «черных курильщиков» и их временной эволюции (модели Р. Лоуэлла с соавторами, А. Глико и А. Петрунина).

В простой модели конвекции на рис. 8.2 детали движения магмы не учитываются; магма действует лишь как источник тепла, движущий гидротермальную систему.

Высокая пористость самых верхних метров океанической коры приводит к смешиванию горячих и холодных вод еще до выхода их на поверхность дна. Поэтому если до смешивания температура воды в восходящей струе была 280–300 °С, то на выходе, по данным Н. Слипа и Т. Валери, она будет близка к 10–17 °С. Однако в наиболее мощных струях температуры выхода могут быть высокими, а вынос тепла в них — гигантским. Максимальные температуры гидротермальных струй на дне океана достигают: 355 °С на 21° с.ш. ВТП, 380 °С — на 13° с.ш. ВТП, 400 °С — в северной части хребта Хуан де Фука.

Как отмечалось выше, лишь 1/10 часть тепла, выносимого гидротермами, приходится на осевую струйную конвекцию с температурой на выходе до 300–400 °С, а остальные 9/10 — на внеосевую, преимущественно однофазовую конвекцию в пористой коре с температурой гидротерм на выходе 10–20 °С. Несмотря на это, энергетический вес струйной конвекции в осевой зоне, т.е. в пределах молодой коры (< 10 млн лет), велик. К тому же именно со струйной конвекцией связано образование сульфидных месторождений на дне океана.

По характеру тепловпотерь жидкости течение в струях разделяется на медленное, среднее и быстрое. В медленных струях жидкость существенно охлаждается при контакте со стенками и кондуктивным отводе тепла от стенок. В быстрых струях жидкость практически не успевает заметно остыть и сохраняет свою температуру. Если размер трещины сравним с размерами прогреваемой области, то за время t существенное изменение температуры будет ощущаться на расстоянии $\approx \sqrt{\chi t}$, где χ — коэффициент термической диффузии среды. Другими словами, прогреванием охватывается площадь $S \approx \pi \chi t$ вокруг трещины. Тепловые потоки на поверхности довольно быстро уменьшаются с расстоянием от струй. Это затрудняет оценки тепловой мощности струй по измерению поверхностных тепловых

потоков в их окрестности. Корректную оценку тепловых потерь в гидротермальных системах можно получить, измеряя скорости выхода и температуру жидкости в гидротермальных струях.

Исследование гидротермального поля RISE на 21° с.ш. на ВТП впервые дало возможность К. Макдональду с соавторами непосредственно оценить осевой гидротермальный тепловой поток. Гидротермальные флюиды изливались не диффузно через всю зону трещиноватости, а из отдельных каналов. Флюиды, зачерненные частичками сульфидов железа, истекали со скоростью 1–5 м/с и имели температуру до 350 °С. Гидротермальное поле RISE, длиной около 6,2 км, содержало, по крайней мере, 12 групп гидротермальных каналов и минерализованных холмов. Поле было целиком расположено в пределах неовулканической зоны в поясе, шириной менее 500 м. Измерения расхода тепла в этом поле дали значения $(6 \pm 2) \cdot 10^7$ кал/с для отдельного выхода «черного курильщика». Это эквивалентно полным тепловым потерям на отрезке СОХ длиной 6 км и шириной 30 км по обе стороны от оси (т.е. через кору в возрасте менее 1 млн лет). Скорости теплопотерь в гидротермальных струях настолько велики, что вероятность стационарного устойчивого существования таких струй крайне мала.

8.4.3. Конвекция, вызванная перепадом рельефа

Связь теплового потока с рельефом дна и гидротермальной конвекцией была обнаружена при первых детальном исследованиях в рифтовых зонах СОХ. Позднее Д. Аббот с соавторами проанализировал статистическую связь между рельефом дна и тепловым потоком в области с небольшим (< 85 м) слоем осадков и обнаружил, что латеральные теплопотери быстро и существенно уменьшались в коре, имеющей пологий рельеф, в отличие от участков коры, имеющих изрезанный рельеф дна.

Детальные многолетние исследования на южном фланге рифта Коста-Рика вблизи скв. 504, проведенные А. Фишером и Т. Нарашимханом, показали, что в местах повышенного рельефа дна значения теплового потока q и геохимические градиенты самые высокие, а толщина слоя осадков самая маленькая и, наоборот, самые низкие значения q наблюдаются в районах батиметрических впадин, где толщина осадков существенно возрастает.

На другом участке, расположенном на Галапагосском центре спрединга вблизи 86° з. д. и названном «гидротермальная область Галапагосских холмов», Д. Вильямсом с соавторами было проведено более 300 измерений q на площади 20×30 км в пределах коры, имеющей возраст 0,1–0,9 млн лет. Здесь также обнаружена хорошая корреляция значений q с морфологией рельефа дна. Наконец, еще один район детальном исследований теплового потока располагается на восточном фланге северного

сегмента хребта Хуан де Фука. Здесь Е. Дэвисом с соавторами была обнаружена хорошая корреляция между тепловым потоком и рельефом фундамента, погребенным под осадочным чехлом.

Однако немногие исследователи анализировали локальные связи между батиметрией, рельефом фундамента и тепловым потоком и гидротермальной конвекцией в океанической коре. Гидротермальная конвекция в пористой среде, вызванная перепадом рельефа, была изучена в работах А. Фишера и Р. Лоуэлла. В первой с помощью лабораторного моделирования изучалась конвекция в насыщенном пористом слое. Эксперимент показал, что, когда число Релея превышало критическое значение для термической конвекции, рельеф не влиял на картину конвекции, за исключением того случая, когда длина волны рельефа была соизмерима с глубиной проникновения конвектирующих вод. Был сделан вывод, что принятый метод оценки глубины проникновения конвекционного течения по длине волны колебаний теплового потока, наблюдаемого на поверхности дна океана, справедлив лишь при четкой корреляции наблюдаемых колебаний значений q с перепадами рельефа.

Р. Лоуэлл аналитически исследовал конвекцию вод в океанической коре, стимулированную перепадами рельефа. Результаты расчетов показали, что для волнообразного рельефа малой амплитуды ($h \ll \lambda$, h — высота рельефа, λ — длина волны) максимальная вертикальная скорость миграции жидкости будет порядка 10^{-10} м/с для проницаемости коры 10^{-14} м² и длины волны рельефа $\lambda = 10^3$ м. При этом восходящие течения будут расположены под повышениями рельефа, а нисходящие — в низинах. Конвективный тепловой поток не превосходит 15% от кондуктивного фона. Характерно, что при $\lambda < h/2$ величина конвективного теплового потока q перестает зависеть от отношения λ/h , тогда как при $\lambda \gg h$ конвективное значение q пропорционально $(h/\lambda)^2$.

В заключение этого небольшого раздела можно привести пример, с какой осторожностью надо использовать характерную длину колебаний поверхностного теплового потока для оценки глубины проникновения гидротермальной конвекции. Результаты 48 измерений теплового потока, проведенные К. Беккером и Р. фон Херценом на западном склоне ВТП в районе 21° с.ш. для коры, имеющей возраст от 0,4 до 1,4 млн лет, показали, что в этом регионе величина теплового потока изменялась с характерной длиной волны 15–20 км и амплитудой до 200 мВт/м², тогда как характерная длина волны рельефа составляла 10 км. В модели конвекции в поровом пространстве с экспоненциально убывающей проницаемостью (с глубиной) отношение длины ячейки к ее глубине составляет 3,6. Это дает для глубины циркуляции оценку 4–5 км. Но результаты электромагнитного зондирования западного склона ВТП на 21° с.ш. показывают, что

область повышенной проводимости (пористости) простирается до глубины 1,4 км, что согласуется с результатами DSDP скв. 504В в рифте Коста Рика. Таким образом, реальная глубина циркуляции, полученная экспериментально, близка к 1,5 км тогда как значения 4–5 км, полученные по длине волны вариаций теплового потока q , явно завышены в 2,5–3 раза.

Таким образом, гидротермальная деятельность представляет собой глобальный процесс переноса энергии и массы вещества в пределах земной коры посредством циркуляции воды. Гидротермальные системы широко распространены в океанической коре в самых разнообразных тектонических обстановках, но выходы горячих вод на поверхность имеются лишь в термически активизированных областях, преимущественно в рифтовых зонах спрединговых хребтов. Геодинамический анализ процесса гидротермальной циркуляции в осевых зонах СОХ показал, что изменение физических свойств (плотности, коэффициента расширения и др.) воды с температурой, давлением и соленостью имеет существенное влияние на тип конвективных движений, продолжительность активной жизни и интенсивность гидроконвекции. Однофазная и двухфазная конвекции сменяют друг друга в зависимости от расстояний над кровлей магматической камеры и от ее боковых стенок. Интенсивность конвекции и, в частности, скорость движения морской воды в струйном канале, зависящие от распределения трещиноватости и P - T -условий, имеют существенное влияние на процессы осаждения минералов и образования сульфидных месторождений. Процессы конвективного перемешивания магмы в осевом очаге и концентрация расплава в верхней части магматического резервуара в значительной степени сказываются на временах остывания осевых магматических очагов и продолжительности гидротермальной деятельности на различных участках осевых зон СОХ.

Глава 9. Термомеханические модели геодинамических процессов в рифтовых зонах СОХ

Многие из современных термических моделей океанической литосферы включают интегральное описание термического режима осевых зон СОХ, их литосферы и подстилающей мантии и рассматривают конвективные движения расплавленной фракции и матрицы пород мантии. К числу проблем, решаемых такими моделями, относятся модели мантийного апвеллинга, модели формирования коровых осевых очагов магмы, модели вдоль осевых мантийных течений, контролирующих вариации рельефа дна и тепловых потоков в рифтовых зонах СОХ, а также другие. Ниже приведен краткий обзор термодинамических моделей рифтовых зон СОХ, составленный совместно с Ю. Галушкиным.

Термические модели океанической литосферы условно можно разделить на две основные группы. В первую входит относительно небольшое число пионерских работ, объяснявших природу генеральных черт рельефа дна океана и теплового потока литосферы СОХ, а во вторую — работы, анализирующие механизмы генерации океанической коры в осевых зонах СОХ и особенности формирования рельефа и теплового потока этих зон.

9.1. Изменение термического состояния, рельефа и теплового потока океанической литосферы с возрастом

Первая термическая модель, объяснявшая природу генерального рельефа и теплового потока СОХ, была предложена Д. МакКензи. В ней распределение температур, тепловой поток и рельеф поверхности океанической литосферы определялись решением стационарного уравнения теплопроводности для литосферной плиты постоянной толщины, движущейся с постоянной скоростью V от оси хребта (V — полускорость спрединга):

$$\rho \cdot C_p \cdot v \cdot \frac{\partial T}{\partial x} = K \cdot \left(\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} \right) + A(x, z), \quad (9.1)$$

где K — коэффициент теплопроводности, ρ — плотность и C_p — теплоемкость пород литосферы; V — скорость спрединга; $T(x, z)$ — температура пород и свободный член уравнения $A(x, z) = 0$. Граничные условия имели вид: $T = T_0 = 0$ при $z = 0$; $T = T_1$ на нижней границе литосферы $z = H$; $T = T_1$ на оси $x = 0$ и $\partial T / \partial x \Rightarrow 0$ при $x \Rightarrow \infty$. Решение искалось в виде ряда Фурье и имело вид:

$$T' = 1 - z' + \sum_{n=1}^{\infty} \frac{2 \cdot (-1)^{n+1}}{n \cdot \pi} \cdot \exp[(R - \sqrt{R^2 + n^2 \cdot \pi^2}) \cdot x'] \cdot \sin(n \cdot \pi \cdot z'). \quad (9.2)$$

Здесь $T = (T_1 - T_0) \cdot T' + T_0$, $x = H \cdot x'$, $z = H \cdot z'$ и $R = \rho \cdot C_p \cdot V \cdot H / 2\kappa$ — число Релея. В области x , где толщина литосферы заметно отличается от асимптотической, решение (9.2) близко к известному решению для остывающего полупространства с начальной температурой $T = T_s = T_1$:

$$T(x, z) = T_s \cdot \Phi\left(\frac{z}{2 \cdot \sqrt{\kappa \cdot x / v}}\right), \quad (9.3)$$

$$\text{где } \Phi(y) = \frac{2}{\sqrt{\pi}} \cdot \int_0^y \exp(-x^2) \cdot dx \quad (9.4) \quad \text{— функция вероятности}$$

и $\kappa = K / \rho \cdot C_p$ — термическая диффузия пород.

Модель остывающего полупространства (9.3) была использована в 1972 г. О.Г. Сорохтиным в нашей стране и Р. Паркером и Д. Олденбургом, — за рубежом, чтобы получить известные законы изменения теплового потока в зависимости от возраста океанической литосферы (см. раздел 4).

Модификацию решения Д. МакКензи для учета эффекта выделения скрытой теплоты плавления предпринял Д. Олденбург. Он искал распределение температур в океанической литосфере в рамках решения типичной задачи Стефана, задавая на нижней переменной границе литосферы температуру, равную температуре солидуса: $z = H_L(x)$: $T = T_L$ и определяя на этой границе скачок теплового потока, обусловленный выделением скрытой теплоты плавления материала мантии: $K \cdot (n_x \cdot \partial T / \partial x + n_z \cdot \partial T / \partial z) = -L \cdot \rho \cdot V$. Чтобы избежать особенности в решении на оси хребта, вводилось дополнительное условие при $x = 0$ и $0 \leq z \leq l$: $-K \cdot (\partial T / \partial x) = \rho \cdot V \cdot [L + C_p \cdot (T_L - T_f)]$, которое предполагало, что все тепло, приносимое интрузиями в осевую зону, уносится горизонтальным тепловым потоком. Выше: l — значения толщины литосферы на оси, предполагаемое заранее, T_f — эффективная температура интрузий, n_x и n_z — компоненты вектора внешней нормали к нижней границе литосферы $H_L(x)$. Задача решается численно, но из характера решения следует, что глубины изотерм, рельеф, тепловой поток и мощность литосферы остаются функциями $\sqrt{t}$ и в этой модели решения. С удалением от оси, в области $x \gg 2 \cdot l \cdot K / \rho \cdot V \cdot C_p$, где при $\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} \ll \frac{\rho \cdot C_p \cdot v}{K} \cdot \frac{\partial T}{\partial x}$, получается асимптотическое решение, которое полностью аналогично (9.3).

Согласно асимптотическому решению, толщина литосферы продолжала неограниченно расти как $\sqrt{t}$ и для большого возраста океанической литосферы. Однако наблюдения показывают, что при возрасте коры $t > 70$ млн лет глубины изотерм и поверхности дна океана, а также тепло-

вой поток крайне медленно меняются с возрастом, качественно согласуясь с моделью остывающей плиты. Г. Шуберт с соавторами пытался исправить это положение, рассматривая зависимость коэффициента теплопроводности от температуры и эффект выделения тепла вязкого трения в основании литосферы, вызванного скольжением последней в верхних слоях вязкой астеносферы. Эти авторы установили, что если теплопроводность пород мантии зависит только от температуры, то глубины изотерм, тепловой поток и рельеф поверхности литосферы будут по-прежнему изменяться как функции $\sqrt{t}$. Расчеты со значениями геофизических параметров, типичных для пород мантии литосферы и астеносферы, показали, что тепло вязкого трения слабо сказывается на тепловом режиме литосферы для полускоростей спрединга $V < 5$ см/год, в то время как для $V = 10$ см/год заметное отклонение от закона $\sqrt{t}$ наблюдалось уже для возраста литосферы $t \geq 25$ млн лет, что также противоречит наблюдениям. Чтобы снять противоречие, Д. Ольденбург предположил, что характер конвективных движений в астеносфере и глубокой мантии определяет некоторую постоянную величину глубинного теплового потока из мантии с удалением от оси спрединга, тем самым устанавливая асимптотический тепловой режим литосферы аналогично тому, как это имеет место и в модели плиты постоянной толщины.

Хотя в целом рассмотренные модели неплохо описывали генеральные черты изменения теплового потока, рельефа дна и мощности океанической литосферы с возрастом, продолжающиеся геофизические исследования приносили новую информацию о строении и геофизических полях литосферы срединно-океанических хребтов, особенно их осевых зон. Открывшееся своеобразие теплового потока, рельефа рифтовых долин и осевых поднятий, особенности гравитационных и магнитных полей в осевых зонах спрединга требовали уточнения существующих тепловых моделей.

На основе этих основополагающих моделей в дальнейшем развивались все остальные многочисленные модели рифтовых зон, которые можно разделить на четыре группы по характеру решаемых проблем и способам их решения. Анализ термомеханических процессов в первых трех этих группах проводится на основе стационарных моделей теплообмена и массопереноса, и только последняя, четвертая группа рассматривает нестационарные модели формирования коры и характерных структур приосевой области хребта.

Первая из упомянутых групп включает в себя стационарные тепловые модели с горизонтальным движением коры и аналитическим полем скоростей расходящегося течения невязкой мантии и литосферы. Модели анализируют соотношения толщины литосферы и корового слоя при разных скоростях спрединга и заметной роли гидротермальной деятельности. Мо-

дели второй группы рассматривают теплообмен со стационарным полем скоростей миграции расплава и деформации коры и мантии при переменной вязкости среды. Их цель — объяснить изменение мощности коры в зависимости от скорости спрединга, характера сегментации хребта и положения изучаемого участка осевой зоны хребта относительно краев сегмента. Третью группу моделей составляют все стационарные тепловые модели, анализирующие проблемы существования осевых коровых очагов магмы. И наконец, в четвертой группе рассматривается нестационарная тепловая модель осевых очагов магмы, позволяющая анализировать процесс спрединга и формирование магматических очагов в коре от момента зарождения до становления их устойчивой формы, а также проследить процесс их деградации после прекращения спрединга.

9.2. Стационарные распределения температур и формирование корового слоя в рифтовых зонах СОХ

9.2.1. Стационарные распределения температур в осевых зонах СОХ с горизонтальным полем скоростей

Н. Слип первым анализировал распределение теплового потока и температур в осевой зоне СОХ. Он решал стационарное уравнение теплопроводности (9.1) с $A(x, z) = 0$ в прямоугольной области $x \geq 0, 0 \leq z \leq H$ со стандартными граничными условиями: $T = 0$ на поверхности области счета ($z = 0$), $T = T_H$ в ее основании ($z = H$) и $\partial T / \partial x = 0$ при $x = \infty$. На оси $x = 0$ задавался тепловой поток:

$$-K \frac{\partial T}{\partial x} = v \cdot \rho \cdot C_p \cdot (T_i - T) \text{ при } z \geq H_C, \quad (9.5)$$

где H_C — толщина коры и

$$-K \frac{\partial T}{\partial x} = v \cdot \rho \cdot C_p \cdot (T_i - T) + v \cdot \rho \cdot L \text{ при } 0 \leq z \leq H_C \quad (9.6)$$

в пределах коры. Здесь $L = 90$ кал/г — скрытая теплота плавления базальта. Температура пород интрузивной зоны T_i , росла с глубиной по кусочно-линейному закону с градиентом $dT_i/dz = 3$ °C/км в пределах коры ($0 \leq z \leq H_C$), 1 °C/км — в пределах зоны сегрегации ($H_C \leq z \leq H_S$), где $H_S = 33$ км и 0,3 °C/км — в пределах адиабатической зоны в мантии ($H_S \leq z \leq H$), где $(dT/dz)_{ad} = 0,3$ °C/км — адиабатический градиент температуры в мантии. (Значения других параметров, используемых в модели: $K = 0,006$ кал/см·с·°C, $\rho \cdot C_p = 0,91$ кал/см³·°C, $T_H = 1290$ °C, $H = 100$ км.)

Решение получалось разложением искомого распределения температуры в ряды Фурье. Вдали от оси ($x = 0$), где горизонтальные градиенты температур были пренебрежимы, глубины изотерм были близки к полу-

ченным в моделях. В то же время учет эффекта скрытой теплоты плавления позволил Н. Слипу более корректно описать высокотемпературный режим приосевой области океанической литосферы и даже приблизиться к имитации теплового режима подосевой магматической камеры.

И все же в ряде деталей модель нуждалась в совершенствовании. Прежде всего это касалось условий на оси рифта (9.5) и (9.6). Они предполагают отличие производной $\partial T/\partial x$ от нуля на оси $x = 0$, что отражается в резком заглублении изотерм у оси хребта с крутизной их наклона, растущим с увеличением скорости спрединга V . Это противоречит наблюдениям в СОХ, согласно которым как изотермы, так и кровля магматического очага в осевой области почти горизонтальны, что соответствует условию $\partial T/\partial x = 0$. Можно отметить также, что высокотемпературные изотермы в модели, и в том числе изотерма, фиксирующая кровлю очага, располагаются гораздо ближе к поверхности дна, чем это следует из сейсмических наблюдений. Выделение скрытой теплоты плавления в модели локализовано в коре в пределах узкой зоны на оси спрединга, причем предполагается выделение полного объема теплоты плавления независимо от степени плавления ее вещества. В действительности скрытая теплота распределяется по широкой области затвердевания пород, включающей объем и кровлю, и края магматического очага, и ее величина сильно зависит от локальной степени плавления вещества коры.

9.2.2. Модели формирования корового очага магмы

Более реальное распределение температур в осевой области с плоской кровлей камеры было получено в последующих модификациях рассмотренной модели. В этих работах эффект скрытой теплоты перенесен из граничных условий (9.6) в свободный член уравнения (9.1). После этого граничные условия на оси имели вид (9.5) для всей мощности литосферы, и температура вещества на оси, T_i изменялась с глубиной по прежнему закону. Решение, как и раньше, искалось разложением в ряд Фурье, поэтому и скрытая теплота плавления в свободном члене уравнения представлялась через соответствующее распределение источников тепла:

$$Q(x, z) = \frac{A(x, z)}{\rho \cdot C_p} = \sum_{m=1}^{\infty} Q_m(x) \cdot \sin\left(\frac{m \cdot \pi \cdot z}{H}\right),$$

распределенных в виде δ -функций в локальных точках: $Q_m(x) = Q_m \cdot \delta(x - x_0)$, где x_0 — координата локализации источника тепла ($Q_m > 0$). Распределением 70% источников тепла, моделирующих эффект скрытой теплоты плавления, вдоль кровли очага, отождествляемой в модели с изотермой $T = 1185^\circ\text{C}$, и 30% по сторонам очага удалось получить стационарный коровый очаг с квазигоризонтальной формой кровли (рис. 9.1). Дополни-

тельным введением над этой кровлей стоков тепла ($Q_m < 0$), имитирующих тепловое воздействие гидротермального охлаждения коры в осевой зоне, авторы модели методом итераций получают стационарное положение плоской кровли очага на глубинах, согласующихся с наблюдаемыми по сейсмическим данным ($z = 1,2-2,0$ км для $V = 10$ см/год).

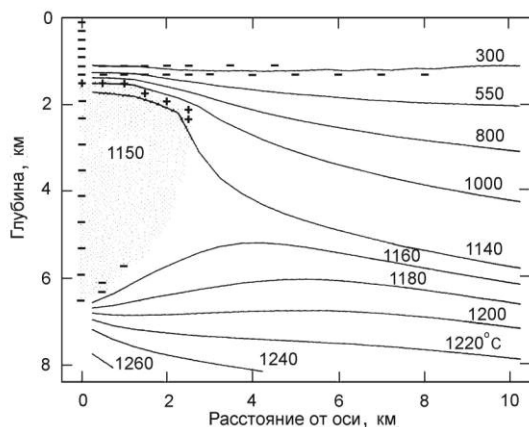


Рис. 9.1. Распределение температур и коровый очаг магмы с разделенными источниками и стоками тепла в осевой зоне COX (по D. Wilson et al.):

Символы + и — показывают распределение дискретных источников тепла

Анализируя результаты расчетов модели, Д. Вилсон с соавторами приходят к выводу, что сужение осевого магматического очага книзу может быть объяснено лишь в рамках модели, когда температура конвектирующей магмы в очаге заметно ниже температуры солидуса материала нижней коры. В этом случае конвекция в очаге сможет охлаждать нижнюю кору и создавать очаг, расширяющийся кверху.

Следует иметь в виду, что в процессе охлаждения плотность расплава после выделения и осаждения из него кристаллов, как правило, уменьшается. Следовательно, если кристаллы растут на стенках камеры или очень быстро выпадают на дно, то в верхней части камеры будет формироваться облегченный расплав, что будет способствовать подавлению конвекции в масштабах очага. Поэтому наиболее вероятной причиной конвекции в очаге может служить эпизодическое возобновление объема жидких базальтов в очаге магмы за счет их поступления из зон сегрегации расплава на глубине. Термический аспект конвекции магмы в очаге моделируется в модели Д. Вилсона и Н. Слипа подбором стоков тепла в нижней части очага и сопряженных им источников тепла в верхней половине очага. Предпочтительная модель осевой зоны предполагает температуру вещества, поступающего в осевую зону, около 1250°C (при температуре $T = 1340^{\circ}\text{C}$

на глубине $z = 100$ км в основании области счета) и среднюю температуру магмы в очаге 1150°C .

Модели Н. Слипа и Д. Вилсона позволили оценить порядок и степень участия различных тепловых процессов в формировании термического режима осевых зон СОХ. Однако при этом нельзя не отметить их искусственный характер, так как и полученное распределение температур, и рассчитанная форма корового очага магмы в них являлись прямым результатом априорного подбора пространственного распределения источников и стоков тепла, довольно грубо имитировавших эффекты выделения скрытой теплоты плавления и гидротермальной деятельности.

9.2.3. Термическое состояние осевой зоны хребта и стационарные модели формирования корового слоя с двух- и трехмерными течениями базальтового расплава и мантии

В следующем классе моделей рассматриваются двумерные и трехмерные поля скоростей перемещения пород литосферы и подстилающей мантии. Цель этих моделей — связать процессы сегрегации и миграции расплава из мантии под срединно-океаническими хребтами с вариациями в объеме генерированной коры и скоростью спрединга, а также с местоположением участка в пределах изучаемого сегмента хребта. В первых моделях этого класса (Phipps Morgan, Lin and Parmentier) рассматривалось поле скоростей горизонтально движущейся коры и пассивного ньютонова течения мантии (с постоянной вязкостью), индуцированного горизонтальным движением твердой коры со скоростью v (рис. 9.2a):

$$V_x = V, \quad V_z = 0 \quad \text{при } x \geq 0 \text{ и } 0 \leq z \leq h_c, \quad (9.7a)$$

где h_c — толщина коры, V — полускорость спрединга; и

$$v_x = \frac{v}{\pi} \cdot [-\sin(2 \cdot \theta) - 2 \cdot \theta \cdot \cos(2 \cdot \theta)]$$

$$v_z = \frac{v}{\pi} \cdot [-1 - \cos(2 \cdot \theta) + 2 \cdot \theta \cdot \sin(2 \cdot \theta)] \quad \text{при } x \geq 0 \text{ и } z \geq h_c \quad (9.7b)$$

$$\theta = \arctg\left(\frac{x}{z - h_c}\right)$$

Стационарное уравнение теплопроводности включало члены с конвективным движением по осям x и z :

$$\rho \cdot C_p v_x \frac{\partial T}{\partial x} + \rho \cdot C_p v_z \frac{\partial T}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \cdot \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A(x, z). \quad (9.8)$$

Уравнение решалось в области $0 \leq x \leq 140$ км, $0 \leq z \leq 90$ – 100 км с постоянной температурой $T = T_H = 1200^\circ\text{C}$ в основании области счета. Теп-

ловой эффект высвобождения скрытой теплоты плавления в пределах корового слоя на оси спрединга во время процесса остывания интрузий моделировался эффективным увеличением температуры вещества интрузий до 1520 °С, что на 320 °С превосходило температуру мантии на глубине. Охлаждение коры гидротермальной конвекцией имитировалось увеличением коэффициента теплопроводности в Nu раз в пределах всей коры, где число Нуссельта, Nu , эквивалентно отношению конвективного (гидротермального) потока тепла к кондуктивному. В моделях предполагалось, что породы глубже $h_c = 6$ км или с температурой T выше 400 °С непроницаемы для конвективных жидкостей.

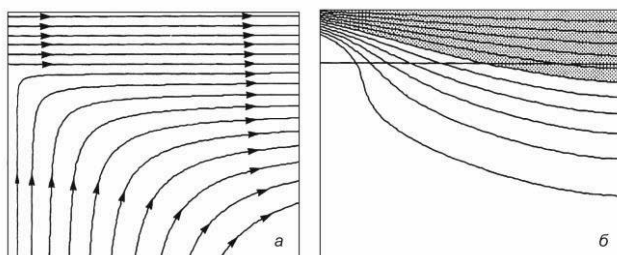


Рис. 9.2. Моделирование термической структуры осевой зоны океанической литосферы в модели с расходящимся течением невязкой жидкости в клине, вызванном горизонтальным движением твердой верхней плиты (по J. Phipps Morgan et al.).

Гидротермальная деятельность имитировалась увеличением теплопроводности в Nu раз.
 а — поле скоростей горизонтального движения коры и пассивного теплового течения мантии; б — распределение изотерм (через 100 °С)

Моделирование, проведенное в Фиппсом Морганом, Лином и Парментье, подтвердило тот факт, что гидротермальное охлаждение существенно увеличивает прочность осевой литосферы на растяжение через увеличение ее мощности. Так, для медленных хребтов (с полускоростью спрединга $V = 1$ см/год) толщина литосферы на оси без гидротермального охлаждения составила бы всего около 2 км и оставалась бы заметно меньшей толщины коры (6 км). С учетом же гидротермального фактора с эффективным числом Нуссельта $Nu = 6-10$ толщина литосферы медленно раздвигающихся хребтов на оси заметно превосходит толщину коры и это согласуется с сейсмическими наблюдениями на Срединно-Атлантическом хребте.

Для быстро раздвигающихся хребтов (полускорость $V = 5$ см/год) толщина литосферы составляет около 1/2 толщины коры и с учетом гидротермального фактора. Характерно, что вдали от оси хребта распределение температур в литосфере в моделях получается близким к остывающему полупространству (рис. 9.2б).

Процессы генерации океанической коры и формирования термического режима литосферы, включающие и образование осевого очага магмы, тесно связаны с выделением расплава под осевыми зонами спрединга вследствие адиабатической декомпрессии при апвеллинге мантийного материала, а также с механизмами миграции расплава от зон его сегрегации в мантии до осевой зоны генерации коры.

Предполагалось, что моделируемые механизмы миграции расплава должны отвечать двум основным условиям: 1) миграция расплава должна быть достаточно быстрой, чтобы удалять образующийся расплав из мантии, так как нет геофизических доказательств присутствия на глубинах в мантии более 25% расплава; 2) должна существовать заметная горизонтальная компонента миграции, концентрирующая расплав в осевой зоне, так как чисто вертикальная миграция не может обеспечить генерацию всей мощности океанической коры. Что касается самих путей миграции, то предполагалось, что связанная сеть каналов для миграции жидкого базальта образуется вдоль граней кристаллов и способна переносить жидкий расплав даже при 1%-ном содержании расплава.

М. Шпигельман и Д. Маккензи первыми представили анализ течения расплавленной фракции и оценили распределение пористости пород океанической литосферы в осевой области СОХ. В модели они касались лишь механических аспектов проблемы, без анализа задач распределения температуры пород и механизма генерации расплава. Рассматривая уравнения, описывающие движение подвижного вязкого расплава в деформируемой матрице, они показали, что градиенты давления будут фокусировать расплав к оси, но этих градиентов явно недостаточно для осуществления наблюдаемой горизонтальной миграции расплава в сторону оси, в случае, если вязкость среды будет меньше 10^{21} Па·с. Отсюда вытекает необходимость поиска других эффективных механизмов фокусировки расплава.

С. Сотин и Е. Парментье предприняли такую попытку и включили новые механизмы плавучести расплава и матрицы, обусловленные термическим расширением пород и композиционным эффектом. Основной вывод этой модели заключался в том, что комбинация термической и композиционной плавучести приводит к слабой зависимости толщины коры от скорости спрединга. Композиционная плавучесть способствует локализации течения у оси спрединга, но при этом область миграции расплава остается заметно шире оцениваемой из геофизических наблюдений. То есть дополнительного градиента давления от композиционной плавучести недостаточно, чтобы сфокусировать течение расплава к оси, и вертикальная компонента миграции расплава остается доминирующей в этой модели течения.

Для преодоления этого противоречия возможный физический механизм был предложен Д. Спарксом и Е. Парментье. Они предположили, что

породы, находящиеся в низах литосферы при температурах ниже температуры солидуса, но близких к ней, являются непроницаемыми для расплава. Непосредственно под ними формируется относительно тонкий слой (мощностью в несколько сотен метров) с повышенной пористостью, насыщенный расплавом, попавшим сюда в процессе его преимущественно вертикальной миграции из подстилающей мантии (рис. 9.3). Глубина этого прилегающего к основанию литосферы и обогащенного расплавом слоя и его мощность увеличиваются по мере увеличения возраста литосферы (или с удалением от оси хребта). Как показано на основе квазидвумерной модели течения расплавленной фракции, перепад давлений, вызванный углублением этого слоя с удалением от оси, достаточен для фокусировки расплава, наблюдаемой по геофизическим данным в верхних горизонтах мантии у осей СОХ.

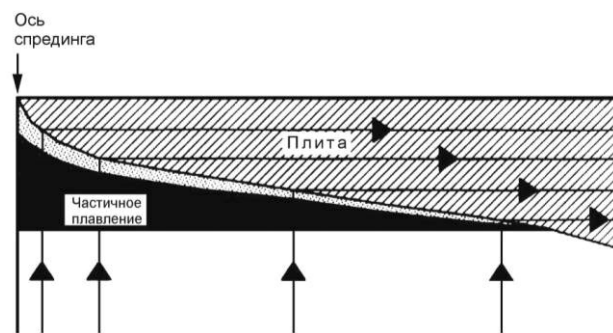


Рис. 9.3. Модель миграции расплава со слоем повышенной проницаемости в основании литосферы (по D. Sparks, E. Parmenier)

Л. Магда и Д. Спаркс исследовали трехмерные модели течения расплава и матрицы в мантии и влияние нерегулярностей границы плит (типа смещения сегментов СОХ длиной 300 км по трансформным разломам на 75 км) на возникновение и длину волны возмущения в подлитосферной мантии в присутствии течения плавучести, определяемого термическим расширением и композиционным обеднением мантии (рис. 9.4). Предполагалось, что предпочтительная длина волны вдольосевых ячеек, характерных для рассмотренных механизмов течения (сумма двух течений, индуцированного движением плит и обусловленного плавучестью расплава и мантии), составляет примерно удвоенную толщину астеносферного слоя, или около 400 км. Восходящее течение, вызванное раздвижением плит, будет создавать под трансформными разломами дополнительные вдольосевые градиенты температур и степени плавления мантии, которые будут усиливаться в присутствии течений плавучести. Относительная роль течений плавучести будет возрастать с уменьшением скорости спрединга, так

что при медленных скоростях спрединга течение магмы под отрезками СОХ, смещенными по трансформным разломам, должно приближаться к трехмерному.

Л. Магде и Д. Спаркс в рамках нестационарной трехмерной модели анализировали процессы сегрегации и миграции расплава. Их расчеты подтвердили, что на участках СОХ с высокой структурной сегментацией рифтовой зоны степень плавления заметно выше, чем в слабосегментированных хребтах. Течение магмы под сегментами оказывалось существенно трехмерным, причем для медленно раздвигающихся хребтов — в большей степени, чем для быстрых. Один из выводов этих авторов состоял в том, что учет миграции расплава вдоль кровли области плавления позволяет объяснить наблюдаемые вариации вдоль оси в мощности коры и аномалиях Буге даже при умеренных степенях фокусировки расплава.

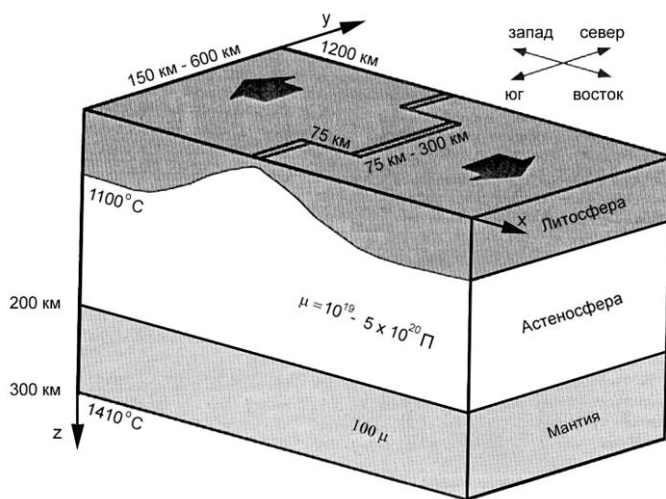


Рис. 9.4. Трехмерные модели распределения температур в осевой зоне СОХ с миграцией расплава и учетом нерегулярностей в простирании оси хребта (по D. Sparks, E. Parmentier)

9.2.4. Динамическая природа характерных черт рельефа осевых зон СОХ

Выше отмечалось, что генеральный рельеф рифтовых зон СОХ обязан своим существованием термическому расширению пород мантии. Однако отклонения от этого генерального тренда в осевой области могут иметь другую природу, связанную с вариациями в толщине литосферы.

В моделях Неймана и Форсайта показано, что горизонтальные растягивающие напряжения в прочной, непрерывно деформируемой плите переменной мощности у оси хребта могут создавать структуры, подоб-

ные осевой долине и обрамляющим горстам за счет возникающих при растяжении моментов сил, способствующих погружению осевой части долины и воздыманию ее бортов. Более толстая, а значит, и более прочная литосфера медленно раздвигающихся хребтов будет иметь более контрастный, выраженный рельеф осевой долины, чем тонкая и более слабая литосфера быстрых хребтов. При этом отмечается, что ослабленная литосфера может создаваться и при медленных скоростях спрединга под влиянием восходящих горячих мантийных плюмов, как это имеет место, например, в районе Исландии и на хребте Рейкьянес, и тогда рельеф осевой долины будет выражен так же слабо, как и в быстрых хребтах.

Существенным аспектом модели осевого рельефа СОХ, рассмотренной Фиппсом Морганом, Лином и Парментье, являются повторяющиеся внедрения расплавленного вещества в осевой зоне. В эти моменты осевая литосфера должна сильно ослабляться, и вместе с этим должны быстро релаксировать состояние растяжения плиты и вызванные им напряжения, поддерживавшие осевой рельеф. Если бы плита вела себя как простое вязкое тело, то рельеф осевой долины имел бы тенденцию релаксировать в течение таких периодов резкого уменьшения состояния растяжения. Однако, как отмечает Я. Фиппс Морган с соавторами, из-за того, что рельеф осевой долины создавался смещениями по разломам в периоды растяжения литосферы, а напряжений от одного лишь перепада рельефа недостаточно для возбуждения обратных движений по разломам, то релаксация рельефа будет происходить с крайне низкой скоростью, и рельеф оказывается «вмороженным» в течение периодов ослабления состояния растяжения осевой океанической литосферы. По всей видимости, эта «вмороженность» рельефа, обусловленная недостаточностью напряжений, вызванных собственно рельефом для стимулирования релаксационных движений по разломам, согласуется и с наблюдаемым рельефом рифтовых зон в отмерших центрах спрединга (Лабрадорский хребет, хребет Эгир и других). Все они сохранили характерный рельеф осевых зон и связанные с ним гравитационные аномалии. После прекращения растяжения «вмороженный» рельеф поддерживается упругой прочностью плиты.

Некоторые особенности рельефа СОХ можно объяснить также образованием разуплотненных серпентинитовых тел, которые формируются при температурах 250–500 °С вдоль трещин локального растяжения, по которым морская вода имеет возможность проникать в перидотитовые породы мантии.

9.2.5. Стационарные модели формирования корового очага магмы в осевых зонах СОХ в моделях с двух- и трехмерными течениями базальтового расплава и мантии

Анализ проблемы формирования коровых очагов магмы в рифтовых зонах обычно осуществлялся в рамках модели литосферы постоянной толщины с решением в виде разложения в ряды Фурье и с вариацией теплового потока и температуры на оси хребта. Подбором распределения источников и стоков тепла, имитировавших выделение скрытой теплоты плавления в процессе остывания осевых эффузивов и интрузий, и вынос тепла гидротермами, можно получить распределение температур в осевой зоне, близкое к наблюдаемому, и воспроизвести плоскую форму кровли корового очага магмы.

В дальнейшем в развитии этих моделей была предпринята попытка объединения крупномасштабного течения мантии с детальной структурой термического режима, а также структурой течений в приосевой части с целью выяснения природы формирования осевого корового очага магмы. В двумерной модели аккреции коры Хэнстока с соавторами предполагалось, что внедрение интрузий на границе между базальтовым и габброидными слоями происходило в форме силла, из которого осуществлялось формирование всего объема консолидированной коры, включая расслоенный габбровый комплекс. Действие интрузии носило эпизодический характер, что в значительной степени влияло на дальнейшую термическую историю.

В рамках модели рассчитывалось поле скоростей и температур. В ней было использовано горизонтальное поле скоростей для материала верхней коры ($0 < z < 2$ км) и всей подкоровой мантии (рис. 9.5а). Для остальной части коры на глубинах $2 < z < 6$ км предполагалось расходящееся вниз ньютоновское течение несжимаемой жидкости от источников массы, распределенных по отрезку $z = 2$ км, $0 < x < 2$ км — основанию области силлов на оси хребта. Это течение, как в основании коры, так и вдали от оси переходит в однородное горизонтальное со скоростью спрединга V . Решалось стационарное уравнение теплопроводности в области $0 < x < 10$ км, $0 < z < 20$ км. В основании области ($z = 20$ км) поддерживалась температура 1200°C . Скрытая теплота плавления пород не учитывалась в модели, так как считалось, что она вся уносится гидротермами.

Предварительные полуаналитические оценки позволили авторам модели сделать вывод о том, что даже эпизодические внедрения магмы в осевой области могут создать квазистационарное термическое состояние в этой области, за исключением, возможно, района интрузий шириной 50–500 м в самой близкой окрестности оси (рис. 9.5б). Следует отметить, что предположение о том, что эффект выделения скрытой теплоты плавления базальта в осевой зоне погашается гидротермальным охлаждением и по

этой причине их можно не рассматривать, выглядит спорным. По этой причине вывод о том, что область повышенных температур в осевой области может быть ограничена по размерам и глубине и без участия глубинной гидротермальной циркуляции, вряд ли можно считать обоснованным, так как он противоречит результатам большого числа работ, в которых показано, что гидротермальная активность является одним из решающих факторов, определяющих размеры и форму осевых очагов магмы.

Более корректными являются модели корового очага магмы Фиппса Моргана и Чена. В силу сложности реальной картины в этих моделях приняты некоторые упрощения. А именно: рассматривалось поле скоростей движения вязкой несжимаемой ньютоновой жидкости, вызванного перемещением твердой литосферной плиты, а течения плавучести (от разности плотностей расплава и мантии, от термического расширения пород, от композиционного эффекта обеднения мантии) и течение расплава при его сегрегации из матрицы пород мантии не учитывались.

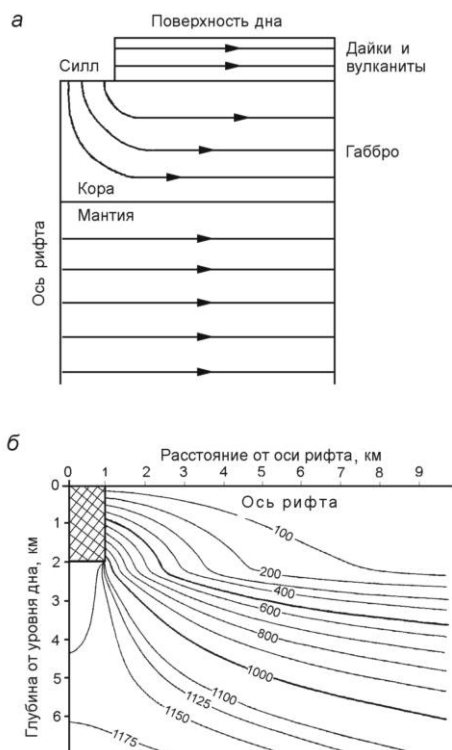


Рис. 9.5. Термическая модель формирования магматического очага рифтовой зоны СОХ (по Т. Henstock et al.):

- а — схема модели, иллюстрирующая поле скоростей в коре и мантии;
- б — распределение поля температур, °C

Расчеты в рамках этой модели показали, что баланс тепла между четырьмя составляющими: областью внедрения щитовых даек на оси, линзой расплава, восходящим течением магмы и гидротермальным охлаждением коры определяет квазистационарное состояние линзы. В быстро раздвигающихся хребтах она локализуется на относительно мелких уровнях в коре (1,2–2 км), заглубляется для средних скоростей спрединга и уходит ниже коры (т.е. исчезает) при медленных скоростях $V < 1,5$ см/год. Как и в предыдущих моделях, ширина линзы, а значит, во многом и форма корового очага магмы остаются predetermined, а не следующими из численных расчетов.

Глава 10. Геодинамическая модель спрединга и формирования магматических очагов

Понимание закономерностей формирования океанической коры, занимающей две трети поверхности нашей планеты, является одной из фундаментальных задач геотектоники и геодинамики. Вся океаническая кора рождается в рифтовых зонах СОХ и представляет собой фундамент, на котором в дальнейшем, в процессе ее эволюции, формируется сложный морфоструктурный план дна Мирового океана благодаря различным тектоническим и магматическим процессам. Однообразие состава океанической коры, свидетельствует о едином механизме ее формирования.

Учитывая глобальность распространения океанической коры, в этом разделе будет подробно рассмотрен пример создания комплексной геодинамической модели глубинных процессов формирования магматических очагов в зонах спрединга.

Создание такой комплексной геодинамической модели, основанной на междисциплинарном подходе, предполагает анализ геоморфологических, геологических, геофизических и геохимических данных, объективную оценку их значимости и достоверности, а также привлечение методов численного и экспериментального моделирования.

Кроме того, помимо качественного объяснения геологических явлений и процессов, геодинамическая модель должна давать возможность их количественной оценки, обладать прогностической силой и допускать прямую или косвенную проверку контрольными наблюдениями и/или экспериментами.

10.1. Исходные принципы построения модели

При анализе процесса спрединга в основном рассматривались стационарные модели осевых зон СОХ. Предположение о стационарном режиме формирования осевой магматической камеры (ОМК) позволило рассмотреть сложные интегральные модели эволюции осевых зон, включавшие процессы сегрегации и миграции расплава к осевой зоне, образования коры и формирования рельефа дна. Это ограничение можно считать оправданным, так как оценки показывают, что даже эпизодические внедрения интрузий в осевой зоне (шириной 5–50 м раз в 100–10 000 лет) могут создать квазистационарное термическое состояние области, за исключением, области шириной 50–500 м в самой близкой окрестности оси.

В современных моделях спрединга предполагается, что вулканические и плутонические породы в рифтовой зоне образуются в процессе дифференциации мантийных компонентов первичной магмы в неглубоких магматических камерах, представляющих собой верхнюю часть астено-

сферного поднятия под СОХ. Последнее заключение подтверждается глубинами очагов землетрясений в рифтовых зонах, в большинстве своем расположенных в диапазоне 3–7 км, аномально высокими фоновыми значениями теплового потока, плотностными моделями рифтовой зоны и термическими моделями спрединга. Сейсмические исследования, проведенные в окрестности спрединговых хребтов, свидетельствуют о существовании зоны, в пределах которой амплитуды сейсмических волн существенно уменьшаются, а времена пробега увеличиваются. Эта зона имеет достаточно устойчивый характер и прослеживается на расстоянии до 20–30 км от оси хребта на глубинах до 6–12 км. Она, по всей видимости, связана с поднятием кровли астеносферы под осевыми зонами СОХ.

Для понимания физических механизмов аккреции новой океанической коры в разных геодинамических режимах спрединга необходимо качественную геологическую модель глубинного строения коры и литосферы, построенную на основании интерпретации геолого-геофизических данных (см. разделы 6 и 7), проверить на соответствие физическим законам и построить количественную или экспериментальную модель, с помощью которой установить наиболее важные физические параметры, степень их неопределенности и характер влияния на процесс спрединга и особенности формирования океанической коры. Иными словами, при построении комплексной геодинамической модели желательно следовать некоторой последовательности методических приемов. Они включают выявление и анализ наблюдаемых фактических геолого-геофизических данных, на которых базируется модель; построение качественной геолого-геофизической модели глубинного строения; установление основных геодинамических процессов управляющих аккрецией океанической коры, и физических законов, которым они подчиняются; определение начальных и граничных условий численной или экспериментальной модели. После решения соответствующих уравнений или проведения экспериментов, модель необходимо проверить на независимых наблюдаемых данных; оценить степень влияния неоднозначных параметров; определить геодинамические следствия модели и наметить пути ее дальнейшего развития.

Нестационарная численная модель процесса формирования осевых магматических очагов и океанической коры, зависящего от прогремости мантии, скорости спрединга и интенсивности магмоснабжения, рассматривалась в работах Ю. Галушкина и Е. Дубинина. Эта модель основана на принципе дискретно-непрерывного спрединга, предполагающего формирование корового слоя в результате повторяющихся дайковых интрузий и излияний на оси спрединга, и базируется на следующих наблюдениях, подробно рассмотренных в предыдущих разделах, которые лежат в основе граничных условий:

1. Скорость спрединга варьирует от 1 до 16 см/год, и вместе с ее значением изменяются рельеф и строение литосферы осевой части СОХ.

2. Под рифтовыми зонами СОХ на глубинах от 6 км и более ниже уровня дна существует относительно устойчивое в масштабах времени десятки млн лет поднятие кровли астеносферы с температурами $T = 1100\text{--}1350\text{ }^{\circ}\text{C}$ и с горизонтальными размерами десятки километров.

3. Толщина коры меняется от 3 до 8 км при среднем ее значении $H_{\text{ср}} = 6\text{ км}$.

4. Зона пониженных скоростей сейсмических волн, связанная с ОМК, фиксируется в коре быстроспрединговых хребтов на глубине 1,2–2,4 км ниже уровня дна океана и с шириной от 0,5 до 3–4 км и отсутствует при медленных скоростях спрединга.

5. Спрединг представляет собой дискретно-непрерывный процесс с периодическими внедрениями магматических пород в осевой области («эпизод» спрединга).

Из перечисленных наблюдаемых параметров можно выбрать независимый, наиболее хорошо установленный факт, который может в дальнейшем служить критерием корректности модели. Для этого наилучшим образом подходит наблюдаемое по сейсмической томографии распределение магматических очагов и их форма в осевой зоне ВТП на $9^{\circ}30'$ с.ш. (см. рис. 7.2).

Внедрения в процессе спрединга обычно происходят сериями и чередуются с относительно спокойными периодами. Периодичность внедрений зависит от скорости спрединга и варьирует от 10 до 10^2 лет для быстро раздвигающихся хребтов до $10^3\text{--}10^4$ лет — для медленно раздвигающихся. Ширина дайки (серии даек), внедряющейся в кору, варьирует от менее 1 м до нескольких метров. В предположении, что все растяжение сопровождается созданием разреза щитовых даек необходимо допустить внедрение даек толщиной 1 м каждые 7 лет при полной скорости спрединга 150 мм/год (ЮВТП). При полной скорости 100 мм/год (СВТП) дайковые внедрения происходят каждые 9 лет. Процессы заполнения осевых трещин расплавленным базальтовым материалом и излияния базальтов на поверхность дна являются кратковременными (практически мгновенными) событиями по сравнению с интервалом времени между последовательными внедрениями (эпизодами спрединга). Баланс притока тепла от интрузий и его отвода через кондуктивный и гидротермальный (конвективный) механизмы охлаждения определяет в модели глубину и форму корового очага магмы. Температура мантии в основании модельной области счета изменяется от 1150 до 1350 $^{\circ}\text{C}$. Учет влияния состава пород коры и мантии на значения их температур солидуса и ликвидуса позволил установить форму корового магматического очага, и оценить распределение степени плавления базальта в очаге. Преимуществом нестационарной дискретно-непрерывной модели была корректная трактовка теплового эффекта скрытой теплоты плавления, которая является определяющей для существования коровых очагов магмы.

Модель позволяет рассчитать термическую структуру литосферы и изменение степени плавления пород под рифтовыми зонами СОХ при различной скорости спрединга, температуре мантии, интенсивности магмо-снабжения. В этой главе представлены основные результаты и этапы моделирования термической структуры осевой литосферы и эволюции магматических очагов, в условиях разных геодинамических обстановок спрединга.

10.2. Постановка задачи для расчета распределения температур

Прежде всего необходимо геолого-геофизическую информацию, необходимую для построения модели спрединга, перевести на «физический язык», определив начальные и граничные условия.

Распределение температур рассчитывалось в прямоугольной области (полупространстве) $0 < x < XM$, $0 < z < ZM$ осевой зоны СОХ (рис. 10.1).

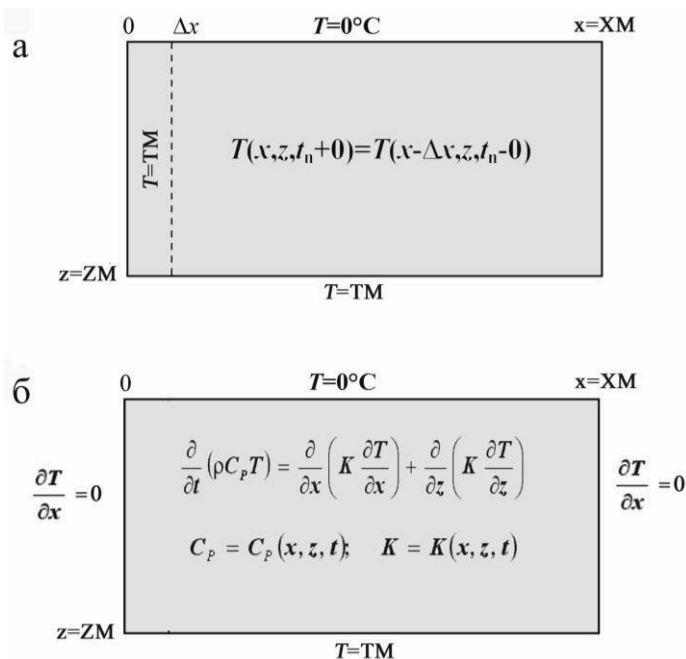


Рис. 10.1. Начальные и граничные условия для решения уравнения теплопроводности (10.2) в рамках модели дискретно-непрерывного спрединга:

а — начальное распределение температуры $T(x, z, t_n + 0)$ для времени $t = t_n + 0$ сразу же после интрузии. $T(x, z, t_n - 0)$ — распределение температуры непосредственно перед интрузией, $T(x-\Delta x, z, t_n - 0)$ — то же распределение, смещенное вправо на полуширину интрузии Δx ; б — граничные условия для уравнения (10.2), описывающего релаксацию начального распределения $T(x, z, t_n + 0)$ (а) в течение интервала времени Δt между последовательными внедрениями осевых интрузий (по Ю. Галушкину)

Нижняя граница области счета ZM менялась в пределах от 6 до 20 км, а ее горизонтальные размеры XM составляли 20–30 км (ширина рифтовой зоны). Температура верхней границы ($z=0$, дно океана) принималась равной 0°C , а на нижней ($z=ZM$) поддерживалась температура $T=TM$, которая могла меняться от 1100°C до 1350°C в зависимости от степени прогревотости мантии. На правой границе области счета (за пределами рифтовой зоны) принимался нулевой горизонтальный градиент температуры ($\partial T/\partial x=0$ при $x=XM$).

Условие на оси ($x=0$) имело в модели более сложный вид. Оно определялось периодическими внедрениями расплавленной базальтовой магмы, формирующей верхние слои коры (рис. 10.1). Как отмечалось, повторяемость таких внедрений поддерживается непрерывным состоянием растяжения литосферы в осевой зоне спрединга. С каждым внедрением связано наращивание коры и мантии до глубины ZM на полосу шириной $2\cdot\Delta x = 2\cdot V_{1/2}\cdot\Delta t$, где $V_{1/2}$ — полускорость спрединга, а Δt — интервал времени между двумя последовательными внедрениями магмы («эпизодами» спрединга). Время, которое занимает сам процесс внедрения интрузии обычно много меньше Δt , поэтому в расчетах принималось, что процесс внедрения происходит мгновенно. Во время внедрения (магматическая фаза) происходит заполнение магмой осевой трещины прямоугольной формы $0 \leq x \leq 2\cdot\Delta x$, $0 \leq z \leq ZM$. Через каждый интервал времени Δt процесс повторяется. При расчетах температуры процесс внедрения интрузии в осевой области моделировался переписыванием температуры в пределах полуширины осевой интрузии Δx на температуру $T = TM$. Одновременно в области вне интрузии ($x > \Delta x$) распределение температуры, существовавшее в осевой зоне непосредственно перед внедрением, смещалось по горизонтали в направлении x на расстояние Δx (ширину интрузии; рис. 10.1а). Тем самым распределение температуры в коре сразу же после внедрения интрузии имело вид:

$$\begin{aligned} T(x, z, t_{\text{int}} + 0) &= T(x - \Delta x, z, t_{\text{int}} - 0) \text{ for } \Delta x < x \leq XM, 0 \leq z \leq ZM \\ T(x, z, t_{\text{int}} + 0) &= TM \text{ for } 0 \leq x \leq \Delta x, 0 \leq z \leq ZM. \end{aligned} \quad (10.1)$$

Такое распределение температуры задавалось всякий раз вначале интервала времени Δt очередного внедрения интрузии. Релаксация температуры в промежутке между внедрениями описывалась решением нестационарного уравнения теплопроводности:

$$\partial(\rho \cdot C_p \cdot T)/\partial t = \partial(K \cdot \partial T/\partial x)/\partial x + \partial(K \cdot \partial T/\partial z)/\partial z \quad (10.2)$$

с условием симметрии на оси $x=0$ (рис. 10.1б). Коэффициент теплопроводности K , зависящий от координат x и y и времени t , включает эффективное описание конвективного теплопереноса за счет гидротермальной активно-

сти, а теплоемкость C_p в левой части уравнения (10.2) содержит члены с описанием термического эффекта скрытой теплоты плавления. Оба параметра играют важную роль в определении формы очага и условий его зарождения, и необходимо рассмотреть их влияние.

10.3. Эффективная теплопроводность пород и гидротермальный теплоперенос в осевых зонах СОХ

К существенным элементам модели относится приближенная трактовка процесса гидротермального теплообмена в породах коры приосевой области зон спрединга, который оказывает значительное влияние на термический режим осевой зоны. Теплообмен в области активной деятельности гидротерм (зона неовулканизма и прилегающая к ней область трещиноватости) описывался введением эффективного коэффициента теплопроводности для пород коры данного блока.

Коэффициент теплопроводности K в уравнении (10.2) включает эффективное описание конвективного теплопереноса за счет гидротермальной активности и существенно влияет на положение и форму коровых очагов магмы. Известно, что осевые зоны СОХ являются местами интенсивной гидротермальной активности, анализ которой относится к числу трудных проблем численного моделирования. Двухфазовая пароводяная конвекция в пористо-трещиноватой среде, гидротермальное растрескивание пород, осаждение силикатов на стенках каналов, резкие вариации проницаемости с глубиной и расстоянием от оси хребта — эти и многие другие проблемы относятся к числу трудно формализуемых, но в то же время существенно влияют на локальную картину конвективных течений в осевых зонах СОХ. Так как точное описание этих процессов практически невозможно, то в большинстве работ, посвященных проблемам формирования океанической коры в осевых зонах СОХ и, в частности, образованию осевых очагов магмы, гидротермальное охлаждение рассматривается через увеличение коэффициента теплопроводности в Nu раз. При этом увеличение теплопроводности осуществляется только в тех областях коры и мантии, где по Р-Т условиям имеет место гидротермальная циркуляция морских вод, Параметр Nu , приведенный выше, есть так называемое число Нуссельта (или Пекле), равное отношению конвективного потока тепла в проницаемой среде к кондуктивному ($Nu = K/K_0$). Такой метод учета теплового влияния конвективного движения вод был впервые предложен М. Комбарноусом для расчета теплового поля пористой среды при восходящем и нисходящем течениях грунтовых вод. Метод позволял с достаточной точностью описывать распределение температур в пористой среде

с вертикальным течением вод. Ситуация в осевой зоне значительно сложнее, и применение этого метода здесь является вынужденной мерой из-за невозможности получить физическое решение проблемы для реальной среды. Этот метод не претендует на описание детальной картины гидротермального теплопереноса, он интегрирует влияние гидротермальной циркуляции, однако он позволяет с достаточной точностью оценивать вклад гидротермальной активности в тепловой баланс осевой зоны и поэтому часто используется в численном моделировании термического состояния осевых зон СОХ.

Естественно, распределение температур внутри блока с эффективной теплопроводностью будет отличаться от распределения внутри реального блока с гидротермальной активностью, особенно если в последнем существуют локальные каналы водообмена. Но при описании эволюции очага магмы, где не имеют значения детали распределения температур, а важны интегральные теплоподводящие и теплоотводящие свойства пород среды, окружающей очаг, приближение эффективной теплопроводности оказывается удобным инструментом исследования. Оно позволяет избежать рассмотрения громоздкой системы уравнений тепломассопереноса в сложной тепловой задаче формирования очага.

Приближение эффективной теплопроводности оправдано еще и тем, что, как показали недавние исследования, гидротермосистемы осевых зон спрединга являются чрезвычайно сложными, многоярусными и многофазовыми системами, в то время как основная информация об их деятельности, заключенная в распределении теплового потока на поверхности дна океана, носит как раз интегральный характер. Конкретный вид изменения эффективной теплопроводности с глубиной и расстоянием от оси спрединга, а также от времени процесса, существенно влияет на формирование очага.

Естественно ожидать, что увеличение эффективной теплопроводности пород приведет к увеличению теплотерь корового слоя и, как следствие, к заглублению кровли очага.

В рассматриваемой нами модели эффективная теплопроводность пород коры изменялась как с глубиной, так и с расстоянием x от оси спрединга, отражая тот факт, следующий из наблюдений, что интенсивность гидротермальной активности максимальна вблизи от оси хребта и заметно спадает с удалением от нее. В соответствии со сложным характером изменения гидротермальной активности в осевых зонах СОХ, зависимым от распределения трещиноватости в осевой зоне значение эффективной теплопроводности базальтовых пород коры и пород подстилающей мантии в модели менялось с расстоянием от оси x , глубиной z , температурой пород T и временем t по закону $K(x,z,t) = K_0 \times Nu(x,z,t)$ (рис. 10.2):

$$Nu = K(x, z, t) / K_0 = \begin{cases} 1 + 4e^{-2x} & 0 < x < 1 \\ 1,5 & 1 < x < 2 \\ 3,5 & 2 < x < 4,5 \\ 7,5 - x & 4,5 < x < 6,5 \\ 1,0 & x > 6,5 \\ 1,5 & T > T_s \quad (\text{очаг}) \end{cases} \quad (10.3)$$

Здесь $K_0 = 2,5$ Вт/м°К в коре и 3,35 Вт/м°К в мантии, а x выражается в км.

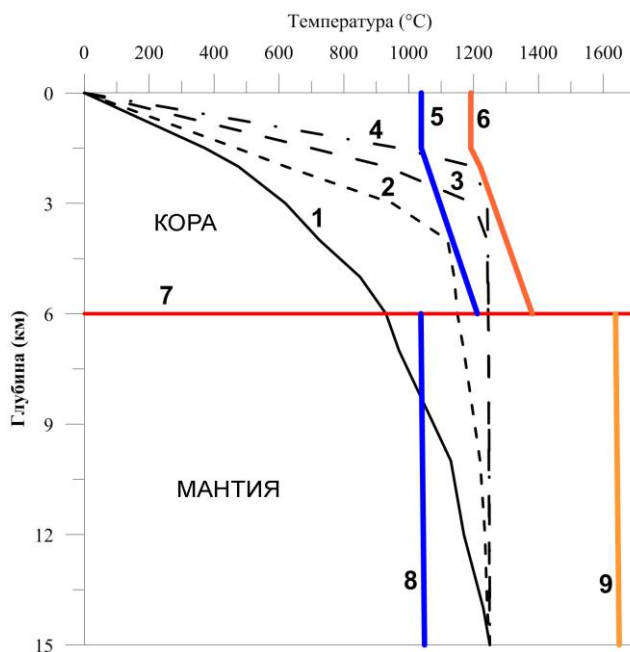


Рис. 10.2. Распределения температур с глубиной на оси очага в °С, вычисленные для полускоростей спрединга $V = 2, 4, 6$ и 10 см/у, соответственно (кривые 1, 2, 3 и 4). $T_s(z)$ и $T_l(z)$ солидус и ликвидус в коре (кривые 5 и 6) и в мантии (кривые 8 и 9 на рисунке).

Прямая 7 на рисунке — подошва коры (6 км) (по Ю. Галушкину)

В распределении (10.3) в соответствии с наблюдаемыми геологическими данными выделена центральная сильно трещиноватая область $x < 0,5$ км с высоким гидротермальным теплообменом ($K/K_0 > 3$), полоса умеренной гидротермальной активности в пределах неовулканической

зоны ($K/K_0 > 1,5$), область трещиноватости $2 < x < 4,5$ с высокой степенью гидротермального теплообмена ($K/K_0 = 3$) и область $4,5 < x < 6,5$ постепенного падения активности гидротерм и восстановления нормальных значений теплопроводности. В (10.3) учтено также, что трещины не могут распространяться в глубь магматического очага и, следовательно, область гидротермальной активности должна быть ограничена по глубине, по крайней мере, изотермой солидуса базальта.

Соотношение (10.3) предполагает, что трещины с термальными водами не могут проникать в зону пластического поведения пород. В качестве границы их проникновения используется изотерма $T = 725^\circ\text{C}$, соответствующая экспериментально установленной (Н. Hardee) температуре закрытия микротрещин в породах базальтового состава. Непосредственно над этой изотермой практически для всех градиентов температуры, типичных для верхних 10–15 км океанической литосферы, располагается относительно узкая зона пластичного поведения пород коры или мантии. Такая зона может служить барьером на пути проникновения гидротермальных трещин вглубь литосферы.

Согласно (10.3), все породы с температурами, превосходящими предел пластичности ($T > 725^\circ\text{C}$), обладают теплопроводностью, превосходящей нормальное значение K_0 в 1,5 раза. Следует отметить, что область, занимаемая породами с температурами $T > 725^\circ\text{C}$, является довольно сложной и охватывает как сравнительно узкий пояс с преимущественно кондуктивной теплопроводностью ($Nu \approx 1,0$), ограниченный изотермой 725°C с одной стороны и температурой солидуса — температурой начала плавления базальта $T = 1150^\circ\text{C}$, фиксируемой в модели кровлей осевой магматической камеры — с другой.

Эффективную теплопроводность пород внутри очага определить трудно. Предполагалось, что она в 1,5 раза превышает нормальную теплопроводность. В самом деле, хотя внутри очага и поддерживаются высокие температуры ($T_s < T < 1205^\circ\text{C}$), необходимые для частичного плавления материала, степень плавления базальтового вещества здесь недостаточна для доминирования конвективного теплообмена, а значит, и существенно-го повышения эффективной теплопроводности пород здесь не происходит.

Зависимость (10.3) отражает наиболее общие свойства в распределении гидротермальной активности в осевых зонах СОХ, а именно: высокую интенсивность гидротермальной активности в центральной части этих зон и быстрый спад ее с удалением от оси и на больших глубинах. Это распределение использовано в последующей серии расчетов, предназначенных для решения важной проблемы о влиянии скорости спрединга на форму и размеры осевого очага магмы.

10.4. Роль скрытой теплоты плавления базальтовых пород в процессе формирования осевой магматической камеры

Несмотря на то что основной задачей данной геодинамической модели является получение квазистационарного состояния магматических очагов осевых зон спрединга, достигающегося после большого числа осевых внедрений магмы, рассматриваемая термическая модель осевой зоны СОХ является существенно нестационарной. Эта нестационарность модели проявляется в том, что в ней процессы выделения и поглощения скрытой теплоты при кристаллизации и плавлении базальтовых и перидотитовых пород имеют определяющее значение для формирования осевых магматических очагов в коре и мантии. Выделение скрытой теплоты при затвердевании и плавлении базальта значительно повышает тепловую инерционность среды и может иметь определяющее значение для формирования осевого очага магмы в разумные интервалы времени. Численные расчеты показали, что без учета скрытого тепла плавления кровля камеры, определяемая температурой солидуса базальта, поднималась от исходной глубины 6–7 км всего лишь на 0,5–0,7 км даже по прошествии 100 тыс. лет, тогда как в варианте с учетом скрытой теплоты к этому времени она поднималась на 5,5 км и устанавливалась на глубине около 1,5 км от поверхности дна, т.е. близко к своему «стационарному» пределу.

В дискретно-непрерывной термической модели осевой зоны СОХ тепловой эффект выделения или поглощения скрытой теплоты плавления рассчитывается в энтальпийном приближении, когда во временном члене уравнения теплопроводности (10.2) теплоемкость C_p заменяется на C_p' :

$$C_p' = C_{p0} + L (dX/dT) \text{ для } T_s \leq T \leq T_l$$

$$\text{и } C_p' = C_{p0} \text{ для } T < T_s \text{ и } T > T_l.$$
(10.4)

Здесь $C_{p0} = 0,25$ кал/см г, $L \approx 100$ кал/г — скрытая теплота плавления пород, T_s и T_l — температуры солидуса и ликвидуса пород, а X — доля расплавленной фракции породы при температуре T . Согласно экспериментальным исследованиям процесса плавления и затвердевания базальтовых пород различного состава, драгированных в осевых зонах СОХ, проведенных Дж. Синтоном и Р. Детриком, зависимость степени плавления пород X от температуры T не является линейной, а выражается более сложной функцией приведенной температуры $T' = (T - T_s)/(T_l - T_s)$, которая хорошо аппроксимируется кубическим сплайном:

$$X = 0.0176 \cdot T' + 2.439 \cdot (T')^2 - 1.515 \cdot (T')^3$$
(10.5)

Соотношение (10.5) использовалось в модели для расчета степени плавления пород коры и мантии в зависимости от значений приведенной

температуры. Учет нелинейной зависимости $X(T)$ в (10.5) приводил к замедлению продвижения или отступления фронта плавления по сравнению с вариантами, использующими линейную зависимость X от T .

10.5. Учет влияния состава коры и мантии

Изменение температуры солидуса T_s в зависимости от состава пород океанической коры существенно влияет на распределение расплава в коровой магматической камере и ее форму. Магма начинает плавиться при температурах выше температуры солидуса T_s и тем самым естественно отождествлять границу очага магмы с температурой солидуса для пород коры конкретного состава и P - T условий формирования. Если изменение T_s с давлением составляет для магм с небольшим содержанием воды всего лишь 5–10 °C/кбар и им вполне можно пренебречь в верхних 10–20 км океанической литосферы, то зависимость температуры солидуса от состава пород коры выражена значительно сильнее.

Петрофизические исследования базальтов осевых зон СОХ показывают, что основным параметром в составе магм, оказывающим влияние на величину T_s , является содержание в базальтах MgO. С ростом содержания MgO на 1% wt значение температуры солидуса возрастает на 15–20 °C. В данной модели использована эмпирическая зависимость T_s , T_l от содержания MgO в породе, полученная Дж. Синтоном и Р. Детриком:

$$\begin{aligned} T_s &= 18,3 \text{ MgO} + 907 \text{ (°C)} \\ T_l &= 19,1 \text{ MgO} + 1054 \text{ (°C)} \end{aligned} \quad (10.6)$$

На основании данных геофизических и геохимических исследований базальтов в СОХ с быстрыми и средними скоростями раздвижения выявлены закономерности увеличения содержания MgO в породах океанической коры с глубиной:

$$\begin{aligned} \text{MgO} &= 7,2 \text{ wt\% при } z < 1,5 \text{ км (10.7a)} \\ \text{MgO} &= 4,05 + 2,1 z \text{ (км) wt\% при } 1,5 < z < Z_{\text{коры}}, \end{aligned} \quad (10.76)$$

где $Z_{\text{коры}}$ — глубина подошвы коры (граница Мохоровичича). Изменение температур солидуса T_s и ликвидуса T_l базальтовых пород коры с глубиной строилось по соотношениям (10.6 и 10.7). При этом соотношение (10.7a) использовалось для слоев коры 2А и 2Б всех СОХ, соотношение (10.76) — для слоя 3А всех СОХ и для слоя коры 3Б в хребтах с быстрыми и средними скоростями спрединга. В медленных СОХ для слоя 3Б температуры T_s и T_l вычислялись как среднее между температурами, получающимися из (10.76), и температурами солидуса перидотитовых пород мантии, определяемыми ниже уравнением (10.8). В согласии с этими соотношениями, температура солидуса менялась от значения $T_s = 1039$ °C

для пород в кровле очага (т.е. на глубинах около 1,5 км) до $T_s = 1212\text{ }^{\circ}\text{C}$ для пород в основании коры (на глубине около 6 км) (рис. 10.2). Температура ликвидуса тех же пород варьировала от $T_l = 1192\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 1,5 км до $T_l = 1372\text{ }^{\circ}\text{C}$ на глубине 6 км. Для мантии (под корой) предполагался, согласно (P. Wyllie) перидотитовый состав пород с температурой солидуса, зависящей от давления в согласии с кривой $T_s(P)$ для перидотита, содержащего менее чем 0,2% H_2O , которая в верхних 20–30 км мантии неплохо аппроксимируется линейной зависимостью от глубины:

$$T_s = 1030\text{ }^{\circ}\text{C} + 1,25 \cdot Z(\text{км}); \quad T_l = T_s + 600\text{ }^{\circ}\text{C} \quad (10.8)$$

В согласии с (10.8) температура ликвидуса перидотитовых пород мантии превышала температуру солидуса на $600\text{ }^{\circ}\text{C}$.

10.6. Влияние скорости спрединга на форму и размеры магматических очагов

Результатом численного моделирования с учетом вышеизложенных факторов (влияния гидротермальной циркуляции, скрытой теплоты плавления и вариаций в составе коры и мантии) является термическая картина глубинного строения, показывающая расположение, форму и размеры разноуровневых очагов плавления в коре и подкоровой мантии непосредственно под осью спрединга и на различном расстоянии от нее в зависимости от значений скорости спрединга при температуре мантии $T = 1250\text{ }^{\circ}\text{C}$ (рис. 10.3).

Для быстро раздвигающихся хребтов (например, ВТП) численное моделирование показывает существование стационарных магматических очагов на двух уровнях: верхнемантийном с кровлей на границе Мохоровичича и коровом на глубинах $< 2\text{ км}$ (рис. 10.3 г). Расчеты позволяют выделить боковые и нижние границы корового очага магмы, а также определить степени плавления базальта в очаге. Полученные в модели термический режим осевой зоны и строение магматических очагов при быстром спрединге хорошо согласуется с данными, полученными на основании сейсмической томографии в районе $9^{\circ}30'\text{ с.ш.}$ ВТП (рис. 7.2), которые были выбраны в качестве критерия оценки справедливости рассмотренной модели. Дифференциация расплава в магматических очагах, регулярные внедрения даек и излияния эффузивов приводят к формированию слоистой структуры коры.

Расчеты показали, что при очень низких скоростях спрединга ($< 2\text{ см/год}$) и частоте тектономагматического цикла порядка тысяч лет формируется область сфокусированного мантийного апвеллинга с повышенной концентрацией расплава (рис. 10.3 а). В зависимости от значений скорости спрединга эта область может либо оставаться в мантии, либо подниматься до границы кора-мантия и даже проникать в кору (рис. 10.3 б).

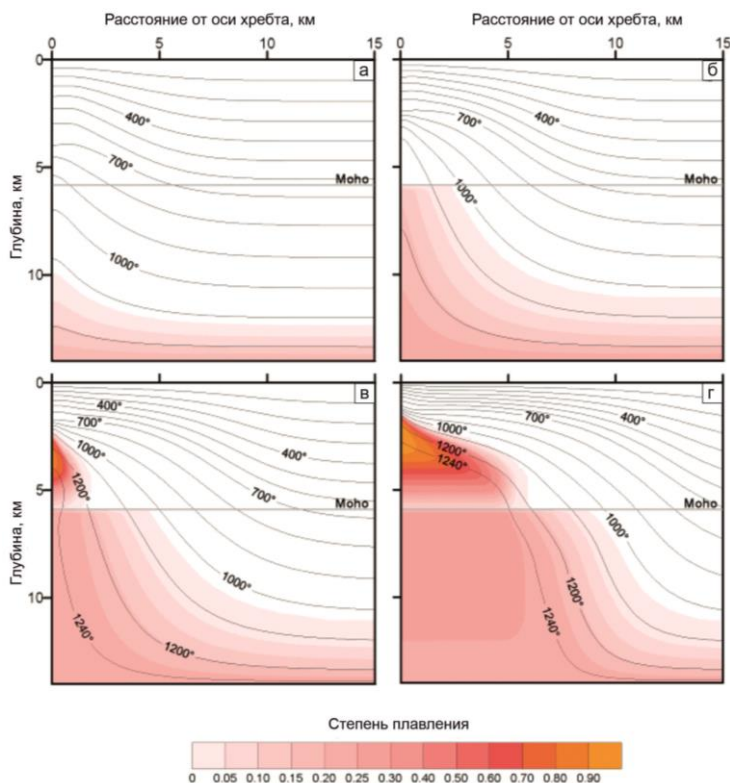


Рис. 10.3. Термическая структура осевой зоны СОХ и форма осевых очагов магмы, вычисленная в рамках модели дискретно-непрерывного спрединга для полных скоростей спрединга $V = 2$ (а), 4 (б), 6 (в) и 10 (г) см/год (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину)

Рост скорости выше значения около 4 см/год приводит к формированию квазистационарного очага магмы в коре, его уширению, поднятию его кровли и увеличению степени плавления пород (в, г). Форма и размеры корового магматического очага, а также вычисленное распределение содержания расплава в породах осевой зоны на рис. 10.3 г хорошо согласуются с оценками из экспериментов по сейсмической томографии на $9^{\circ}30'$ с.ш. ВТП (см. рис. 7.2)

Эти вариации определяют специфику строения коры и толщину литосферы. В первом случае трудно предполагать существование очагов расплава в пределах коры. Возможны лишь локальные очаги, остывающие к концу тектономагматического цикла. В рельефе дна отмечается четко выраженная рифтовая долина. Во втором случае, при подъеме мантийного диапира до границы «кора-мантия», в коре могут формироваться короткоживущие очаги расплава, питающие осевые рифтовые вулканы и ответственные за формирование эффузивного и дайкового слоя (рис. 10.3 б). Верхняя часть коры в этом случае приобретает преимущественно слоистое строение, а на дне рифтовой долины могут наблюдаться осевые вулканы. При этом поднятие кровли очага над его крыльями не превосходит 0,5 км, а полуширина очага составляет 0,5–1 км. Глубина кровли зоны плавления в мантии

уменьшается, достигая уровня границы Мохоровичича. Происходит концентрация расплава на границе кора-мантии, где формируется верхнемантийная магматическая камера.

Дальнейшее увеличение скорости спрединга выше некоторой критической величины, составляющей при температуре мантии 1250 °С около 4–6 см/год, приводит к началу формирования стационарной магматической камеры в коре (рис. 10.3 в). С увеличением скорости спрединга выше указанного предела концентрация расплава в ней растет. Одновременно глубина кровли камеры уменьшается, например, от 2,5 км при скорости спрединга 6–7 см/год до ~1,5 км при скорости 10 см/год (рис. 10.3 г). Максимальная концентрация расплава отмечается в верхней части камеры вблизи ее кровли (линза расплава), достигая ~55% при скорости спрединга 6 см/год и 95% при скорости 10 см/год. В нижней коре, вблизи границы Мохо, содержание расплава снижается до нескольких процентов, по всей видимости, за счет снижения содержания MgO. Появление стационарного очага расплава в коре происходит одновременно с расширением зоны сфокусированного мантийного апвеллинга и формированием выраженного очага в мантии с максимумом концентрации расплава вблизи границы Мохо. Этот максимум при $V_{\text{спред}} = 10$ см/год и температуре внедрений 1250 °С составляет согласно модели около 20%.

В данной постановке задачи стационарной формы магматической камеры, строго говоря, не существует. Форма камеры меняется непрерывно, но по прошествии времени эти изменения становятся незначительными. Поэтому можно ввести понятие асимптотической, или “стационарной” формы камеры, понимая под ней ту форму, которая практически не меняется при данном режиме спрединга. Такое состояние, согласно оценкам, устанавливается уже через 100–150 тыс. лет после начала спрединга.

Динамика процесса, обратного рассмотренному выше, а именно, релаксация термического режима, приводящая к исчезновению корового магматического очага после прекращения спрединга, охватывает период времени порядка 100 тыс. лет.

Понимание процесса релаксации термического режима очага имеет исключительную важность при замедлении или прекращении спрединга, происходящем, например, при локальном перескоке оси спрединга.

Результаты, полученные в рамках термической модели осевой зоны СОХ, показали, что скорость спрединга является важнейшим параметром, определяющим не только рельеф осевой зоны, но также и характер распределения магматических очагов в коре и подкоровой мантии. За определенное значение полускорости, ниже которого не существует коровый очаг, различимый геофизическими методами, можно принять полускорость $V = 1,5\text{--}2,0$ см/год. Увеличение скорости спрединга приводит прежде всего к усилению степени прогревания осевой зоны хребта. Следствием

этого является подъем кровли зоны повышенной концентрации расплава сначала до уровня границы Мохоровичича, где на границе кора-мантия формируется верхнемантийная магматическая камера, а затем происходит формирование очага магмы в пределах коры.

Помимо вариаций в значениях скоростей спрединга в постановке данной модели (см. рис. 10.1) имелись другие неоднозначные параметры, влияние которых на состояние магматических очагов могло быть значительным и требует численной оценки. К таким переменным параметрам относятся температура внедряющейся интрузии и температура мантии, варьирующаяся в диапазоне от 1350 °С до 1100 °С, толщина коры, ширина осевой интрузии Δx и время между внедрениями Δt , определяющие скорость спрединга и частоту внедрения, глубина кровли астеносферы, с которой поднимается магма в осевой зоне, а также интенсивность магмоснабжения.

10.7. Влияние температуры мантии на форму и размеры магматических очагов

Степень прогретости мантии и температура расплава (T_M) во внедряющейся интрузии наряду со скоростью спрединга являются также важнейшим фактором, определяющими температурный режим осевой зоны, распределение магматических очагов и их характеристики, а следовательно, и строение формирующейся коры. В зависимости от температуры мантии изменения размеров и формы осевых магматических структур могут происходить при разных величинах скорости спрединга: чем больше температура мантии, тем при меньших значениях скорости спрединга исчезает коровая магматическая камера.

Расчеты для осевой зоны быстро раздвигающегося хребта ($V_{\text{спред}}=10$ см/год) при различной температуре внедряющегося расплава предполагают, что уменьшение последней на 100 °С приводит к уменьшению размеров магматических очагов и концентрации расплава в них, вплоть до полного исчезновения коровой магматической камеры при температуре внедряющейся интрузии 1150 °С и ниже, несмотря на высокие скорости спрединга (рис. 10.4).

При средней скорости спрединга ($V_{\text{спр}}=6$ см/год) стационарная коровая камера исчезает уже при температурах мантии ниже 1200 °С (рис. 10.5 а). Здесь, как и в быстрых хребтах, увеличение температуры внедрения приводит к увеличению размеров коровой магматической камеры (от полуширины около 1,5 км в самой широкой части камеры при $T_M=1250$ °С до 2,5 км — при температуре 1300 °С) и степени плавления пород в ней (рис. 10.5, б,в). Одновременно с ростом T_M увеличиваются и размеры мантийного очага, и содержание в нем расплава.

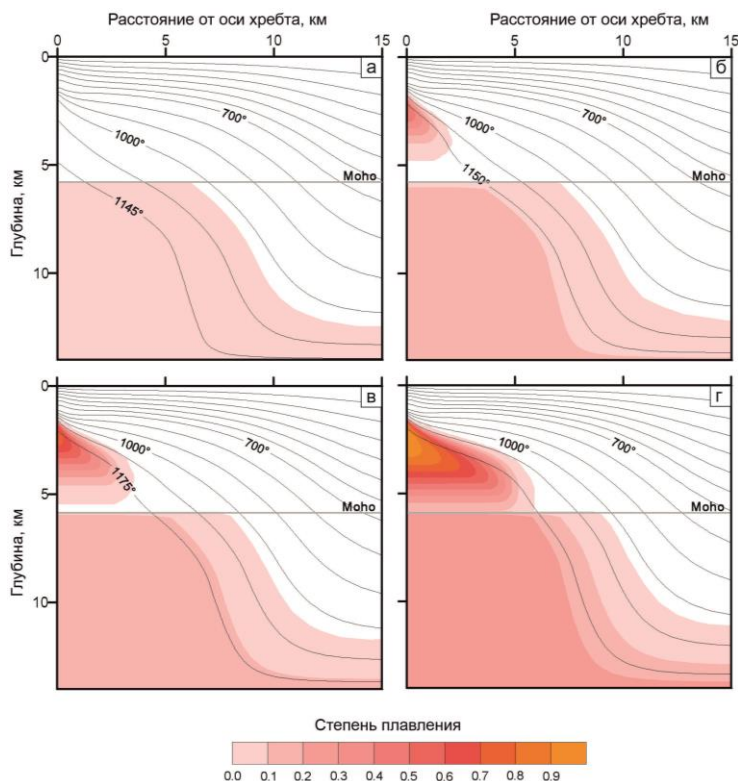


Рис. 10.4. Термическая структура и распределение доли плавления пород в осевой зоне быстро раздвигающегося хребта ($V_{\text{спред}} = 10$ см/год), вычисленные для различных температур внедряющегося расплава: $T_M = 1150$ (а), 1175 (б), 1200 (в) и 1250 °С (г)

Уменьшение температуры T_M приводит к сокращению размеров очага и доли расплава в породах вплоть до полного исчезновения магматического очага в коре при температурах $T_M \leq 1150$ °С, несмотря на высокую скорость спрединга (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину)

Для хребтов с низкими скоростями спрединга формируется область сфокусированного мантийного апвеллинга с повышенной концентрацией расплава вблизи ее кровли. В зависимости от исходного прогрева мантийных пород, эта область либо остается в мантии (рис. 10.6 а), либо поднимается до границы кора – мантия (рис. 10.6 б). Такие особенности в расположении области мантийного апвеллинга определяют структуру формируемой коры и толщину литосферы. В первом случае трудно предполагать существование очагов расплава в пределах коры, которая сложена интрузиями габбро и тектонизированными мантийными перидотитами, с крайне ограниченным количеством долеритовых даек и эффузивов.

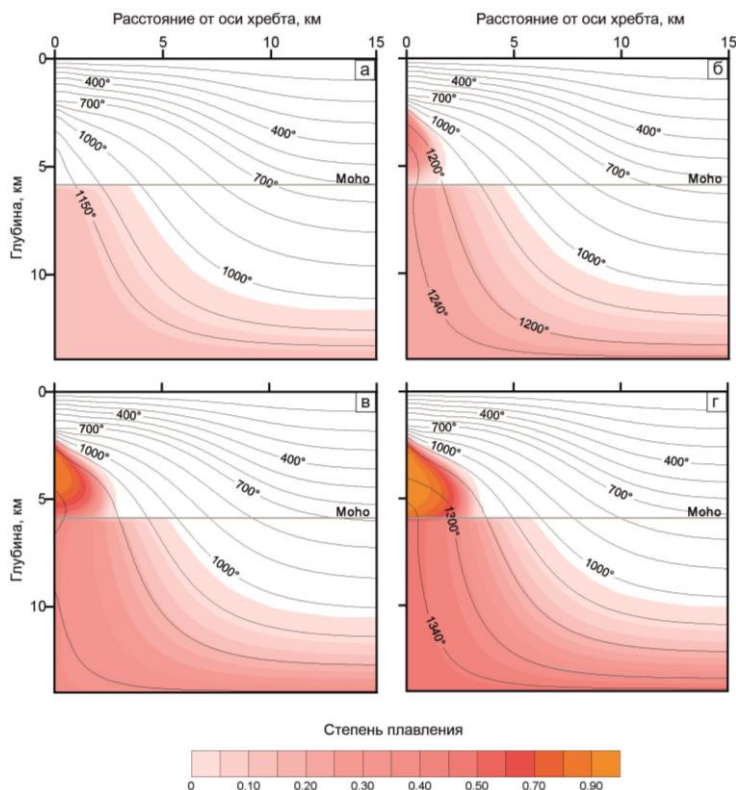


Рис. 10.5. Термическая структура и распределение доли плавления пород в осевой зоне хребта со средней скоростью раздвижения ($V_{\text{спред}} = 6$ см/год), вычисленные для различных температур внедряющегося расплава: $T_M = 1200$ (а), 1250 (б), 1300 (в) и 1350 °C (г)

Квазистационарный очаг в коре таких СОХ исчезает при температурах осевой интрузии $T_M \leq 1200$ °C. Увеличение температуры T_M приводит к росту размеров очага и доли плавления пород (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину)

Для медленно раздвигающихся хребтов, температурные условия которых предполагают отсутствие стационарных коровых мантийных очагов, увеличение температуры внедрения T_M может привести к формированию здесь локальных, короткоживущих очагов, подобных тому, что намечается на глубинах от 5 до 6 км на рис. 10.6 в. Существование таких временных очагов (линз расплава или магматических силлов) согласуется с наличием на глубинах около 3 км под дном океана локальных низкоскоростных аномалий сейсмических волн, обнаруженных Л. Магде и Р. Данном с соавторами по данным сейсмической томографии в центральной части сегмента АМАР на 35,5° с.ш. САХ к югу от Азорского плато (см. рис. 7.7). Верхняя часть коры в этом случае приобретает явное слоистое строение.

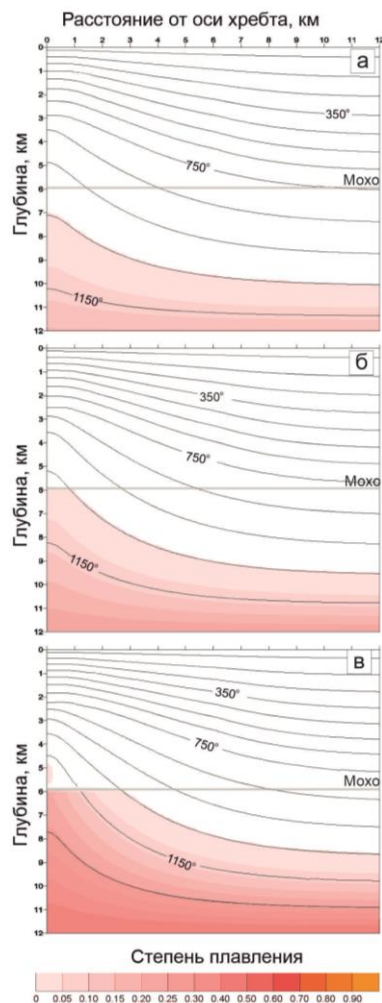


Рис. 10.6. Термическая структура и распределение доли плавления пород в осевой зоне медленно раздвигающегося хребта ($V_{\text{сред}} = 2$ см/год), вычисленные для различных температур внедряющегося расплава: $T_M = 1200^\circ\text{C}$ (а), 1250°C (б) и 1300°C (в).

В медленно раздвигающихся хребтах квазистационарный очаг магмы в коре отсутствует, но рост T_M может привести к формированию локального короткоживущего очага, подобного тому, что предполагается данными по сейсмической томографии на $35,5^\circ$ с.ш. в центральной части сегмента АМАР Срединно-Атлантического хребта к югу от Азорского плато (рис. 6.11а) (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину)

Таким образом, учет влияния вариаций температуры мантии на особенности формирования осевых магматических систем показывает, что коровые магматические очаги могут появляться и исчезать даже при одинаковых скоростях спрединга. Главным индикатором состояния магматических систем является морфология осевой зоны, меняющаяся от осевых поднятий до рифтовых долин.

Под рифтовыми зонами с морфологией осевого поднятия уровень общего поднятия астеносферы подходит очень близко к поверхности Мохо, где формируется подкоровая магматическая камера. В коре над астеносферным поднятием образуется стационарная коровая магматическая камера, в верхней части которой накапливается линза расплава. Форма кровли камеры предопределяет рельеф осевого поднятия. Под рифтовыми зонами с морфологией рифтовых долин область плавления располагается

гораздо глубже, т.е. литосфера здесь более мощная. Над астеносферным поднятием в верхней мантии под осью спрединга образуются центры сфокусированного мантийного апвеллинга, питающие локальные короткоживущие очаги расплава в коре, из которых происходят конкретные извержения. Коровая осевая магматическая камера здесь не образуется.

При средних скоростях спрединга с переходной морфологией магматические очаги, согласно оценкам, должны, как правило, присутствовать в коре, но размеры их будут существенно меньшими, а глубины залегания кровли большими, чем для быстроспрединговых хребтов с морфологией осевых поднятий. Это подтверждается результатами сейсмических исследований на Галапагосском центре спрединга, Восточном хребте Скотия и на хребте Хуан де Фука. В последнем случае средние глубины кровли осевой магматической камеры зафиксированы в диапазоне от 2000 м до более 2500 м ниже уровня дна. Устойчивость во времени и размеры коровых магматических очагов при средних скоростях спрединга могут очень быстро меняться в зависимости от соотношения мантийных температур и скорости спрединга. Даже небольшие изменения этих параметров (вызванные, например, интенсивной гидротермальной циркуляцией, влиянием горячих точек и/или структурных нарушений) могут приводить к исчезновению магматических очагов или, наоборот, увеличению их размеров и магмонасыщенности.

10.8. Влияние толщины коры на форму и размеры магматических очагов

Еще одним параметром, который влияет на формирование и характер распределения магматических очагов в коре и подкоровой мантии, является интенсивность магмоснабжения, т.е. количество расплава, изливающегося в единицу времени на единицу длины спредингового сегмента при одинаковых значениях скорости спрединга и температуры мантии. Индикатором и физическим параметром, позволяющим судить о степени интенсивности магмоснабжения, может служить толщина коры, которая напрямую зависит от объема расплава, поступающего из мантии. Наиболее значительные вариации в толщине коры отмечаются на медленно раздвигающихся хребтах, особенно в районах функционирования горячих точек и мантийных плюмов. Известно, что при средних значениях толщины коры в 5 ± 2 км, она может существенно изменяться как вкрест, так и вдоль простирания спредингового хребта и достигать значений от 1–2 до 10 и более километров. Однозначно определить, какие факторы влияют на интенсивность магмоснабжения, довольно трудно. Помимо температуры и давления, это могут быть и особенности химического состава мантии, скорость поступления расплава и характер его миграции, наличие флюидов, содержание воды, летучих и др.

Оценки влияния толщины коры на формирование коровых и верхнемантийных магматических очагов были проведены для хребтов с медленными скоростями спрединга. Расчеты показали, что для очень горячей мантии ($T = 1350^\circ\text{C}$) при вариациях в толщине коры от 6 до 14 км,

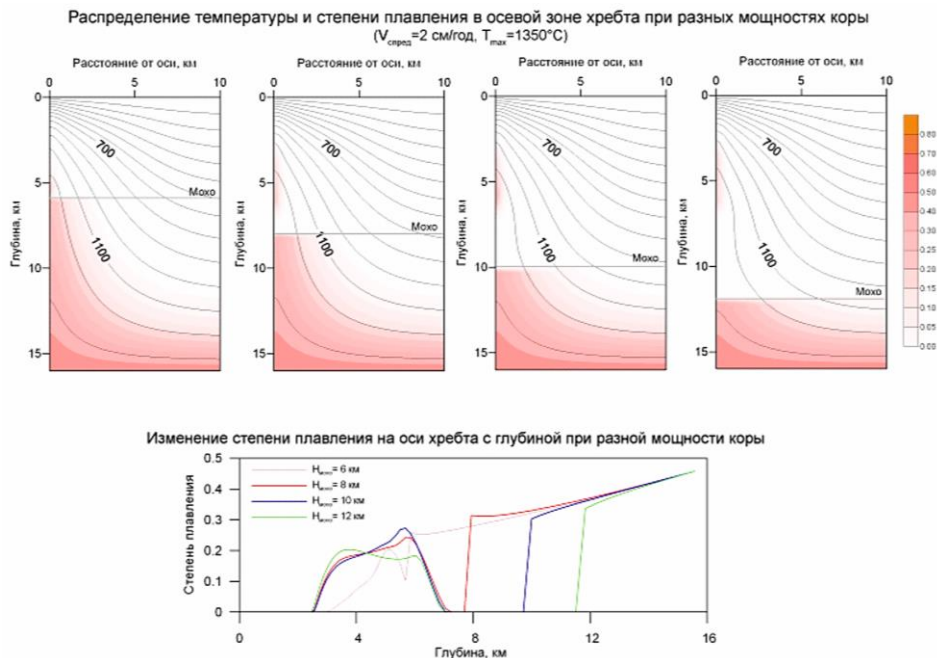


Рис. 10.7. Распределение температуры и степени плавления в осевой зоне спредингового хребта при $V_{\text{спр}} = 2 \text{ см/год}$ и температуре мантии $T = 1350^\circ\text{C}$ в зависимости от толщины коры: а) — 6, б) — 8, в) — 10 и г) — 12 км (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину)

осевые магматические очаги формируются на уровне средней коры на глубинах от 3 до 7 км (рис. 10.7). В отличие от короткоживущих осевых магматических очагов, формирующихся при тех же мантийных температурах и скоростях спрединга, но при меньших значениях толщины коры, в данных примерах коровые магматические очаги стационарны, т.е. существуют длительный период времени, определяемый, по крайней мере, несколькими магматическими циклами (десятки-сотни тысяч лет и более). При этом наиболее благоприятные условия для формирования корового очага наблюдаются при мощности коры 8 км. В этом случае стационарный коровый очаг полностью исчезает лишь при уменьшении мантийных температур до значений ниже 1250°C , при других мощностях коры (как меньше, так и больше оптимальной) граничное значение мантийной температуры, при которой исчезают условия для формирования стационарного очага в коре, повышается. Более раннее исчезновение стационарного

очага при увеличении мощности коры можно объяснить уменьшением термического влияния на область его формирования нижележащих верхнемантийных очагов, несмотря на то, что ширина области сфокусированного мантийного апвеллинга и кровли подкорового магматического очага становятся больше при увеличении толщины коры. При умеренных мантийных температурах ниже 1250 °C внутрикоровые магматические очаги не образуются независимо от толщины коры.

Таким образом, толщина коры в осевых зонах спрединга также оказывает влияние на распределение магматических очагов, хотя и не такое значительное, как скорость спрединга и прогретость мантии.

Оценки влияния ширины интрузивной зоны, заполняемой магмой, и частоты внедрения, как и уровня глубины поднимающегося расплава, показали, что изменения этих параметров не оказывают существенного влияния на форму и размеры магматических очагов.

10.9. Реологическая стратификация океанической литосферы в рифтовых зонах СОХ

Анализ термической эволюции литосферы осевых зон СОХ в рамках нестационарной модели спрединга с учетом процессов формирования коровых и мантийных очагов магмы, дает возможность численно оценить вариации прочности пород молодой океанической литосферы и определить положение зон ослабления литосферы при различных скоростях спрединга или температурах мантии. Прочность океанической коры и литосферы зависит от многих факторов, среди которых основными являются: толщина коры и литосферы, прогретость мантии, давление, влагонасыщенность пород, глубина хрупко-пластичного перехода и закрытия микротрещин, определяемая изотермой ≈ 725 °C, серпентинизация и др.

В основе оценок лежат реологические законы, связывающие хрупкие и вязко-пластичные деформации пород океанической литосферы с напряжениями, полученные на основе результатов экспериментов по хрупким и пластичным деформациям образцов влажного и сухого диабаза и дунита.

Анализ термической эволюции литосферы осевых зон СОХ, приведенный выше в рамках нестационарной модели спрединга с учетом процессов формирования коровых и мантийных очагов магмы, дает возможность численно оценить вариации прочности пород молодой океанической литосферы и определить положение зон ослабления литосферы при различных скоростях спрединга. В основе расчетов лежит реологический закон, связывающий хрупкие и вязко-пластичные деформации пород океанической литосферы с напряжениями, полученный на основе результатов экспериментов по хрупким и пластичным деформациям образцов влажного и сухого диабаза и дунита. Согласно G. Bassi и J. Bonnin прочность пород

коры при хрупких деформациях и средней плотности $\rho \approx 2800 \text{ кг/м}^3$ линейно растёт с глубиной как

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} - \sigma_{zz} &= 13,0 \cdot z + 20 \text{ для влажных и} \\ \sigma_{xx} - \sigma_{zz} &= 22,4 \cdot z + 20 \text{ — для сухих пород}\end{aligned}\quad (10.9)$$

В мантии со средней плотностью пород $\rho \approx 3300 \text{ кг/м}^3$ тот же закон имеет вид:

$$\begin{aligned}\sigma_{xx} - \sigma_{zz} &= 13,0 \cdot S_{\text{crust}} + 15,3 \cdot (z - S_{\text{МОНО}}) + 20 \text{ — для влажных и} \\ \sigma_{xx} - \sigma_{zz} &= 22,4 \cdot S_{\text{crust}} + 26,4 \cdot (z - S_{\text{МОНО}}) + 20 \text{ — для сухих пород.}\end{aligned}\quad (10.10)$$

В соотношениях (10.9) — (10.10), $\sigma_{xx} - \sigma_{zz}$ — разность главных напряжений в МПа, $S_{\text{МОНО}}$ — толщина коры в км, z — глубина в км и 20 МПа есть предполагаемое значение прочности пород на поверхности. Для влажных пород коры и мантии предполагалось гидростатическое давление поровых жидкостей. На большой глубине и при температурах выше 725°C микротрещины закрываются, и поровое давление будет заметно отличаться от гидростатического.

Прочность пород коры и мантии для вязко-пластичных деформаций экспоненциально зависит от температуры пород (S. Kirby):

$$\sigma_{xx} - \sigma_{zz} = (\dot{\epsilon}/A)^{1/n} \cdot \exp[E/n \cdot R \cdot T], \quad (10.11)$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации (в сек^{-1}), $(\sigma_{xx} - \sigma_{zz})$ — разность главных напряжений в МПа, E — энергия активации для вязко-пластичных деформаций в Дж/моль, $R = 8,31441 \text{ Дж/моль}^\circ\text{K}$ — универсальная газовая постоянная, T — абсолютная температура, A — материальная константа в $\text{МПа} \cdot \text{сек}^{-1}$ и n — степенной параметр. Значения параметров E , A и n определяются реологическими свойствами минералов. В принятой модели коры считалось (R. Messner, N. Kusznir), что реология влажного диабазы с параметрами $A = 0,0002 \text{ МПа} \cdot \text{сек}^{-1}$, $E = 260 \text{ КДж/моль}$ и $n = 3,4$ описывала неупругие деформации пород океанической коры при температурах $T < 725^\circ\text{C}$. Использовался реологический закон (10.11) с параметрами для сухого диабазы ($A = 145 \text{ МПа} \cdot \text{сек}^{-1}$, $E = 485 \text{ КДж/моль}$ и $n = 4,7$) при вычислениях прочности пород коры при неупругих деформациях в области высоких температур ($T > 725^\circ\text{C}$), когда микротрещины в породах закрыты (S. Mackwell et al.). Реологические параметры сухого диабазы хорошо описывают поведение пород слоя габбро нижней коры, так как содержание воды в них мало, за исключением случая прямого проникновения гидротермальных вод в слой. Для описания неупругого поведения мантийных пород использовался реологический закон (10.11) с параметрами влажного дунита ($A = 9,55 \cdot 10^3 \text{ МПа} \cdot \text{сек}^{-1}$, $E = 444 \text{ КДж/моль}$ и $n = 3,35$) для температур $T < 725^\circ\text{C}$ и параметрами сухого дунита ($A = 2,88 \cdot 10^4 \text{ МПа} \cdot \text{сек}^{-1}$,

$E = 535 \text{ КДж/моль}$ и $n = 3,60$) — для температур $T > 725 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (Р. Chopra, М. Paterson).

Распределение прочности пород литосферы вычислялось как минимальное значение из соответствующих выражений (10.9)–(10.11) для упругих и вязко-пластичных деформаций.

Моделирование, проведенное для различных значений толщины коры и разных градиентов температуры, показало, что узкая зона вязкопластичных деформаций развивается непосредственно над изотермой $725 \text{ }^{\circ}\text{C}$ (температура закрытия микротрещин).

Распределение прочности пород океанической литосферы с глубиной и расстоянием от оси хребта, рассчитанное Ю. Галушкиным с соавторами в термической модели осевых зон СОХ с учетом формирования здесь осевых очагов магмы и интенсивной гидротермальной активности, приведено на рис. 10.8. Результаты расчетов подтвердили тот факт, что изотерма $T \approx 725 \text{ }^{\circ}\text{C}$ контролирует, в первом приближении, переход от упругих деформаций к вязкопластичным. Согласно расчетам, представленным на рис. 10.8, толщина слоя с упругими деформациями пород растет от значений 1,5–4 км на оси хребта (в зависимости от скорости спрединга и прогретости мантии) до 5–7 км на расстоянии 10–15 км от оси и до значений около 20 км для литосферы с возрастом 10 млн лет. В районе изотермы $T \approx 700 \text{ }^{\circ}\text{C}$ хорошо выделяется ослабленный слой с вязкопластичной деформацией пород. Этот слой, тонкий у оси СОХ, постепенно утолщается до 1–1,5 км на удалении от оси, где изотерма $700 \text{ }^{\circ}\text{C}$ в процессе погружения достигает кровли мантии. Ниже этого ослабленного слоя снова оказывается зона упругих деформаций на этот раз пород мантии (или нижней коры).

Экспериментальные исследования показали, что контрасты прочности в коре могут контролировать формирование и динамику силлов на границах, разделяющих верхний жесткий слой от нижнего, менее прочного, пластичного слоя. Это может быть особенно важно в осевых зонах медленноспрединговых хребтов, где линзы расплава зафиксированы на уровне средней коры (3–4 км) в районе изотермы хрупко-пластичного перехода. При наличии нескольких реологических границ в зависимости от прогретости мантии и частоты внедрения интрузий, могут формироваться несколько уровней «реологических ловушек», на которых может аккумулироваться поднимающаяся магма и локальные короткоживущие магматические камеры в виде силлов или отдельных линз расплава. Следует учитывать, что динамика силлов контролируется вязкой диссипацией флюидов вдоль их длины, что влияет на размеры и форму силлов и дает возможность силлам продвигаться вперед и, таким образом, становится более мощными и вызывать неупругие деформации в окружающих породах. Это должно позволить им питать новые силы или линзы вдоль других

реологических границ раздела, создавая ступенчатую структуру хаотичного распределения магматических тел.

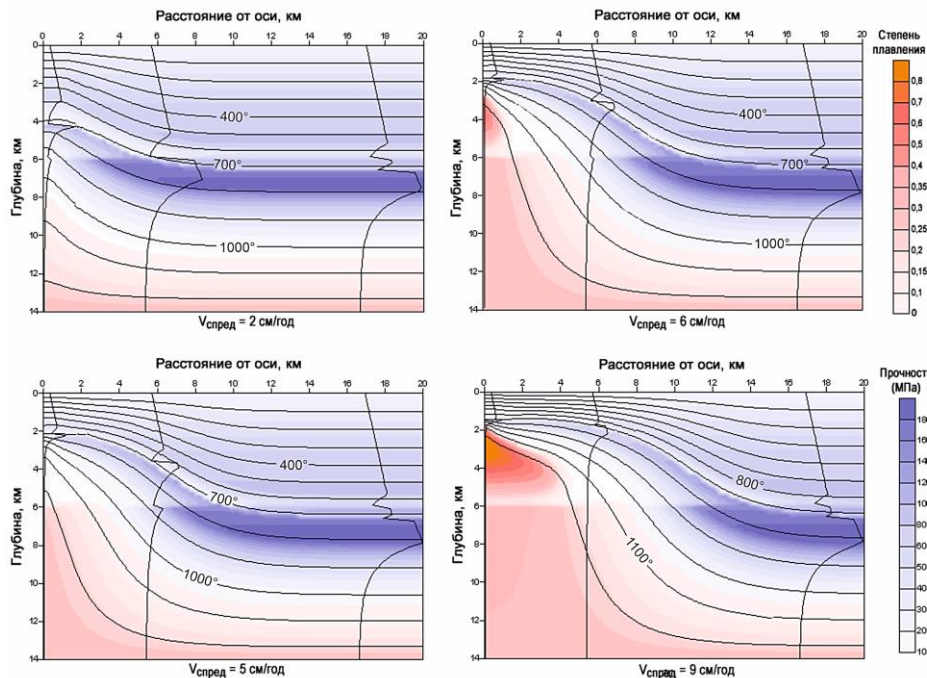


Рис. 10.8. Распределение прочности пород океанической литосферы, рассчитанное на базе термической модели формирования осевых зон срединно-океанических хребтов для скоростей спрединга 2 (а), 6 (б) и 9 (в) см/год (по Галушкину и др.)

На рисунке нанесены изотермы через 100 °С и кривые изменения прочности с глубиной для расстояний от оси хребта 0, 5,5 и 16,5 км

В целом океаническая литосфера оказывается представленной двумя слоями относительно прочных хрупких пород, разделенными тонким реологически слабым слоем вязко-пластичных деформаций. Хотя в зависимости от геодинамических условий спрединга реологическая стратификация может иметь более сложный характер. Важность тектонической расслоенности для понимания особенностей структурообразования в литосфере подчеркивалась в работах Л.И. Лобковского, Ю.М. Пушаровского, Ю.Н. Разницына. Модельные оценки показали, что тектоническая расслоенность океанической коры и литосферы предопределяется ее реологической стратификацией, которая зависит от скорости спрединга, прогретости мантии, толщины коры и ее состава. Отметим, что во всех вариантах, рассмотренных на рис. 10.8, средняя толщина коры принималась равной 6 км и в основании области счета на глубине 14 км поддерживалась температура $T_M=1250^{\circ}\text{C}$. По этой причине распределения напряжений с глубиной

для разных скоростей спрединга близки друг к другу на расстояниях $x > 15$ км от оси, но заметно различаются вблизи от оси СОХ. Так, толщина хрупкого слоя уменьшается на оси от 3 км для $V = 2$ см/год до 1,7 км при $V = 8$ см/год и соответственно падает прочность пород, а также и интегральная прочность осевой литосферы (рис. 10.8 в). Такие изменения в распределении прочностных свойств литосферы рифтовых зон СОХ отражаются в изрезанности осевого и внеосевого рельефа (см. рис. 6.2) и имеют следствием соответствующий переход в характере изостатической компенсации осевого рельефа. Он меняется от локального, определяемого уровнем хрупко-пластичного перехода (изотерма 725°C), для литосферы возраста менее 100 тысяч лет, до регионального, когда появляется жесткий слой в кровле мантии (рис. 9.8). Моделирование показывает, что при быстром спрединге слой упругих деформаций в мантии появляется лишь на расстояниях 10–15 км от оси хребта. Характерно, что это расстояние близко к ширине осевого горста в быстроспрединговых СОХ. Рельеф горста и распределение гравитационных аномалий над ним согласуется с постепенным увеличением прочности пород (эффективной толщины упругой литосферы) от почти нулевого значения на оси до конечных значений на расстояниях 10–15 км от оси. Максимальный рельеф горста быстрых СОХ составляет около 300–400 м и мог бы поддерживаться дефицитом плотности $\Delta\rho \approx 0,05$ г/см³ внутри столбца глубиной до 20 км или $\Delta\rho \approx 0,10$ г/см³ до глубины около 10 км. Дефицит плотностей $\Delta\rho$ в быстрых хребтах мог быть обусловлен наличием расплава базальтов и термическим расширением пород. В медленных хребтах зона хрупких пород начинается практически сразу же от оси хребта, и рельеф абиссальных холмов вдоль склонов рифтовых долин формируется при сбросовых движениях блоков вдоль разломов в процессе растяжения относительно прочной литосферы. Активность таких разломов падает на расстояниях 10–15 км от оси. Следовательно, относительно большие значения эффективно-упругой толщины осевой литосферы медленных СОХ отражаются в заметной ширине рифтовой долины, в значительных амплитудах сбросов и, как следствие, в сильной изрезанности рельефа рифтовой зоны.

Таким образом, особенности распределения прочности пород коры и мантии с глубиной, а также вдоль и вкрест простираения оси спрединга в значительной степени зависят от: степени прогретости мантии, скорости спрединга, наличия разноуровневых магматических систем, толщины коры, степени серпентинизации и др. В зависимости от геодинамических условий спрединга в структуре коры могут присутствовать один или несколько уровней понижения прочности, формирующих естественную реологическую расслоенность коры, которые в значительной степени предопределяют уровни реализации внутрикоровых напряжений и возможных тектонических срывов.

10.10. Основные выводы и направления дальнейшего развития модели

Основной вывод, следующий из рассмотренной нестационарной геодинамической модели спрединга и аккреции океанической коры, заключается в том, что различия в строении рельефа дна, структуре коры и механизмах ее аккреции определяются следующими взаимосвязанными факторами:

- 1) скоростью спрединга и периодичностью тектономагматического цикла;
- 2) температурой мантии;
- 3) интенсивностью магмоснабжения или толщиной хрупкого слоя коры и ее реологическими свойствами.

Кроме того, моделирование показало:

1. Формирование осевых очагов магмы связано с дискретным характером внедрений интрузий и излияний лавовых потоков в условиях непрерывного растяжения литосферы осевых зон спрединга.

2. Существует тесная связь формы коровой магматической камеры и глубины залегания ее кровли с интенсивностью гидротермального теплообмена в коре и закономерностями ее изменения с удалением от оси.

3. Учет теплового эффекта выделения или поглощения скрытой теплоты плавления базальта существенен при формировании магматических очагов.

4. Скорость спрединга, контролирующая частоту внедрения магмы, имеет определяющее значение для образования и существования устойчивого корового очага магмы и эволюции его формы.

5. В частности, при малой частоте внедрения интрузий, отвечающей полускоростям спрединга менее 2,0 см/год, существование устойчивого очага магмы в осевой области океанической коры маловероятно. Характерно наличие подкоровой области сфокусированного мантийного апвеллинга и локальных короткоживущих коровых магматических очагов. Отсутствие стационарной магматической камеры в коре приводит к нерегулярному, хаотическому строению коры, за исключением участков СОХ вблизи мантийных плюмов.

При увеличении скорости спрединга (частоты внедрения интрузий) изменяется форма магматической камеры и рельеф осевой зоны — от морфологии рифтовой долины до морфологии осевого поднятия.

6. При больших скоростях спрединга стационарные магматические камеры существуют на двух уровнях: верхнемантийном (кровля вблизи границы Мохо) и коровом (кровля на глубине $\geq 1,5$ км). Время формирования коровой ОМК составляет 150–200 тыс. лет. Перерыв между внедрениями

в 100 тыс. лет и более приводит к исчезновению коровой магматической камеры. Вариации в составе пород коры и мантии определяют положение, размеры и форму коровой ОМК, а также степень плавления пород.

Наличие стационарной магматической камеры в коре приводит к дифференциации базальтового расплава и четкой стратификации океанической коры.

7. Для среднеспрединговых хребтов уменьшение размеров и глубины кровли коровых магматических камер и переход к сфокусированному мантийному апвеллингу связаны с уменьшением температуры мантии. Это приводит к изменению рельефа рифтовой зоны от осевого поднятия к рифтовой долине с преобладанием промежуточной морфологии.

8. При повышенной прогретости мантии стационарные очаги в коре могут формироваться даже при низких скоростях спрединга, а при пониженных мантийных температурах они могут исчезать даже при высоких скоростях.

В целом различие в пространственном распределении и типах коровых магматических систем при медленных и быстрых скоростях спрединга определяет различие в механизмах аккреции и структуре океанической коры.

Несмотря на то что эта модель дала возможность в первом приближении представить пространственно-временной масштаб процессов формирования осевой коровой магматической камеры и термического состояния корового слоя осевой зоны СОХ, она, как и предшествующие модели, безусловно, может иметь дальнейшее развитие. Оно видится прежде всего в следующем:

- в состыковке решения для дискретного спрединга коры с решением непрерывного течения несжимаемой мантии (миграция расплава);
- в более тщательном анализе соотношения толщины коры и литосферы при разных скоростях спрединга; в более корректном определении мантийных температур, используя возможности геохимических и геофизических методов;
- в более корректном учете процессов, происходящих внутри магматических систем и связанных с их взаимодействием, конвекцией, смешиванием, дифференциацией, кристаллизацией и осаждением магматического вещества;
- в более детальном анализе особенностей гидротермального охлаждения в рифтовых зонах;
- в учете вариаций в интенсивности магомгенерации и магмоснабжения вдоль оси спредингового хребта, вызванных морфоструктурными (трансформные разломы, нетрансформные смещения, перекрытия

- центров спрединга) и термическими (горячие точки, мантийные плюмы, холодные области) аномалиями;
- в выявлении тектонических и структурообразующих следствий деформаций океанической коры, связанных с особенностями реологической структуры коры, а также численное моделирование процессов напряженного состояния и механики разрушения коры в условиях разного термического режима осевой литосферы в разных геодинамических обстановках спрединга.

Глава 11. Геодинамические следствия нестационарной модели спрединга и аккреции океанической коры

11.1. Магматические системы в зонах спрединга

Результаты численного моделирования показали, что наиболее важными факторами, определяющими глубинную структуру и особенности аккреции современной океанической коры, являются скорость спрединга и температура мантии, которые в значительной степени контролируют интенсивность магмоснабжения. Дадим результатам моделирования геологическую интерпретацию.

На рис. 11.1 приведены модели глубинного строения рифтовых зон СОХ с разными скоростями спрединга, построенные на основании численного моделирования и геолого-геофизических данных, на которых можно выделить несколько уровней разномасштабных магматических систем.

Для быстроспрединговых хребтов можно выделить шесть глубинных уровней магматических систем (рис. 11.1 а): 1) система в астеносферной части верхней мантии (на глубинах 30–100 км), где происходит генерация первичного расплава; 2) система сфокусированного мантийного апвеллинга, где происходит фокусировка расплава в осевой зоне (шириной 30–40 км) за счет адиабатической миграции расплава; 3) верхнемантийная магматическая камера (10–20% расплава), расположенная в верхней части сфокусированного мантийного апвеллинга вблизи границы Мохо, где аккумулируются легкоплавкие мантийные дифференциаты; 4) нижнекоровая система (3–5% расплава), представляющая нижнюю часть коровой осевой магматической камеры с линзами расплава и магматическими силлами габброидного материала; 5) верхнекоровая система (40–80% расплава), расположенная вблизи кровли коровой магматической камеры, в которой происходит аккумуляция базальтового расплава (линза расплава или магматический силл); 6) система подводных каналов, по которым поступает магматический материал, формирующий эффузивный (2А) и дайковый (2Б) слои океанической коры. Отметим, что в двух из перечисленных выше магматических систем происходит аккумуляция магмы в магматических резервуарах (система 3 и система 5), в то время как другие системы служат преимущественно для транспортировки магматического материала.

Магматические системы для медленно раздвигающихся хребтов ($V_{\text{спред}} < 4,0$ см/год) отличаются от быстро раздвигающихся хребтов уже на втором и третьем уровнях, что выражается в системе мантийного апвеллинга, сфокусированного в более узкой осевой зоне (10–20 км). Но принципиальные различия отмечаются на 4, 5 и 6 уровнях, которые и определяют структуру океанической коры. Они выражаются прежде всего

в отсутствии стационарной магматической камеры в коре при медленных скоростях спрединга (рис. 11.1 д).

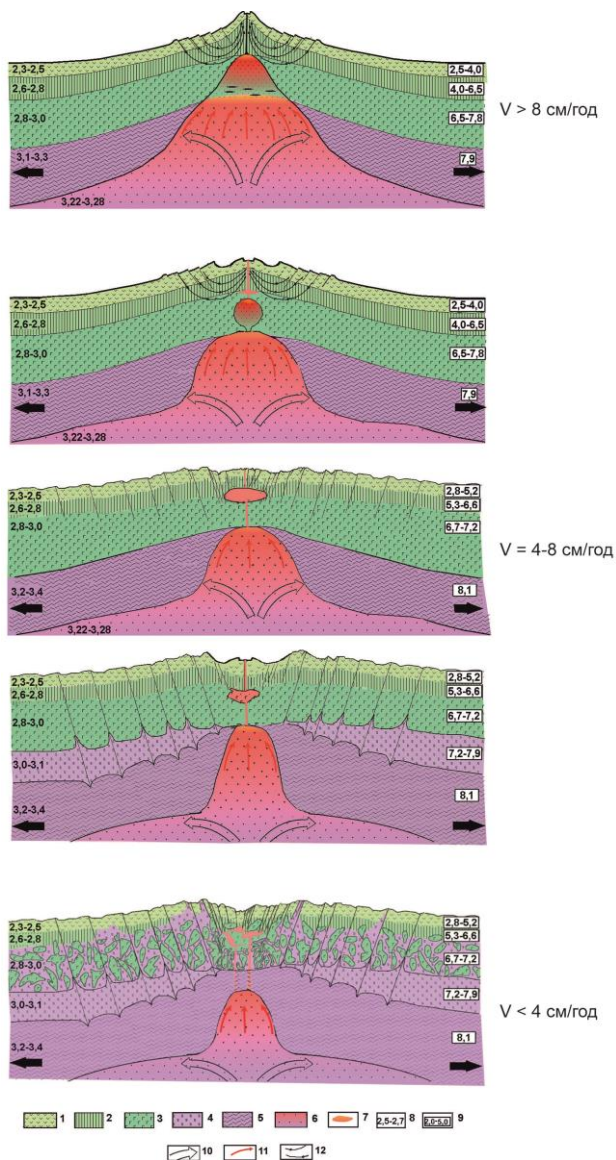


Рис. 11.1. Схематическая глубинная структура рифтовых зон СОХ:

а — быстро раздвигающиеся хребты ($V > 8$ см/год); б — хребты с промежуточной (средней) скоростью спрединга ($V = 4-8$ см/год); в — медленно раздвигающиеся хребты ($V < 4$ см/год): 1 — экструзивы подушечных базальтов и базальтовые потоки (слой 2Б); 2 — щитовые дайки (слой 2А); 3 — плутонические породы, изотропное габбро и расслоенное габбро (слои 3А и 3Б); 4 — серпентиниты; 5 — ультраосновные породы верхней мантии; 6 — астеносфера; 7 — линза расплава; 8 — плотность пород (г/см³); 9 — сейсмические скорости (км/с); 10 — мантийные течения; 11 — миграция расплава; 12 — гидротермальная циркуляция

Как отмечалось выше, геолого-геофизические исследования в рифтовых зонах САХ, подтверждая результаты численного моделирования, также свидетельствуют об отсутствии стационарной коровой магматической камеры в медленноспрединговых хребтах (за исключением аномальных участков СОХ, подверженных влиянию «горячих точек» и характеризующихся повышенными температурами мантии, например, хребет Рейкьянес, окрестности Азорского плато).

Для хребтов со средними скоростями раздвижения в настоящее время нет такой определенности в моделях глубинного строения литосферы ввиду явной недостаточности геофизических и прежде всего сейсмических исследований. Однако, согласно результатам численного моделирования, для хребтов со средними скоростями спрединга глубинные магматические системы, видимо, находятся в некотором промежуточном состоянии, характеризующемся уменьшенными, по сравнению с быстроспрединговыми хребтами, размерами ОМК, но и не такой узкой и локализованной к оси зоной сфокусированного мантийного апвеллинга, как в медленноспрединговых хребтах (рис. 10.3, рис. 10.5 и рис. 11.1 б,в,г).

Наличие разномасштабных и разноглубинных магматических систем подтверждается петрологическим и геохимическим изучением образцов драгированных пород. Это свидетельствует о том, что магма под спрединговыми хребтами проходит различные магматические резервуары перед извержением. В частности, петрологические исследования морфологии кристаллов в базальтах, драгированных на 30°41 с.ш. САХ, позволили предположить три уровня магматических систем:

- глубинный уровень при высоком давлении, где происходит фракционная кристаллизация клинопироксена;
- второй уровень, где происходит смешивание порфировых магм и дифференциация в области маш-зоны;
- третий, малоглубинный, уровень образования локальных магматических тел, где аккумулируются афировые магмы, связанные с сегрегацией расплава в процессе растяжения.

На каждом уровне происходят процессы, которые изменяют первоначальный состав магм.

Таким образом, существуют различные (по глубине и протяженности) уровни (подсистемы) единой магматической системы СОХ, где происходит генерация, транспортировка или аккумуляция магмы. Эти процессы варьируются в зависимости от скорости спрединга и температуры мантии. Все разномасштабные магматические уровни взаимосвязаны и контролируются полями напряжений, вызванными мантийным течением и растяжением хрупкой коровой части литосферы, прогремостью мантии, а также интенсивностью магмогенерации в мантии. Время существования каждой подсистемы различно: от десятков миллионов лет (первая, астеносферная

система) до нескольких лет (шестая, верхнекоровая система) — периодичность последовательных внедрений серий даек или отдельных даек в тектономагматическом цикле. Пространственное распределение и временные рамки существования разномасштабных магматических систем естественным образом формируют глубинное ранжирование магматических процессов. Это в значительной степени предопределяет глубинное строение коры, особенности структурообразования, рельеф дна и морфоструктурную сегментацию рифтовых зон СОХ, как вдоль, так и вкрест их простирания, рассмотренную в разделе.

11.2. Морфоструктурная сегментация рифтовых зон СОХ и ее связь с магматическими системами

Высокоточные гидроакустические методы картирования дна океана и исследования на подводных обитаемых аппаратах позволили получить детальные батиметрические карты и выявить морфоструктурные особенности рифтовых зон. На этом основании была установлена морфотектоническая сегментация рифтовых зон. В работах К. Макдональда, Дж. Семпере, П. Лонсдейла, С. Карботт, Е. Мирлина, Е. Дубинина были выявлены закономерности морфотектонической сегментации рифтовых зон Срединно-океанических хребтов (СОХ) и обоснованы иерархические системы сегментации, включающие разномасштабные уровни деления (от глобального до локального), а также рассмотрены характерные для них типы границ сегментов (таблица 11.1). Границами сегментов разных масштабных уровней служат тройные соединения (ТС), трансформные разломы (ТР), перекрывающиеся центры спрединга (ПЦС), нетрансформные смещения (НТС), узлы, изгибы, девелы и др. Хотя сам факт сегментации рифтовых зон СОХ надежно установлен, детальная структура сегментов, их границы, а также геодинамическая природа сегментов разных масштабных уровней исследованы еще очень слабо. Сегменты, даже соседние, могут существенно отличаться друг от друга по осевой морфологии, по тектономагматическим и геофизическим характеристикам, которые изменяются во времени и пространстве. Такие различия, как правило, связываются с изменением термического состояния мантии и вариациями в глубинной структуре рифтовых зон СОХ (рис. 11.2).

Пространственно-временная устойчивость глобальной системы СОХ видимо определяется глубинными процессами на границе ядра и мантии, а также конвекцией в нижней мантии. Последняя, в свою очередь, является движущим механизмом для многоячейстой конвекции в верхней мантии, ответственной за движение литосферных плит и первый крупномасштабный уровень сегментации СОХ.

Таблица 11.1

Уровни сегментации СОХ

Уровень сегментации	Границы сегментов	Размер, км	Время существования, млн лет	Вероятная геодинамическая природа	Характеристика	Примеры
1	Тройные соединения	$n \cdot 1000$	10–100	Конвекция мантии	Относительные движения литосферных плит, обусловленные конвекцией в верхней мантии определяют скорости и направления спрединга, существенно меняющиеся для каждой пары плит даже в пределах единого СОХ	Отрезки ВТП от ТС Ривера до ТС Галапагос, от ТС Галапагос до ТС Фернандес и другие
2	Трансформные разломы со смещением 30–100 км	$n \cdot 100$	$n \cdot 10$	Уровень подъяма астеносферы и термическое состояние стационарной магматической камеры	Стационарная магматическая камера контролирует тектоно-магматические процессы в пределах отрезков рифтовой зоны, заключенной между двумя трансформными разломами (спрединговые ячейки Франшто-Балларда). Камера видимо прерывается и смещается по трансформным разломам	Отрезки СОХ, заключенные между двумя трансформными разломами: отрезок САХ между ТР Атлантик и ТР Кейн, отрезок ВТП между ТР Орозко и ТР Клиппертон и другие
3	Крупные зоны ПЦС и небольшие разломы трансформного типа внутри рифтовой зоны со смещением оси 3–30 км	$n \cdot 10$	$n \cdot 1$	Термомеханическое состояние коровой осевой магматической камеры или магматических очагов	Коровая магматическая камера и области сфокусированного мантийного апвеллинга контролируют тектоно-вулканический цикл и определяют характерные формы рельефа осевой зоны. Вблизи крупных ПЦС и ТР камера заглубляется и/или исчезает	Участки ВТП между крупными ПЦС на 9,6° и 10,9° ю.ш. и др. Небольшие смещения осевой зоны разломами трансформного типа на САХ (разломы А и Б области ФАМОУС 37° с.ш.)

4	Зоны мелких ППС со смещением оси на 0,5–3 км на быстрых СОХ и небольшие поперечные нарушения на медленных СОХ	$n \cdot (1-10)$	$n \cdot (10^{-2}-0,1)$	Границы между участками с насыщенным состоянием ОМК. Перетяжки, седловины, сужения и заглубления в непрерывной коровой ОМК	Тектоно-вулканические процессы в пределах неовулканической зоны, связанные с относительным насыщением и истощением расплавом ОМК, определяют рельеф и размеры осевого вершинного грабена, расположение систем трещин. На границах сегментов кровля ОМК заглубляется и сужается.	Участки ВТП между малыми ППС на 16,1° ю.ш., 16,7° и 17,1° ю.ш. Смещения осевой зоны САХ на участке между 23° и 28° с.ш.
5	Мелкие тектонические узлы, изгибы оси, седловины, небольшие смещения оси без перекрытия и т.д. — (девелы)	$n \cdot 1$	$n \cdot (10^{-4}-10^{-2})$	Серия отдельных магматических излияний в тектоно-вулканическом цикле	Серии отдельных извержений, сменяющихся тектонической фазой, определяются насыщенным или истощенным состоянием лавы расплава вблизи кровли ОМК и наличием локальных очагов магмы с автономным питанием. Они влияют на характер распределения свежих лавовых потоков, отдельных разломов и трещин, в пределах осевой зоны вершинного грабена, и на распределение вулканических поднятий и впадин в пределах внутреннего дна долины, а также на распределение современных гидротермальных сульфидных полей	Участки современной гидротермальной активности на 12,8° с.ш., 17,5° ю.ш. и другие
6	Изменения в морфологии лавовых потоков. Границы отдельных лавовых потоков или лавовых куполов	$n \cdot (0,1-1)$	$n \cdot (10^{-6}-10^{-5})$	Конкретные извержения в пределах одного тектономагматического цикла	Характерна изменчивая морфология свежих лавовых потоков, сменяющихся от лопастевидных щитовых потоков до подушечных лав и глыбовых потоков	Вероятны на всем протяжении рифтовых зон СОХ

Таблица 11.2

Первый уровень сегментации спрединговых хребтов

Название сегментов СОХ	Сокращенное название	Скорость спрединга, см/год	Длина СОХ, тыс. км	Тройные соединения, ограничивающие спрединговые хребты		
				Название	Сокращенное название	Сокращенное название
Северный Срединно-Атлантический хребет	ССАХ	2,5–1,0			Азорское	АТС
Центральный Срединно-Атлантический хребет	ЦСАХ	2,6–3,0	2,5	Азорское	АТС	ТСЗМ
Южный Срединно-Атлантический хребет	ЮСАХ	3,0–4,0	7,5	Зеленого Мыса	ТСЗМ	ТСБ
Юго-Западный Индийский хребет	ЮЗИХ	1,5–1,7	7,0	Буве	ТСБ	ТСР
Центральный Индийский хребет	ЦИХ	3,8–5,0	3,0	Родригес	ТСР	ТСС
Юго-Восточный Индийский хребет	ЮВИХ	6,0–7,5	7,0	Родригес	ТСР	ТСМ
Хребет Горла — Хуан де Фука — Экслорер	ХХДФ	2,2–5,5	0,9	Королевы Шарлотты	ТСКШ	ТСМК
Галапагосский центр спрединга	ГЦС	5,0–5,8	1,8	Галапагос	ГТС	ПТС
Чилийский хребет	ЧХ	5,6–6,3	1,4	Хуан Фернандес	ТСХФ	ЧТС
Северное Восточно-Тихоокеанское поднятие	СВТП	9,0–12,0	1,8	Ривера	ТСР	ГТС
Южное Восточно-Тихоокеанское поднятие	ЮВТП	8,0–1,0	8,0	Галапагос	ГТС	ТСХФ
Тихоокеанско-Антарктический хребет	ТАХ	8,0–11,0	8,0	Хуан Фернандес	ТСХФ	ТСМК
Хребет Калифорнийского залива	ХКЗ	0,4–0,5	1,1	Мендосино	ТСМ	ТСР
Красноморский хребет	КМХ	0,5–1,6	1,8	Акаба	ТСА	ТСАФ
Аденский хребет	АХ	1,8–2,2	1,7	Афар	ТСАФ	ТСО
Американо-Антарктический хребет	ААХ	1,8–2,2	2,1	Буве	ТСБ	ТСС

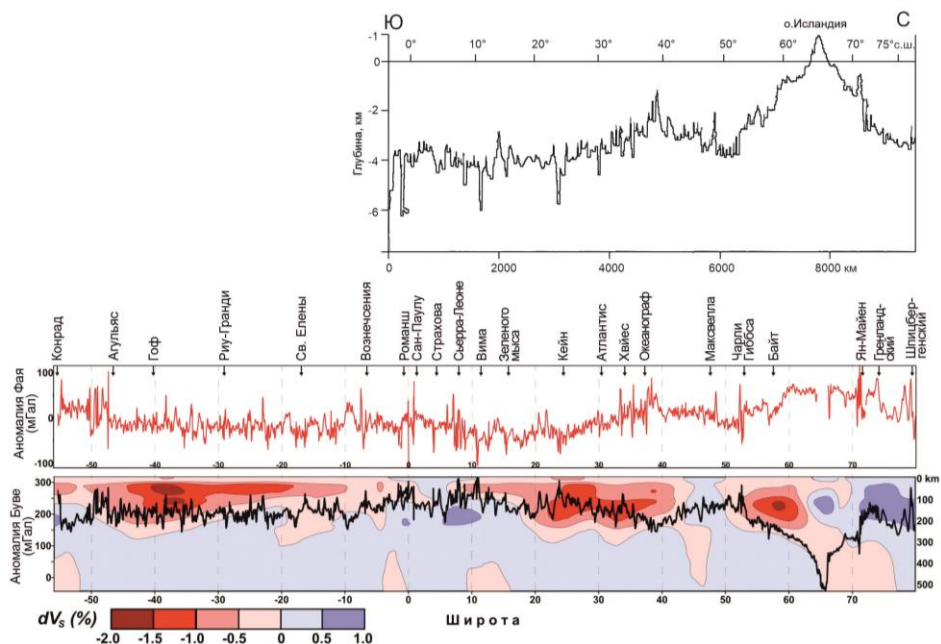


Рис. 11.2. Вариации глубин дна, аномалий силы тяжести и скоростей S-волн вдоль оси САХ (по С. Соколову)

Этот уровень сегментации спрединговых хребтов включает сегменты СОХ с характерными размерами в несколько тысяч километров. Времена существования этих сегментов составляют десятки — первые сотни миллионов лет. Границами сегментов этого уровня являются тройные соединения (таблица 11.2). Они разделяют всю глобальную систему СОХ на крупные сегменты — отдельные спрединговые хребты. В этих сегментах СОХ (спрединговых хребтов) сохраняется их генеральное простираие, а скорость спрединга изменяется в соответствии с положением полюса относительного вращения плит.

На срединно-океанических хребтах тройные сочленения бывают трех типов: «хребет — хребет — хребет» (XXX), «хребет — хребет — разлом» (ХХР) и «разлом — разлом — хребет» (РРХ). Как правило, эти структуры неустойчивы во времени и быстро изменяют свою геометрию и, следовательно, кинематический тип. При быстром и ультрабыстром спрединге тройное соединение может включать в себя микроплиту (например, микроплиты Галапагос и Хуан Фернандес на ВТП). Тройные соединения часто ассоциируются с мантийными горячими точками (например, Галапагосское, Азорское и др.), относительная устойчивость которых обуславливает отчасти стабильное положение таких ТС во времени и пространстве. Они также наблюдаются в Атлантике (ТС Азорское, Зеленого Мыса, Буве), где разделяют САХ на четыре крупных сегмента (хребта), по кото-

рым граничат Североамериканская, Евразийская, Африканская, Южноамериканская и Антарктическая плиты. Вдоль ВТП граничат Тихоокеанская, Ривера, Кокос, Наска и Антарктическая плиты. Здесь выделяются следующие тройные сочленения: Ривера, Галапагос, Хуан Фернандес. Как и САХ, они разделяют ВТП на четыре сегмента (рис. 11.3, рис. 3.2).

Второй уровень сегментации составляют участки рифтовых зон СОХ, заключенные между крупными трансформными разломами (рис. 11.3). Для сегментов этого уровня характерны размеры от нескольких десятков до первых сотен километров, а времена их устойчивого существования измеряются десятками миллионов лет. Крупные трансформные разломы могут смещать отрезки хребта на десятки и сотни километров, т.е. на расстояния, заметно превышающие поперечный размер рифтовой зоны. Появление сегментов этого уровня можно связать с участками границ плит, по простираению значительно отклоняющимися от направления на полюс раскрытия (в пределах генерального тренда), или же с существованием ослабленных зон, вызванных наличием аномалий в вещественном составе или глубинном строении литосферы.

Смещение отрезков хребта по трансформному разлому на десятки-сотни километров приводит к разрыву и смещению (в плане) астеносферного поднятия в окрестности рифтовой зоны. В таких условиях на межтрансформном уровне формируются независимые спрединговые ячейки со своим уровнем подъема астеносферного зеркала, а значит, и с различающимися средними глубинами дна на оси хребта (рис. 11.4), со своей тектономагматической цикличностью и особенностями в составе базальтов.

В соответствии с этой концепцией, в середине такого сегмента должна проявляться максимальная магматическая активность, обусловленная насыщенностью расплавом магматической камеры, и наблюдаться максимальные поднятия уровня дна осевой зоны. Как следствие, именно эти места должны быть наиболее благоприятными для сульфидного рудообразования. С точки зрения масштаба и процессов, происходящих в стационарной камере, должно быть именно так. Но в действительности строение осевой зоны СОХ оказалось гораздо сложнее.

В пределах каждого сегмента этого ранга, ограниченного соседними трансформными разломами, глубина дна осевой зоны определяется глубиной кровли астеносферного поднятия и температурой мантии. Положение кровли астеносферного поднятия по сейсмическим данным варьирует по глубине от 4–6 км для быстрораздвигающихся СОХ до более 10 км для медленнораздвигающихся. Эти вариации глубины кровли астеносферного поднятия, согласно оценкам, приводят к вариациям в амплитуде среднего рельефа в первые сотни метров.

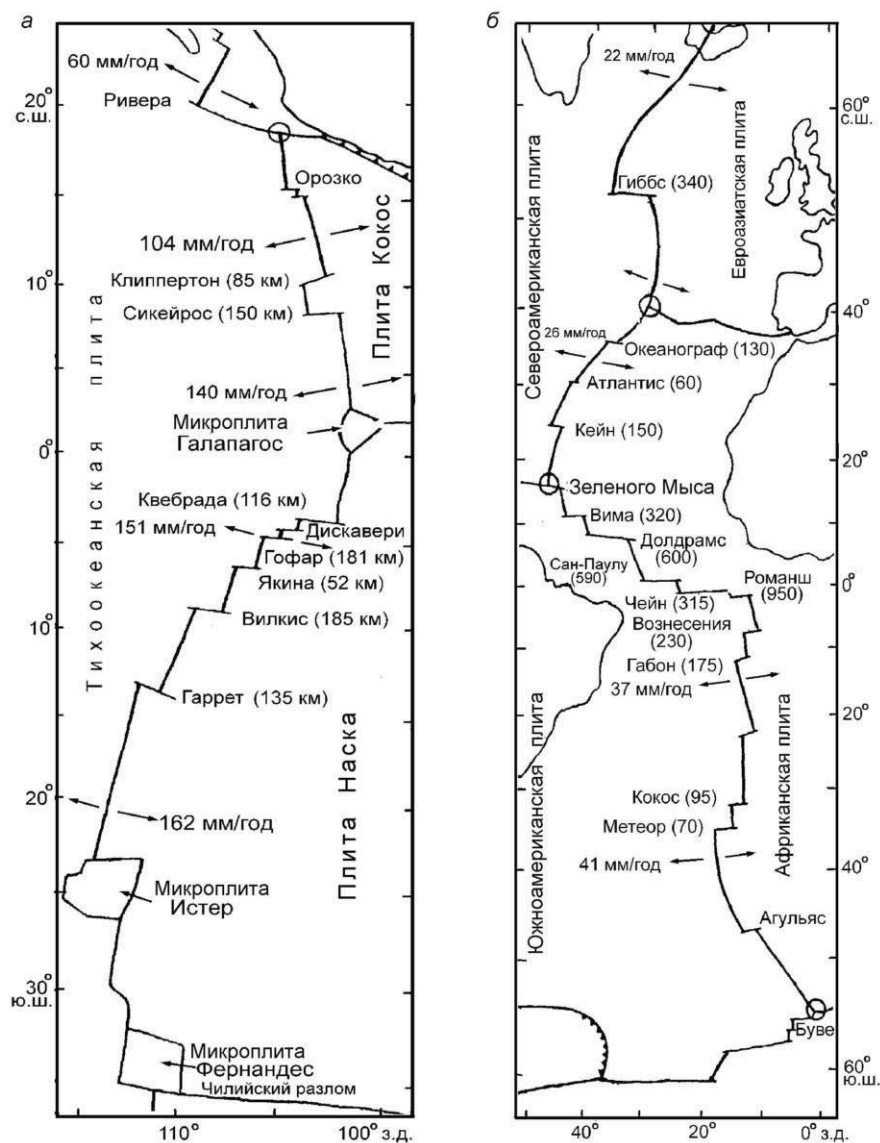


Рис. 11.3. Сегментация ВТП (а) и САХ (б) на уровне тройных соединений и трансформных разломов (1-й и 2-й масштабные уровни):

В скобках указана величина смещения осей СОХ по трансформным разломам (в км).
Кружками обозначены области тройных соединений

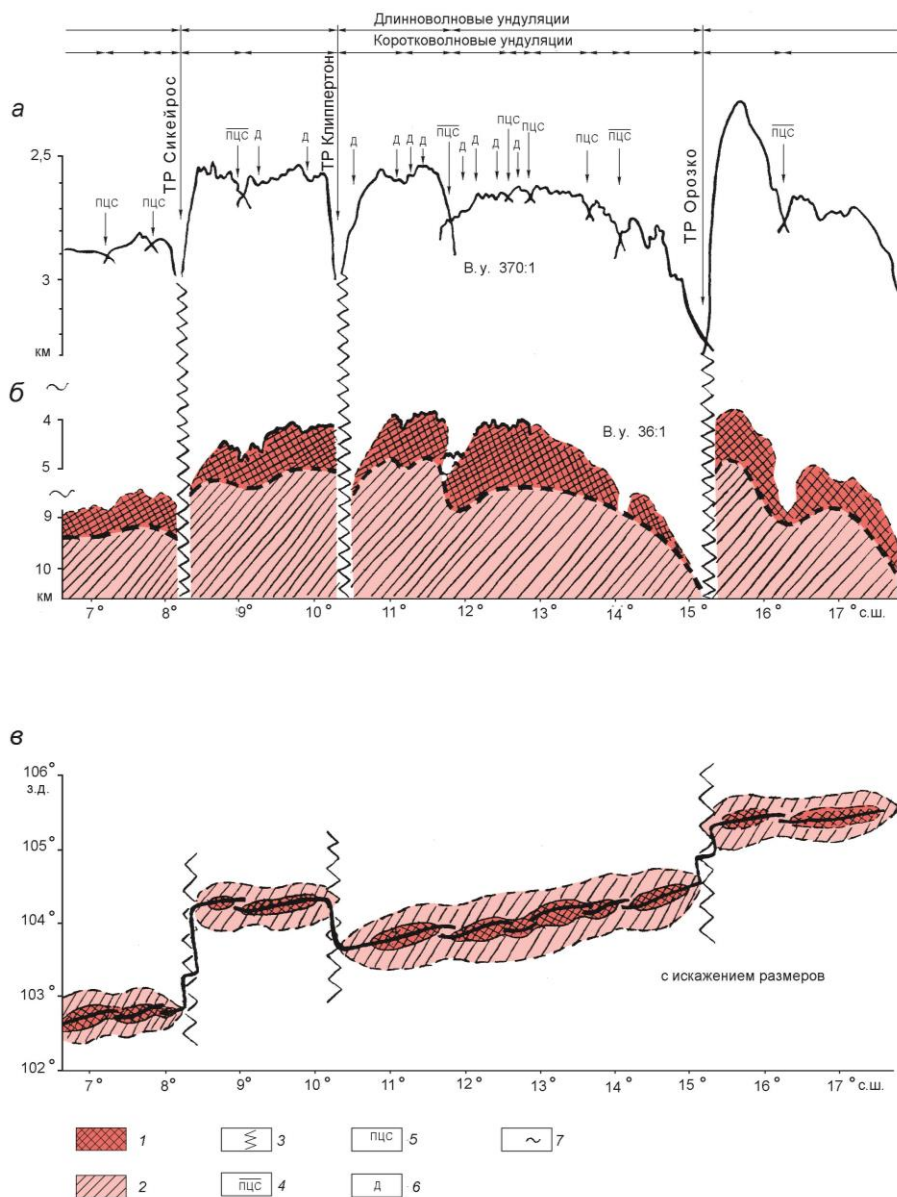


Рис. 11.4 Сегментация участка ВТП на уровне трансформных разломов, крупных, малых ПЦС и девелов (2-й, 3-й, 4-й и 5-й масштабные уровни):

а — вариации глубин дна вдоль простираения оси (по К. Макдональду и П. Фоксу); б — положение кровли коровой осевой магматической камеры (по Р. Детрику) и качественное положение сфокусированного поднятия астеносферы (сплошная линия — кровля ОМК, пунктирная — предполагаемое положение); в — осевая зона ВТП (по К. Макдональду и П. Фоксу) и предполагаемое положение кровли астеносферного поднятия и ОМК в плане (с искажением масштаба): 1 — осевая коровая магматическая камера; 2 — стационарная подкоровая магматическая камера (кровля астеносферного поднятия); 3 — трансформные разломы; 4 — крупные ПЦС; 5 — мелкие ПЦС; 6 — девелы; 7 — изменение вертикального масштаба

Вариации в глубине дна Δh , вызванные изменением в положении кровли астеносферы Δz , можно оценить по формуле:

$$\Delta h = \frac{\alpha \rho_0}{(\rho_0 - \rho_w)} \cdot T_s \cdot \frac{\Delta z (\text{км})}{2}, \quad (11.1)$$

предполагая линейное изменение температуры выше кровли астеносферы и постоянную температуру T_s в астеносфере, $\alpha = 3,2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ — коэффициент термического расширения пород мантии; T_s — средняя температура астеносферы, $\rho_0 = 3,3 \text{ г/см}^3$, $\rho_w = 1,03 \text{ г/см}^3$ — плотности пород мантии и воды, получаем: $\Delta h = 2,75 \cdot 10^{-2} \Delta z$. Принимая вариации в положении кровли астеносферы в пределах 3–6 км, получим вариации глубин дна 80–170 м. Такие значения согласуются с региональными вариациями глубин дна, вызванными, по предположению, различием в глубинах кровли астеносферы (рис. 11.4).

Концентрация расплавленного вещества в центральной части сегмента приводит к увеличению объема (разбуханию) магматической камеры и миграции расплава вдоль оси к краям сегмента. С приближением к трансформному разлому глубина кровли, как правило, опускается благодаря охлаждающему влиянию более старого литосферного блока, граничащего с осевой зоной по трансформному разлому (эффект трансформного разлома). Соответственно, наблюдается и постепенное погружение уровня дна рифтовой долины (см. рис. 11.4).

На ВТП границами сегментов этого уровня на участке от тройного соединения Ривера до Галапагосского тройного соединения являются крупные трансформные разломы Орозко, Клиппертон, Сикейрос; на участке от Галапагосского тройного соединения до тройного соединения Фернандес — зона Квебрада-Дискавери-Гофар и трансформные разломы Якина, Вилкес, Гаррет (см. рис. 11.3 а). На САХ на участке от Азорского тройного соединения до тройного соединения Зеленого Мыса границами сегментов этого ранга являются трансформные разломы Океанограф, Атлантис, Кейн (см. рис. 11.2 и 11.3 б). Следует отметить, что длина сегментов этого уровня (или расстояние между трансформными разломами) несколько увеличивается пропорционально увеличению скорости спрединга. Так, для медленно раздвигающихся хребтов она варьирует от десятков до первых сотен километров, для быстро раздвигающихся — достигает сотен километров, а в хребтах с очень быстрой скоростью спрединга ($>14 \text{ см/год}$) трансформные разломы практически исчезают.

Третий уровень сегментации объединяет участки рифтовых зон в масштабе рифтовой долины или осевого поднятия. С этого уровня начинают особенно ярко проявляться различия между быстро и медленно раздвигающимися хребтами. Границами сегментов этого уровня являются крупные

перекрытия центров спрединга (ПЦС) со смещением осей на 3–30 км на быстрораздвигающихся СОХ (рис. 11.4а, 11.5) и небольшие сдвиговые смещения в пределах рифтовой зоны без существенного перекрытия осей на медленно и ультрамедленнораздвигающихся хребтах (рис. 11.6). На хребтах, раздвигающихся со средними скоростями, таких как Галапагосский центр спрединга, встречаются как те, так и другие структуры. Характерный размер сегментов этого ранга — несколько десятков километров, а время их существования — порядка первых миллионов лет (см. табл. 11.1).

На крупных нетрансформных смещениях рифтовой оси, так же, как и на границах предыдущего уровня сегментации, может изменяться положение кровли астеносферного поднятия, однако непрерывность последней в плане должна сохраняться. Основную роль в формировании и эволюции сегментов этого уровня, видимо, играют процессы, связанные с мантийным апвеллингом и термическим состоянием осевой магматической камеры (ОМК).

Природа сегментации рифтовых зон СОХ на третьем масштабном уровне может быть связана с процессами и термическим состоянием области сфокусированного мантийного апвеллинга (рис. 11.7), четко фиксируемого в мантийных аномалиях Буге (см. рис. 6.9), на медленноспрединговых хребтах и коровой осевой магматической камеры (ОМК) на быстроспрединговых хребтах (рис. 11.4 б, в). С этого масштабного уровня отчетливо проявляются морфоструктурные и глубинные различия в спрединговых хребтах с разными скоростями спрединга. Залегание кровли ОМК, ее разрывы и даже полное исчезновение, коррелируют обычно с более глубокими и/или более трещиноватыми участками дна осевой зоны в районах крупных ПЦС (рис. 11.4 б в). V-образные следы нарушенного рельефа, фиксируемые на флангах СОХ и простирающиеся от крупных перекрытий центров спрединга, свидетельствуют о миграции последних вдоль хребта, причем длина и направление этих следов позволили П. Лонсдейлу определить скорость миграции зон перекрытий порядка десятков миллиметров в год, а следовательно, и время существования сегментов этого масштабного уровня.

Примерами границ сегментов этого уровня могут служить крупные ПЦС на 11°45' с.ш., 5°30' с.ш. на ВТП.

Четвертый уровень сегментации — уровень осевой зоны — имеет средний размер сегментов от десятков до первых сотен тысяч лет. Границами таких сегментов на быстрых СОХ служат зоны малых ПЦС со смещением 0,5–3 км (рис. 11.4а, 11.5 а) и небольшие нетрансформные нарушения с нулевым или очень малым смещением на медленных СОХ (рис. 11.6). Морфологически структуры 4-го масштабного уровня не всегда легко отличить от структур 3-го уровня.

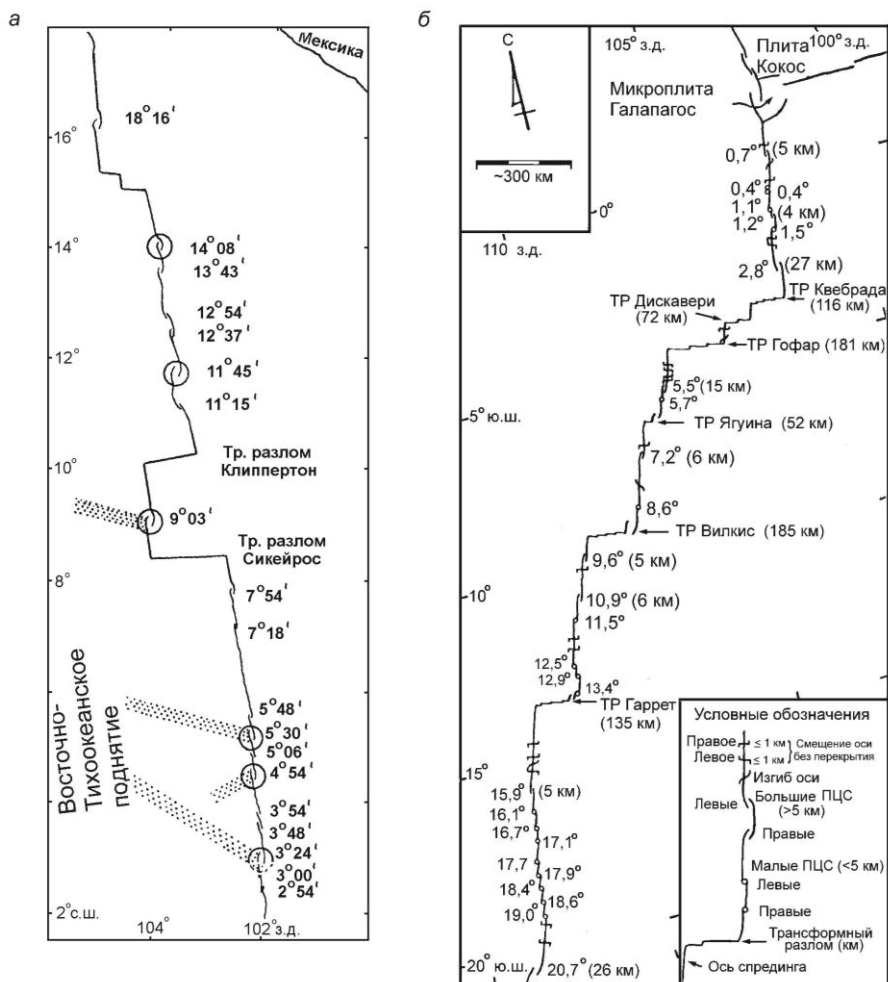


Рис. 11.5. Сегментация третьего (зоны крупных ПЦС), четвертого (зоны мелких ПЦС) и пятого (зоны девэлов) масштабных уровней рифтовой зоны ВТП:

а — северная часть ВТП (по К. Макдональду и П. Лонсдейлу); кружками обведены крупные ПЦС шириной более 4–6 км, крапом показаны следы ПЦС в коре, характеризующиеся аномальным рельефом, возмущениями магнитного поля, смещениями линейных магнитных аномалий; б — южная часть ВТП (по П. Лонсдейлу)

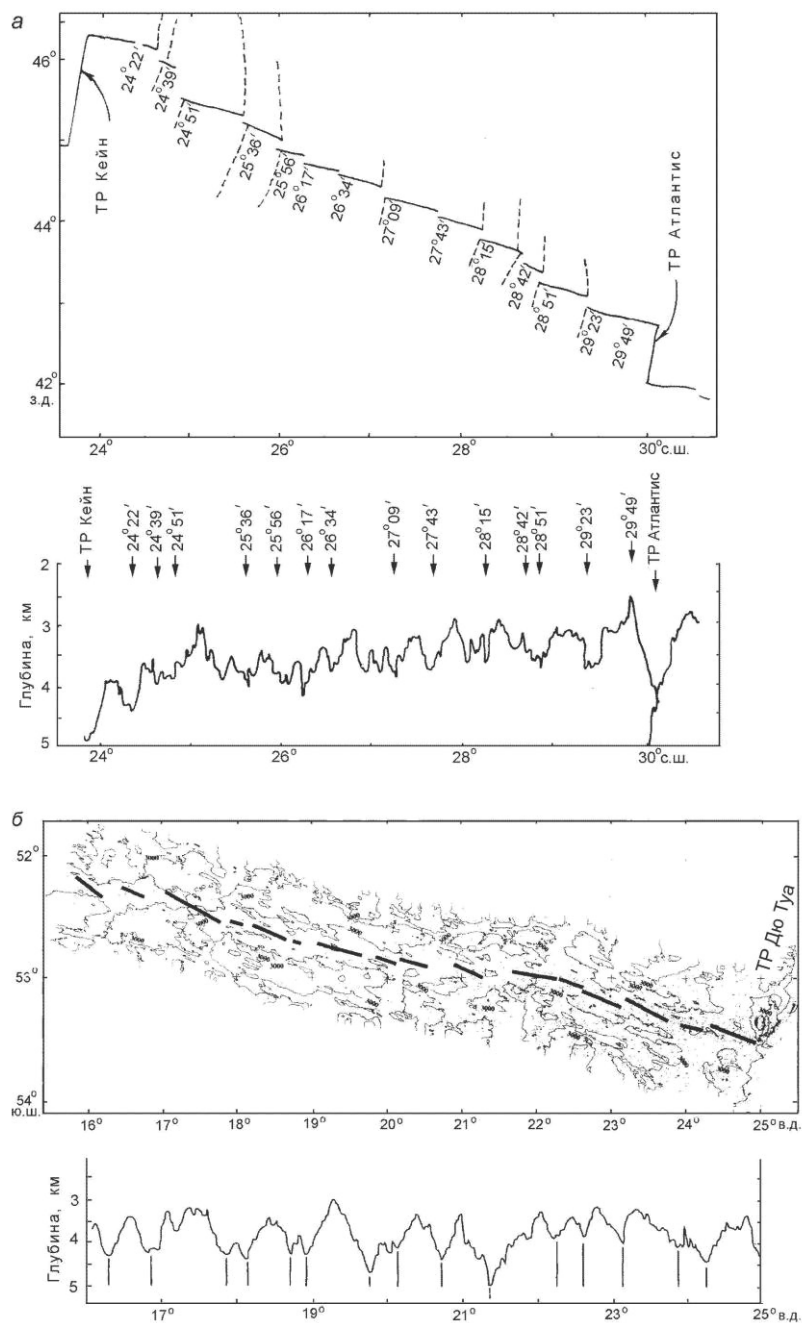


Рис. 11.6. Сегментация рифтовых зон СОХ (в плане) на уровне нетрансформных смещений (3-й масштабный уровень) и вдоль осевые вариации глубин дна:

- а — рифтовая зона Срединно-Атлантического хребта (по Sempere et al.);
- б — рифтовая зона Юго-Западного Индийского хребта (по Grindlay et al.)

Геодинамически этот уровень сегментации на СОХ с быстрым спредингом может контролироваться насыщенным или истощенным состоянием ОМК, отражающимся в ее размерах и наличии или отсутствии линзы расплава вблизи кровли ОМК. Магматическая камера на границах сегментов этого ранга, в отличие от зон крупных ПЦС, сохраняет непрерывность, испытывая лишь небольшое смещение в плане, сужение и заглубление кровли в зависимости от насыщенности или истощенности расплавленной фракцией. Например, зоны небольших ПЦС на $9^{\circ}03'$ с.ш., $12^{\circ}54'$ с.ш., $18^{\circ}35'$ ю.ш. и др. на ВТП (рис. 11.4, 11.5). Примерами границ сегментов этого уровня служат смещения оси САХ (на расстояние 8–30 км) на участке от 23° с.ш. до 28° с.ш. между трансформными разломами Атлантик и Кейн (рис. 11.6). На этом межтрансформном участке Семпере с соавторами выделили 15 сегментов с длиной от 20 до 85 км (средняя 53 км). Все эти сегменты ограничены нетрансформными смещениями, которые располагаются в районах локальных максимумов глубины осевой зоны. К центрам таких сегментов приурочены локальные минимумы глубин дна и максимальные значения толщины коры, обусловленные, по всей видимости, наличием локальных магматических очагов и повышенной магматической активностью в областях сфокусированного мантийного апвеллинга (рис. 11.7б).

Пятый уровень сегментации связан с небольшими нарушениями неовулканической зоны. Здесь границами сегментов могут служить мелкие тектонические узлы, изгибы оси, седловины, небольшие смещения без перекрытия и т.д., получившие название девэлов (deviation axial linearity) (см. рис. 11.4а, 11.5). Величина латерального смещения оси спрединга достигает здесь нескольких сотен метров, причем нарушения оси расположены, как правило, в районах локальных понижений рельефа. На медленносрединговых хребтах границы сегментов этого уровня выражены в смещении осевых вулканов. Сегментация этого уровня может быть связана с периодичностью тектоно-вулканического цикла, повторяющегося через 10^2 – 10^4 лет и включающего серию извержений, со сменой гидротермальной и тектонической фазы цикла, нарушающих морфотектонику осевой зоны. Петрохимические данные по составу базальтов подтверждают, что эти сегменты представляют собой области с автономным магматическим питанием. Причем здесь имеет место последняя, самая верхняя стадия сегрегации расплава, аккумулирующегося вблизи кровли магматической камеры (линзы расплава) или в локальных магматических очагах.

Геодинамически этот уровень сегментации связан с существованием расплавленной фракции базальта, концентрирующейся вблизи кровли ОМК в виде линзы толщиной до нескольких десятков метров на быстро-срединговых хребтах, или магматических силлах в средней коре на медленносрединговых хребтах. Эти магматические системы контролируют

тектоно-вулканические циклы конкретного сегмента. Они также ответственны за морфотектонику осевого грабена на быстроспрединговых хребтах или дна внутренней осевой долины для СОХ с медленноспредингом, за формирование осевых вулканов, а также за расположение разломов и трещин и интенсивность гидротермальной циркуляции.

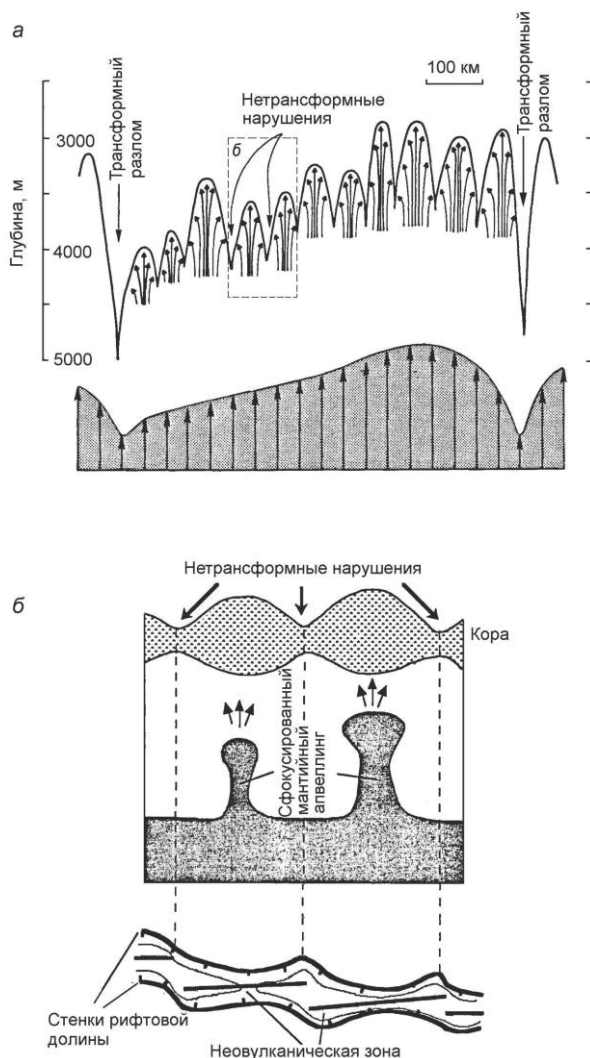


Рис. 11.7. Геодинамическая модель вдоль осевой сегментации для разных масштабных уровней медленно раздвигающихся хребтов (на примере САХ, по Sempere et al.):

а — осевые вариации глубин дна вдоль межтрансформного сегмента, связанные с апвеллингом мантийного материала; б — схематичные вариации глубин дна, толщины коры и литосферы, вызванные сфокусированным мантийным апвеллингом в центрах сегментов 3-го уровня (внизу — смещения сегментов в плане)

Можно выделить еще один, шестой локальный уровень сегментации рифтовых зон СОХ — уровень конкретных извержений в пределах единого вулканического цикла. Природа этого уровня сегментации, видимо, связана с системами даек и подводящих каналов, ответственных за конкретные извержения на разных стадиях тектономагматического цикла. Степень дифференциации, состав, вязкость магмы, изливающейся в процессе отдельных извержений, могут несколько варьировать, что приводит и к изменению морфологии лавовых потоков, меняющихся от лопастевидных щитовых до подушечных лав и глыбовых потоков. Области перехода от лавовых потоков одного извержения к потокам, связанным с другими извержениями, видимо, служат границами между этими локальными сегментами. Естественно, что границы этого типа могут быть зафиксированы лишь при очень детальном геологическом картировании с помощью глубоководных обитаемых аппаратов. Если не учитывать редкие крупные катастрофические извержения, способные значительно изменить морфоструктурный план рифтовой зоны, отдельные извержения вносят лишь локальные изменения в осевую зону, проявляющиеся главным образом в различии морфологии излившихся лавовых потоков.

Рассмотренная выше шестиуровневая система разномасштабной сегментации спрединговых хребтов несколько отличается от иерархии, предложенной К. Макдональдом, С. Карботт и другими исследователями, в которой присутствуют четыре масштабных уровня сегментов (отсутствуют первый и шестой уровни по сравнению с рассмотренной выше системой).

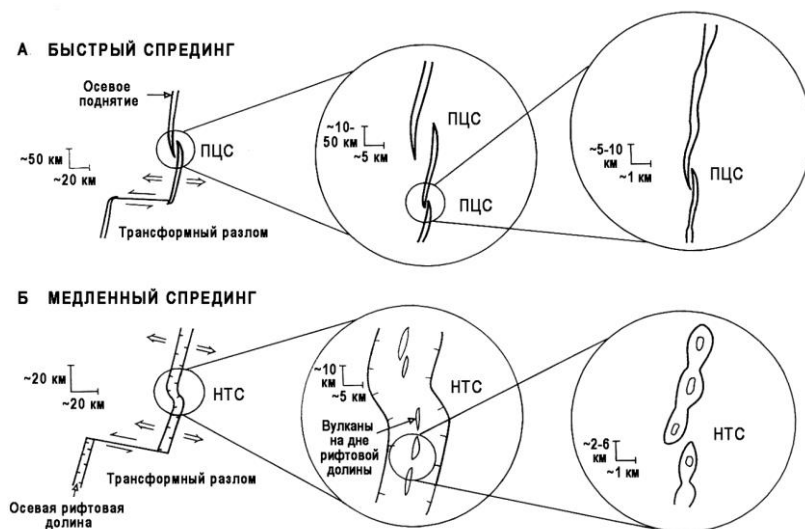


Рис. 11.8. Структурные нарушения, определяющие границы разномасштабных сегментов рифтовых зон СОХ (по К. Макдональду):

ПЦС — перекрытие центров спрединга, НТС — нетрансформные смещения

На рис. 11.8 представлена иерархическая последовательность структур, ограничивающих разномасштабные сегменты рифтовых зон СОХ для быстрых и медленных скоростей спрединга.

Все структурные нарушения, ограничивающие сегменты разных масштабных уровней, оказывают влияние на особенности аккреционных процессов, а следовательно, и на строение океанической коры вдоль простираения оси спрединга. Геодинамическая связь магматических систем с разных масштабных уровней со структурной сегментацией быстро- и медленносрединговых хребтов представлена на рис. 11.9.

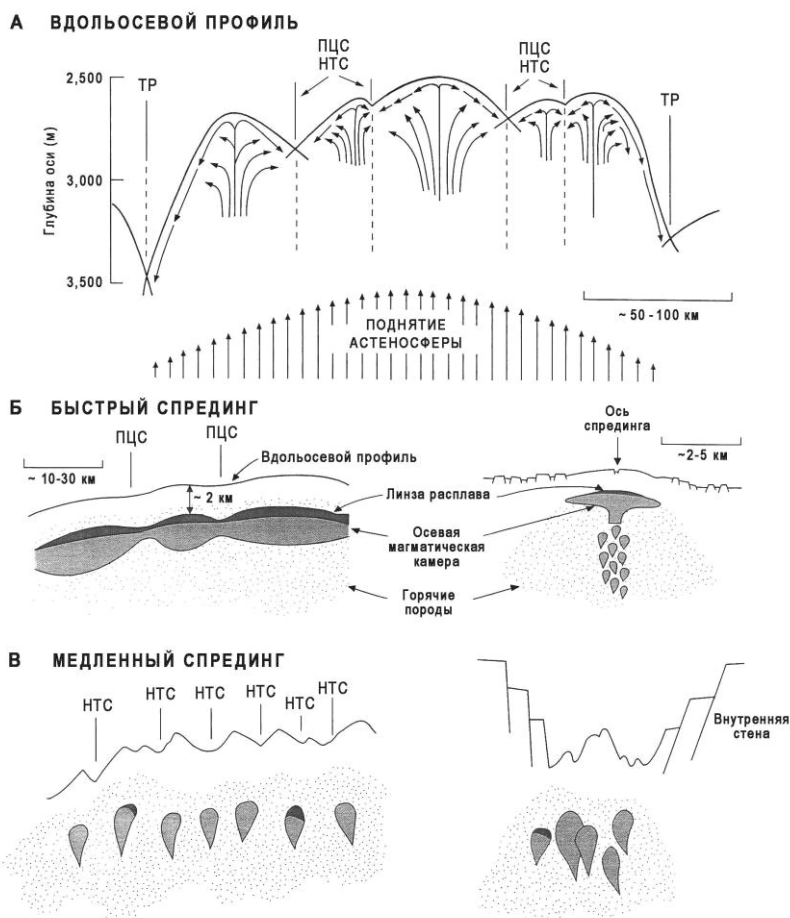


Рис. 11.9. Геодинамическая связь разномасштабной морфоструктурной сегментации с глубинным строением и магматическими структурами рифтовых зон СОХ (по К. Макдональду)

Таким образом, морфоструктурная сегментация СОХ является разно-масштабным глобальным и фундаментальным феноменом, связанным с разномасштабными магматическими системами, которые отражают зависящую от времени трехмерную природу аккреционных процессов на дивергентных границах плит. В целом морфотектоническая и магматическая структура каждого более мелкого масштабного уровня сегментации причинно обусловлена процессами на предыдущих, более крупных уровнях. Однако каждый масштабный уровень определяется лишь свойственными ему геодинамическими процессами, контролирующими его существование, особенности строения и эволюцию.

11.3. Геодинамическая связь изменений осевого рельефа с глубинным строением

Изучение рифтовых зон срединно-океанических хребтов (СОХ) с быстрым и медленным спредингом уже достаточно давно позволило получить детальное представление об их рельефе. Как отмечалось в разделе 6 рифтовые зоны с низкой скоростью раскрытия (менее 4 см/год) в основном имеют форму глубоких рифтовых долин («морфология рифтовых долин») шириной около 30 км и глубиной порядка 1,5–3 км, например на Срединно-Атлантическом хребте (САХ) (рис. 11.10 а). Как правило, в относительно горячих, насыщенных магмой, центральных частях сегментов наблюдается более пологая морфология с хорошо выраженной мелкой осевой долиной и изометричными отрицательными мантийными аномалиями Буге (МAB), имеющими значения от –25 до –35 мГал и более (рис. 11.10в). В то время как на краях сегментов, или на относительно холодных участках с обедненным магмоснабжением, широкая и глубокая осевая долина имеет гораздо более контрастный и изрезанный рельеф и гораздо менее интенсивные МAB. Эти особенности осевой морфологии и МAB обычно интерпретируются как изменение толщины коры и/или плотности коры и мантии. Кора толще в центрах сегментов и тоньше на его концах, или более горячая низкоплотная кора и мантия находятся в центрах сегментов, а более холодные и более плотные — на концах сегментов. Оба случая предполагают более высокие мантийные температуры или более интенсивное магмоснабжение в центрах сегментов, чем по их краям.

Однако без привлечения динамики мантийных течений и понимания рельефообразующей роли процесса серпентинизации мантийных перидотитов вблизи осевой зоны довольно трудно получить адекватное объяснение природы формирования наблюдаемых морфоструктур (в частности, рифтовой долины и поднятий рифтовых гор) в рифтовых зонах медленно раздвигающихся хребтов.

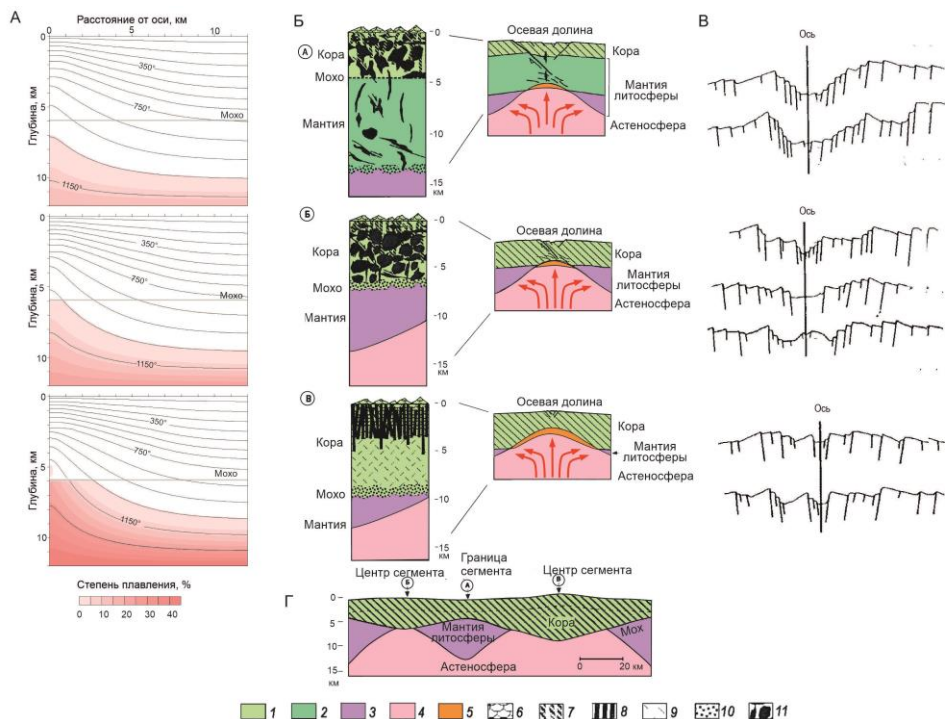


Рис. 11.10. Геодинамическая связь термического состояния осевой зоны медленно раздвигающегося САХ с $V \leq 4$ см/год:

А — термическое состояние литосферы; Б — строение коры и литосферы; В — рельеф рифтовой зоны; Г — схематический вдольосевой разрез строения коры (Б–Г по М. Кеннат). 1 — кора; 2 — мантия литосферы; 3 — пассивно наращиваемая литосферная мантия; 4 — астеносфера; 5 — линза расплава; 6 — эффузивы; 7 — отдельные дайки, переслаивающиеся с ультраосновными породами; 8 — дайковый комплекс; 9 — габброидные породы; 10 — переслаивание габброидных и ультраосновных пород; 11 — габброидные интрузии

Выше отмечалось, что генеральный рельеф СОХ обязан термическому расширению пород мантии. Однако отклонения от этого генерального тренда в осевой области имеют другую природу. Многие исследователи пытались связать природу рельефа осевых зон с вариациями в толщине литосферы. Д. Форсайт с соавторами показали, что горизонтальные растягивающие напряжения в прочной, непрерывно деформируемой плите переменной мощности у оси хребта могут создавать структуры, подобные осевой долине и обрамляющим горстам, за счет возникающих при растяжении моментов сил, способствующих погружению осевой части долины и воздыманию ее бортов. Более толстая, а значит, и более прочная, литосфера медленно раздвигающихся хребтов будет иметь более контрастный, выраженный рельеф осевой долины, чем тонкая и слабая литосфера быстрых хребтов. При этом отмечается, что ослабленная литосфера может создаваться и при медленных скоростях спрединга под влиянием горячих

точек и плюмов, а также вдольосевых потоков, как это имеет место, например, в Исландии и на хребте Рейкьянес, и тогда рельеф осевой долины будет выражен менее контрастно, как и в быстро раздвигающихся хребтах.

Существенным аспектом моделей осевого рельефа СОХ являются повторяющиеся внедрения расплавленного вещества в осевой зоне. В эти моменты осевая литосфера должна сильно ослабляться, и вместе с этим должно быстро релаксировать состояние растяжения плиты и вызванные им напряжения, поддерживавшие осевой рельеф. Если бы плита вела себя как простое вязкое тело, то рельеф осевой долины имел бы тенденцию релаксировать в течение таких периодов резкого уменьшения состояния растяжения. Однако, как отмечали Я. Фиппс Морган с соавторами, из-за того, что рельеф осевой долины создавался смещениями по разломам в периоды растяжения литосферы, а напряжений от одного лишь перепада рельефа недостаточно для возбуждения обратных движений по разломам, то релаксация рельефа будет происходить с крайне низкой скоростью и рельеф оказывается «вмороженным» в течение периодов ослабления состояния растяжения осевой океанической литосферы. Эта «вмороженность» рельефа, вызванная недостаточностью напряжений от собственно рельефа для стимулирования релаксационных движений по разломам, согласуется и с наблюдениями рельефа в отмерших центрах спрединга (Лабрадорский хребет, хребет Эгир в северо-восточной части Северной Атлантики, палеоспрединговый хребет в Коралловом море). Все они сохранили рельеф осевых зон и связанные с ним гравитационные аномалии.

Некоторые особенности рельефа рифтовых зон медленно раздвигающихся СОХ можно объяснить также образованием разуплотненных серпентинитовых тел, которые формируются всякий раз вдоль стенок трещин локального растяжения, по которым морская вода имеет возможность проникать в мантийные породы, находящиеся при температуре 250–500 °С. Тектонические обстановки формирования таких трещин разнообразны: пересечения трансформных разломов и СОХ, борта рифтовых долин медленных СОХ, нетрансформные смещения, места зарождения или прекращения спрединга и т.д. Уменьшение плотности и увеличение объема пород при серпентинизации непременно приведет к изменению литостатического давления и, как следствие, к изменению поверхности рельефа дна океана, а также к формированию различных морфоструктур, связанных с подъемом серпентинитовых тел. К тому же процесс серпентинизации будет уменьшать механическую прочность литосферы и приводить к ее реологической стратификации. Однако в пределах конкретной площади процесс серпентинизации перидотитов по трещинам выглядит относительно спорадичным, и предположения о его непрерывности в пределах тех или иных площадей требуют специального анализа.

Для рифтовых зон СОХ с быстрым спредингом (>8 см/год) характерно горстообразное поднятие шириной около 30 км и высотой порядка 400–500 м, например, на Восточно-Тихоокеанском поднятии (ВТП). В привершинной части этого горста, как правило, образуется осевое поднятие треугольной, купольной или трапецевидной формы («морфология осевых поднятий»), в центральной части которого периодически появляется вершинный грабен глубиной в первые десятки метров и шириной десятки – сотни метров, который протягивается на десятки километров вдоль оси (см. рис. 6.1 А). Там, где хребет самый мелкий, осевое поднятие самое широкое, с выровненной трапецевидной формой поперечного сечения. Там, где хребет более глубокий, осевое поднятие обычно имеет узкую треугольную форму. К. Макдональд с соавторами предположили прямую связь между формами рельефа осевого поднятия и степенью насыщенности или истощенности осевой магматической камеры расплавом. Термические модели магматических очагов подтверждают этот вывод (рис. 11.11). На примере участка ВТП длиной более 800 км, расположенного к югу от трансформного разлома Гаррет до $20,7^\circ$ ю.ш., была проиллюстрирована прямая корреляция вдольосевых вариаций в глубинах и формах поперечного сечения осевого поднятия с вариациями в интенсивности магмоснабжения на хребте. Основываясь на времени, необходимом, чтобы сконструировать формы осевого поднятия, было сделано заключение о том, что вдольосевые вариации в магмоснабжении, видимо, сохраняются в течение времени порядка 10^5 лет. Это подтверждается теоретическими оценками времени формирования и времени остывания осевой магматической камеры и осевого поднятия в 10^5 – $2 \cdot 10^5$ лет, полученными в разделе 10.

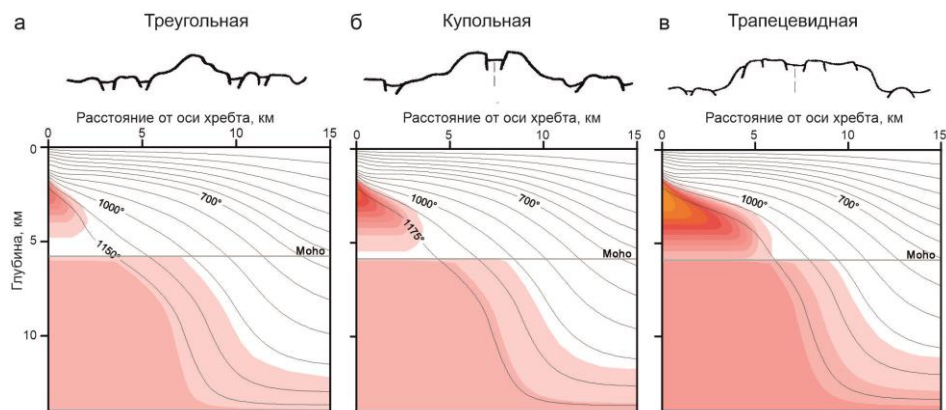


Рис. 11.11. Связь форм рельефа осевого поднятия с вариациями мантийных температур и термическим состоянием осевой магматической камеры в быстросрединговых хребтах:

Значения мантийной температуры в модели: а — 1175°C , б — 1200°C , в — 1250°C

Там, где имеется больше магмы в коре или мантии, и, следовательно, существует насыщенная и крупная магматическая камера, наблюдается широкое и высокое трапецевидное поднятие гребня хребта с характерной осевой вершинной кальдерой. Извергаются более примитивные базальты, и отмечается более интенсивная гидротермальная циркуляция, чем на участках ВТП с узким осевым поднятием треугольной формы. Для качественной характеристики магматической камеры используют термины «насыщенная» или «истощенная» расплавом магматическая камера, а соответствующий участок спредингового хребта характеризуется богатым или бедным магматическим бюджетом.

Термический рельеф дна океана в условиях формирования магматической камеры в значительной степени повторяет форму кровли камеры, изменяясь от треугольной до трапецевидной формы. Максимальные амплитуды термического рельефа варьируют от 50 до 150 м. Наиболее вероятная форма рельефа для установившейся формы камеры — трапецевидная с плоской верхней поверхностью шириной от 0,5 до 2 км, такая же форма рельефа типична и для последующего режима остывания камеры. Треугольная форма рельефа характерна для начальной стадии формирования камеры или при пониженных температурах вещества линзы.

Можно оценить «термический» рельеф, формирующийся как изостатический отклик на изменения ρ пород коры при их термическом расширении. Этот рельеф вычисляется в предположении локального изостатического равновесия из условия равенства весов столбцов коры с основанием (уравнением изостазии) на глубине $z = ZM$:

$$H(x) = \int_0^{ZM} \frac{[\rho(XM, z, t) - \rho(x, z, t)] dz}{\rho_M - \rho_B}. \quad (11.2)$$

Здесь ρ_M, ρ_B — плотность пород мантии и воды. Распределение плотности $\rho(XM, z, t)$, взятое на правой границе области $x = XM$, служило «реперным» или отчетным распределением для расчета рельефа. Тем самым значение $H(x)$ оценивало превышение термического рельефа поверхности дна относительно его значения на правой границе области. В общем случае вариации плотности пород коры определяются изменением температуры и давления:

$$\rho(x, z, t) = \rho_0 [1 - \alpha T(x, z, t) + \beta P(x, z, t)], \quad (11.3)$$

где $\alpha = 3,2 \cdot 10^{-5} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$ — коэффициент изобарического расширения и $\beta = 7,9 \cdot 10^{-4} \text{ кбар}$ — коэффициент изотермического сжатия. Влияние температуры превалирует над влиянием давления.

Стабилизация рельефа осуществляется практически в те же сроки, что и стабилизация формы коровой магматической камеры. Характерная ширина осевого поднятия, а также увеличение его амплитуды наблюдаются в первые 100 тыс. лет, и в дальнейшем замедляются. Форма рельефа остается близка к треугольной лишь для сроков менее 70 тыс. лет с начала спрединга (в случае быстрого спрединга). При больших сроках спрединга в осевой зоне вырабатывается относительно пологий участок рельефа, и форма осевого поднятия в сечении близка к трапецевидной с шириной верхней грани от 2 до 4 км.

Морфология рифтовых зон среднеспрединговых хребтов, таких как Юго-Восточный Индийский (ЮВИХ), Тихоокеанско-Антарктический (ТАХ), Хуан де Фука (ХДФ) и др., где скорость спрединга варьирует от 4 до 8 см/год, не столь определена и гораздо более изменчива. Особенно сильно среднеспрединговых хребтов являются вдольосевые изменения морфологии от рифтовых долин к осевым поднятиям с образованием морфологии промежуточного типа, характеризующейся множеством промежуточных форм рельефа: от крупных и мелких осевых поднятий, формирующихся в пределах рифтовой долины, до крупных и мелких грабенов, образующихся в пределах осевых поднятий. Особенно отчетливо видно изменение осевой морфологии вдоль простиранья Юго-Восточного Индийского хребта (см. раздел 6, рис. 6.4).

Эти изменения, как показали модельные оценки, по-видимому, вызываются переходом глубинной структуры рифтовой зоны от типичной для ВТП (с наличием коровой осевой магматической камеры) к типичной для САХ (с отсутствием осевых коровых очагов) (рис. 11.12). Этот переход происходит через формирование глубинной структуры промежуточного типа, основной особенностью которой является более глубокое положение кровли ОМК, ширина и длина которой уменьшаются по сравнению с ОМК на ВТП. Заглубление, уменьшение размеров и исчезновение ОМК может быть связано с уменьшением мантийных температур, понижением интенсивности магмоснабжения и увеличением глубины астеносферного поднятия. Уменьшение размеров ОМК и области сфокусированного мантийного апвеллинга может приводить к перераспределению плотностей в коре и подкоровой мантии, соответственно, за счет кристаллизации частично расплавленного вещества. Это, в свою очередь, повлечет за собой усложнение форм осевого рельефа, выражающееся в заглублении и даже исчезновении осевого поднятия, а также в формировании локальных или региональных депрессий или полуграбенов. Морфология рифтовых зон промежуточного типа может быть описана как некоторый набор характерных форм рельефа (чередующихся поднятий и впадин), каждая из которых отражает состояние глубинных магматических систем и структуры коры (см. рис. 11.12).

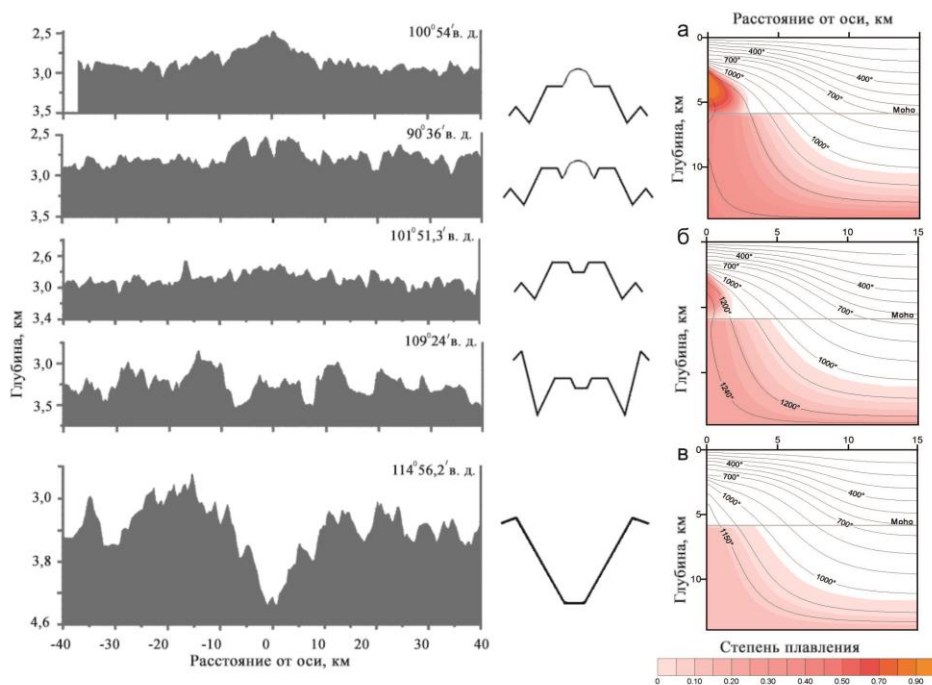


Рис. 11.12. Связь осевого рельефа среднеспредингового Юго-Восточного Индийского хребта (по Cochran et al.) с термическим состоянием литосферы и с изменением формы и размеров магматических систем:

Значения мантийной температуры: а — 1300 °C, б — 1250 °C, в — 1200 °C

В условиях дискретно-непрерывного спрединга при уменьшении размеров ОМК и заглублении кровли астеносферы в осевой зоне происходит образование довольно узкой области сфокусированного мантийного апвеллинга. За ее пределами, по обе стороны оси, за счет кристаллизации астеносферного вещества происходит наращивание литосферы, в результате чего его плотность становится несколько выше плотности астеносферы. Таким образом, при движении от оси спрединга на боковой границе области сфокусированного мантийного апвеллинга происходит увеличение плотности и мощности литосферы. Это увеличение плотности может объяснить, в некоторой степени, компенсационное «проваливание» рифтовой долины по крупным сбросам, рассекающим мощный хрупкий слой приосевой литосферы. Чем сильнее сужается и заглубляется астеносферное поднятие, приобретая все более локализованную и сфокусированную у оси форму, тем глубже становится зарождающаяся рифтовая долина и ниже крупное осевое поднятие, которое в конце концов совсем исчезает.

В период магматической активизации на оси спрединга в рифтовых зонах, находящихся на любой из стадий изменения морфологии, на вер-

шине поднятий или внутри крупного грабена может образоваться осевой вулкан, который в конце фазы магматической активизации «проваливается» внутрь осевого грабена и разрушается. В отличие от рифтовых зон с морфологией осевого поднятия, образование осевого вулкана и осевого грабена на хребтах с переходной морфологией контролируется расположением, формой и насыщенностью короткоживущего локального очага плавления в коре, появляющегося над кровлей заглубившейся ОМК.

На начальных этапах изменения морфологии от осевых поднятий к рифтовым долинам локальные очаги расплава будут связываться подводящими каналами с заглубившейся ОМК, а затем, когда ОМК окончательно исчезнет, — непосредственно с областью сфокусированного мантийного апвеллинга. Глубина концентрации локальных магматических очагов, или линз расплава, или силлов, видимо, будет также определяться уровнем нейтральной плавучести базальта и структурно-реологическими ловушками, такими, например, как переход хрупко-пластичного состояния пород коры.

При увеличении скорости спрединга и/или температуры мантии все описанные стадии изменения глубинного строения рифтовой зоны переходного типа повторяются в обратной последовательности.

При небольшом диапазоне изменения скоростей спрединга (от 4 до 8 см/год) в среднеспрединговых хребтах наиболее значимым фактором изменения глубинных магматических систем и рельефа дна будет температура мантии (см. рис. 10.5). Так, вдоль простирания ЮВИХ при незначительных изменениях скорости спрединга отмечается изменение морфологии в сторону осевых поднятий в районе «горячих точек» Амстердам — Сен-Поль и Кергелен, и в сторону морфологии рифтовых долин в районе относительно «холодной» области Австрало-Антарктического Дискорданта (ААД).

Как отмечалось в разделе 7, интенсивность гидротермальной циркуляции контролируется пористостью и трещиноватостью коры и обеспечивается теплом магматических очагов. Глубина ее проникновения будет зависеть от скорости спрединга и глубины магматических очагов (рис. 11.13). В осевых зонах быстроспрединговых хребтов с коровой магматической камерой и линзой расплава гидротермальные выходы относительно недолговечны, а крупные разломы в осевой области отсутствуют. В медленноспрединговых хребтах, напротив, интенсивность циркуляции контролируется разломами и трещинами, а поступление тепла обеспечивается локальными магматическими очагами в коре и сфокусированным мантийным апвеллингом. Гидротермальные системы могут быть долгоживущими и часто локализируются вдоль крупных разломов (рис. 11.13 б). Спрединговые хребты с промежуточными скоростями, по-видимому, включают в себя элементы, как быстрых, так и медленноспрединговых хребтов (рис. 11.13 в).

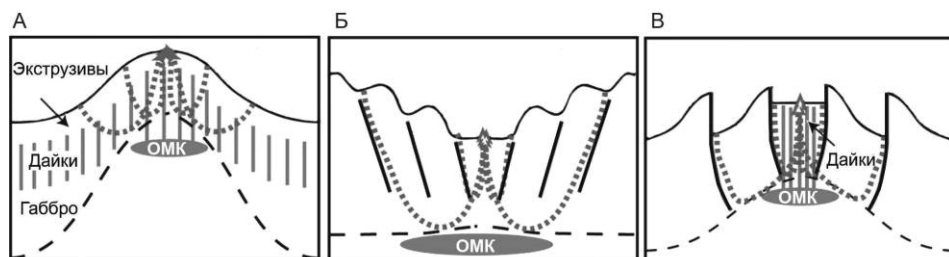


Рис. 11.13. Режимы гидротермальной циркуляции в зависимости от скорости спрединга и интенсивности магмоснабжения при: а) быстрых, б) медленных и в) промежуточных скоростях спрединга (по Van Ark et al.):

Жирными точками показаны предполагаемые пути гидротермальной циркуляции через кору в осевой зоне, серыми вертикальными линиями показаны дайки, черными — крупные разломы и сбросы, черная пунктирная линия — граница гидротермальной циркуляции. ОМК — осевая магматическая камера

Таким образом, особенности рельефа рифтовых зон СОХ определяются в первую очередь соотношением размеров глубинных магматических структур в коре и мантии, которые зависят от скорости спрединга, температуры мантии и интенсивности магмоснабжения. С другой стороны, особенности строения рельефа рифтовых зон являются важнейшими индикаторами глубинного строения осевой литосферы и состояния магматических структур.

11.4. Особенности строения коры в зависимости от скорости спрединга и температуры мантии

Как показали модельные расчеты (рис. 10.3–10.6), в зависимости от скорости спрединга и/или температуры мантии, которые в конечном итоге определяют магматический бюджет спрединговой зоны и механизм аккреции коры, в коре может присутствовать или отсутствовать стационарная осевая магматическая камера. Область сфокусированного мантийного апвеллинга может оставаться в мантии («холодная» мантия, пониженное магмоснабжение) (см. рис. 10.3а), либо поднимается до границы корамантия («горячая» мантия, повышенное магмоснабжение) (см. рис. 10.3 в,г; рис. 10.6в). Такие особенности в размерах и форме осевой магматической камеры и области апвеллинга определяют структуру формируемой коры, толщину осевой литосферы и ее реологическую стратификацию. Модельные оценки показывают, что повышенное магмоснабжение, обычное при быстрых скоростях спрединга, может осуществляться и при медленных и даже при ультрамедленных скоростях спрединга в условиях высоких мантийных температур. И наоборот, обедненное магмоснабжение может иметь место и при высоких скоростях спрединга в условиях отно-

сительно пониженных температурах мантии. Иными словами, интенсивность магмоснабжения может варьировать вдоль простирания спредингового хребта в зависимости от температуры мантии, которая в региональном плане может определяться наличием или отсутствием горячих точек или мантийных плюмов, а в локальном плане может зависеть от наличия структурных неоднородностей (трансформных разломов, нетрансформных смещений или перекрытий центров спрединга) с повышенной трещиноватостью и проницаемостью коры, которые приводят к относительному понижению мантийной температуры и изменению осевых магматических систем. Очевидно, что рельеф дна осевой зоны, а также глубинное строение коры и прочность литосферы будут изменяться вдоль простирания оси единого спредингового хребта. Так, глубины рифтовых зон спрединговых хребтов обычно увеличиваются вблизи структурных неоднородностей.

Как отмечалось выше, форма поперечного сечения осевого поднятия при быстрых скоростях спрединга также изменяется от треугольной до трапецевидной, причем широкое трапецевидное осевое поднятие связано с батиметрическими высотами и с выраженным осевым грабеном (осевой кальдерой). Там, где спрединговый хребет самый мелкий, осевое поднятие самое широкое, с выровненной трапецевидной формой поперечного сечения. Там, где осевая зона более глубокая, осевое поднятие обычно имеет узкую треугольную форму. Позднее было обнаружено, что осевые гравитационные аномалии, глубина и ширина магматической камеры, геохимия базальтов и интенсивность гидротермальной активности также изменяются вдоль простирания хребта. Вдольосевые вариации этих параметров часто являются признаками различий в магмоснабжении внутри или между сегментами и существенно зависят от $V_{\text{спред}}$. Там, где имеется более крупная магматическая камера, наблюдается более широкое и высокое трапецевидное поднятие гребня хребта с характерной осевой вершинной кальдерой, извергаются более примитивные базальты и отмечается более обширная и интенсивная гидротермальная циркуляция, чем на участках ВТП с более глубоким и узким осевым поднятием. Все эти наблюдаемые факторы можно рассматривать как индикаторы магматического бюджета вдоль быстроспрединговых хребтов (ВТП).

Для качественной характеристики состояния магматической камеры используют термин «насыщенная расплавом магматическая камера», а соответствующий участок спредингового хребта характеризуется большим магматическим бюджетом. Это предполагает, что хребет сильно магматичен, излияния новой магмы часты, объем магмы достаточно большой для данной $V_{\text{спред}}$ и большое количество расплава присутствует в мантии под хребтом. С другой стороны, истощенная или обедненная расплавом магматическая камера свидетельствует о том, что данный участок хребта имеет малый магматический бюджет.

О насыщенности или истощенности магматической камеры свидетельствует также наличие или отсутствие линзы расплава, размеры которой коррелируют с осевым рельефом. На участках оси, где линзы расплава хорошо развиты, отмечается относительное поднятие уровня дна, а на участках, где наблюдаются относительные понижения дна и отмечаются структурные нарушения типа перекрытий осей спрединга, магматические линзы, как правило, не прослеживаются или их кровля существенно заглубляется (рис. 7.6 а).

Вдоль простирания ВТП более глубокие участки оси хребта располагаются вблизи морфологических границ сегментов: трансформных разломов и перекрытий осей спрединга, девелов, где ожидается относительно небольшой магматический бюджет и поэтому формируется довольно тонкая кора (рис. 7.6 а). Максимальный магматический бюджет ожидается в центральных частях сегментов, где хребет самый мелкий, осевое поднятие самое широкое, осевая магматическая камера центрирована относительно оси и отмечаются недавние извержения, заполняющие своими продуктами вершинную кальдеру.

В целом же для спрединговых хребтов с быстрыми скоростями спрединга и/или повышенными температурами мантии при наличии коровой магматической камеры кора должна иметь четко выраженное слоистое строение (рис. 6.10 Б, В).

Слой 2А формируется в результате периодического излияния щитовых потоков и подушечных лав. Его толщина увеличивается с расстоянием от оси за счет внеосевого вулканизма или увеличения пористости и гидротермального изменения слоя 2Б.

Слой 2Б прослеживается повсеместно, а толщина его определяется глубиной кровли линзы расплава в осевой магматической камере, определяемой скоростью спрединга, температурой и плавучестью базальта. Поле растяжения в осевой зоне является фактором, контролирующим плотность даек, характер их взаимодействия и формирование силлов.

Суммарная толщина слоя 2, по всей видимости, определяется положением кровли линзы расплава, контролируемой плавучестью базальта.

Слой 3А, сложенный изотропным габбро, формируется за счет осаждения кристаллов из линзы расплава и кристаллизации габброидных пород на боковых стенках осевой магматической камеры.

Слой 3Б, представленный расслоенным габбро, видимо, формируется как за счет осаждения кристаллов из коровой камеры, так и *in situ* в нижней части коровой камеры за счет поступления материала из подкоровой камеры.

Граница Мохо в данном случае четко выражена и фиксируется на глубинах 5–7 км вследствие дифференциации вещества в подкоровой магматической камере и плавучести мантийного расплава.

Геологические модели строения коры и подкоровой мантии осевых зон спрединга с пониженным магматическим бюджетом, характерным, как правило, для медленносрединговых хребтов, представлены на рис. 7.10. Эти модели очень хорошо объясняются в рамках рассмотренной нами нестационарной модели дискретно-непрерывного медленного спрединга.

Условия относительно холодной астеносферы (1100–1200 °С) и обедненного магмоснабжения характерны для концов сегментов вблизи структурных нарушений типа трансформных разломов или нетрансформных смещений (см. рис. 11.10г). Как отмечалось, для таких участков характерна относительно утоненная кора и толстая литосфера, а также довольно частые проявления мантийных ультраосновных серпентинизированных пород. Граница литосферы – астеносферы проходит в мантии (рис. 11.10). В структуре внеосевой литосферы в этом случае выделяют три области: кора, сильно тектонизированная область мантии с различными пропорциями интрузивных габброидных пород и область пассивно наращиваемой мантии за счет охлаждения астеносферы. В осевой зоне тектонизированная область мантии непосредственно подстигается астеносферой. Примитивные базальтовые расплавы могут формироваться в виде линз вблизи, или ниже границы литосфера – астеносфера. Грубозернистое габбро и ультраосновные кумуляты, сформированные в окрестности таких линз, могли быть либо вмещены в тектонизированную осевую литосферу, либо заморожены во внеосевую верхнемантийную часть пассивно наращиваемой литосферы на краях области сфокусированного мантийного апвеллинга ниже температуры солидуса перидотитов, где они могут формировать слой литологически сравнимый с зоной коро-мантийного перехода в офиолитовых комплексах. Собственно кора, которая занимает верхнюю часть тектонизированной литосферы, в этой модели включает смесь тектонически поднятых ультраосновных и габброидных пород, вмещение мелких габброидных интрузий, которые снабжают дайки и базальтовые лавовые потоки. Наблюдения на глубоководных обитаемых аппаратах и данные драгирования предполагают, что дайки в таких районах не формируют щитовой комплекс, а ограниченные лавовые потоки располагаются непосредственно на ультраосновных и габброидных породах (так называемый сухой спрединг).

Процесс серпентинизации мантийных перидотитов в этой геодинамической обстановке медленного спрединга существенен в формировании структуры коры. В областях нетрансформных смещений или пересечения рифтовой оси с трансформными разломами при повышенной трещиноватости утоненной коры возникают благоприятные условия (температура, давление, трещиноватость и т.д.) для серпентинизации перидотитов. В условиях понижения плотности и увеличения объема протрузии серпентинитов проникают в область средней и верхней коры и нередко обнажаются на по-

верхности дна. Обладая повышенной пластичностью, они значительно изменяют прочностные характеристики океанической коры, что сказывается на специфике разломо- и сбросообразования в осевых зонах спрединга — в районах их пересечения с трансформными и нетрансформными смещениями или на бортах рифтовых долин. В такой ситуации трудно предполагать существование очагов расплава (даже эпизодических) в пределах коры, которая в условиях обедненного магмоснабжения и относительно холодной и заглубленной астеносферы имеет, видимо, не стратифицированное, а хаотичное строение и сложена интрузиями габбро, тектонизированными мантийными перидотитами и серпентинитами с крайне ограниченным участием долеритовых даек и эффузивов (рис. 11.10 А).

Во втором же случае, когда мантийный диапир поднимается до границы «кора – мантия», в коре могут формироваться короткоживущие очаги расплава, питающие осевые рифтовые вулканы и ответственные за формирование эффузивного и дайкового слоя. На рис. 11.10 Б температурное поле на оси хребта таково, что основание коры совпадает с основанием литосферы, т.е. зона астеносферного апвеллинга достигает границы Мохо, где располагается верхнемантийная магматическая камера. Такая ситуация может, видимо, соответствовать центральным участкам сегментов. В этом случае расплавы должны кристаллизоваться только в коре или в самом верху мантии, возможно формируя уровень примитивного габбро, ультраосновных кумулятов и внедрения ультраосновных пород на уровне Мохо (рис. 11.10 Б). Расплавы в коре кристаллизуются в виде эфемерных интрузий. Доля ультраосновных пород в ней должна в этом случае быть меньше, чем в случае (рис. 11.10 А).

При более высоких температурах мантии и/или повышенном магмоснабжении температурное поле на оси хребта таково, что изотермы, соответствующие солидусу базальтового расплава, могут располагаться внутри коры. В этом случае в коре могут формироваться локальные, короткоживущие магматические очаги или линзы расплава на уровне нижней-средней коры. Геологическая модель такой ситуации представлена на рис. 11.10 В. Вдоль кровли и стенок локального корового очага кристаллизуются габброидные породы, а легкоплавкие компоненты базальтовой магмы, поднимаясь в верхние горизонты коры, формируют щитовой дайковый комплекс и эффузивный слой подушечных лав, изливающихся в осевых вулканах. При этом предполагается отчетливая слоистая структура коры, в которой эффузивный слой подушечных лав подстилается слоем щитового дайкового комплекса, ниже которого залегает слой габбро. Ультраосновные породы могут быть вмещены в нижнекоровое габбро в виде кумулятов или различных верхнемантийных ксенолитов. Как правило, при медленном спрединге эта ситуация может отмечаться в центральных частях сегментов с интенсивной фокусировкой астеносферного

апвеллинга (см. рис. 11.10 г) или при повышенном магмоснабжении в условиях высоких мантийных температур (например, хребет Рейкьянес (рис. 7.8), возможно, центральная часть сегмента АМАР на 35,5° с.ш. САХ и центральная часть сегмента ОН1, расположенного между трансформными разломами Хейс и Океанограф (рис. 7.9 д)).

Согласно заключению Д. Каналеса с соавторами, переход от обедненного магмоснабжения к нормальному или повышенному магмоснабжению в условиях медленных скоростей спрединга может происходить за небольшой интервал времени порядка 80–160 тыс. лет, а периоды магматического и амагматического спрединга могут продолжаться от 400 тыс. лет до 800 тыс. лет. По оценкам А. Пейве, эти периоды длятся 1,5–4 млн лет.

В условиях медленного спрединга, сейсмическая граница Мохо в рифтовой зоне не определяется столь однозначно, как в быстроспрединговых хребтах в связи с отсутствием стационарной подкоровой магматической камеры. В центральных частях сегментов граница Мохо может представлять переходную зону переслаивающегося габбро и перидотитов, тогда как на концах сегментов, где кора тоньше, а литосферная мантия поднята выше, а также во внеосевых зонах хребта (на склонах рифтовых долин), где изотермы серпентинизации располагаются в мантии в области проникновения морской воды, граница Мохо может представлять собой изменяющийся по мощности фронт серпентинизации. Таким образом, природа переходной зоны Мохо в медленносрединговых хребтах может изменяться в зависимости от интенсивности магмоснабжения и преобладания тектонической или магматической фазы спрединга.

В целом в условиях обедненного магмоснабжения, при небольших скоростях спрединга или при пониженных мантийных температурах слой 2 может совсем отсутствовать либо иметь редуцированное дискретное проявление при наличии среднекоровых магматических силлов. Слой 3А представляет собой переслоение габбро и ультраосновных интрузий, внедрившихся из зоны мантийного апвеллинга. Слой 3Б сложен серпентинизированными перидотитами, формирующимися вне оси или вблизи зон структурных нарушений линейности и непрерывности оси спрединга, которые могут выходить на поверхность. Интенсивность гидротермальной циркуляции также контролируется скоростью спрединга и теплом магматических очагов (рис. 11.13).

11.5. Влияние «горячих» и «холодных» зон на строение спрединговых хребтов

Как показали результаты моделирования особенности спрединга и структура коры в значительной степени зависят от прогремости мантии, которая определяет реологические свойства литосферы. Результаты сей-

смической томографии вдоль осевых зон спрединга показывают наличие значительных вариаций в аномалиях сейсмических скоростей на уровне астеносферы (рис. 3.17а). Понижение скоростей сейсмических волн и связанное с ним повышение прогретости мантии, как правило, приурочено к областям влияния мантийных плюмов и горячих точек (например, район Исландии, Азорского плато, плато Кергелен, Амстердам — Сен-Поль и др.). Характер взаимодействия горячей точки и спредингового хребта определяется длительностью ее функционирования, прогретостью мантии, скоростью спрединга и удаленностью друг от друга. Именно эти факторы определяют особенности аккреции коры, интенсивность магмоснабжения, характер проявления современного вулканизма, аномальное строение рельефа осевых и внеосевых зон спрединга, повышенную мощность коры и многие другие признаки. Не менее важным является исследование влияния на осевую и внеосевую морфологию спрединговых хребтов участков с относительно холодной подлитосферной мантией. Эти районы характеризуются сильно изрезанным рельефом дна и интенсивными гравитационными аномалиями, повышенными значениями сейсмических волн в мантии, повышенной толщиной и прочностью литосферы, наличием плотной сети трансформных разломов. В настоящее время такие примеры можно наблюдать в районе экваториальной Атлантики с системой гигантских трансформных разломов Романш, Чейн, Шарко, смещающих ось спрединга на сотни километров, в области Австрало-Антарктического дискорданта на Юго-Восточном Индийском хребте и др.

Особенностью образования вулканов, связанных с горячими точками, расположенными на или вблизи спрединговых хребтов, является то обстоятельство, что на стационарный процесс спрединга и аккреции океанической коры накладывается аномальный магматизм горячих точек, который нередко приводит к формированию вулканических островов и обширных плато. Примерами таких структур являются Азорские о-ва, о. Св. Елены, о-ва Тристан-да-Кунья и Гоф, о. Буве — вблизи Срединно-Атлантического хребта (САХ), острова Амстердам — Сен-Поль на Юго-восточном Индийском хребте (ЮВИХ), Галапагосские острова вблизи Галапагосского центра спрединга и, конечно, о. Исландия, который непосредственно пересекает САХ, и др. (рис. 11.14).

На рис. 11.15 схематично представлены стадии взаимодействия спредингового хребта с горячей точкой или мантийным плюмом. Предполагается, что ось хребта мигрирует влево. На первой стадии хребет приближается к горячей точке, но еще остается далеко от нее, так что их взаимное влияние друг на друга не проявляется. На второй стадии происходит первое взаимодействие хребта и горячей точки. Третья стадия фиксирует прохождение спредингового хребта над горячей точкой (например, Исландский мантийный плюм и хребет Рейкьянес). На четвертой стадии хребет

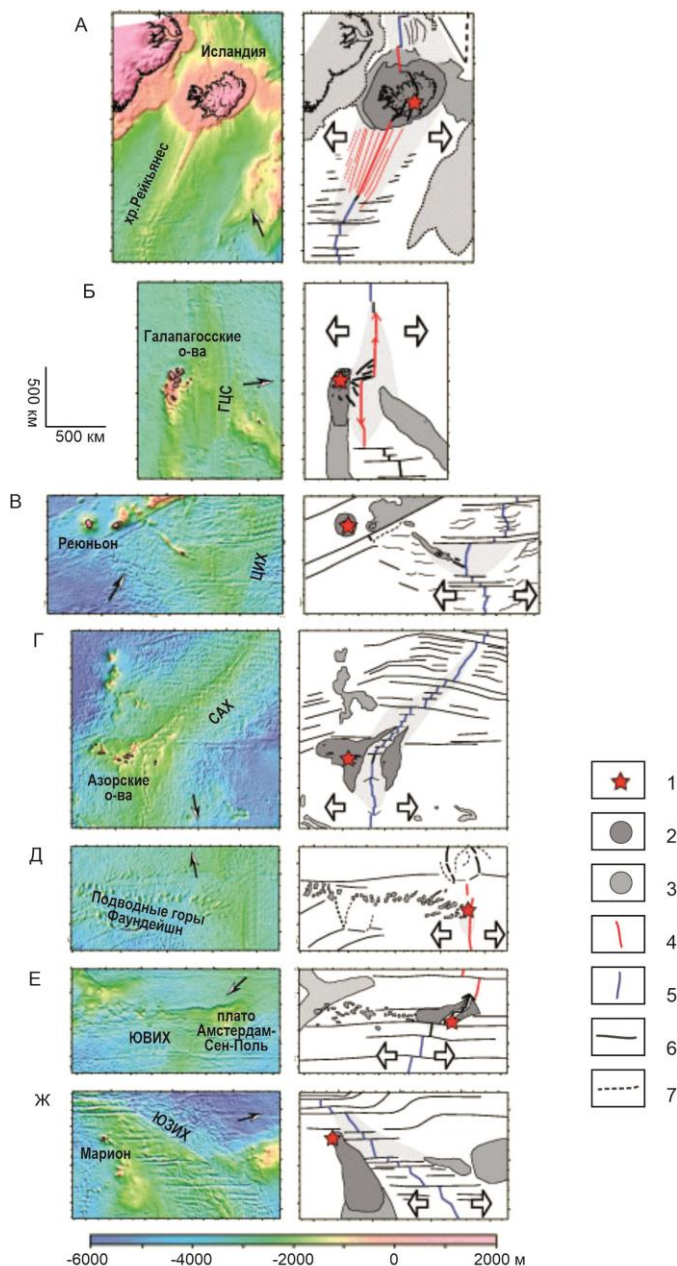


Рис. 11.14. Батиметрия и соответствующая тектоническая интерпретация семи зон пересечения горячих точек и рифтовых зон СОХ (Исландия, Галапагос, Реюньон, Азоры, Фаундейшн, Амстердам — Сен-Поль, Марион) (по J. Dymant et al.):

Стрелки на батиметрических картах указывают на север: 1 — положение горячих точек, 2 — недавно сформированные плато и острова, 3 — древние плато и подводные хребты, 4 — спрединговые хребты с осевыми поднятиями, 5 — спрединговые хребты с рифтовыми долинами, 6 — трансформные разломы и разломные зоны, 7 — ископаемые хребты

пересек горячую точку, но располагается в непосредственной близости от нее (Азорская горячая точка и САХ, горячая точка Амстердам — Сен-Поль и ЮВИХ). И, наконец, пятая стадия, когда спрединговый хребет быстро удаляется от горячей точки, хотя ее влияние на осевую зону спрединга может еще ощущаться (горячая точка Кергелен и ЮВИХ, горячая точка Реюньон и Юго-западный Индийский хребет (ЮЗИХ)).

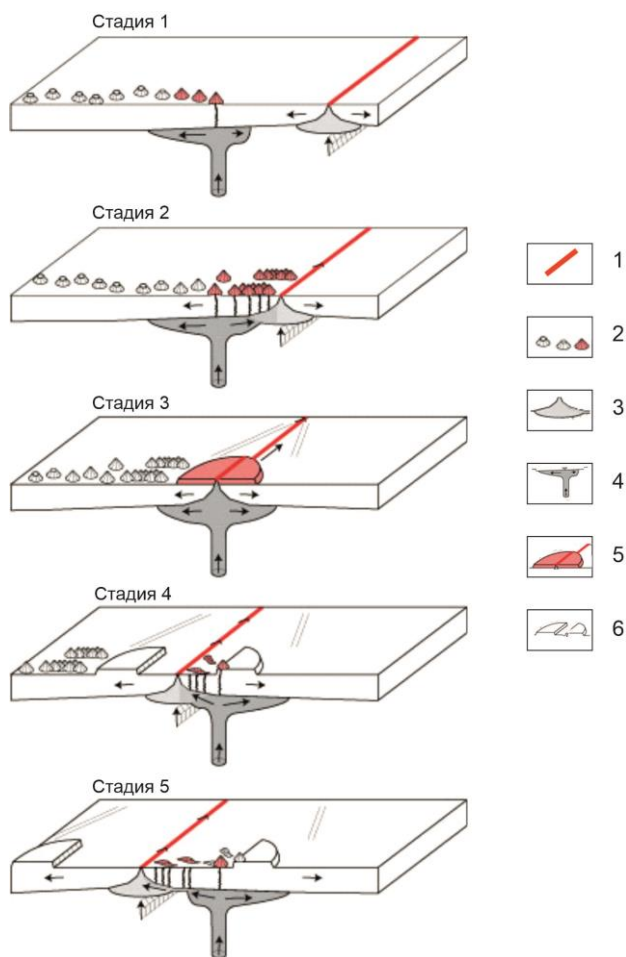


Рис. 11.15. Стадии взаимодействия горячей точки и спредингового хребта (по J. Dymant et al.):

1 — ось спрединга, 2 — вулканические хребты — следы горячей точки, 3 — магматический очаг спредингового хребта, 4 — магматический очаг горячей точки, 5 — магматическое плато в области пересечения горячей точки и спредингового хребта, 6 — реликтовые части магматического плато

11.5.1. Взаимодействие Исландского плюма и Срединно-Атлантического хребта

В настоящее время исландский плюм находится непосредственно под осью САХ. Их совместная магматическая деятельность привела к формированию о. Исландия. Лавы вулканов Исландии относятся к трем сериям базальтоидов: низкокалиевой, толеитовой, породы которой представлены пикробазальтами и толеитовыми базальтами, субщелочной, представленной гавайитами, муджееритами и их более кислыми дифференциатами, и промежуточной, известково-щелочной. Обычно вершины спрединговых хребтов скрыты под водой, так как в них не извергается достаточно магматического материала, чтобы они поднялись над уровнем моря. Но в Исландии происходит больше извержений, чем обычно на активных границах плит, поскольку она также является результатом магматической деятельности плюма, и здесь, как и на Гавайях, происходит более интенсивное поступление магматического материала.

В отличие от того, что наблюдается на Гавайях, деятельность Исландского плюма проявилась не в образовании непрерывной цепи вулканов, возраст которых возрастает при удалении от горячей точки, а в симметричном увеличении возраста вулканических пород Исландии и дна океана к востоку и к западу от САХ, который в Исландии выходит на поверхность суши. Объем магматического материала, образовавшегося из Исландского мантийного плюма в результате вулканической активности в течение 65 млн лет, составляет около 10 млн км³. Эта цифра примерно в 50 раз превышает объем Исландии. В целом эти вулканические породы формируют Северо-Атлантическую магматическую провинцию. Крабла — вулкан на севере Исландии. Высочайшая вершина кальдеры вулкана достигает 818 м. Кратер кальдеры диаметром около 14 км образовался в результате извержения в начале XVIII века. Внутри кратера Вити (по-исландски — ад) — озеро с температурой воды ~ 100 °С. Последнее извержение вулкана наблюдалось в 1984 году. Вулкан Крабла включает геотермальную область Наумафьядль с грязевыми вулканами и фумаролами. В 1978 году здесь построена геотермальная электростанция Krafla Power Station мощностью 60 МВт, которая обеспечивает электричеством всю восточную часть Исландии.

Гекла — вулкан на юге Исландии, в 150 км от Рейкьявика. Высота — 1488 м. Является частью 40-километрового горного хребта. Самый активный его участок — трещина Heklugja длиной 5,5 км, полностью открывающаяся во время крупных извержений. С 874 года извергался более 20 раз и считается наиболее активным вулканом Исландии. Последнее извержение произошло в 2000 году.

Гекла — единственный вулкан Исландии, извергающий известково-щелочную лаву, и один из немногих в мире, имеющих столь необычную

протяженную форму. В средневековье исландцы называли его «Ворота в ад» (North Atlantic Large Igneous Province) (рис. 11.16).

Хребет Рейкьянес располагается в северной части Атлантического океана и представляет собой участок Срединно-Атлантического хребта протяженностью около 900 км, ограниченный на севере Исландией (64° с.ш.), а на юге — небольшим левосторонним трансформным разломом Байт ($56^{\circ}47'$ с.ш.) (рис. 11.17). Спрединг на хребте Рейкьянес в настоящее время происходит с очень медленными скоростями (≤ 2 см/год). При низкой скорости спрединга хребет обладает двумя уникальными особенностями, отличающими его от всех других спрединговых хребтов. Первой особенностью является косое к направлению растяжения простирание, что накладывает отпечаток на специфику морфологии и тектонического строения рифтовой зоны, характерными элементами которой являются эшелонны перекрывающихся осевых вулканических хребтов (рис. 11.18 а).

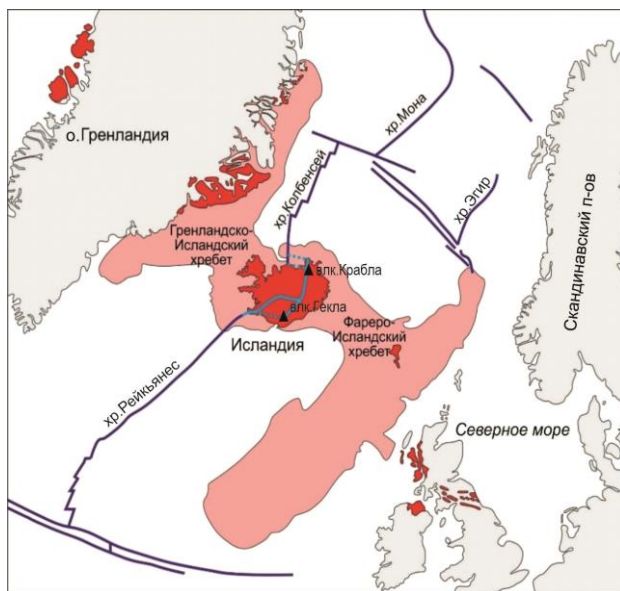


Рис. 11.16. Наземные (темно-серый) и подводные (серый) базальты Северо-Атлантической магматической провинции, излившиеся в результате активности Исландского мантийного плюма в течение 65 млн лет

Вторая особенность хребта Рейкьянес заключается в его близости к Исландскому мантийному плюму, который оказывает большое влияние на рельеф дна, структурную сегментацию и глубинное строение коры всей рифтовой зоны.

На всем своем протяжении рифтовая зона не нарушается ни одним трансформным разломом (рис. 11.17) и имеется только два крупных НТС: одно около $57^{\circ}51'$ с.ш. со смещением 12 км (рис. 11.18 а), а другое — около $56^{\circ}55'$ с.ш. со смещением 17 км и 16 мелких. Они отделяют друг от

друга осевые вулканические хребты, имеющие, по данным К. Пайрса с соавторами, высоту обычно 200–400 м и длину от 20–30 км и ширину 3–6 км. Осевые вулканические хребты, как правило, перекрывают друг друга, иногда на 50% своей длины.

Влияние Исландского мантийного плюма приводит к увеличению температуры мантии и интенсивности магмоснабжения в районе Исландии и к миграции астеносферного потока к югу от Исландии вдоль простирания хребта Рейкьянес. Это объясняет увеличение глубины осевой зоны с севера на юг на 2400 м, увеличение изрезанности рельефа, амплитуды сбросов от менее 100 м на севере вблизи Исландии до нескольких сотен метров (максимум почти 1 км), увеличение количества осевых вулканов и высоты вулканических хребтов, уменьшение толщины коры, увеличение мантийных аномалий Буге по мере удаления от Исландии. Это предполагает постепенное увеличение эффективной толщины и прочности литосферы вследствие уменьшения в ней градиента температуры и общего снабжения хребта расплавом при удалении от Исландии (рис. 11.19).

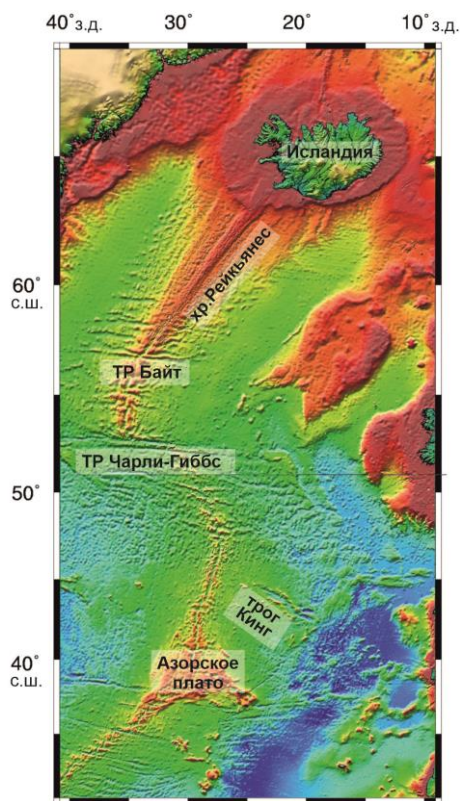


Рис. 11.17. Влияние Исландского и Азорского плюмов на рельеф Срединно-Атлантического хребта

Карта предсказанных глубин дна (по Smith W.H.F. and Sandwell D.T.)

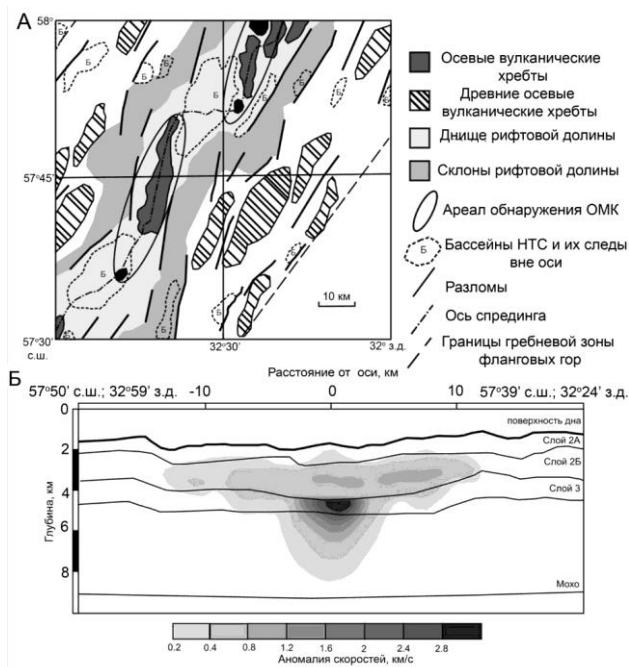


Рис. 11.18. Строение рифтовой зоны хребта Рейкьянес в районе сегмента RAMESSES (по Pierce et al.):

А — Структурная схема района исследований. Б — Распределение аномалий скоростей сейсмических волн по данным сейсмической томографии

Воздействие мантийного плюма вызывает также изменение морфологии рифтовой зоны хребта Рейкьянес: от типичной для САХ рифтовой долины на юге до осевого поднятия, которое появляется к северу от 58°47' с.ш. по мере приближения к Исландии и увеличения температуры мантии (рис. 11.19в). Изменение типа морфологии от рифтовой долины к осевому поднятию происходит через образование рифтовой зоны с переходной морфологией, с характерным «набором» форм рельефа различного масштаба, расположение которых на поперечных профилях закономерно изменяется при удалении от областей с рифтовыми долинами и приближении к областям с осевыми поднятиями.

Северный и южный участки хребта Рейкьянес не разделяются четкой структурной границей типа трансформного разлома или крупного не-трансформного смещения. Изменение морфологии здесь происходит постепенно за счет сокращения к северу амплитуды осевых ограничивающих рифтовую долину сбросов и сопровождается закономерным изменением параметров сегментов разных порядков: длина сегментов увеличивается, а амплитуда смещений уменьшается.

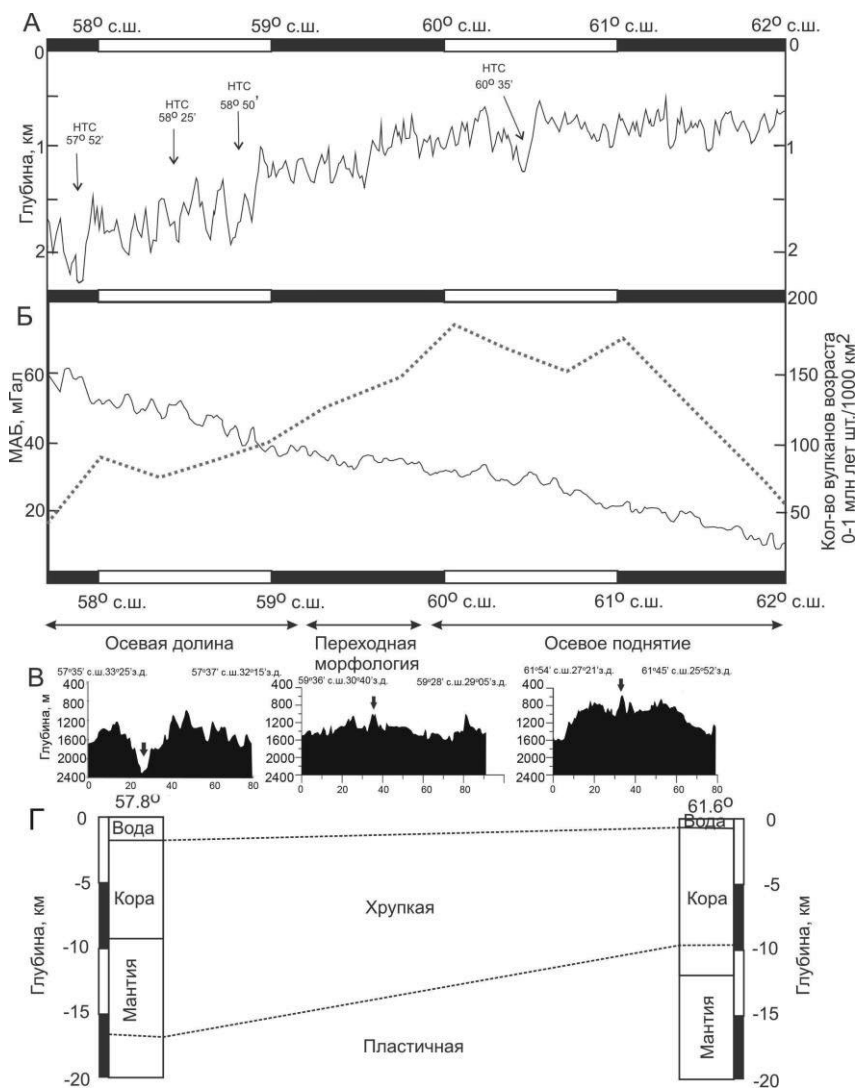


Рис. 11.19. Изменение геолого-геофизических характеристик вдоль оси хребта Рейкьянес (с севера на юг) (по Searle et al.):

- А. Осевого рельефа. Б. Мантийной аномалии Буге и количества вулканов (шт/1000 км²).
В. Осевой морфологии. Г. Толщины коры и толщины хрупкого слоя в литосфере под осью хребта

Между 57°36' с.ш. и 57°51' с.ш. на хребте Рейкьянес расположен сегмент, который был детально изучен по программе комплексных геолого-геофизических исследований RAMESSES (Reikjanes Axial Melt Experiment: Structural Synthesis from Electromagnetics and Seismics). Здесь впервые под рифтовой зоной с медленным спредингом была зафиксирована корово-магматическая камера (рис. 11.18 б, 7.8). Неовулканическая

зона этого сегмента характеризуется одним вулканическим хребтом S-образной формой в плане и длиной около 26 км. Геофизические исследования на этом сегменте с центром на $57^{\circ}45'$ с.ш. показывают, что его осевой вулканический хребет располагается над магматическим телом в коре, находящимся на глубине 2,5 км ниже поверхности дна. Магматическое тело характеризуется пониженными значениями скоростей сейсмических волн и электрического сопротивления. Оно состоит из корово-мантийной смеси, содержащей не менее 20% расплава, с линзой расплава на вершине тела. Линза базальтового расплава расположена на глубине чуть более 2 км под осью осевого вулканического хребта и имеет толщину около 100 м, ширину ≈ 4 км и простирается вдоль оси на всю длину осевого вулканического хребта (рис. 11.17 б, 7.8). Она очень похожа на линзы расплава, фиксируемые под многими осевыми участками Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Гораздо больший объем по сравнению с линзой расплава занимает окружающая ее с боков и снизу область с менее заметным, тем не менее существенным уменьшением значений сейсмических скоростей (рис. 11.17 б). Эта область простирается от основания линзы в нижнюю кору почти до границы Мохо и достигает глубины 6 км ниже поверхности моря, имея ширину поперек оси не менее 10 км.

Результаты еще одного сейсмического эксперимента Reikjanes Iceland Seismic Experiment (RISE), проведенного на севере хребта Рейкьянес, показали, что толщина коры уменьшается к югу вдоль простиранья хребта от 21 км в юго-западной Исландии до 11 км на $61^{\circ} 40'$ с.ш. на хр. Рейкьянес, что, по мнению Н. Вейра с соавторами, обусловлено уменьшением мантийных температур от $\sim 1500^{\circ}\text{C}$ до $\sim 1370^{\circ}\text{C}$. Эти данные подтвердили полученные несколько ранее результаты Р.Сирла с соавторами об уменьшении мощности коры к югу вдоль простиранья хребта Рейкьянес от 12,7 км в районе $63^{\circ}06'$ с.ш. до 7 км на $57^{\circ}30'$ с.ш. Результаты сейсмического эксперимента также показали, что толщина коры уменьшается по мере удаления от оси спрединга на 63° с.ш. от 12,7 км на оси (0 млн лет), до 9,8 км при возрасте коры 5 млн лет. По мнению Н. Вейра с соавторами такое изменение в толщине коры обусловлено уменьшением температуры астеносферной мантии на $\sim 40^{\circ}\text{C}$ в интервале между этими хронами. Все эти результаты подтверждают миграцию более горячего материала под современным центром спрединга хр. Рейкьянес. По мнению ряда исследователей, при небольших значениях толщины коры кора и ось спрединга уже не способны сегментироваться трансформными разломами.

Как отмечалось выше, мощность коры на хребте Рейкьянес постепенно уменьшается с удалением от Исландского плюма. Оценки влияния толщины коры, проведенные в рассмотренной выше геодинамической модели спрединга, показали, что на формирование коровых и верхнемантийных

магматических очагов для хребта Рейкьянес при очень прогретой мантии ($T \geq 1350^\circ\text{C}$) при вариациях в толщине коры от 7 до 13 км, осевые магматические очаги формируются на уровне средней коры на глубинах от 3 до 7 км. Изменение толщины коры и температуры мантии вдоль простирания хребта Рейкьянес приведет к тому, что в северной провинции хребта, расположенной вблизи Исландии, условия для формирования стационарных коровых магматических очагов будут весьма благоприятными, в то время как в южной провинции хребта коровые магматические очаги должны быть локальными и короткоживущими. Такое изменение термического режима рифтовой зоны хребта Рейкьянес будет иметь своим следствием и изменение прочности осевой и близ осевой литосферы. Численные оценки вариаций прочности пород молодой океанической литосферы вдоль простирания хр. Рейкьянес в соответствии с рассмотренной выше геодинамической моделью спрединга позволяют определить положение зон ослабления литосферы при различной степени прогретости мантии и толщины коры. Распределение прочности пород океанической литосферы с глубиной и расстоянием от оси хребта, с учетом формирования здесь осевых очагов магмы подтвердило тот факт, что изотерма $T \approx 725^\circ\text{C}$ контролирует, в первом приближении, переход от упругих деформаций к вязкопластичным. Хрупкий слой, расположенный выше этой изотермы, в зависимости от прогретости мантии ($T = 1350\text{--}1380^\circ\text{C}$) и наличия коровых магматических очагов, достигает у оси хребта Рейкьянес толщины 1,5–1,7 км. (Отметим, что при средней температуре мантии $T = 1250^\circ\text{C}$ толщина этого слоя на оси достигает 3 км). По мере удаления от оси он постепенно утолщается. Глубже изотермы $T \approx 725^\circ\text{C}$ четко выделяется ослабленный слой с вязкопластичной деформацией пород. Ниже этого ослабленного слоя снова оказывается зона упругих деформаций, на этот раз пород мантии (или нижней коры). В зависимости от толщины коры изотерма 725°C в процессе погружения достигает кровли мантии на разных расстояниях от оси. В случае более толстой коры и более прогретой мантии, характерных для северных сегментов хребта Рейкьянес, хрупкий слой коры в осевой зоне становится менее мощным, а увеличения прочности на границе кора-мантия практически не отмечается. В целом океаническая литосфера здесь оказывается представленной двумя слоями относительно прочных хрупких пород, разделенными относительно тонким реологически слабым вязкопластичным слоем. Толщины этих слоев уменьшаются вдоль простирания хр. Рейкьянес по мере приближения к Исландскому мантийному плюму и увеличиваются по мере удаления от оси спрединга. При температурах мантии $T \sim 1350^\circ\text{C}$ в ультрамедленных хребтах (южный участок хребта Рейкьянес) зона хрупких деформаций начинается сразу же от оси хребта, и внеосевой рельеф вдоль склонов спрединговых хребтов формируется при взбросовых движениях блоков

вдоль разломов в процессе растяжения относительно прочной литосферы. Следовательно, относительно большие значения эффективно-упругой толщины осевой литосферы медленных СОХ отражаются в значительных амплитудах взбросов и, как следствие, в более сильной изрезанности рельефа рифтовой зоны, чем на участках, расположенных севернее с более прогретой мантией и имеющих меньшую толщину хрупкого слоя. При одной и той же температуре мантии, увеличение доли (толщины) коры в литосфере будет приводить к сокращению эффективной толщины упругой части литосферы по мере приближения к Исландии. В целом повышенная температура (и пониженная плотность) мантии приводят к уменьшению глубины и к увеличению ширины хрупко-пластичного перехода на северных участках хребта Рейкьянес по сравнению с более южными участками. Повышенная температура мантии вблизи мантийного плюма приводит к снижению вязкости мантии и формированию стационарных коровых магматических очагов, что обеспечивает более быстрое локальное изостатическое урегулирование поднимающейся в осевой зоне мантии посредством образования центрального осевого поднятия. С другой стороны, более холодная, более вязкая мантия и более прочная и мощная литосфера на юге хребта способствуют образованию сбросов в рифтовой долине с большей амплитудой смещения. Контрасты прочности в коре могут контролировать формирование и распределение силлов в коре на границах, разделяющих верхний жесткий слой от нижнего менее прочного. Это может быть особенно важно в осевых зонах медленных и ультрамедленных спрединговых хребтов, где линзы расплава зафиксированы на уровне средней коры (2,5–4 км) в районе изотермы хрупко-пластичного перехода. При наличии нескольких реологических границ, в зависимости от прогретости мантии и частоты внедрения интрузий, могут формироваться несколько уровней «реологических ловушек» или «барьеров», на которых может аккумулироваться поднимающаяся магма и локальные короткоживущие магматические камеры в виде силлов или отдельных линз расплава. Следует учитывать, что динамика силлов контролируется также вязкой диссипацией флюидов вдоль их длины, что влияет на размеры и форму силлов и дает возможность силлам продвигаться вперед и, таким образом, становиться более мощными и вызывать неупругие деформации в окружающих породах. Это должно позволить им питать новые силлы или линзы вдоль других реологических границ раздела, создавая ступенчатую структуру хаотичного распределения магматических тел.

Результаты геолого-геофизических исследований на хребте Рейкьянес находятся в полном соответствии с полученными результатами по моделированию состояния магматических очагов в ультрамедленных спрединговых хребтах с высокой прогретостью мантии.

11.5.2. «Горячие» и «холодные» области Юго-Восточного Индийского хребта

Юго-Восточный Индийский хребет протягивается в субширотном направлении на расстояние около 8000 км от ТС Родригес до ТС Маккуори (рис. 11.20) и характеризуется средними значениями скоростей спрединга, изменяющимися от 6,5 до 7,5 см/год. Он является замечательным примером, где вдоль простирания хребта встречаются как аномально прогретые области, связанные с наличием горячей точки Амстердам – Сен-Поль (АСП) (район 75° – 78° в.д.), расположенной практически на оси спрединга, и плюма Кергелен, современные вулканические проявления которого удалены от спредингового хребта на значительное расстояние, так и аномально холодные области литосферы и подлитосферной мантии — Австрало-Антарктический дискордант (ААД) (120° – 130° в.д.). Различная степень прогретости мантии отражается в характере осевого рельефа, меняющегося от морфологии осевых поднятий в районе термического влияния горячих точек АСП и Кергелен до морфологии рифтовых долин в районе ААД (рис. 11.20). Глубина осевой зоны, характер морфоструктурной сегментации и толщина коры также изменяются вблизи термических аномалий в мантии (рис. 11.21, 11.22).

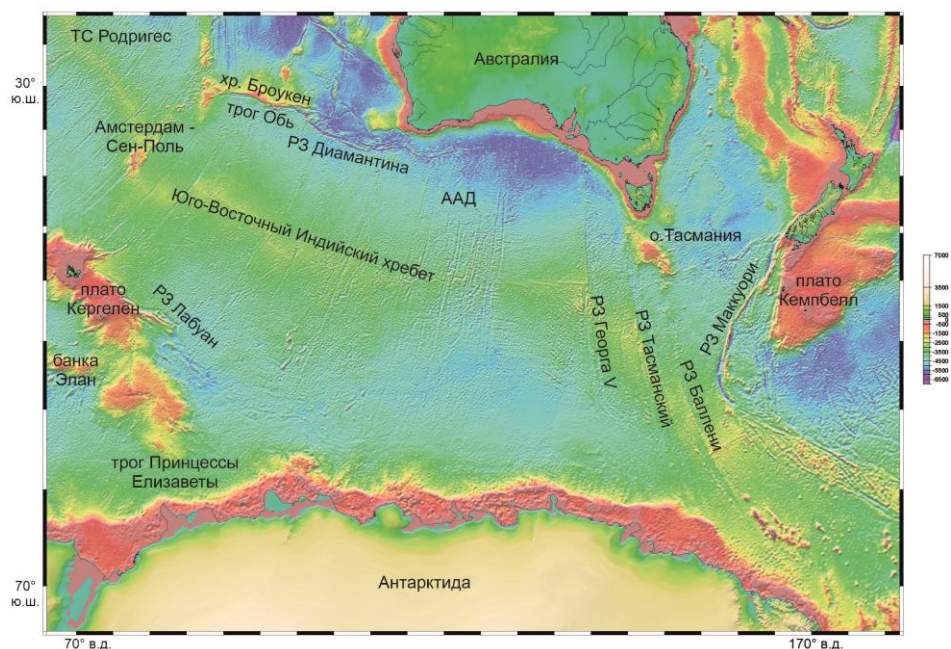


Рис. 11.20. Карта предсказанных глубин дна в районе Юго-Восточного Индийского хребта (по Smith W.H.F. и Sandwell D.T.)

Вулканический массив Амстердам – Сен-Поль образует морфологически обособленную область, охватывающую как рифтовую зону, так и фланги ЮВИХ. На пересечении с осью спрединга он образует плато Амстердам – Сен-Поль, в пределах которого осевая глубина составляет около 2300–2800 м. Типичные глубины на сегментах ЮВИХ в пределах плато на 1–1,5 км меньше глубины спрединговых сегментов за пределами платформы, что предполагает образование более мощной океанической коры. Это подтверждает и распределение гравитационных аномалий, в частности, наличие отрицательной мантийной аномалии Буге (МАНБ), значения которой достигают 100–115 мГал), из которого следует, что средняя толщина коры платформы около 10 км, что примерно на 40% больше толщины типичной океанической коры. При этом вблизи островов Сен-Поль и Амстердам, по данным Д. Шейрера с соавторами, она может достигать 12–16 км.

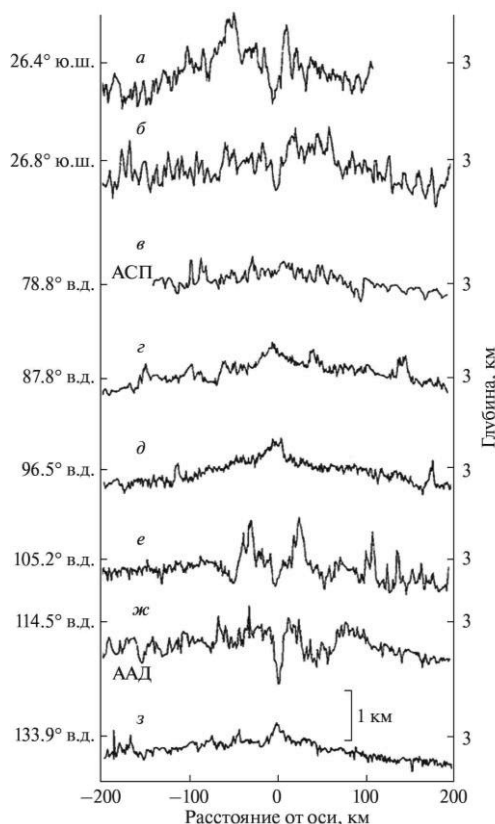


Рис. 11.21. Поперечные батиметрические профили по (Ма и Cochran):

a–з — обозначения профилей. АСП — плато Амстердам – Сен-Поль,
ААД — Австрало-Антарктический дискордант

Ось спрединга на плато состоит из системы сигмоидальных эшелонированных систем трещин, сходных по строению с сегментацией северной части хребта Рейкьянес, расположенной вблизи Исландского плюма. Сегменты значительно перекрывают друг друга по длине.

Далее к юго-востоку, вдоль простираения ЮВИХ в области центральной провинции, термическое влияние горячей точки Амстердам – Сен-Поль на рельеф рифтовой зоны ЮВИХ ослабевает. Уменьшение термического воздействия отражается в заглаблении рифтовой оси. Однако хребет здесь находится под воздействием плюма Кергелен, расположенного от оси ЮВИХ на расстояние более 1000 км и тем не менее оказывающего влияние на прогретость литосферы данного района.

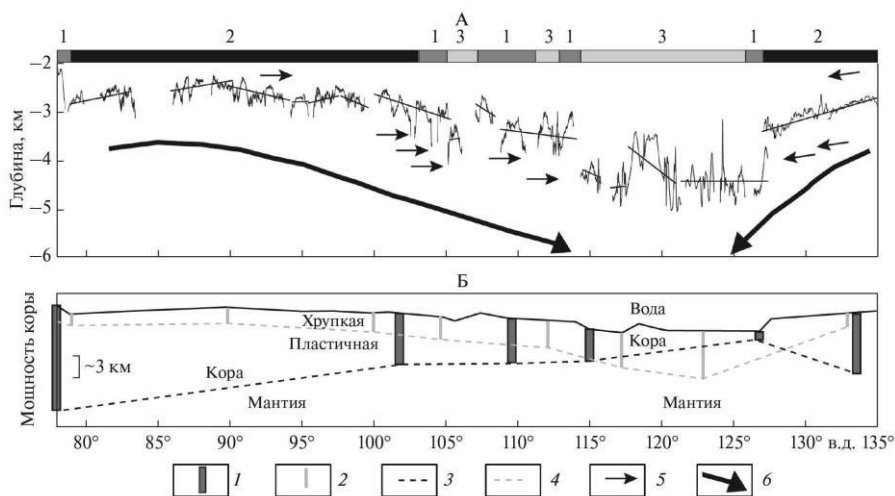


Рис. 11.22. Влияние вдольосевого потока на морфологию и глубинное строение ЮВИХ с учетом данных (по Schilling):

А — изменение вдольосевого рельефа. Участки с различным строением хребта: 1 — переходная морфология, 2 — осевые поднятия, 3 — рифтовые долины. Б — схематичный разрез рифтовой зоны хребта. 1 — мощность коры по данным (Scheirer et al.) для участка плато АСП и по (Holms et al.) для остальной части хребта, 2 — ориентировочная мощность хрупкого слоя по данным численного моделирования, 3 — граница кора — мантия, 4 — граница хрупко-пластичного перехода, 5 — расположение и направление продвижения рифтов, 6 — предполагаемое направление вдольосевых потоков. Вдольосевой поток может обуславливать асимметрию и направления продвижения сегментов хребта

При движении на восток осевые поднятия сменяются рифтовыми долинами через участки с редуцированными и переходными формами (рис. 11.21). Наблюдается общее изменение характеристик, связанных с понижением магмоснабжения: заглабление оси, возрастание амплитуд вдольосевого рельефа, уменьшение длины сегментов (рис. 11.22 А). В районе ААД располагается провинция с морфологией рифтовой долины с резко расчлененным рельефом и глубинами дна до 4,5 км. Это один из самых глубоких районов в глобальной системе срединно-океанических

хребтов. Рифтовая зона разбита густой сетью трансформных разломов. При приближении к области ААД появляются магмы с повышенными значениями $\text{Na8} > 3$, менее глубинные толеиты (Na-тип), которые характерны для наиболее холодных провинций медленноспрединговых зон, подобных хребтам Гаккеля, Книповича, экваториальной Атлантики. К востоку от ААД хребет вновь выходит на морфометрические показатели, характерные для среднего спрединга: интенсивность магматизма возрастает, для рифтовой зоны характерной вновь становится морфология осевого поднятия, длина сегментов увеличивается.

ЮВИХ вдоль своего простираения испытывает воздействие, по крайней мере, трех термических аномалий, расположенных в мантии, которые оказывают влияние на его строение и особенности проявления магматизма. Во-первых, это горячая точка Амстердам-Сен-Поль. Увеличение мантийной температуры при приближении к этой горячей точке, по-видимому, отчасти определяет и изменение морфологии около $29,5^\circ$ ю.ш. Далее к востоку от этой горячей точки, около 82° в.д., рифтовая зона ЮВИХ испытывает влияние мантийного плюма Кергелен. Дальнейшее изменение морфологии рифтовой зоны ЮВИХ к востоку определяется постепенным охлаждением мантии по мере приближения к ААД, где следует ожидать понижения мантийных температур и, как следствие, уменьшение толщины коры, увеличения толщины хрупкого слоя литосферы и изрезанности рельефа дна (см. рис. 11.22 Б). Оценки толщины коры, полученные В. Шейером с соавторами и Ж.К. Семпере и Дж. Кохраном на основании анализа гравитационных аномалий и измерений с помощью донных сейсмометров, проведенных Р. Холмсом с соавторами, показали, что мощность коры убывает в восточном направлении от 10–15 км на плато АСП до 7,5–8 км в районе 88° – 90° в.д., до 4–4,5 км в районе 118° – 120° в.д. Это обстоятельство четко свидетельствует о соответствующем уменьшении интенсивности магмоснабжения, связанном с уменьшением температуры мантии, которая, согласно оценкам К. Маркса, в районе ААД составляет 1160°C , что на 170°C холоднее и на 0,02 г/см плотнее по сравнению с нормальным температурным режимом мантии. Результаты сейсмических исследований, проведенных Ж. Баран с соавторами, зафиксировали заглубление кровли осевой магматической камеры с запада на восток от 1,5 до 2,9 км в соответствии с изменением осевой морфологии от осевого поднятия до переходных форм. В районах морфологии рифтовых долин и ААД магматическая камера в коре не прослеживается. Заглубление кровли ОМК в восточном направлении может быть связано с региональным трендом в понижении температуры мантии и уменьшении толщины коры. Очевидно, что наличие/исчезновение ОМК контролирует реологическую структуру коры рифтовой зоны хребта и, как следствие, режим аккреции коры, рельеф рифтовой зоны и флангов хребта и характер сегментации осевой зоны.

По всей видимости, к востоку от плато АСП возникает вдольосевой астеносферный поток (см. рис. 11.22), наибольший вклад в который дают горячая точка Кергелен и горячая точка Амстердам-Сен-Поль. Миграция материала плюма Кергелен по направлению к спрединговому хребту может происходить по каналу или вдоль основания литосферы, уровень которого повышается по направлению к оси спрединга. Этот поток перемещается к востоку в сторону ААД, под которым располагается область относительно холодной мантии. Существование вдольосевого астеносферного потока и предполагаемое уменьшение его интенсивности к востоку могут иметь ряд наблюдаемых следствий. Это направление продвижения проградирующих рифтов, увеличение осевой глубины с запада на восток, выклинивание ОМК, увеличение толщины хрупкого слоя литосферы и сокращение мощности коры в глубинном строении; изменение осевой морфологии от осевого поднятия с сегментацией протяженных сегментов через переходный тип морфологии к рифтовой долине с сегментацией коротких сегментов нарушениями типа нетрансформных смещений и трансформных разломов (см. рис. 11.22).

Итак, при средних скоростях спрединга (6–8 см/год), характерных для ЮВИХ при повышенной температуре мантии, контролируемой в значительной степени близостью горячих точек Кергелен и Амстердам-Сен-Поль, происходят существенные изменения в механизмах аккреции коры, термомеханических свойствах коры и литосферы, форме и размерах осевой магматической камеры и, как следствие, в морфологии дна рифтовых зон, меняющейся от осевых поднятий до рифтовых долин. При пониженных мантийных температурах (в районе ААД) происходит уменьшение толщины коры и увеличение толщины литосферы и ее хрупкого слоя, формируется сильно изрезанный рельеф с переуглубленной рифтовой долиной.

Таким образом, геодинамический анализ геолого-геофизической информации и результатов численного моделирования процесса аккреции океанической коры в рамках нестационарной модели дискретно-непрерывного спрединга показал, что степень магматического бюджета и характер аккреции океанической коры в спрединговых хребтах определяют три основных параметра: скорость спрединга, температуру мантии и интенсивность магмоснабжения. Именно они определяют магматический бюджет (высокий или низкий) спрединговых хребтов и имеют определяющее значение для образования устойчивых во времени коровых магматических очагов, аккумулирующих расплав на различных уровнях коры и в подкоровой мантии, контролируют толщину хрупкого слоя литосферы, ее реологические свойства и строение коры. Наличие устойчивых во времени коровых магматических очагов с аккумуляцией разных долей расплава на различных уровнях коры и в подкоровой мантии в быстро-

спрединговых хребтах или областях СОХ с повышенными температурами мантии приводит к дифференциации расплавленного вещества и формированию преимущественно слоистой структуры коры. В отличие от этого, в медленноспрединговых хребтах не формируются стационарные коровые магматические очаги, а типичным является формирование относительно узких областей сфокусированного мантийного апвеллинга в астеносфере. В зависимости от прогретости мантии, интенсивности магмогенерации и уровня стояния сфокусированного в осевой зоне вещества астеносферы возможно формирование короткоживущих коровых магматических очагов (преимущественно в центральных частях сегментов) или «холодный», «сухой» спрединг с редуцированным развитием эффузивов и широким распространением серпентинитов (как правило, на концах сегментов вблизи зон трансформных разломов и нетрансформных смещений). При этом кора, генерируемая в осевых зонах медленноспрединговых хребтов, как правило, имеет хаотичное неслоистое строение со значительной долей в ее структуре серпентинизированных мантийных перидотитов. Очевидно, что для хребтов со средними скоростями спрединга следует ожидать некоторой промежуточной структуры коры, что обусловлено изменением термического режима и аккреционных процессов. В этих хребтах температура внедряющихся интрузий определяет величину граничной скорости спрединга, при которой происходит исчезновение стационарной коровой магматической камеры, а следовательно, меняется морфология осевой зоны от осевого поднятия до рифтовой долины, механизм формирования различных слоев океанической коры и ее глубинное строение.

Глава 12. Тройные соединения

12.1. Кинематические типы тройных соединений

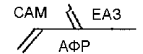
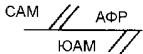
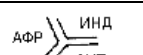
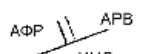
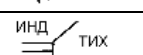
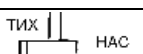
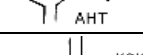
Тройными соединениями (ТС) называют точки (области) на земной поверхности, где встречаются три различные литосферные плиты.

Все три типа границ плит: спрединговые хребты (Х), трансформные разломы (Р) и глубоководные желоба (Ж) образуют различные кинематические конфигурации тройных соединений. На срединно-океанических хребтах тройные сочленения бывают трех кинематических типов: «хребет — хребет — хребет» (XXX), «хребет — хребет — разлом» (XXР) и «разлом — разлом — хребет» (РРХ).

Примеров таких соединений достаточно много: в Атлантике — Азорское тройное соединение, Зеленого Мыса, Буве; в Индийском океане — Родригес, Оуэн, Маккуори; в Тихом океане — Хуан Фернандес, Галапагосское, Ривера, Мендосино. Природа тройных соединений, их эволюция во времени, кинематическая стабильность и геометрия имеют прямое отношение к развитию рифтовых зон СОХ (таблица 12.1).

Таблица 12.1

Кинематические типы тройных соединений (ТС), ограничивающих спрединговые хребты

Тройное соединение	Координаты		Тип ТС	Кинематическая схема
	широта	долгота		
Азорское	38° 40' с.ш.	30° з.д.	РРХ	
Зеленого Мыса	15° 20' с.ш.	47° з.д.	РРХ	
Буве	55° ю.ш.	1° в.д.	РРХ	
Родригес	25° 30' ю.ш.	70° в.д.	XXX (XXР)	
Оуэн	13° с.ш.	58° в.д.	РРХ	
Маккуори	61° 30' ю.ш.	161° з.д.	РРХ	
Фернандес	35° ю.ш.	111° з.д.	ХХР (микроплита)	
Галапагос	2° 18' с.ш.	102° з.д.	XXX (микроплита)	

Тройное соединение	Координаты		Тип ТС	Кинематическая схема
	широта	долгота		
Ривера	18° 30' с.ш.	105° з.д.	РРХ	
Мендосино	40° 15' с.ш.	124° 30' з.д.	РРЖ	
Горда	42° 10' с.ш.	127° 05' з.д.	ХХР	
Нутка	48° 50' с.ш.	128° 50' з.д.	ХРР	
Королевы Шарлотты	51° 34' с.ш.	130° 43' з.д.	ХРЖ	

Примечание. РРХ — разлом — разлом — хребет; ХХХ — хребет — хребет — хребет; ХХР — хребет — хребет — разлом; РРЖ — разлом — разлом — желоб; ХРЖ — хребет — разлом — желоб.

Как правило, они имеют различную выраженность в морфологии и геофизических аномалиях (рис. 12.1). При быстром и ультрабыстром спрединге тройное соединение может включать в себя микроплиту (например, микроплиты Галапагос и Хуан Фернандес на ВТП). Нередко тройные соединения ассоциируются с горячими точками (например, Галапагосское, Азорское, Буве).

Первоначально Д. Маккензи и В. Морган выделили 16 кинематических типов тройных соединений. Позднее В. Кронин показал, что комбинации сочленений всех типов границ плит могут составлять 125 теоретически возможных кинематических видов тройных соединений (таблица 12.2).

Изменение во времени как самого типа тройного соединения, так и границ плит в его окрестности во многом зависит от того, устойчиво ли данное тройное соединение плит или нет. Это определяется диаграммой скоростей относительных движений плит в окрестности тройного соединения. Тройное соединение является кинематически стабильным (т.е. его геометрия не изменяется), если ориентация каждой границы остается постоянной относительно двух других границ в зоне тройного соединения в течение конечного, порядка миллионов лет, интервала времени. Иными словами, тройное соединение кинематически устойчиво в период времени Δt между временами t_0 и t_n , если его геометрия, определенная в локальной координатной системе, фиксируемой относительно тройного соединения и одной из его ветвей в некоторое начальное время t_0 идентична геометрии того же тройного соединения в другое время t_i ($t_0 < t_i < t_n$). Такое определение допускает вращение тройного соединения по отношению к географическим координатам.

Из 16 кинематических типов тройных соединений 14 типов, представляющие комбинации рифтов и трансформных разломов, могли быть устойчивыми при благоприятных условиях. Основное допущение, сделанное Д. Маккензи и В. Морганом при определении кинематической устойчивости тройных соединений, заключалось в том, что векторы относительного движения плит либо не изменялись, либо пропорционально изменялись со временем. Предполагалось, что направление скорости спрединга перпендикулярно простиранию сегмента хребта, а сам спрединг является симметричным. Хотя эти допущения не являются обязательными. В целом же анализ устойчивости тройных соединений применим только для мгновенных относительных движений плит и не может быть использован в приближениях конечной кинематики.

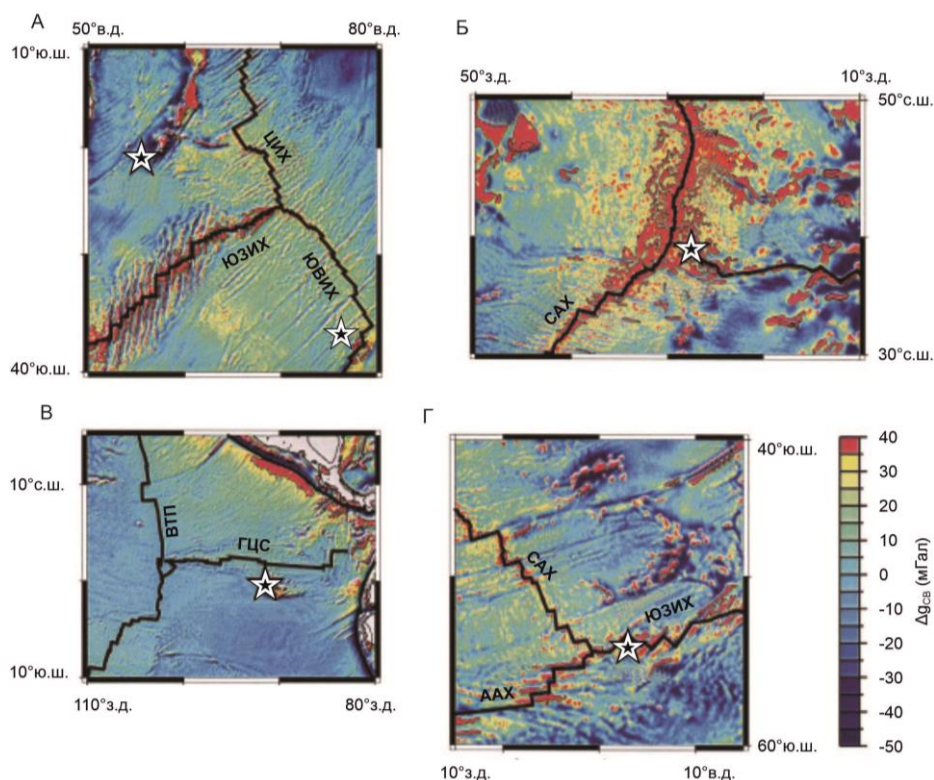


Рис. 12.1. Расположение тройных соединений (по J. Georgan) на карте гравитационных аномалий (Sandwell and Smith):

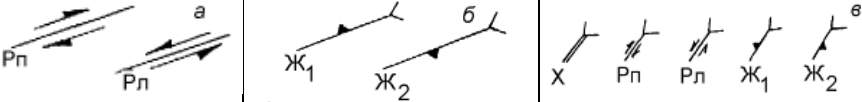
А — Родригес, Б — Азорское, В — Галапагосское, Г — Буве. Черными линиями показаны границы плит, звездочками отмечено положение ближайших к тройному соединению горячих точек. ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет, ЦИХ — Центральный Индийский хребет, ЮВИХ — Юго-Восточный Индийский хребет, САХ — Срединно-Атлантический хребет, ГЦС — Галапагосский центр спрединга, ВТП — Восточно-Тихоокеанское поднятие, ААХ — Американо-Антарктический хребет

При исследовании устойчивости тройных соединений в рамках модели конечной кинематики плит обычно используются наблюдаемые линейные магнитные аномалии или конструируются диаграммы устойчивости тройных соединений графическим методом.

Таблица 12.2

Кинематические типы тройных соединений (по Cronin)

Тип ТС		Геометрия границы	Кинематические типы ТС
А	XXX	Вертикальная линия	
	PPP	Вертикальная линия	
	ЖЖЖ	Точка	
	PPX	Вертикальная линия	
	PPX	Вертикальная линия	
	ЖЖЖ	Точка или наклонная линия	
	ЖЖХ	Точка или наклонная линия	
	ХХР	Вертикальная линия	
	PPX	Вертикальная линия	
	PPP	Вертикальная линия	
	ЖЖЖ	Точка	
	ХХЖ	Точка	
	ЖЖЖ	Точка	
	ХЖР	Точка	
	ХЖР	Точка	
	ХЖР	Точка	
	ХЖР	Точка	
	ЖЖР	Точка или наклонная линия	
	ЖЖР	Точка	
	ЖЖР	Точка или наклонная линия	
	ЖЖР	Точка	
	РРЖ	Точка	

Тип ТС		Геометрия границы	Кинематические типы ТС
А	РРЖ	Точка	
	РРЖ	Точка	
	РРЖ	Точка	
Б			

Примечание. А. Геометрия тройных соединений. Б. Типы полярности границ плит: а — право- и левосторонние трансформные разломы; б — две полярности желобов, различающиеся положением надвигающейся и погружающейся плит; в — типы границ плит, соединяющихся в зонах ТС; Рп — правосторонний разлом; Рл — левосторонний разлом; Ж₁ — выпуклая дуга; Ж₂ — вогнутая дуга

Если все три полюса относительного вращения плит А, В и С сохраняют общую ось в течение конечного интервала времени, то конечное относительное движение плит будет круговым и сохранится устойчивое состояние тройного соединения. Иными словами, если круговой вектор, определяемый уравнением $V_{AB} + V_{BC} + V_{CA} = 0$, замыкается, то тройное соединение будет устойчивым, если же не замыкается, то неустойчивым.

Если три полюса относительных движений плит не сохраняют единую ось в течение конечного интервала времени, то конечное относительное движение не будет круговым для всех трех пар плит. Одно из следствий некругового относительного движения заключается в том, что направление и скорость относительного движения изменяются со временем. В этом случае тройное соединение может быть кинематически устойчивым, если векторная диаграмма скоростей изменяется пропорционально по величине или по направлению. Иными словами, возможно либо пропорциональное изменение в величинах векторов относительных скоростей при отсутствии изменений угловых соотношений всех векторов, либо изменение в ориентации, обусловленное вращением всего векторного круга без изменения угловых соотношений между векторами. Любые непропорциональные изменения в скоростях относительного движения между плитами, либо любые перемещения тройного соединения по отношению к полюсам относительного движения будут нарушать его устойчивое состояние.

Хотя графический метод Д. Маккензи и В. Моргана в целом не совсем корректен, он может быть полезен для оценки устойчивости тройных соединений в течение небольших (первые миллионы лет) конечных временных интервалов, в тех случаях, когда относительное движение плит некруговое. Некруговое относительное движение может быть настолько сложным, что моделирование устойчивости тройных соединений окажется вовсе невозможным без очень детальной эмпирической информации.

Выраженность каждого тройного соединения в рельефе дна и геофизических полях зависит от его кинематической конфигурации и скоростей спрединга на соответствующих хребтах. Для тройных соединений типа хребет — хребет — хребет, особенно при значительных скоростях спрединга можно ожидать интенсивный вулканизм с обильными излияниями эффузивов, наличие тонкой малопрочной коры и формирование непосредственно в зоне тройного соединения микроплиты (например, Галапагосское тройное соединение и тройное соединение Хуан Фернандес). Однако в случае тройных соединений типа разлом — разлом — разлом (или даже хребет — хребет — хребет с умеренными скоростями спрединга на формирующих его хребтах) преобладающим эндогенным рельефообразующим фактором, как правило, будет тектоническая деятельность, создающая резко расчлененный рельеф рифтовых зон в окрестности тройного соединения (например, тройное соединение Родригес). В любом случае тройные соединения представляют собой термически и тектонически аномальные области, характеризующиеся ослабленными механическими свойствами литосферы. В качестве примера рассмотрим зоны тройных соединений Буве и Родригес.

12.2. Тройное соединение Буве

Тройное соединение Буве располагается в Южной Атлантике и является местом соединения трех спрединговых хребтов Южного Срединно-Атлантического ($V_{\text{спред}} = 32\text{--}35$ мм/год), Юго-Западного Индийского хребта ($V_{\text{спред}} = 17$ мм/год) и Американо-Антарктического хребта ($V_{\text{спред}} = 18\text{--}22$ мм/год). Этот район был хорошо изучен с помощью детальных батиметрических, сейсмоакустических, гравиметрических и магнитометрических методов, позволивших получить Дж. Склэтеру, Р. Хею, А. Пейве и другим исследователям уникальную информацию о геологическом строении тройного соединения Буве и примыкающих к нему участков СОХ. По распределению линейных магнитных аномалий впервые были оценены современные скорости спрединга на всех трех СОХ, сходящихся в зоне тройного соединения Буве, и построены его первые кинематические модели. Было показано, что тройное соединение Буве может находиться в двух кинематически устойчивых конфигурациях, а именно: хребет — хребет — хребет и хребет — разлом — разлом (рис. 12.2). Реконструкции эволюции конфигурации тройного соединения Буве до 20 млн лет назад, проведенные Дж. Склэтером, П. Патриа с соавторами, показали, что оно периодически изменялось от типа хребет — разлом — разлом до типа хребет — хребет — хребет, причем в первой конфигурации отрезок ЮСАХ, примыкающий с севера к тройному соединению Буве, удлинялся со скоростью 6 мм/год, по мере того как удлинялись трансформные разломы Конрада и Буве, а во второй конфигурации южный сегмент Срединно-Атлантического хребта отступал (укорачивался) со скоростью 18 мм/год

по мере того как удлинялись сегменты Юго-Западного Индийского хребта и Американо-Антарктического хребта. Предполагалось, что в течение последних 20 млн лет ТС Буве находилось в конфигурации хребет — разлом — разлом — разлом 15 млн лет, а в конфигурации хребет — хребет — хребет всего лишь 5 млн лет. Стабильное тройное соединение типа хребет — разлом — разлом изменялось благодаря увеличению длины трансформных разломов Буве и Конрад и удлинению ЮСАХ в период от 20 до 10 млн лет. Геометрия изменилась 10 млн лет назад, когда тройное соединение Буве либо перескочило к северу и сформировало тройное соединение типа хребет — разлом — разлом, либо перестроилось на короткое время в конфигурацию хребет — хребет — хребет. В последнем случае ЮСАХ отступал по мере продвижения рифта. Около 5 млн лет назад вновь произошел перескок или изменение конфигурации тройного соединения Буве в тип хребет — разлом — разлом, которое развивается и в настоящее время. В настоящее время ТС Буве претерпевает кинематические изменения (за счет проникновения хребта Шписс к северу в пределы более древней литосферы Южного Срединно-Атлантического хребта) и находится в мгновенно неустойчивом состоянии.

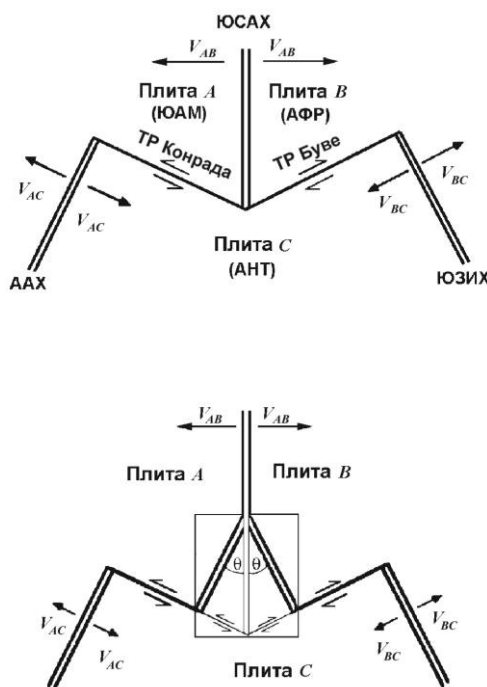


Рис. 12.2. Два возможных типа кинематической конфигурации ТСБ в плане (по К. Klitgord, J. Mudie):

- а — конфигурация хребет — разлом — разлом;
- б — конфигурация хребет — хребет — хребет

Г. Апотриа и Н. Грей рассмотрели увеличение неустойчивости тройного соединения Буве в конфигурации хребет — хребет — хребет по мере миграции самого тройного соединения. Используя кинематическую модель относительного движения литосферных плит Дж. Минстера и Т. Джордона, эти авторы вычислили, что ТС Буве в конфигурации хребет — хребет — хребет должно мигрировать со скоростью 14,7 мм/год к северо-западу, а в конфигурации хребет — разлом — разлом — к юго-востоку со скоростью 5,8 мм/год в абсолютной системе координат, связанной с горячими точками.

Для того чтобы объяснить длительное существование ТС Буве в конфигурации хребет — разлом — разлом, М. Клейнрок и Дж. Фиппс Морган рассмотрели две концептуальные гипотезы. Первая гипотеза заключается в том, что ось хребта должна формироваться и развиваться, оставаясь ориентированной перпендикулярно направлению максимальных локальных напряжений растяжения на рифтовой оси (в окрестности тройного соединения это требование могло быть сильно модифицировано локальной геометрией границ плит).

Вторая гипотеза заключается в том, что геометрия границ плит приспособляется к минимуму энергии рассеяния, необходимой для сопротивления деформациям на границах плит. Обе гипотезы успешно предсказывают наблюдаемую геометрию хребет — разлом — разлом, несмотря на то, что они отличаются по своим фундаментальным допущениям, касающимся геометрии границ плит. Одна модель требует такой конфигурации границ, чтобы полная энергия рассеяния была минимизирована. Согласно другой модели, необходимо, чтобы оси хребтов были ориентированы перпендикулярно к направлениям локальных растягивающих напряжений. Гипотеза максимальных локальных растягивающих напряжений может объяснить изменение конфигурации ТС Буве хребет — хребет — хребет до хребет — разлом — разлом (что, по всей видимости, случалось) и предсказывать периодичность пространственного положения конфигураций хребет — хребет — хребет и хребет — разлом — разлом вдоль оси.

Обе гипотезы способны объяснить лишь основные черты локальной эволюции тройного соединения Буве. В целом же эволюция и кинематическая реорганизация этого тройного соединения гораздо сложнее, поскольку включает процессы продвижения и перескока спрединговых осей, формирование микроплит, смещение слоев коры и вращение блоков литосферы, асимметричный и наклонный спрединг, формирование новых сдвиговых зон, миграцию вдоль осевых астеносферных потоков и т.д.

12.3. Тройное соединение Родригес

Тройное соединение Родригес (ТСР) располагается в центральной части Индийского океана ($25^{\circ}30'$ ю.ш., 70° в.д.) и относится к кинематическому типу хребет — хребет — хребет (рис. 12.3). Оно представляет собой место соединения трех спрединговых хребтов: Центрально-Индийского ($V_{\text{спред}}=54,6$ мм/год), Юго-Восточного Индийского ($V_{\text{спред}} = 59,8$ мм/год) и Юго-Западного Индийского ($V_{\text{спред}} = 15$ мм/год).

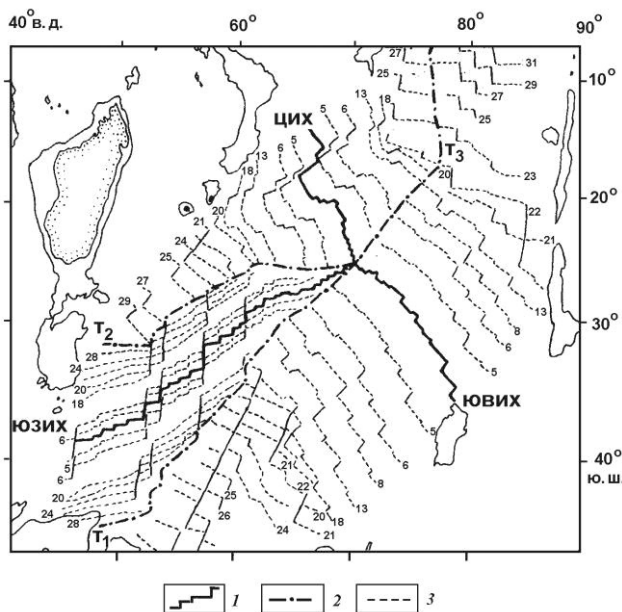


Рис. 12.3. Тройное соединение Родригес (по Р. Patriat, L. Parsons)

1 — активные спрединговые хребты; 2 — шовные зоны; T1, T2, T3 — следы эволюции ТСР; 3 — линейные магнитные аномалии

Впервые ТС Родригес было описано Д. Маккензи и Дж. Склэтером. Последующие исследования позволили получить детальные батиметрические и гравимагнитные данные, существенно уточняющие геолого-геофизическую структуру этого тройного соединения, а использование высокоразрешающих систем картирования, таких как Си-Бим и Глория дало возможность построить детальные батиметрические карты тройного соединения и его окрестностей и установить, что сегменты СОХ, примыкающие к тройному соединению, сильно отличаются по своей морфологии (рис. 12.4).

Рифтовая долина Центрально-Индийского хребта в окрестности ТС Родригес имеет ширину около 5 км и глубину дна 3 800–4 000 м. Высота бортов долины достигает 1 000 м. По мере удаления от тройного соедине-

ния ширина рифтовой долины увеличивается до 10 км. Небольшой осевой хребет (до 200 м высоты) является характерной особенностью рифтовой долины и, по мнению Н. Митчела, представляет собой осевой вулкан в неовулканической зоне.

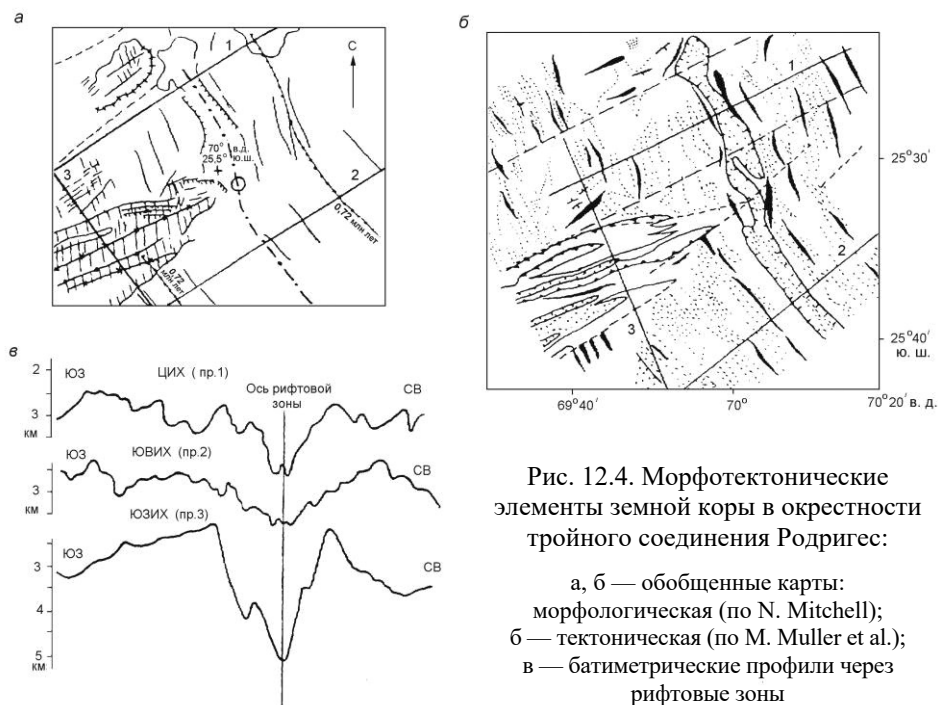


Рис. 12.4. Морфотектонические элементы земной коры в окрестности тройного соединения Родригес:

а, б — обобщенные карты:
морфологическая (по N. Mitchell);
б — тектоническая (по M. Muller et al.);
в — батиметрические профили через
рифтовые зоны

Рифтовая долина Юго-Восточного Индийского хребта вблизи зоны ТС Родригес менее глубокая при той же ширине, что и у Центрально-Индийского хребта, а борта, ее ограничивающие, не такие крутые. Внутреннее дно располагается на глубине около 3600 м, имеет ширину около 4 км. Оно достаточно ровное как вдоль, так и поперек оси. Крупные сбросы и батиметрические линеаменты выдержаны вдоль простирания оси хребта и закартированы по обоим флангам хребта. Линейные абиссальные холмы и нормальные сбросы, ориентированные в северо-западно-юго-восточном направлении, создают характерный структурный план, параллельный простиранию медианных долин ЦИХ и ЮВИХ. В окрестности тройного соединения медианные долины этих хребтов слегка изгибаются и смещаются на 5 км, что приводит к небольшому наклону линеаментов ($\sim 12^\circ$) восточных склонов этих бортов (см. рис. 12.4).

В отличие от двух предыдущих хребтов, соединяющихся в зоне ТС Родригес, рельеф рифтовой зоны ЮЗИХ очень изрезан и характеризуется двумя узкими V-образными долинами с глубинами 5000 и 4300 м, расположенными на расстоянии 7 км друг от друга. Дно долин очень узкое

(около 500 м). Простираение долин в окрестности тройного соединения остается постоянным (азимут 67° СВ). Борта долин очень крутые (до 45°) и достигают по высоте 3000 м. Ширина всей рифтовой зоны варьирует от 30 до 80 км. Линеаменты (уступы, сбросы) и абиссальные холмы вытянуты параллельно оси спрединга и создают структурный план коры, сформированной на Юго-Западном Индийском хребте. Однако вблизи тройного соединения деформации растяжения не концентрируются около выраженной рифтовой долины, а распределены в области шириной 10 км и более, нарушенной сбросами и разломами, параллельными оси ЮЗИХ. Нормальный спрединг на оси этого хребта начинается на расстоянии в 35 км от центра тройного соединения.

Тектоника и топография в окрестности зон тройных соединений предполагают довольно сложные трехмерные глубинные процессы. Предпочтительность тех или иных термомеханических, или тектономагматических процессов выявляется по кинематическому типу тройного соединения. Однако можно с уверенностью сказать, что для каждого из существующих в настоящее время тройных соединений процессы рифтинга и аккреции океанической коры играют ведущую роль в формировании их геологической структуры (таблица 12.1).

Так, для тройного соединения Родригес новая океаническая кора формируется на каждом сегменте СОХ, что предполагает последовательную «работу» всех стадий тектономагматического цикла: магматической, гидротермальной и тектонической. Различная интенсивность и периодичность стадий цикла на каждой из трех ветвей СОХ может быть ответственна за структурные и глубинные нарушения, фиксируемые в следах (шовных зонах) тройного соединения Родригес. Кроме того, кинематическая нестабильность, как отмечалось, может привести к изменению геометрии и, следовательно, типа тройного соединения, что, в свою очередь, повлечет преобладание той или иной фазы цикла на одной из его ветвей.

В настоящее время на всех трех хребтах, соединяющихся в зоне тройного соединения Родригес, происходит формирование новой океанической коры. Зоны контакта, разделяющие участки коры, сформированной на каждом из хребтов, четко выражаются в рельефе, отражающем распределение деформаций в их пределах, и отмечаются в различном простираении линейных магнитных аномалий над соседними литосферными блоками. Эти шовные зоны фиксируют тектонически нарушенные области, где более молодая кора припаивалась к более старой. Таким образом, от тройного соединения Родригес отходят три шовных следа (T_1 , T_2 , T_3), разделяющие разновозрастные участки коры, сформированные на разных спрединговых хребтах (см. рис. 12.3).

Разнообразие строения отдельных отрезков шовных зон свидетельствует о нестабильности ТС Родригес. Возможно, это связано с изменени-

ем кинематической, термомеханической или тектономагматической структуры тройного соединения. Магматический режим ТС Родригес может быть весьма разнообразен. Привычная классическая схема тектономагматического цикла и эпизодического спрединга вряд ли полностью справедлива для зоны этого тройного соединения.

Можно выделить четыре основные возможности проявления тектономагматических процессов в зонах соединения трех спрединговых хребтов. Первая — на всех трех хребтах вблизи тройного соединения преобладает тектоническая фаза. В этом случае следует ожидать формирование резко расчлененного рельефа, осложненного многочисленными уступами, сбросами, разломами, грядками и т.д. Вторая и третья возможности связаны с тем, что одна или две ветви СОХ пребывают в стадии активного магматизма и аккреции океанической коры. В этом случае возрастает роль термического фактора рельефообразования, и характер рельефа дна будет сильно отличаться от такового при тектонической фазе. Четвертая возможность предполагает одновременную магматическую активность на всех трех ветвях СОХ, что приводит к образованию в окрестности тройного соединения области интенсивной термической аномалии и повышенной магматической активности (например, Азоры, Буве, Галапагос). Чаще всего такая ситуация происходит там, где тройное соединение располагается вблизи активной горячей точки. В этом случае в рельефе тройного соединения могут происходить существенные изменения, приводящие к созданию обширных вулканических поднятий.

Интенсивность проявления и геологические следствия каждой из рассмотренных возможностей в значительной степени зависят от скорости спрединга и кинематического типа тройного соединения. В любом случае преобладание той или иной стадии должно фиксироваться в палеоследах тройных соединений.

К. Тапскот и Ф. Патриа рассмотрели две модели развития ТС Родригес: 1) модель устойчивого состояния ТС Родригес типа хребет — хребет — хребет (XXX) с наклонным спредингом на ЮЗИХ; 2) модель периодически изменяющейся геометрии тройного соединения от типа хребет — хребет — хребет к типу хребет — хребет — разлом (ХХР). При этом состояние тройного соединения в стадии XXX соответствовало фазе магматической активности, а в стадии ХХР — амагматической, тектонической. Вторая модель появилась вследствие того, что «мгновенно-устойчивая» модель ТС Родригес типа XXX не могла объяснить всех особенностей морфологии дна. И это удивительно, так как в региональном плане ТС Родригес оставалось стабильным с позднего мела. При детальном же анализе эволюция ТС Родригес оказалась гораздо сложнее.

М. Мюнчи и Р. Шлих на основании интерпретации результатов детальных съемок многолучевыми гидролокаторами СиБим также отвергли

модель стабильной конфигурации ХХХ и рассмотрели нестабильную геометрию тройного соединения типа ХХР. Нестабильность ТС Родригес отражалась в смещении осей ЦИХ и ЮВИХ в северо-восточном направлении со скоростью 0,14 см/год, главным образом из-за различия в скоростях спрединга на соответствующих хребтах. Смещение спрединговых осей компенсировалось локальными перескоками ТС Родригес в том же направлении и увеличением длины ЮЗИХ, в то время как длина ЮВИХ оставалась постоянной. Следы смещения оси ЦИХ можно обнаружить на соответствующей шовной зоне в период от 0 до 6 млн лет (рис. 12.3).

По всей видимости, кинематическая нестабильность ТС Родригес существовала по крайней мере в течение последних 10 млн лет. Подобная динамика развития ТС Родригес предполагает постоянное продвижение рифтовой оси спредингового ЮЗИХ к северо-востоку в пределы более холодной и более мощной литосферы. О том, что в окрестности ТС Родригес, и особенно под его юго-западной ветвью (ультрамедленным ЮЗИХ), располагается более холодная мантия с относительно заглубленными магматическими очагами, свидетельствуют результаты сейсмической томографии А. Дзивонского и Дж. Вудхауса, а также результаты трехмерной интерпретации гравитационных аномалий, подтверждающие отсутствие здесь сфокусированного мантийного апвеллинга, характерного для других спрединговых хребтов — ЦИХ и ЮВИХ. Эти аргументы могут объяснять не только морфотектонические различия соответствующих спрединговых хребтов, но также возможные различия в характере и интенсивности магматизма и петрохимических особенностей базальтов.

Таким образом, тройные соединения границ плит представляют собой крупнейшие структурные неоднородности рифтовых зон СОХ. Они разделяют глобальные сегменты спрединговых хребтов, различающиеся, как правило, своим простиранием, направлением и значениями скоростей спрединга, а следовательно, и глубинными геодинамическими режимами, управляющими, в свою очередь, интенсивностью тектономагматических процессов и рельефообразованием. Сами же тройные соединения очень разнообразны. Они отличаются по своей геометрии, устойчивости во времени, морфологии, аномальным геофизическим полям и глубинным процессам.

Глава 13. Трансформные разломы океанической литосферы

Трансформные разломы — один из трех типов границ литосферных плит, вдоль которых происходит преимущественно сдвиг соседних плит относительно друг друга. В пределах дна океана трансформные разломы и их пассивные следы являются характерными и широко распространенными структурами: более 20% океанической коры подвержено тектоническому влиянию трансформных разломов. Большинство разломов приурочено к спрединговым хребтам, где они соединяют сегменты рифтовых зон и разделяют блоки литосферы разного возраста (рис. 13.1). Как правило, эти разломы простираются параллельно друг другу и перпендикулярно простираению сегментов спрединговых хребтов, которые они соединяют. Характерное расстояние между трансформными разломами и величина смещения осей спрединговых хребтов по трансформным разломам составляет десятки — первые сотни километров.

Термин «трансформные разломы», как важнейший элемент теории тектоники литосферных плит, ввел канадский исследователь Дж. Тузо Вилсон в 1965 г. Однако та же самая идея трансформных разломов была независимо опубликована немецким ученым Францем Лотцем в 1937 году.

Впервые морфологическая характеристика и типизация океанических разломных зон по морфологическим признакам (на примере разломов северо-восточной части Тихого океана) была сделана Г. Менардом и Т. Чейзом. Они определили разломы как «длинные и узкие зоны сильно расчлененного рельефа, характеризующиеся присутствием вулканов, линейных хребтов, уступов и обычно отделяющие друг от друга различные топографические провинции с неодинаковыми региональными глубинами». Выраженность трансформных разломов в рельефе дна океана и аномальных геофизических полях, как правило, довольно резкая и четкая (рис. 13.2). Высокие приразломные хребты и глубокие впадины, сбросы и трещины характерны для зон трансформных разломов. Аномалии Δg , ΔT , теплового потока свидетельствуют о гетерогенности строения литосферы и сложной динамике разломных зон. Кроме того, разновозрастные блоки литосферы, расположенные по разные стороны от разлома, в соответствии с законом $\sqrt{t}$ имеют различное строение, выражающееся в различной глубине дна и толщине литосферы, что создает дополнительные региональные аномалии в геофизических полях.

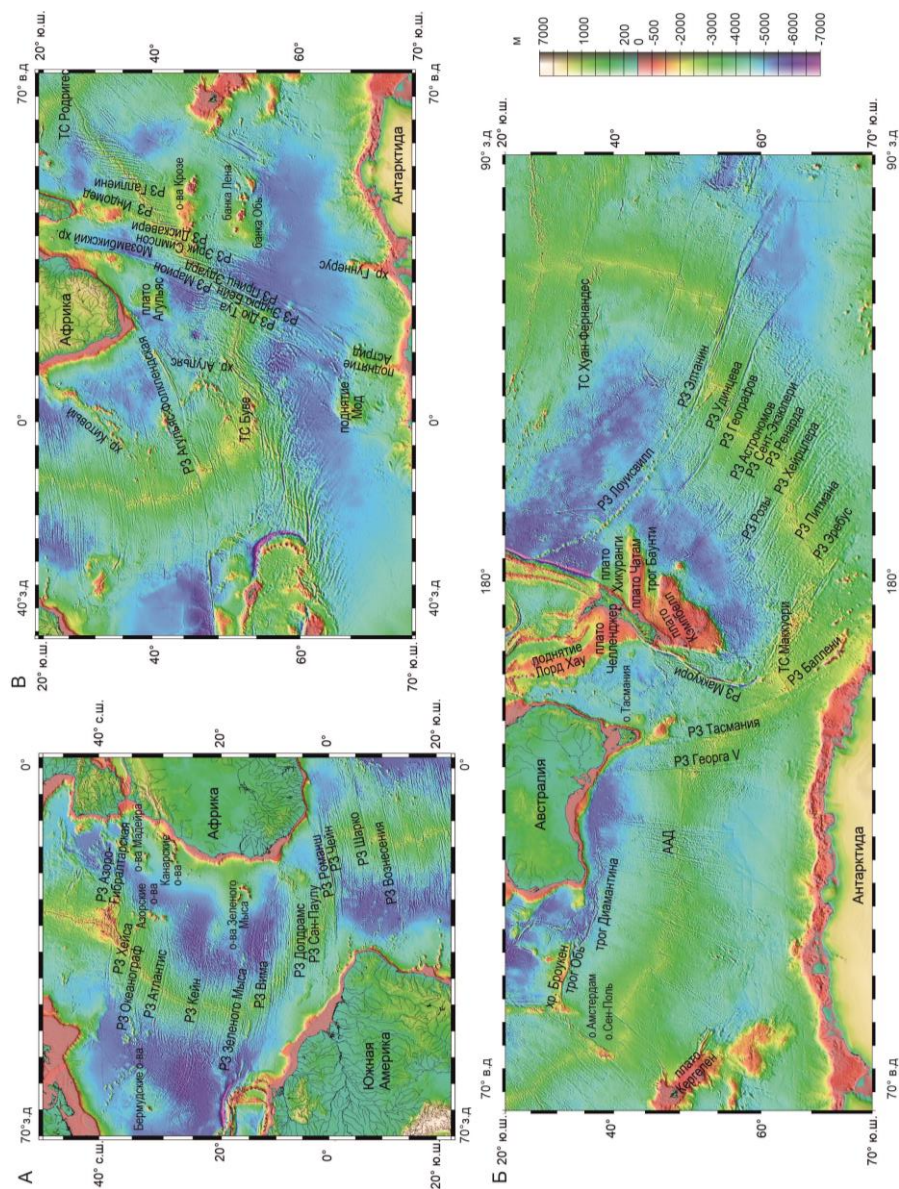


Рис. 13.1. Распределение трансформных разломов, приуроченных к (а) Срединно-Атлантическому хребту, (б) Тихоокеанско-Антарктическому поднятию и (в) Юго-Западному Индийскому хребту на батиметрической основе (по Smith, Sandwell)

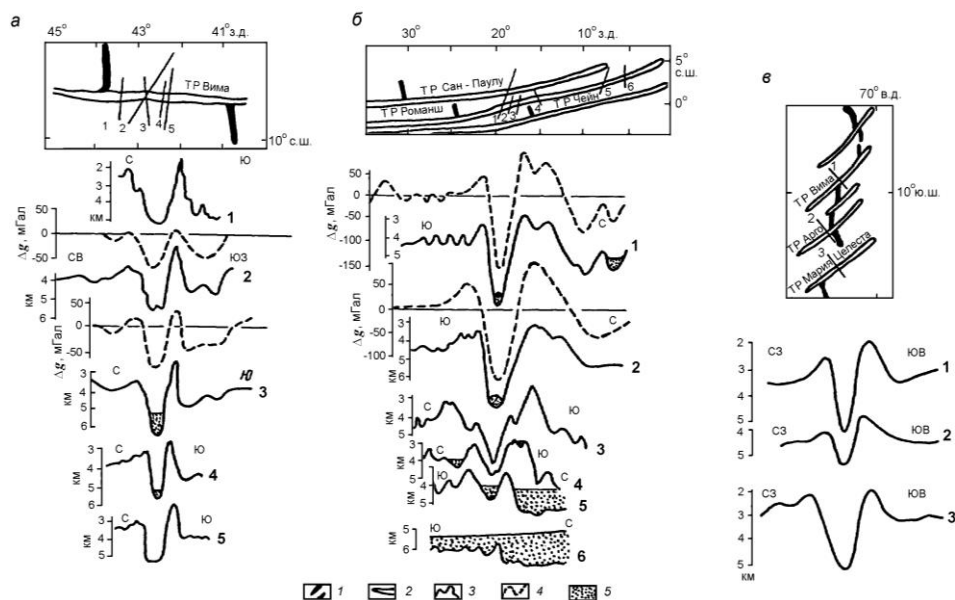


Рис. 13.2. Батиметрические (сплошной линией) и гравиметрические (пунктирной) профили через трансформные разломы:

а — ТР Вима (пр. 1, по Van Andel et al., пр. 2, по Cochran, пр. 3, по Robb, Kane, пр. 4, по Ludwig, Rabinovitz, пр. 5 (по Удинцев и др.); б — ТР Романш (пр. 1, по Heezen et al., пр. 2 по Cochran, профили 3–6, по Ushupi, Emery; в — разломы северо-западной части Индийского океана, по Engel, Fisher): 1 — COX; 2 — трансформные разломы; 3 — топография; 4 — гравитационные аномалии; 5 — осадки

В формировании структуры трансформных разломов ведущую роль играют два взаимосвязанных, но различных по природе процесса. С одной стороны, термическая эволюция блоков океанической литосферы, разделенных трансформным разломом, контролирует региональный общий уровень дна и толщину контактирующих блоков литосферы; с другой стороны, морфологические особенности зон трансформных разломов (приразломные хребты, трансформные долины) определяются, характером взаимодействия краев литосферных плит и динамикой сбросо-сдвиговых движений.

На рис. 13.3 схематично представлены основные тектонические провинции трансформных разломов, смещающих сегменты спрединговых хребтов, и показано обобщенное строение типичной трансформной долины (рис. 13.4).

Как правило, сечение осевой зоны трансформного разлома имеет V-образную форму (преимущественно для молодых трансформных разломов с небольшой амплитудой смещения) или U-образную форму (для долгоживущих разломов, допускающих неоднократную миграцию плоскости сдвига параллельно простираению разломной зоны или наличие мощного осадочного слоя). Ширина долины составляет около 10–20 км.

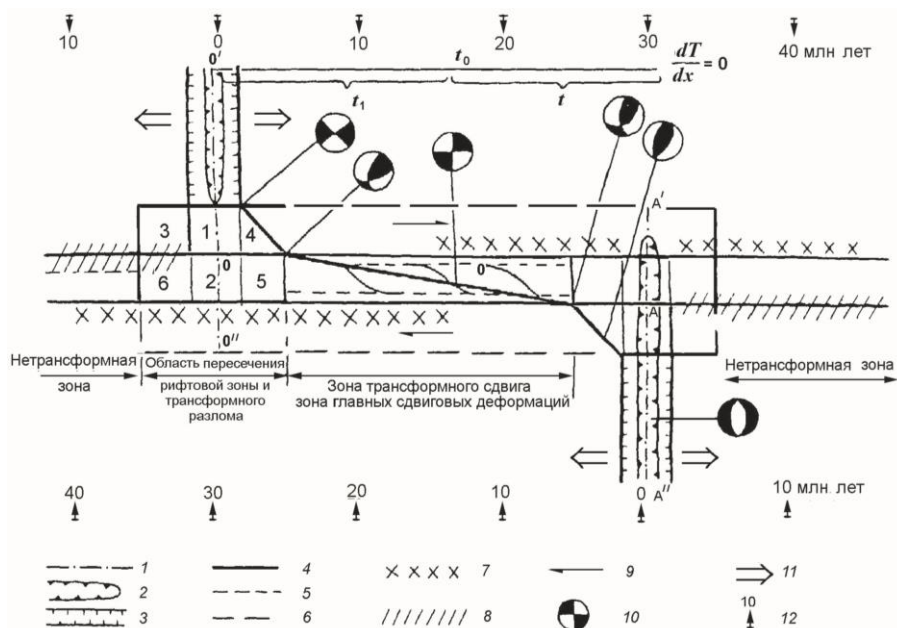


Рис. 13.3. Основные тектонические элементы трансформного разлома. Схема тектонических элементов (в плане):

1 — ось спрединга; 2 — рифтовая долина; 3 — рифтовая зона; 4 — область главных сдвиговых деформаций; 5 — трансформная долина; 6 — область термомеханического воздействия; 7 — приразломные хребты; 8 — область термической спайки в нетрансформной зоне; 9 — направление сдвиговых смещений; 10 — механизмы в очагах землетрясений; 11 — направление спрединга; 12 — направление сечений через разломную зону и возраст блоков литосферы

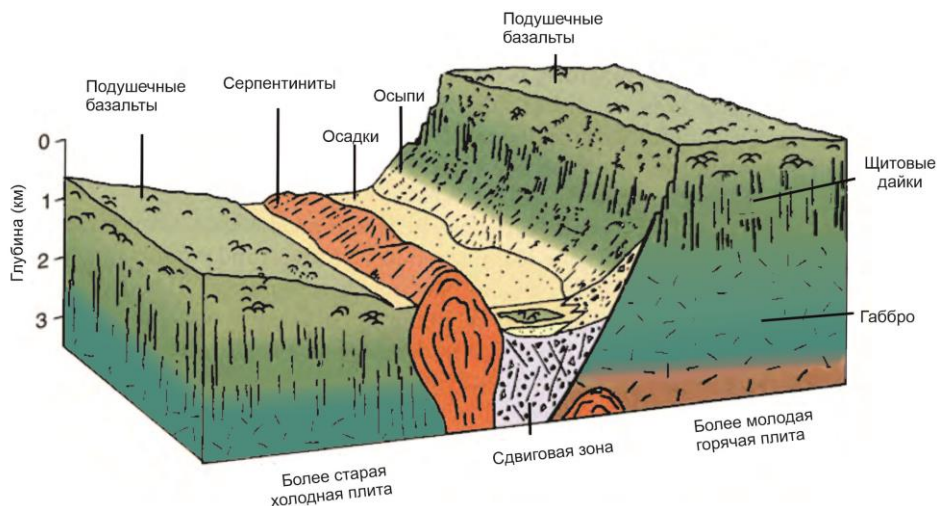


Рис. 13.4. Схема геологического строения трансформной долины

В пределах трансформной долины можно выделить несколько элементов: осевую долину, внутренние стенки, террасы и внешние стенки. Крутизна бортов трансформной долины не одинакова, а зависит от возраста контактирующих по трансформному разлому блоков литосферы: для более старого блока она, как правило, меньше, чем для более молодого (рис. 13.4). Склоны долины расчленены многочисленными крутыми уступами (высотой до 100 м) и более пологими площадками между ними (15–20 м), на которых аккумулируются осыпные отложения, брекчии и валуны. Наблюдаемая морфология склонов долин активных участков трансформных разломов свидетельствует преимущественно о сбросо-сдвиговых движениях, которые в основном формируют долины трансформных разломов. Будучи границами плит, трансформные разломы рассекают океаническую литосферу от поверхности до подошвы. Некоторые приуроченные к трансформным разломам ущелья характеризуются глубиной до нескольких километров. Предполагается, что кое-где в них может быть обнажен весь разрез океанической коры. Действительно, драгирование на склонах таких ущелий дает (сверху вниз) толеитовые базальты, глубже — габброиды, диабазы и пироксениты, а еще глубже — серпентинизированные и раздробленные перидотиты (рис. 13.4). Породы на склонах таких ущелий метаморфизованы, преобладают зеленосланцевая и амфиболитовая фации. Имеются геологические доказательства (характерная сланцеватость, микроскладчатость и др.), свидетельствующие о том, что в зонах трансформных разломов, на краях океанических плит, горные породы сильно деформируются и метаморфизуются.

Уступы и сбросы, формирующие стенки осевой долины (внутренние стенки), несколько моложе, чем сбросовые структуры на соответствующих бортах (внешних стенках) трансформной долины, и имеют значительно меньшие размеры. К осевой долине, которая редко превышает по ширине 1 км, приурочены основные сдвиговые деформации, что отражается в характерных механизмах в очагах землетрясений (рис. 13.3). Сдвиговые деформации приводят к высокой степени раздробленности, трещиноватости и мелонитизации пород, слагающих кору в зоне трансформного разлома.

Еще одной топографической особенностью некоторых трансформных разломов является наличие медианных хребтов на дне трансформной долины.

Они представляют собой узкие, удлиненные структуры, простирающиеся параллельно зоне главных сдвиговых деформаций. Их образование связывалось Э. Бонатти с протрузиями серпентинитов, формирующихся в результате благоприятных термических условий в трещиноватой коре, допускающей проникновение морской воды до мантийных пород.

13.1. Кинематические типы трансформных разломов

В главе 3 были описаны дивергентные границы плит, на которых происходит симметричное образование новой океанической литосферы и конвергентные, где в условиях сжатия происходит асимметричное погружение (или коллизия) края одной литосферной плиты под край другой. Каждый из этих типов границ может быть прерван трансформной границей (трансформным разломом), вдоль которой движение краев двух плит в основном сдвиговое. При таком сдвиговом смещении площадь поверхности каждой плиты вдоль трансформных границ остается неизменной. Трансформными эти границы названы потому, что они переводят дивергентную (или конвергентную) границу, расположенную вдоль одной линии на поверхности Земли, в аналогичную или противоположную по типу границу, но вдоль другой линии.

На рис. 13.5а показаны относительные движения плит А и Б, которые разделены одной простой границей. V_B — скорость плиты Б относительно А.

Пусть ось x — параллельна, а ось y — перпендикулярна участку границы между плитами А и Б. V_{AB} — скорость А относительно Б, а V_x и V_y — ее компоненты. Если $V_x = 0$, то имеем трансформную границу (нет ни формирования, ни поглощения поверхности). Если $V_x > 0$, то граница дивергентная, если $V_x < 0$, то — конвергентная.

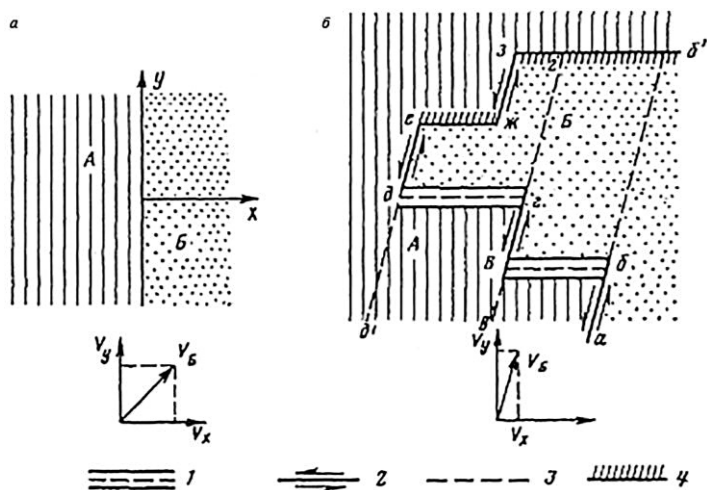


Рис. 13.5. Относительные движения плит А и Б
(по Кс. Ле Пишону с соавторами):

V_B — скорость плиты Б относительно А; а) — плиты разделены одной простой границей; б) — плиты разделены сложной границей; 1 — спрединговые хребты, 2 — трансформные разломы, 3 — пассивные следы трансформных разломов, 4 — зоны субдукции

Пример сложной границы между плитами А и Б приведен на рис. 13.5б. Вектор V параллелен отрезкам границы ab , vg , de , $жз$, которые являются трансформными разломами, отрезки bv , gd — дивергентные границы, ej , zi — конвергентные границы.

Трансформный разлом называется правосторонним, если наблюдатель, находящийся на одном его крае, будет видеть смещение противоположного края плиты вправо, и левосторонним, если — влево.

По характеру границ плит, соединяемых трансформными разломами, последние разделяют на три класса: 1) трансформные разломы типа «рифт — рифт» или «хребет — хребет» (ХХ, или отрезок «вг» на рис. 13.5 б), приуроченные к рифтовым зонам СОХ и смещающие сегменты спрединговых хребтов (например, ТР Романш, Чейн, Кейн, Вима); 2) трансформные разломы типа «хребет — дуга» (ХД или отрезок «де» на рис. 13.5 б), соединяющие сегменты спрединговых хребтов с участками конвергентных границ (например, Азоро-Гибралтарский разлом, разлом Маккуори и др.) и 3) трансформные разломы типа «дуга — дуга» (ДД или отрезок «жз» на рис. 13.5 б), соединяющие участки конвергентных границ плит (например, северная и южная границы Карибской плиты).

Вследствие того, что образование новой океанической литосферы вдоль конструктивных, дивергентных границ происходит симметрично, а погружение вдоль конвергентных — асимметрично, может иметь место лишь один вариант правостороннего трансформного разлома, соединяющего два участка конструктивной границы (правосторонний трансформный разлом класса «хребет — хребет»). Правосторонних трансформных разломов класса «хребет — дуга» может быть два варианта: в первом — разлом пересекает погружающуюся плиту, во втором — наползающую; первый вариант — «хребет — выпуклая дуга», второй — «хребет — вогнутая дуга». Кроме того, в самом общем случае можно представить три кинематических варианта трансформных разломов класса «дуга — дуга» (рис. 13.5 б и 13.6). Итак, шесть вариантов правосторонних трансформных разломов и шесть — левосторонних, итого двенадцать независимых кинематических вариантов трансформных разломов, выделенных Дж. Т. Вилсоном.

Трансформные разломы класса «хребет — хребет», являются сейсмически активными и служат границей двух плит лишь на участке, подверженном сдвиговым деформациям и заключенном между соседними отрезками спредингового хребта. Как правило, эти разломы простираются параллельно друг другу (располагаются вдоль эйлеровых широт полюса относительного вращения пары плит) и перпендикулярны простираению отрезков рифтовой трещины (располагающейся, как правило, вдоль эйлера меридиана), которые они соединяют (или разделяют) (см. раздел 3). Характерное расстояние между трансформными разломами (и, собствен-

но, средняя протяженность отдельного участка рифтовой трещины на дне океана) составляет первые десятки километров.

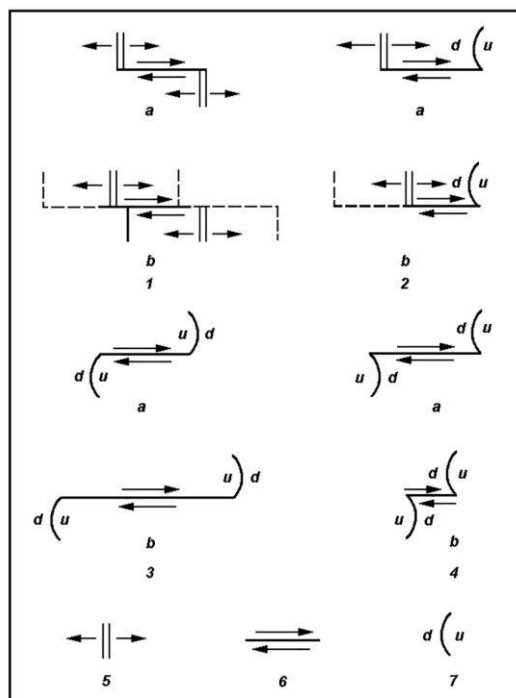


Рис. 13.6. Кинематические типы трансформных разломов (по Дж. Т. Вилсону):

- а) — начальная фаза; б) — более поздняя фаза развития разлома.
 1 — разлом типа хребет — хребет; 2 — тип хребет — дуга; 3 — тип вогнутая дуга — вогнутая дуга; 4 — тип выпуклая дуга — выпуклая дуга; 5 — срединно-океанический хребет; 6 — трансформный разлом; 7 — островная дуга

За пределами активного участка трансформного разлома резко прекращаются сдвиговые перемещения соседних блоков литосферы и, как следствие, практически полностью прекращается сейсмическая активность, а разновозрастные края океанической коры и литосферы присоединяются (припаиваются в процессе своего формирования и последующего остывания и кристаллизации) друг к другу и существуют в дальнейшем уже в составе единой литосферной плиты. Но различие в возрасте соседних участков единой плиты проявляется на пассивных участках разлома в смещениях одноименных магнитных аномалий и рельефе дна (ведь чем старше и толще океаническая литосфера, тем больше глубина дна). Гидромагнитная съемка и батиметрия позволяют трассировать такие пассивные следы отживших и ныне неактивных трансформных разломов на значительные расстояния в пределах дна Мирового океана (рис. 13.1).

В магнитном поле заметно проявляется горизонтальное смещение (*offset*) одноименных линейных аномалий, которое происходило по разлому в период его активного развития. Упомянутое смещение осей магнитных аномалий не является результатом процесса сдвига. Сегменты разновозрастных аномалий по разные стороны от разлома никогда не представляли собой единой линейной зоны, разорванной затем в результате относительного горизонтального движения. Наличие смещения отражает лишь тот факт, что в момент образования коры и литосферы соответствующего возраста рифтовая зона была смещена по трансформному разлому именно на эту величину. В дальнейшем вся литосфера по одну сторону от рифтовой зоны двигалась как единая жесткая плита, и относительные горизонтальные перемещения по пассивному участку трансформного разлома, если и имели место, то носили исключительный или подчиненный характер. Что касается вертикальных движений, то их роль на пассивном этапе развития трансформных разломов значительна. Они могут быть обусловлены разной скоростью остывания разновозрастных литосферных блоков, контактирующих по разлому, или постепенной эволюцией приразломных структур, сформированных на активном, сдвиговом участке трансформного разлома. Пассивные участки трансформных разломов могут быть только у разломов, примыкающих к дивергентным границам плит, т.е. у разломов типа «рифт — рифт» и «рифт — дуга». Трансформные разломы типа «дуга — дуга» пассивных следов не имеют.

Морфологически трансформные разломы обнаруживают большое сходство с обычными сдвигами, но имеются и существенные отличия, позволяющие выделять трансформные разломы в качестве самостоятельного класса разрывных нарушений. Для сдвигов характерно взаимно противоположное движение бортов, наблюдаемое по всей длине разлома, с амплитудой, затухающей к его краям. Следует иметь в виду, что здесь термин «разлом» может означать также и систему нескольких тесно связанных между собой разломов и трещин, т.е. зону разломов, подверженную динамическому и термическому воздействию деформаций сдвига и сопутствующих эндогенных процессов. Нередко, если речь идет одновременно об активных и неактивных участках разлома, их объединяют термином «разломная зона».

Трансформный разлом имеет взаимно противоположное движение бортов лишь на своем активном участке; смещение при таком движении в среднем одинаково на протяжении всего этого участка. Сейсмическая активность вдоль обычного сдвига имеет место на всем его протяжении, тогда как в трансформном разломе она приурочена только к активному участку (рис. 13.3).

Трансформные разломы различаются по длительности своего развития, пространственному положению, унаследованности развития, интен-

сивности тектонических движений, особенностям проявления магматизма, по характеру приразломных дислокаций и многим другим признакам. Однако все эти признаки подчинены общей геодинамической обстановке, обусловленной характером взаимодействия краев литосферных плит вдоль простираания трансформных разломов. Так, трансформные разломы типа «хребет — хребет» приурочены к дивергентным границам литосферных плит, связанным со срединно-океаническими хребтами и рифтовыми зонами континентов с характерными деформациями глобального растяжения. Трансформные разломы типа дуга — дуга приурочены к конвергентным границам литосферных плит, связанным с зонами общего сжатия в районах сближения литосферных плит и, наконец, трансформные разломы рифт — дуга — так называемые переходные трансформные разломы, соединяющие зоны глобального растяжения с зонами сжатия. Общая геодинамическая обстановка каждой из этих областей обуславливает формирование, развитие и строение трансформных разломов, расположенных в их пределах. Иными словами, в общей схеме классификации зон трансформных разломов в соответствии с кинематической типизацией Дж. Т. Вилсона можно выделить следующие главные типы: 1) трансформные разломы дивергентных зон; 2) трансформные разломы конвергентных зон («океан-континент» и «континент-континент») и 3) трансформные разломы переходного типа от дивергентной к конвергентной границам.

13.2. Относительные движения литосферных плит по трансформным разломам

13.2.1. Трансформные разломы типа «хребет — хребет»

Для выявления количественных характеристик относительного движения краев плит вдоль трансформных разломов можно использовать модели мгновенной кинематики движения литосферных плит Земли Минстера и Джордана, Галушкина, де Метца с соавторами. С помощью этих моделей можно определить величины проекций скоростей относительного движения плит на направления: а) параллельное и б) ортогональное простираанию разлома. Первая проекция отражает чисто сдвиговое движение краев плит, вторая характеризует интенсивность тектонических движений сжатия или растяжения на рассматриваемом участке трансформного разлома. Полученные из глобальной кинематической модели координаты полюсов и угловые скорости вращения пар плит определяют наиболее вероятные значения полной (V), нормальной (V_H) и тангенциальной (V_T) компонент скоростей. Размеры главных осей эллипсов неопределенности полюсов вращения, а также погрешности в измерении азимутов простираания соответствующих участков трансформных разломов (3–15°), позволяют найти

пределы изменения азимутов полной скорости, а также величин V , V_H и V_T , отвечающие 95%-ной доверительной вероятности.

Морфология, аномальные геофизические поля и глубинное строение трансформных разломов океанической литосферы в значительной степени зависят от особенностей взаимодействия краев литосферных плит вдоль простираия разлома.

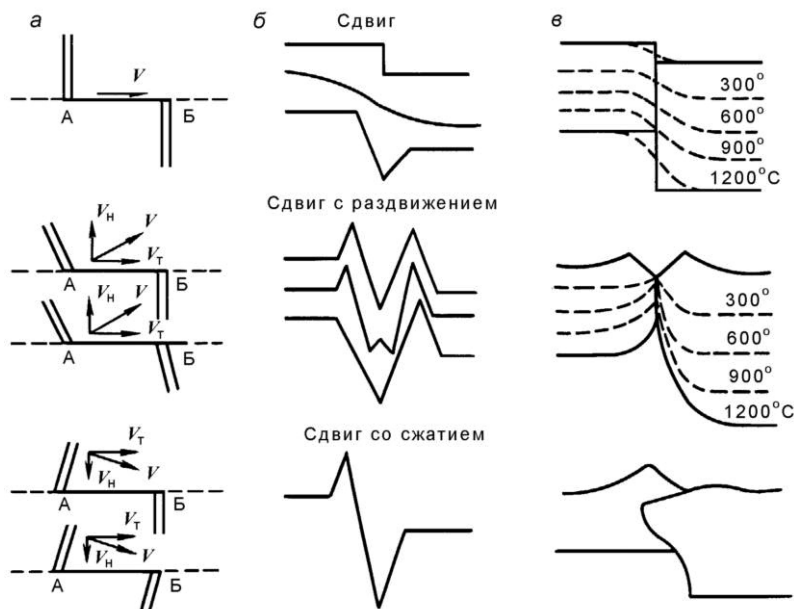


Рис. 13.7. Геодинамические типы трансформных разломов:

а — относительные движения плит, контактирующих вдоль разлома; *б* — схематичные характерные морфологические профили через трансформные разломы с учетом данных (Э. Бонатти); *в* — предполагаемые схематические разрезы по профилю, ортогональному АБ

Кинематический анализ большого числа трансформных разломов типа «хребет — хребет» показал, что во многих трансформных разломах этого типа (разломы Удинцева, Глория, Шака и др.) величины V_H находятся в пределах ошибки измерения, и эти структуры в рамках модели мгновенной кинематики следует отнести к классу трансформных разломов чистого сдвига. Для генерального простираия активных участков трансформных разломов типа «хребет — хребет» этот факт не удивителен, так как их активные участки располагаются вдоль эйлеровой широты соответствующего полюса вращения плит. В классе чисто сдвиговых оказались и такие трансформные разломы или их участки, как Алула-Фартак, активный участок разлома Оуэн и другие, для которых имеется геолого-геофизическая информация (морфология, тепловой поток, сейсмичность, состав драгиро-

ванных образцов), свидетельствующая о возможности раздвижения или сжатия на отдельных участках указанных разломов со скоростями, не выходящими за пределы ошибок наших оценок. Но в то же время было обнаружено большое число трансформных разломов, где величина V_H была значительной, и это дало возможность предположить здесь сжатие — транспрессию (трансформные разломы Элтанин, Конрада, Клиппертон и др.) или раздвижение — транстенсию (разломные зоны Вима, Романш, Чарли-Гиббс, Кейн, Атлантис, Арго, Мария Целеста, Квебрада, Сикейрос, Гаррет и др.) краев плит в направлении, ортогональном простиранию трансформного разлома.

В соответствии с этим трансформные разломы океана были отнесены Э. Бонатти к трем основным типам, различающимся по характеру динамики взаимодействия краев плит на активных участках трансформных разломов: разломам чистого сдвига, разломам со сжатием (транспрессивные разломы) и разломам с раздвижением (транстенсивные разломы) (см. рис. 13.7). Каждый из этих типов разломов имеет характерные рельеф дна, глубинное строение, аномальные гравитационное и тепловое поля.

13.2.2. Трансформные разломы конвергентных зон («дуга — дуга»)

Кинематический анализ, проведенный для участков ряда конвергентных границ плит, показал, что для них осложняющие движения выражаются в наличии компоненты движения сдвига V_T , параллельного простиранию участка дуги. Величина этого сдвига, т.е. латеральная (тангенциальная) компонента относительного движения плит на рассматриваемом участке границы, как правило, возрастает с удалением во фланги дуги, так что соответствующие участки конвергентных границ можно относить к так называемому классу придуговых трансформных разломов, когда косая субдукция сменяется преимущественно сдвиговыми движениями.

В качестве примеров рассмотрим некоторые районы, расположенные в планетарных поясах сжатия.

Относительные движения литосферных плит в районе Алеутской островной дуги. Согласно модели кинематики литосферных плит, в районе Алеутской дуги восточнее 155° з.д. происходит поддвигание Тихоокеанской плиты, почти ортогональное простиранию желоба со скоростью $V \sim 6,5$ см/год, сопровождаемое характерными для зон субдукции сейсмичностью и вулканизмом. К западу от этой долготы, следуя за изменением в простирании желоба, непрерывно растет компонента движения Тихоокеанской плиты, параллельная простиранию желоба V_T , т.е. компонента латерального сдвига. В окрестности 180° з.д. эта компонента становится сравнимой с величиной движения ортогонального простиранию

дуги ($V_H \sim 6,1$ см/год), и далее к западу наблюдается быстрое уменьшение нормальной составляющей движения (V_N), в то время как латеральная возрастает, так что движение в районе 165° в. д. характеризуется значениями составляющих скоростей движения: $V_H \approx 0$, $V_T \approx 8,1$ см/год с направлением движения Тихоокеанской плиты к северо-западу (рис. 13.8 а). Резкое изменение параметров относительных движений краев плит вдоль Алеутской дуги, следующее из модели кинематики плит, находит подтверждение, как в распределении вулканизма, так и в смене сейсмичности, наблюдаемых в этом районе. В самом деле, восточный участок дуги ($155\text{--}180^\circ$ з.д.) характеризуется наиболее интенсивной вулканической активностью в поздне-третичное время, здесь сосредоточено большинство современных вулканов Алеутской дуги, в то время как к западу от 176° в.д. вулканическая активность в это время полностью прекращается. Западнее 180° з.д. появляется большое число землетрясений с механизмами правостороннего сдвига (см. рис. 13.8 а). При этом меняется также и максимальная глубина эпицентров, достигающая 250 км в районе 180° з.д. и убывающая далее на запад, к Командорским островам, почти пропорционально уменьшению величины нормальной составляющей скорости поддвижения V_H Тихоокеанской плиты. Морфология дна и нарушение изостазии в районе Командорских островов свидетельствуют о том, что существующая здесь небольшая компонента сжатия не допускает изостатического выравнивания Командорской системы «островная дуга — глубоководный желоб». Представленный анализ современной кинематической картины относительного движения краев плит позволяет отнести фланговый участок Алеутской дуги к западу от 176° в.д. к классу придуговых трансформных разломов типа «дуга — дуга», осложненных компонентами сжатия.

Относительные движения литосферных плит в районе Зондско-Андаманского желоба. Постепенный переход от преимущественного сжатия к чистому сдвигу наблюдается также и в системе Зондско-Андаманского желоба. Кинематический анализ скоростей относительного движения показывает, что для восточной части Зондского желоба характерно преобладание поддвижения в северном направлении, нормального простиранию дуги, т.е. ($V_H \sim 7,0$ см/год) с небольшой компонентой продольного сдвига ($V_T \sim 3,0$ см/год) (рис. 13.8 б). В этой части дуги, а также к западу вдоль ее простирания интенсивный процесс поддвижения отражается в существовании четкой структуры глубоководного желоба, заполненного осадками, и значительных отрицательных аномалий гравитационного поля $\Delta g_{\text{св}}$ над ним. В районе $110\text{--}100^\circ$ в.д. происходит постепенное изменение в простирании глубоководного желоба от ВЗ на ЗСЗ, поэтому при дальнейшем смещении к востоку вдоль о. Суматра из кинематики плит следует возрастание латеральной сдвиговой компоненты скорости.

Севернее 5° с.ш. она становится преобладающей (рис. 13.8 б). Этот кинематический вывод подтверждается анализом разломной тектоники района. Скользящее движение краев плит проявляется здесь в виде правостороннего сдвига, прослеживающегося по всей длине о. Суматра с ЮВ на СЗ вдоль Барисанской разломной системы и сопровождающегося заметной сейсмической активностью. Наличие сдвига по простиранию трансформной границы в районе севернее 5° с.ш. отражается также в очагах землетрясений. В Андаманской котловине — крайнем северо-западном участке рассматриваемой конвергентной зоны — граница плит фиксируется узкой областью мелкофокусной сейсмичности, простирающейся в субширотном направлении вдоль 9° с.ш. до сочленения с разломной зоной Шан. Из положения полюса относительного вращения Евразийской и Индийской плит, а также простирания указанного участка границы следует ожидать здесь небольшого растяжения, нормального простиранию разлома, с формированием структуры типа пул-эпарт (рис. 13.8 б). Этот вывод подтверждается аномально высокими значениями теплового потока, сравнительно небольшими глубинами дна, а также близкими к субширотному простиранию линейными магнитными аномалиями ΔT_a , наблюдаемыми в этом районе.

Кинематические особенности северной границы Карибской плиты. Придуговые трансформные разломы можно наблюдать также и на некоторых участках северной границы Карибской плиты. Известно, что центральная и северная части Малой Антильской дуги — типичная зона поддвига. Скорость пододвигания Атлантической плиты под Карибскую в широтном направлении, оцененная по соответствующему полюсу относительного вращения, составляет около 1,7 см/год. В этом районе обнаруживается сейсмофокальная зона, погружающаяся с востока на запад под островную гряду. Максимальные глубины очагов в ней превышают 200 км. Рельеф дна вдоль границы сильно расчленен, и наблюдается резкое нарушение изостазии, т.е. имеются все признаки развития процесса пододвигания. Однако севернее 17° с.ш. в области сочленения желоба с трансформным разломом Барракуда простирание дуги постепенно изменяется на ССВ, и система переходит в желоб Пуэрто-Рико с генеральным субширотным простиранием. Как следует из кинематики плит, с изменением простирания Малого Антильского глубоководного желоба уменьшается составляющая скорости V_n , нормальная простиранию желоба, и возрастает составляющая сдвига V_T . Начиная с 63° з. д. компонента V_T доминирует на всем протяжении желоба Пуэрто-Рико (см. рис. 13.8 в). Таким образом, вдоль северной границы Карибской плиты в настоящее время происходит левосторонний сдвиг по трансформному разлому с небольшой компонентой пододвигания. Такой вывод согласуется с механизмами в очагах землетрясений, и можно отметить, что именно существование небольшой

компоненты сжатия объясняет одновременно и резкое нарушение изостазии, и сравнительно неглубокое расположение очагов землетрясений в районе Больших Антильских островов.

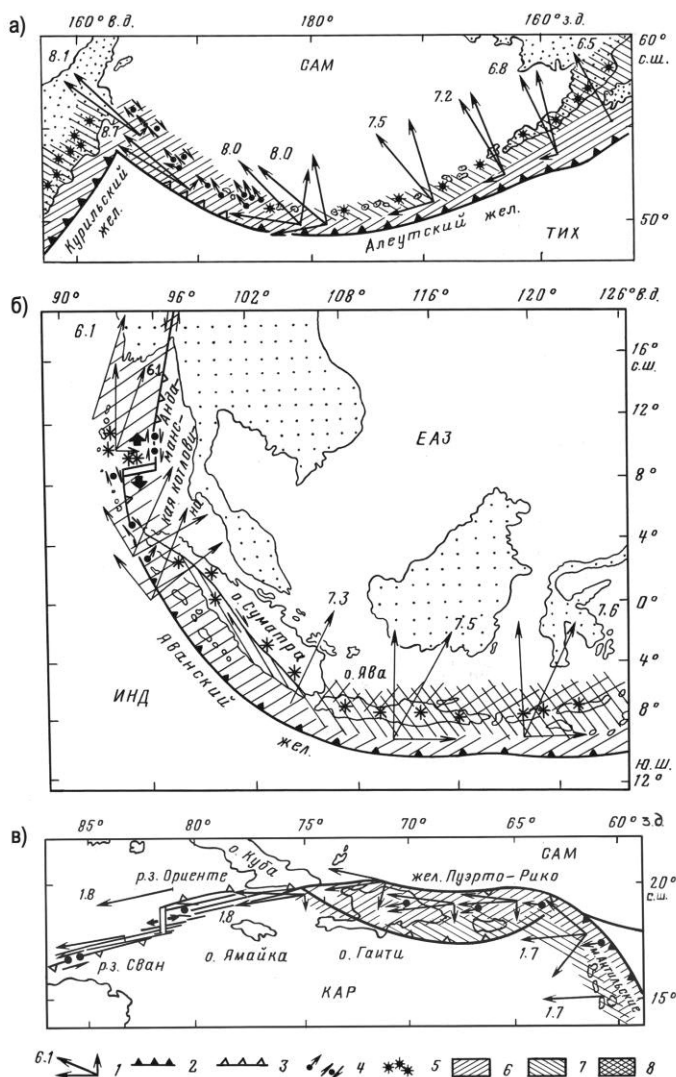


Рис. 13.8. Кинематика придуговых трансформных разломов (типа «дуга — дуга»).
Относительные движения краев литосферных плит в районе:

а) Алеутской островной дуги; б) Зондско-Андаманской дуги; в) Антильской дуги

1 — скорости относительного движения пары плит, 2 — участок конвергентной границы плит, 3 — участок трансформной границы плит со сжатием, 4 — механизмы в очагах землетрясений, 5 — вулканы, 6 — области мелкофокусной, 7 — среднефокусной и 8 — глубокофокусной сейсмичности

Особенность гравитационного поля в этом районе — наличие двух широтных зон минимумов $\Delta g_{\text{св}}$. При этом северный минимум интенсивнее южного в два раза, но и над последним значением $\Delta g_{\text{св}}$ достигает 200 мГал. Он приурочен к наиболее глубоким участкам северной периферии Колумбийской и Венесуэльской котловин (желоб Муэртос, или Южно-гаитянский). Характер рельефа и поля $\Delta g_{\text{св}}$ вместе с приуроченной к желобу сейсмофокальной зоной (очаги землетрясений располагаются вдоль падающей на север фокальной зоны с углом падения 30°) свидетельствуют о наличии компоненты сжатия в северном направлении под Североамериканскую плиту. Двустороннее и разнонаправленное сжатие под о. Пуэрто-Рико и Вирджинские острова дает возможность объяснить природу «подчиненного» трансформного разлома Анегада, который отделяет Большие Антильские острова от Малых Антильских, отражаясь на картах $\Delta g_{\text{св}}$ в виде линейных отрицательных аномалий до — 100 мГал. «Подчиненные» трансформные разломы подобного типа выполняют трансформную функцию в пределах сложных и протяженных трансформных систем (трансформных границ плит), которые включают несколько самостоятельных микроблоков. Они соединяют участки разломов, на которых происходит инверсия направления погружающегося и надвигающегося блоков литосферы. В условиях регионального сдвига такие участки представляют собой либо зоны локального растяжения — структуры пул-эпарт, либо зоны локального сжатия. Далее к западу Пуэрториканская трансформная зона переходит в интересную с кинематической точки зрения область трога Кайман. Кинематика плит, а также механизмы в очагах землетрясений в западной части трога Кайман (разлом Сван) свидетельствуют о преимущественном левостороннем скольжении вдоль простирания разлома с компонентой сжатия, которая, несмотря на малую амплитуду, существенно определяет морфологию дна и аномальное поле $\Delta g_{\text{св}}$ в этом районе. Желоб Сван в районе 82° з. д. смещается к северу на 130 км к разломной зоне Ориенте, характеризующейся также левосторонним смещением. Отметим, что вдоль разлома Сван возвышенность Никарагуа медленно надвигается на Североамериканскую плиту (тогда как в восточной части трога Кайман, в разломе Ориенте, Карибская плита поджимается под Североамериканскую). Такая кинематическая конфигурация показывает, что смена режимов пододвигания при переходе от разлома Ориенте к разлому Сван, сопровождаемая скачком трансформной границы, требует наличия зоны растяжения в центральной части трога Кайман (между $81\text{--}83^\circ$ з.д.) (рис. 13.8 в). Аномальное поднятие рельефа, малая мощность осадков, линейные магнитные аномалии, повышенный тепловой поток, а также результаты петролого-геохимических исследований драгированных образцов горных пород привели многих исследователей к выводу о наличии в этом районе зоны локального растяжения океанической литосферы —

структуры типа пул-эпарт. Нельзя не отметить, что имеется определенное кинематическое сходство в природе формирования зон растяжения в условиях сжатия как в троге Кайман, так и в Андаманском бассейне. Обе структуры растяжения обусловлены пространственной перестройкой направления пододвигания в условиях преобладания сдвига. Такая локальная область спрединга характеризуется и неустойчивой кинематикой и изменением формы бассейна.

13.2.3. Переходные трансформные разломы («хребет — дуга»)

Выше отмечалось, что, помимо существования так называемых придуговых трансформных разломов, как правило, наследующих морфологию и строение предшествующих субдукционных границ, кинематика плит позволяет выделить участки, осложненные сжатием или раздвижением, ортогональными простиранию разломов в пределах одной и той же разломной зоны. По сути, Андаманский и Кайманский разломы — примеры такого рода. На протяженных трансформных разломах типа «рифт — дуга» можно наблюдать смену тектонических режимов от транстенсии к транспрессии (или наоборот) и рассмотреть влияние такой смены режимов на рельеф дна, сейсмичность и аномальное гравитационное поле. В качестве первого примера рассмотрим разломную зону Маккуори, относящуюся к кинематическому типу «рифт — дуга».

Трансформный разлом Маккуори. Этот разлом соединяет Тихоокеанско-Антарктическое поднятие с Альпийским разломом в Новой Зеландии и с островодужной системой Тонга-Кермадек. Он трассируется по рельефу дна, гравитационным аномалиям и эпицентрам землетрясений и в плане представляет участок дуги со сравнительно небольшим радиусом (менее 300 км) и с центром вблизи полюса относительного вращения Тихоокеанской и Индийской плит, расположенным на $61^{\circ}20'$ ю.ш. и $176^{\circ}35'$ в.д. Из кинематики плит следует, что движение вдоль разломной зоны Маккуори представляет собой преимущественное движение сдвига вдоль простирания разлома со скоростью примерно 2,5 см/год, что находит подтверждение и в механизмах очагов землетрясений. Более детальное сопоставление скоростей относительных движений границ плит с простиранием различных участков разломной зоны Маккуори обнаруживает наряду со сдвигом также и компоненту сжатия, ортогональную простиранию отдельных участков разлома (рис. 13.9). Так, в районе желоба Хьорт кинематика плит указывает на поддвиг Тихоокеанской плиты под Индийскую со скоростью $V_H = 1$ см/год, сопровождаемый слабой сейсмичностью. Участок разлома, расположенный севернее желоба Хьорт уже с другим простиранием характеризуется более значительной компонентой пододвигания. Здесь Индийская плита находится в начальной стадии погружения

под Тихоокеанскую со скоростью $V_H \approx 1,8$ см/год. К северу от $57^\circ 30'$ ю. ш. простираение участка разломной зоны снова изменяется, приближаясь к меридиональному (азимут 200°). Это изменение приводит к росту относительного веса компоненты сдвига в смещении краев плит. Средняя часть, собственно желоб Маккуори, снова меняет свое простираение. Наблюдается «переброска» направления поджатия, а именно положение полюса вращения плит вместе с морфологическими и сейсмологическими данными (см. рис. 13.9) свидетельствует о пододвигании Тихоокеанской плиты под Индийскую. Севернее 50° ю.ш. разлом Маккуори переходит в желоб Пуйсегюр, который, в свою очередь, соединяется с Альпийским разломом Новой Зеландии. В районе сочленения желобов Маккуори и Пуйсегюр (50° ю.ш.) вновь наблюдается «переброска» направления поддвига, и Индийская плита поджимается под Тихоокеанскую со скоростью $V_H \approx 1,7$ см/год при скорости $V_H \approx 3$ см/год (рис. 7.7 а).

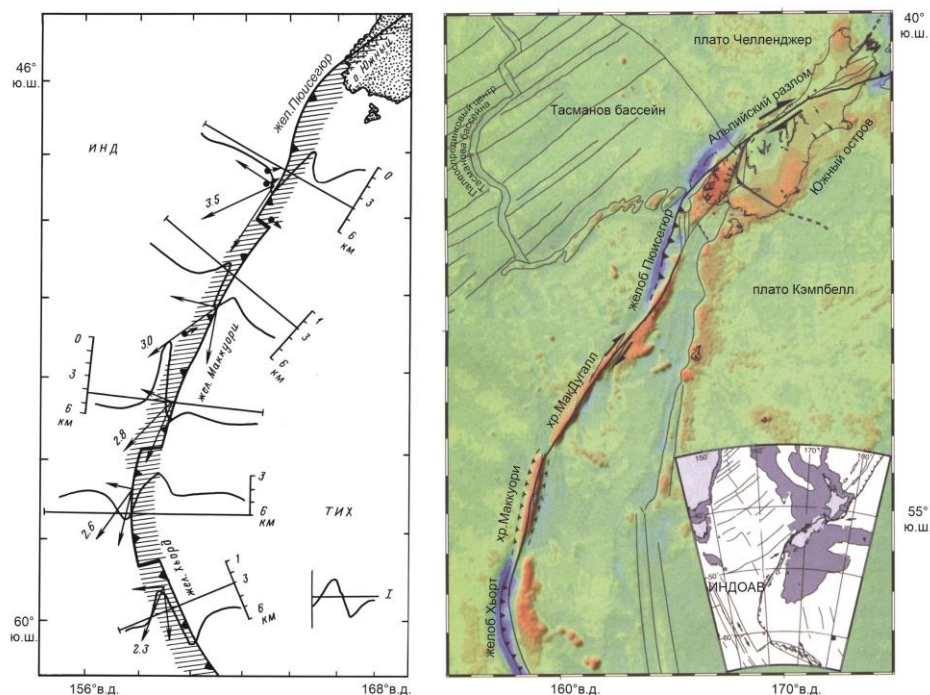


Рис. 13.9. Кинематика трансформных разломов типа «хребет — дуга». Относительные движения ТИХ и ИНД плит в районе разломной зоны Маккуори

Механизмы в очагах землетрясений и рельеф дна подтверждают наличие сжатия Тихоокеанской и Индийской плит на фоне преобладающего сдвига на всем протяжении разломной зоны Маккуори. Характерно, что

все рассмотренные участки этой зоны морфологически сходны с типичными островодужными системами, т.е. обладают четко выраженными желобами и сопряженными с ними подводными хребтами, как правило, без вулканизма. Неоднократная «переброска» направления пододвигания и надвигания краев плит, четко проявляющаяся в морфологии, предполагает в каждом случае наличие «подчиненных» трансформных разломов. Такие «подчиненные» разломы расположены, например, у северной оконечности желоба Хьорт ($58^{\circ}30'$ ю.ш.), а также у южного края желоба Пуйсегюр ($50^{\circ}30'$ ю.ш.). Роль «подчиненных» разломов заключается в трансформации движений от одного участка, осложненного пододвиганием, к другому. Интересно, что кинематика плит предполагает наличие локального растяжения в районе «подчиненного» трансформного разлома в области $55\text{--}56^{\circ}$ ю.ш. Аналогичная ситуация наблюдалась и в желобе Кайман.

Кинематика Азоро-Гибралтарского трансформного разлома. Разломная зона Маккуори не единственная система «хребет — дуга», для которой характерна смена динамических режимов по простиранию. Среди подобных ей можно отметить Азоро-Гибралтарский трансформный разлом, разломные зоны Оуэн, Сан-Андреас, Барракуда и др. Мгновенная кинематическая картина предполагает наличие правосторонних сдвиговых движений по Азоро-Гибралтарскому разлому. Причем в западной его части, в районе тройного сочленения рифт — рифт — разлом, приуроченного к поднятию Азорских островов, движение сдвига осложняется компонентой растяжения (см. рис. 13.10). Наличие такого растяжения подтверждается механизмами в очагах землетрясений и вулканической активностью. Крайняя западная часть Азоро-Гибралтарского трансформного разлома, прилегающая к Азорскому тройному соединению, представляет аномально поднятую область, включающую такие хребты, как Терсейра, Санта-Мария, Трайидент. Восточнее 24° з.д. эта область переходит в участок разлома с чистым скольжением по простиранию (разлом Глория). Скорости движений сдвига по разлому не превышают $0,4$ см/год. Реализация накапливающихся напряжений обуславливает землетрясения значительной магнитуды; механизмы в очагах которых согласуются с движением скольжения по простиранию участка разлома. Однако уже здесь в относительном движении блоков литосферы по разлому становится заметным влияние компоненты сжатия, ортогональной простиранию разлома, сначала незначительное, но постепенно возрастающее в восточном направлении. Восточнее 15° з.д. линейный характер разломной зоны осложняется сильно расчлененным рельефом со множеством хребтов, впадин и отдельных подводных гор. Эта область характеризуется значительным и, местами, преобладающим сжатием, которое способствует сохранению изостатически нарушенных форм рельефа (см. рис. 13.10). Положение полюса вращения Африканской и Евразийской плит ($29^{\circ}50'$ с.ш.,

25°55' з.д.) согласуется с изменением относительного движения краев плит вдоль разлома от правостороннего скольжения по простиранию с растяжением в западной части разлома к чистому сдвигу — в центральной и к движению сдвига со значительным поперечным сжатием — в восточной части Азоро-Гибралтарского разлома. Эти изменения в характере относительных движений блоков литосферы находят отражение в распределениях механизмов в очагах землетрясений на соответствующих участках разлома. Отметим, что глубины очагов землетрясений в восточной части Азоро-Гибралтарского разлома редко превышают 50–70 км. Этот факт вместе с отсутствием активного вулканизма отличает восточную часть разлома от типичных зон пододвигания.

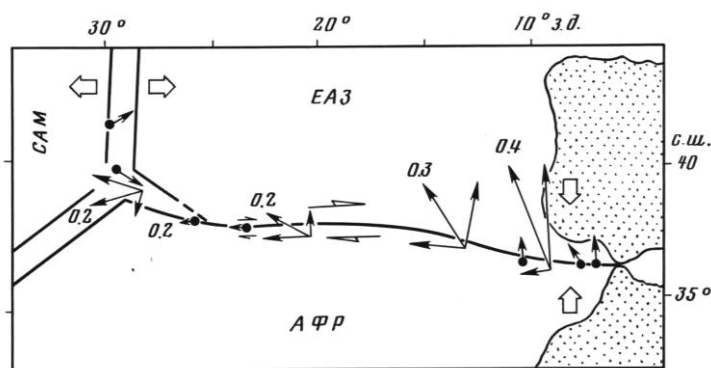


Рис. 13.10. Относительные движения АФР и ЕАЗ плит в районе Азоро-Гибралтарской разломной зоны

Резюмируя сказанное, можно сделать следующие выводы. Расчет относительных скоростей движения литосферных плит вдоль их границ позволяет выявить движения краев плит вдоль трансформных разломов типа «хребет — хребет», «хребет — дуга» или «дуга — дуга».

Если направление взаимного перемещения плит совпадает с простиранием одного из флангов дугообразной конвергентной границы, то в этом месте участок конвергентной границы переходит в «придуговой» трансформный разлом.

Трансформные разломы большой протяженности отличаются сменой геодинамических режимов при переходе от одного участка к другому: участки с трансензией сменяются участками чистого сдвига, а затем транспрессией; особенности перехода зависят от местоположения и простирания участков разломов.

Кинематическая обстановка придуговых трансформных разломов, вдоль которых происходит сдвиг со сжатием, может приводить к образованию локальных зон растяжения или сжатия. Или в более общем виде: в пределах поясов сжатия, а также в сложных трансформных разломах, где сдвиг про-

исходит со сжатием, возможно наличие «подчиненных», кинематически неустойчивых трансформных разломов, соединяющих участки единого трансформного разлома, осложненные разнонаправленным поддвижением.

Таким образом, сопоставление данных модели относительных движений литосферных плит вдоль их трансформных границ с простиранием этих границ позволяет выявить трансформные разломы или их отдельные участки, имеющие различную геодинамическую природу структурообразующих деформаций.

13.3. Геодинамические типы трансформных разломов

Как отмечалось выше, соседство разновозрастных блоков литосферы вдоль трансформных разломов и концентрация деформаций сдвига в линейных зонах с характерной шириной всего лишь в несколько километров определяет своеобразие морфологии и тектоники этих структур. При удалении от трансформного разлома поверхность дна выравнивается, выходя на некоторый асимптотический уровень. Со стороны более молодой и менее остывшей литосферы дно океана будет выше, чем со стороны более старой. Различие глубин разновозрастных блоков литосферы, контактирующих по разлому, обусловлено различием их термического охлаждения по мере удаления от оси СОХ. Разница в глубинах дна блоков литосферы, примыкающих к трансформному разлому, постепенно уменьшается с увеличением возраста контактирующих блоков океанической литосферы.

С другой стороны, характерные черты рельефа дна и распределения аномальных геофизических полей в зонах трансформных разломов различных типов определяются их глубинным строением и контролируются относительным движением краев литосферных плит, контактирующих вдоль простираания трансформного разлома.

13.3.1. Трансформные разломы с чистым сдвигом

К первому типу относятся так называемые идеальные трансформные разломы с чисто сдвиговым относительным движением краев литосферных блоков. Они обладают уступообразным рельефом. Аномальное гравитационное поле, следуя за уступообразным рельефом, имеет характерный вид с сопряженными, симметричными отрицательными и положительными значениями $\Delta g_{\text{св}}$, которые в этих разломах редко превышают ± 30 мГал.

Одним из основных факторов, определяющих морфологию дна океана в окрестности трансформных разломов, является разность возрастов блоков океанической литосферы, контактирующих по разлому. Согласно современным моделям, океаническая литосфера рассматривается как остывающий пограничный слой, распределение температур в котором зависит от глубины z и возраста рассматриваемого блока t по закону (см. уравне-

ние (4.1)). В модели пограничного слоя глубина изотерм и подошвы литосферы, а также глубина дна океана h , отсчитываемая от ее значения на оси хребта, увеличиваются пропорционально значению $\sqrt{t}$.

Зависимость рельефа дна, положения изотерм и других характеристик океанической литосферы от возраста приводит к тому, что вне осевой зоны главных сдвиговых деформаций трансформного разлома со стороны более молодой и менее остывшей литосферы глубины дна и толщины литосферы будут меньше, а тепловой поток больше, чем со стороны более холодной старой. В идеальном случае, без учета теплообмена между разновозрастными блоками, мы должны были бы получить уступообразное распределение изотерм, подошвы литосферы и поверхностного теплового потока, наблюдаемых вдоль профилей, перпендикулярных простиранию трансформных разломов с чистым сдвигом. Отражение таких уступообразных структур в рельефе дна и гравитационном поле представлено на рис. 13.11 пунктирными линиями. Расчеты, проведенные совместно с Ю.И. Галушкиным, показывают, что в такой ситуации увеличение разности возрастов участков литосферы, контактирующих по разломам, приводит к увеличению амплитуды гравитационных аномалий и смещению положения экстремумов в распределении $\Delta g_{\text{св}}$. Так, для блоков литосферы с возрастом 10 и 40 млн лет амплитуда аномалий превышает значение 60 мГал, а для блоков 10 и 20 млн лет составляет около 30 мГал.

Для расчета амплитуд аномалий гравитационного поля использовалась типичная четырехслойная модель океанической литосферы, отвечающая современным геофизическим данным (см. раздел 5). Распределение плотностей пород в слоях океанической литосферы определялось по средним значениям скоростей сейсмических волн, а контраст плотностей на границе литосферы — астеносферы был получен из условий изостатического равновесия двух разновозрастных блоков литосферы и варьировал в интервале 0,01–0,1 г/см³.

В действительности, при контакте молодой, менее остывший блок будет отдавать тепло старому, более холодному. Этот процесс, называемый латеральным теплообменом, изменяет уступообразное распределение характеристик литосферы (теплового потока, рельефа, подошвы литосферы и т.д.) на более плавный, постепенный переход от теплового режима старого к режиму молодого блока литосферы, соприкасающихся в зоне трансформного разлома.

На рис. 13.11 приведен пример распределения температурного поля, рельефа дна, теплового потока, аномального гравитационного поля, глубины подошвы литосферы для активного и пассивного участков трансформного разлома с разницей возрастов контактирующих блоков литосферы $\Delta t = 30$ млн лет. Контакт разновозрастных блоков литосферы приводит

к распространению термической аномалии и связанного с ней повышения рельефа дна от осевой области разлома на 20–30 км в сторону холодного блока. Дополнительное повышение температуры становится меньше с удалением от оси хребта в пассивную часть разлома, однако и через 50 млн лет его следы обнаруживаются в виде размазанной широкой области превышения рельефа амплитудой 100–300 м. Поднятие поверхности рельефа и подошвы литосферы вносит противоположный вклад в гравитационные аномалии, и поэтому изменение амплитуды последних, вызванное теплообменом блоков на активном участке разлома, не превышает 5 мГал.

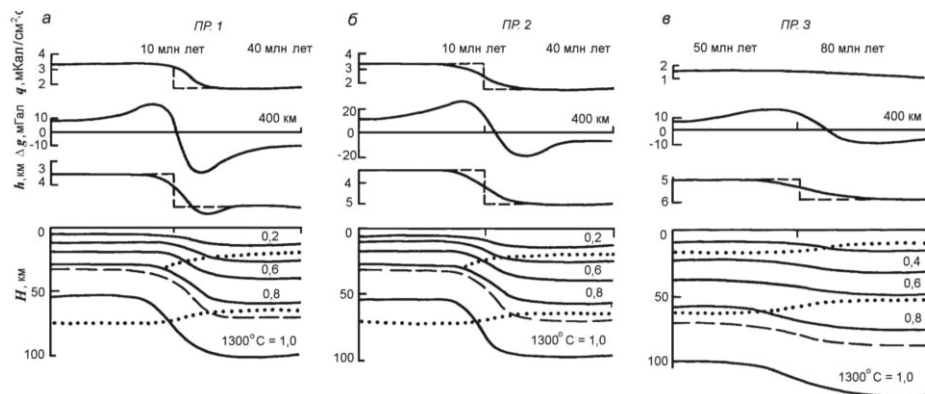


Рис. 13.11. Изменение рельефа дна аномального гравитационного поля, теплового потока и термического режима литосферы приразломных зон со временем для трансформных разломов с чистым сдвигом при увеличении возраста блоков литосферы, контактирующих по разлому (по Ю. Галушкину и Е. Дубинину):

1 — с учетом теплопереноса; 2 — без учета теплопереноса; 3 — подошва литосферы; 4 — границы фазовых переходов

Как видно на рис. 13.3, верхний блок литосферы при $t > t_0/2$ контактирует с более молодым и горячим нижним блоком, в результате чего он нагревается, тогда, как на участке $0 < t < t_0/2$ он остывает при контакте с более древним и холодным нижним блоком.

Результаты расчетов, проведенных совместно с Ю.И. Галушкиным (см. рис. 13.11), дают возможность оценить вклад рассмотренных эффектов в рельеф, тепловой поток и аномальное гравитационное поле.

Кроме теплообмена между разновозрастными блоками литосферы важную роль в формировании рельефа трансформных зон, особенно приразломных трансверсивных хребтов, играют процессы краевого изгиба литосферы. Эти хребты формируются как реакция на сбросы, которые развиваются за счет растяжения у стенок трансформной области или в самой молодой части зоны разлома, в последнем случае — вдоль более древней литосферы.

Следует отметить, что различие толщины и термического состояния литосферных блоков предполагает и различие их реологических свойств. Ослабление прочности и уменьшение мощности литосферы способствует поднятию мантии и, следовательно, повышению температур вдоль трансформного разлома. Причем максимальные изменения этих свойств должны проявляться вблизи центра активного участка трансформного разлома. В свою очередь, изменение реологических и термических свойств литосферы в центральной части трансформного разлома должно повлечь и соответствующие изменения в рельефе дна, и аномальных геофизических полях и глубине землетрясений.

Хотя все изложенное в этом разделе касалось в основном первого геодинамического типа трансформных разломов — разломов с чистым сдвигом, необходимо иметь в виду, что процессы латерального теплообмена разновозрастных блоков литосферы имеют место и в двух остальных типах трансформных разломов с раздвижением и со сжатием краев плит.

Достаточно много трансформных разломов срединно-океанических хребтов могут быть отнесены к категории чисто сдвиговых. Однако на разных участках и этапах своего развития некоторые из трансформных разломов вследствие изменения направления спрединга могут приобретать свойства транспрессии или транстенсии (например, разломы Сикейрос, Вима и др.).

13.3.2. Трансформные разломы с раздвижением

Другой геодинамический тип трансформных разломов появляется, когда в относительном движении литосферных плит, контактирующих по разлому, возникает компонента раздвижения — трансформные разломы с транстенсией. В этом случае легкоплавкие астеносферные и мантийные дифференциаты могут подниматься по разломной трещине. Поднимающееся высокотемпературное мантийное вещество (и соответствующие изотермы) прогревает борта контактирующих блоков литосферы и за счет термического расширения слагающих их пород формирует «термический» рельеф приразломных зон, выражающийся в наличии характерных приразломных (трансверсивных) хребтов (см. рис. 13.7). Высота таких приразломных хребтов будет зависеть от глубины подейма астеносферного вещества и возраста контактирующих блоков литосферы (или их толщины).

Трансформные разломы этого типа характеризуются значительными аномалиями силы тяжести по амплитуде, достигающими величин 60–80 мГал, повышенными значениями теплового потока (например, разломные зоны Вима, Атлантис), обнажениями ультраосновных, частично серпентинизированных пород по склонам приразломных хребтов от подошвы до вершины, утонением и разуплотнением океанической коры под осевыми долинами разломов этого типа (например, разломные зоны Кейн,

Атлантик, Вима, Романш и др. (рис. 13.12). На основании этих фактов предполагается адиабатический подъем высокотемпературного вещества астеносферы по ослабленной разломной зоне. При этом возможна ситуация, когда поднимающиеся мантийные дифференциаты застывают на значительной глубине (первые десятки километров) от поверхности дна, и ситуация, когда растяжение поперек разлома настолько велико, что мантийные дифференциаты успевают подняться по разломной зоне довольно близко к поверхности литосферы (до границы Мохоровичича и выше). Поднимающийся высокотемпературный мантийный диапир прогревает края блоков литосферы, прилегающие к разлому. При этом термическое расширение пород приводит к формированию трансверсивных хребтов термической природы. Высота таких хребтов будет зависеть от глубины внедрения мантийного вещества (подъема изотерм) и возраста контактирующих блоков литосферы.

Геоморфологические и геофизические исследования трансформных разломов показывают, что центральная часть активного участка разлома является наиболее вероятным (хотя и не единственным) местом внедрения интрузии. Кроме того, тепловое влияние отрезков рифтовой зоны, рядом с которыми проходит «старый» блок литосферы, до некоторой степени идентично возобновлению действия интрузии, так что вполне вероятным представляется распространение теплового воздействия интрузии на ближайшую (3–5 млн лет) часть пассивного участка разлома.

Численная модель внедрения мантийной интрузии на активном участке трансформного разлома позволяет количественно оценить геолого-геофизические и геоморфологические следствия такого процесса. Для этого было использовано решение уравнения теплопроводности (13.1) с условиями (13.2), (13.3), причем в пределах интрузии поддерживалась температура $T = T_s + C \cdot z$ в течение всего времени ее действия.

Результаты расчетов показаны на рис. 13.13 для примера трансформного разлома со смещением рифтовой оси $\Delta t = 30$ млн лет. Максимальное поднятие рельефа приразломных, термических хребтов достигает $\Delta h \sim 1,5$ км, а ассоциированные с ним гравитационные аномалии $\Delta g \sim 80$ мГал. Поднятие «термического» хребта не может превосходить по высоте уровень срединно-океанического хребта. С другой стороны, это поднятие зависит от толщины старого блока литосферы и глубины внедрения интрузии h . Как видно из рис. 13.13, область океанической литосферы по обе стороны от разлома подвержена термическому влиянию интрузии. Это выражается в наличии приразломных «термических» хребтов и повышенных величин теплового потока. С удалением от разломной зоны (ортогонально ее простиранию) тепловой поток будет приближаться к своим нормальным для данного возраста литосферы значениям.

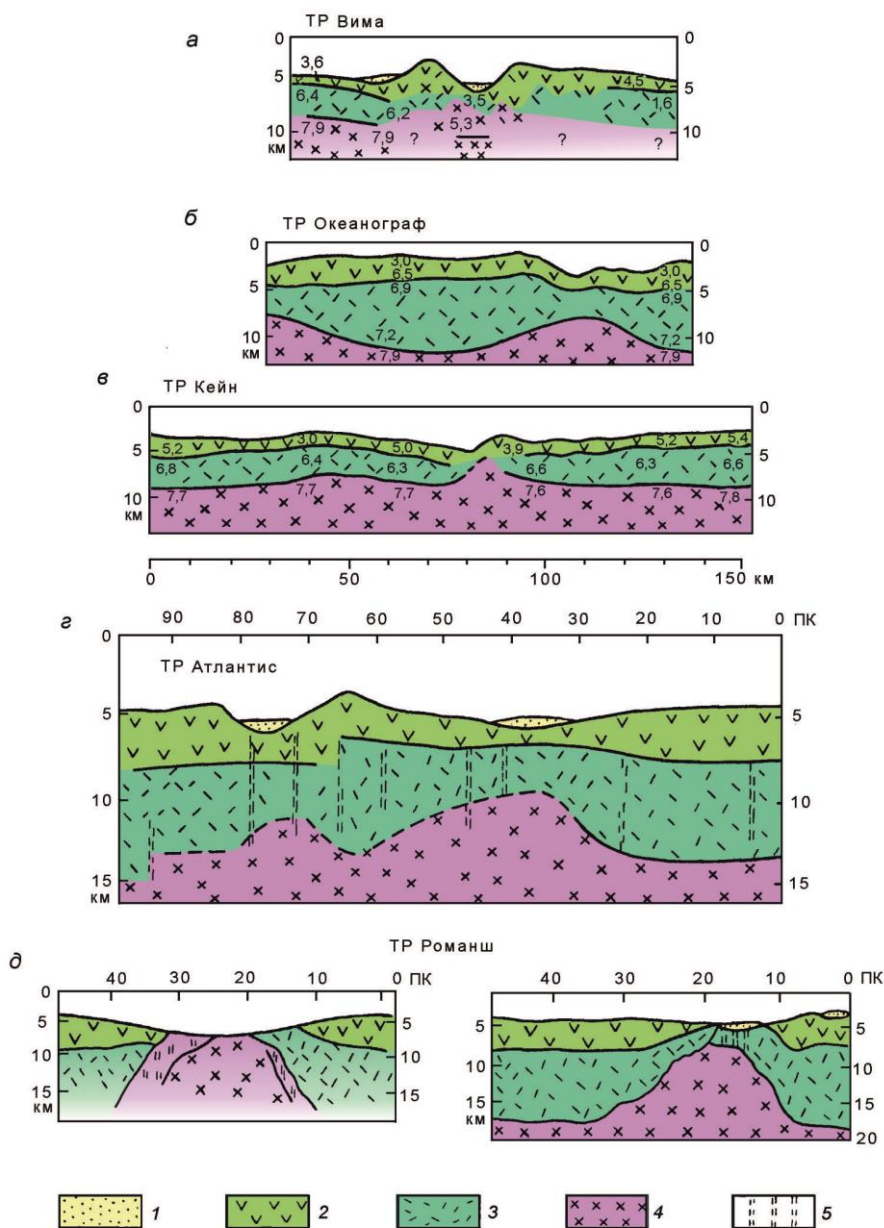


Рис. 13.12. Разрезы земной коры и верхней мантии через трансформные разломы с раздвижением:

а — ТР Вима (по Detrick et al.); б — ТР Океанограф (по Sinha, Louden); в — ТР Кейн (по Detrick, Purdy); г — ТР Атлантис (по Коган и др.); д — ТР Романш (по Коган и др.);

1 — осадки; 2 — слой 2; 3 — слой 3; 4 — мантия литосферы; 5 — зоны нарушений

Наблюдения показывают, что имеются трансформные разломы, у которых амплитуда рельефа приразломных хребтов быстро уменьшается с удалением в пассивную часть разлома от соответствующего отрезка рифтовой оси (рис. 13.3, линия АА"). В таких разломах рельеф обрамляющих хребтов создан за счет термического расширения пород литосферы. Поэтому остывание высокотемпературной мантийной интрузии приводит к быстрому понижению рельефа приразломного хребта до первой сотни метров в течение 10-15 млн лет (см. рис. 13.13).

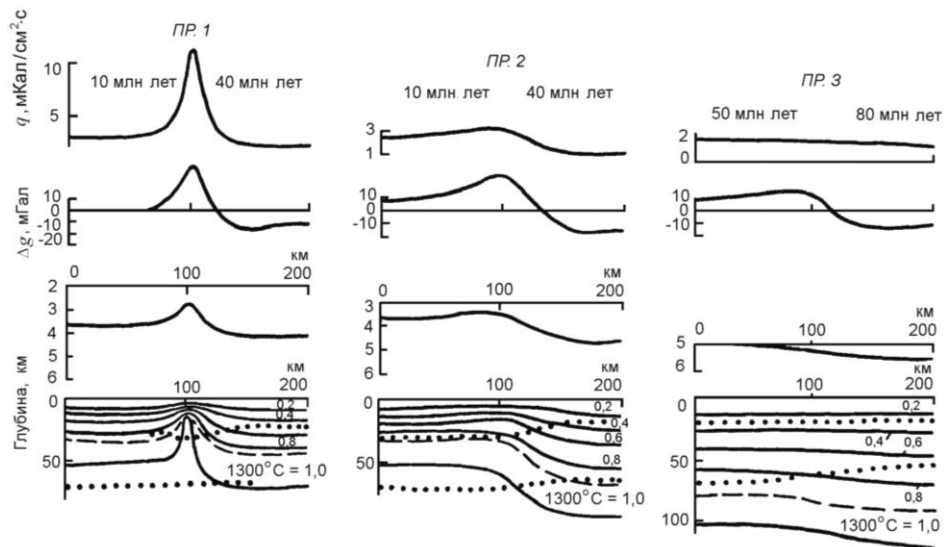


Рис. 13.13. Изменение рельефа дна, аномального гравитационного поля, теплового потока и температурного режима литосферы со временем на активном и пассивном участках трансформного разлома с раздвижением при увеличении возраста блоков литосферы, контактирующих по разлому, (по Галушкину и Дубинину). Условные обозначения см. на рис. 13.11

Однако, существуют трансформные разломы, у которых высота приразломных хребтов в пределах их активных участков значительно превышает «термическую» высоту. А в пределах пассивных участков таких разломов заметная амплитуда приразломных хребтов может сохраняться в течение 80 млн лет и более остывания литосферы. Таковы, например, хребты, обрамляющие пассивные участки трансформных разломов Романш, Сан-Паулу, Чейн, Вима и др. Хотя здесь рельеф приразломных хребтов понижается с возрастом литосферы, но все, же он остается существенным на большом протяжении пассивных участков (см. рис. 13.2, б). Формирование таких хребтов, по-видимому, в значительной степени связано с явлением серпентинизации ультраосновного мантийного материала, поднимающегося вдоль стенок разломов на их активных участках.

Исследования, проведенные в трансформных разломах Атлантического и Индийского океанов, также свидетельствуют, что как базальтовый, так и габброидный слои интенсивно растресканы, брекчированы и в значительной степени переслоены с ультраосновными серпентинизированными породами. Многочисленные станции драгирования обнаруживают по склонам разломных долин и приразломных хребтов базальтовые и габброидные породы, включающие нориты, троктолиты, а также ультраосновные породы: гарцбургиты, дуниты, лерцолиты с разной степенью серпентинизации, причем последние проявляются по всему склону, а иногда и полностью слагают приразломные хребты (участки трансформных разломов Вима, Оуэн, Романш, Сан-Паулу и др.). Во многих драгированных образцах ультраосновных пород наблюдаются четкие признаки формирования их в процессе тектонического выжимания. Обнаруженная тектоническая брекчия часто сложена обломками перидотитов с кальцит-арагонитовым цементом, который формировался под воздействием гидротермальных растворов, циркулирующих по трещинам. Результаты петрохимических исследований драгированных базальтов, проведенные для трансформных разломов Атлантического океана (Романш, Сан-Паулу, Вима, Гиббс, Океанограф), обнаружили их явное отличие от базальтов Срединно-Атлантического хребта. В основном оно заключается в их большей щелочности и недонасыщенности кремнеземом. Базальты разломных зон содержат значительно больше титана, железа, натрия, калия, фосфора и обеднены кремнеземом, алюминием, магнием и кальцием. Такое различие состава может быть следствием того, что в разломных зонах магматические расплавы рождаются в более глубоких горизонтах мантии, чем в рифтовой зоне, и само глубинное строение и тектонический режим трансформных разломов существенно отличаются от срединно-океанических хребтов. Этот вывод подтверждается и данными экспериментальной и теоретической петрологии, также свидетельствующими о том, что толеитовая магма рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта рождается на меньшей глубине, чем щелочные и субщелочные базальтовые выплавки зон трансформных разломов.

В области пересечения рифт — разлом происходит относительное охлаждение осевой астеносферы за счет эффекта трансформной стенки, что приводит к уменьшению интенсивности магмоснабжения. Поэтому блоки литосферы, смещенные затем в трансформную зону, характеризуются утоненной корой с уменьшенной толщиной как второго, так и третьего слоев. При наличии компоненты растяжения вдоль активных участков разломов астеносферное вещество, поднимающееся вдоль разломной зоны, прогревает породы коры и подкоровой мантии, на которые, в свою очередь, воздействует охлаждающий фактор термальных вод, способных проникнуть в сильно трещиноватую кору до глубин хрупко-пластичного

перехода (3–8 км), определяемой изотермой $\approx 725^\circ\text{C}$. Эти факторы создают благоприятные условия для серпентинизации мантийных перидотитов в зонах трансформных разломов с растяжением.

Экспериментальные и теоретические исследования, проведенные Колеманом, Эскартином и др. свидетельствуют о том, что обнаруженные серпентиниты и серпентинизированные перидотиты — результат взаимодействия мантийных ультрабазитов с водой при температурах $T = 350\text{--}500^\circ\text{C}$. О том же говорят и данные Пугина по устойчивости намагничивания перидотитов, для которых основная масса их вторичных ферромагнитных минералов образовалась при $T = 400\text{--}500^\circ\text{C}$. Модельные расчеты (см. рис. 13.13), а также наблюдаемый над такими разломными зонами повышенный тепловой поток предполагают наличие температурного интервала серпентинизации на глубинах порядка 3–8 км, хотя эта величина зависит от глубины кровли расплавленного мантийного материала интрузии.

В процессе серпентинизации происходит последовательная смена модификаций серпентинита, сопровождающаяся постепенным изменением текстуры и структуры пород. Дмитриев и Шараськин выделили несколько стадий серпентинизации. Первая — основная — стадия охватывает целиком всю массу породы. Она начинается с образования тонких прожилков лизардита, рассекающих по трещинам оливин. Постепенно толщина прожилков увеличивается до полного замещения оливина лизардитом. Когда серпентинизация оливина достигает $\approx 50\%$, начинается серпентинизация пироксенов, в первую очередь ромбических. К моменту полной серпентинизации оливина в породе сохраняется примерно половина объема пироксена. Вторая стадия имеет локальный характер. Она может быть представлена как продолжение первой стадии, начиная с появления хризолитовых прожилков, которые с краев породы замещают лизардит к моменту полной серпентинизации пироксенов. Дальнейшее развитие этой стадии приводит к появлению ассоциации волокнистого хризотила с игольчатым антигоритом. Часто вместе с хризотилом и антигоритом ассоциируются тальк, актинолит, хлорит. Образование последних может быть выделено в третью, заключительную, стадию, которая сопровождается существенным изменением состава породы. Только 3–5% из всех драгированных серпентинизированных гипербазитов затронуты второй и третьей стадиями.

Лизардит и хризотил могут формироваться при $T \leq 350^\circ\text{C}$, тогда как антигорит, видимо, устойчив при $T \approx 500^\circ\text{C}$ и представляет собой более глубокие уровни серпентинизации. Исследование серпентинизированных минералов в обнажении, таким образом, помогает выявлению глубинных условий процесса серпентинизации.

Изменение перидотита до серпентинита требует большого количества воды. Серпентинитовые минералы содержат от 12 до 13,5%, а полностью

серпентинизированные перидотиты — от 10 до 16 весовых процентов воды. Количество воды, требуемое для серпентинизации перидотитов, полностью контролируется первоначальным соотношением оливина, пироксена и плагиоклаза.

Анализ, проведенный Веннером и Тейлором с исследованием изотопного отношения O^{18}/O^{16} и изотопного состава водорода для большого числа проб серпентинитовых минералов, показал, что в процессе серпентинизации участвует как морская вода, так и магматическая, причем первая играет ведущую роль и охватывает 75% объема воды, необходимой для процесса серпентинизации.

Драгированные ультраосновные породы иногда полностью серпентинизированы, но в большинстве случаев они серпентинизированы лишь частично, так что в них удастся различить первичные минеральные фазы. Степень серпентинизации в значительной мере зависит от количества воды и газа в системе и времени их контакта с мантийными породами при температурном интервале серпентинизации, что, видимо, регулируется скоростью подъема ультраосновного вещества. Можно ожидать, что при медленном внедрении интрузии серпентинизация будет носить сплошной характер, а при быстром — неполный. Так, дунитовая интрузия, формирующая о. Сан-Паулу, практически совсем не подвергалась процессу серпентинизации, что может быть связано, видимо, с высокой температурой и большой скоростью внедрения мантийной массы.

Переход перидотита в серпентинит влечет за собой значительные изменения в физических свойствах этих пород (плотности, скорости сейсмических волн, прочности, магнитной восприимчивости, объема и т.д.). Плотности трех основных минералов серпентинитовой группы — хризотила, lizardита и антигорита — равны соответственно: 2,55; 2,55; 2,61 г/см³. Если допустить, что мантийные гипербазиты имеют плотность 3,3, а серпентинит 2,55 г/см³, то можно оценить степень серпентинизации, которая в первом приближении линейно зависит от плотности. Скорости сейсмических волн также зависят от степени серпентинизации. Объем перидотитов при их серпентинизации увеличивается на 15–20%.

Постепенная серпентинизация перидотитов понижает их плотность до значений, меньших плотности окружающих пород океанической коры. В то же время при температурах в несколько сотен градусов, характерных для низов коры, серпентинитовые породы будут обладать низкой прочностью и высокой подвижностью относительно окружающих пород земной коры. В условиях повышенного латерального давления и трещиноватости разломной зоны будут формироваться диапиры серпентинитов. Эти поднимающиеся серпентинитовые диапиры образуют многочисленные силлы и дайки в земной коре, а также протрузии, слагающие стенки разломных долин и склоны приразломных хребтов. Процесс внедрения диапира будет

ускоряться с увеличением степени серпентинизации. Именно степень серпентинизации, выражающаяся в изменении плотности пород, будет определять величину и скорость изостатического поднятия серпентинитовой протрузии и ее роль в формировании приразломных структур и рельефа дна. По оценкам Э. Бонатти, скорость поднятия серпентинитовых перидотитов, определенная по обнажениям серпентинитов вдоль стенок разломной зоны Вима, при $V_{\text{сред}} \sim 1,2$ см/год достигала порядка 1 мм/год. В процессе поднятия серпентинитовые диапиры могут захватывать небольшие блоки несерпентинизированных перидотитов, габброидов и базальтов.

Серпентинитовые протрузии и связанные с ними поднятия земной коры вдоль разломных зон наряду с рассмотренным эффектом термического прогрева бортов литосферы служат причиной формирования высоких приразломных хребтов, параллельных трансформной долине. Отдельные вершины таких хребтов поднимаются почти до уровня моря (разломы Романш, Вима и др.). Как отмечалось, «термическая» компонента рельефа спадает уже через 10–15 млн лет после прекращения активного действия интрузии. После этого рельеф приразломных хребтов обусловлен в основном серпентинизированными протрузиями и связанными с ними поднятиями блоков земной коры. Хребты, сформированные посредством диапиризма серпентинитов, сохраняются в рельефе и прослеживаются вдоль разломных зон на многие сотни километров, вплоть до континентальных окраин. Это подтверждается, например, исследованиями серпентинитовых перидотитов, внедренных на границе раннего и позднего мела на ранней стадии раскрытия Атлантики. Вплоть до настоящего времени эти серпентинизированные протрузии довольно хорошо выражены в рельефе фундамента. Существует даже мнение (например, Э. Бонатти), что приразломные хребты намного старше, чем прилегающие участки нормальной океанической коры, и возникли на ранней стадии раскола суперконтинента. Это предположение основано на том, что на некоторых вершинах таких хребтов были обнаружены отложения известняка с фауной, возможно, мелового возраста (ТР Вима). Предполагается, что такие серпентинитовые протрузии в активных частях трансформных разломов могли оставаться со времени их внедрения, по мере того как примыкающие с обеих сторон блоки литосферы «обтекали» их.

Рассмотренная в начале этого раздела модель внедрения высокотемпературной мантийной интрузии в трансформных разломах с раздвижением и обсуждение процесса серпентинизации ультрабазитов позволяют объяснить природу приразломных хребтов, а также аномального гравитационного поля и повышенного теплового потока в разломных зонах. В рамках рассмотренной модели получают объяснение и такие факты, как наличие серпентинизированных перидотитов вдоль стенок хребтов и присутствие утоненной коры под осевой зоной разломной долины. Сопоставление ано-

маний поля $\Delta g_{с.в.}$ с избыточными (по сравнению с термическими) высотами приразломных хребтов позволяет оценить степень серпентинизации, а отчасти и форму внедрения перидотитовых тел.

Трансформный разлом Вима. Активный участок трансформного разлома Вима смещает отрезки Срединно-Атлантического хребта на ≈ 320 км в субширотном направлении вдоль $10^{\circ}30'-11^{\circ}$ с.ш. ($t_0 \approx 26$ млн лет). Разлом имеет четко выраженную U-образную долину шириной ≈ 30 км, глубина дна которой достигает 5 200 м (рис. 13.14). Долина ограничена крутыми стенками ($20-30^{\circ}$), и расстояние между стенками варьирует от 10 до 20 км. Южная стенка долины представляет собой склон узкого монолитного хребта длиной ≈ 300 км, параллельного трансформной долине. Отдельные его вершины достигают глубин 500 м (от уровня моря) при средней глубине 2 000–2 500 м, в то время как глубины отрезков САХ, прилегающих с севера и с юга к разлому Вима, не превышают 2500 м (от уровня моря). Крутые стенки и общая форма хребта свидетельствуют о том, что он образован скорее поднятием океанической коры, чем действием подводных вулканов. Подобное объяснение, видимо, подходит и для северного приразломного хребта. Северный хребет разлома слабо выражен топографически (глубины дна 3000–3500 м) и плавно переходит в абиссальную равнину, глубины которой следуют общей зависимости от возраста нормальной океанической литосферы при удалении от оси срединного хребта.

Таким образом, существует топографическая асимметрия через разломную зону Вима. К югу от основной долины разломной зоны Вима, параллельно ей, прослеживаются две широкие неактивные депрессии, которые разделены невысоким поднятием. Разломная долина с сопряженными хребтами также выражена и в пассивных участках, хотя и менее четко. Трансформная долина мелеет у южного сегмента срединного хребта, а восточный участок пассивной части разлома Вима в виде одиночного желоба простирается далеко на восток в котловину Зеленого Мыса (в районе 38° з.д. желоб имеет глубину вреза 600–900 м, а высоты южного и северного склонов соответственно равны 1900 и 1000 м).

Активная часть разлома Вима сейсмична. Эпицентры землетрясений расположены в основном вдоль подножия южной стенки разлома; механизмы в очагах свидетельствуют о преимущественно сдвиговом движении по трансформному разлому. Пассивные участки разлома асейсмичны.

Профили МОВ показывают, что долина разлома Вима заполнена мощным слоем осадков (1000–1200 м), который лежит на хорошо отражающей поверхности фундамента, залегающей на глубине 6200–6500 м под уровнем моря. Сейсмические исследования осадочного чехла разломной долины позволили Ван Энделу с соавторами обнаружить нарушенную зону вдоль ее простираения. Характер деформаций свидетельствует о наличии

локальных областей сжатия и растяжения, имеющих, по-видимому, подчиненный характер и косвенно связанных с относительным движением контактирующих плит. Области скучивания и воздымания осадков могут быть обусловлены внедрением локальных мантийных протрузий под осадочным чехлом. Такие нарушения верхних частей осадочного чехла, согласно Эйтрейму и Юингу могли произойти в течение 500 тыс. лет.

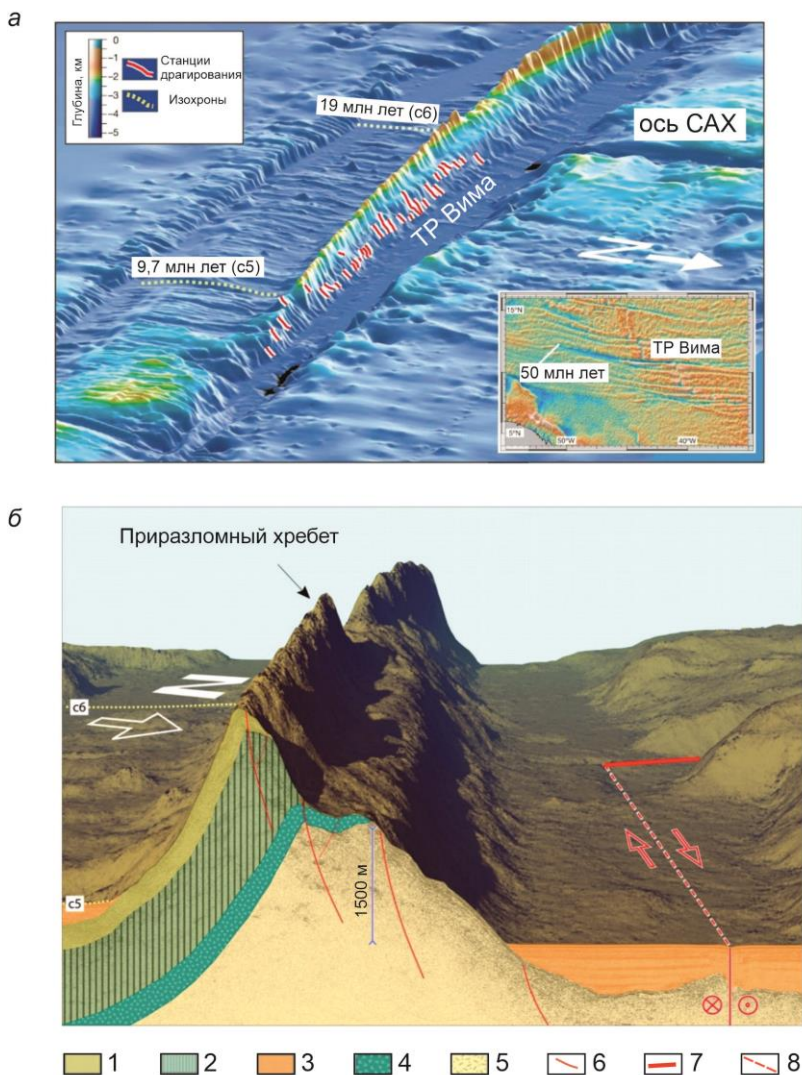


Рис. 13.14. Трансформный разлом Вима: а — рельеф и расположение станций драгирования (по E. Bonatti), б — геологическое строение (по Boschi et al.):

1 — базальты; 2 — дайковый комплекс; 3 — осадки; 4 — габбро; 5 — перидотиты;
6 — сбросы; 7 — ось спрединга; 8 — ось сдвига

Глубинное строение коры, полученное по результатам сейсмических исследований Людвиг и Рабиновича в районе 42° з.д. — 43° з.д., показывает, что сейсмический слой 3 океанической коры ($V_p = 5,9\text{--}6,3$ км/с) под разломной долиной значительно утонен (мощность его около 2,5 км). Непосредственно под этим слоем залегают породы верхней мантии ($V_p = 8,12$ км/с), кровля которой располагается выше ожидаемой границы Мохоровичича. Все это говорит в пользу подъема высокотемпературного мантийного вещества по разломной трещине на исследуемом участке разлома.

Горные породы, драгированные вдоль стенок разломной зоны (рис. 13.14 б), включали базальты, метабазальты, габбро, метагаббро, достигающие амфиболитовой стадии метаморфизма, а также серпентинизированные перидотиты в различной степени серпентинизации. Отмечается асимметрия в составе горных пород между южным и северным бортами. Хотя базальты преобладают на всех уровнях разреза, их химический состав для южной и северной стенок слегка отличается: базальты, слагающие северную стенку, близки по составу к базальтам, обнаруженным на оси Срединно-Атлантического хребта. На северном хребте выше содержание габбро, серпентинитов, в то время как высокометаморфизованные амфиболиты и милониты встречаются на южном склоне. Серпентиниты обнажаются почти на всех уровнях вдоль стенок разломной долины.

Морфологические, сейсмические и петрологические данные в окрестности разломной зоны Вима дали возможность Э. Бонатти предположить, что северный блок сходен по строению с нормальной океанической корой, сформированной в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта. На строение южного борта большое влияние, видимо, оказали процессы, происходящие непосредственно в разломной зоне, а именно диапировое поднятие серпентинизированных ультрабазитов, ответственных за высокие приразломные хребты. По мере поднятия серпентинизированные породы могут захватывать обломки окружающих горных пород (гарцбургиты, перидотиты, метагаббро, габбро) и приносить их в более высокие слои земной коры.

Активная часть разломной зоны Вима, по данным Лангсета и Хобарта, характеризуется повышенным тепловым потоком со средним значением более $3 \cdot 10^{-6}$ кал/см², при этом максимальные значения q приурочены к разломной долине ($q_{cp} \sim 3,42 \pm 1,00$ ЕТП), а именно, к ее середине, к участку, равноудаленному от отрезков оси САХ ($t_0/2$). Здесь в отдельных местах значения $q \geq 6,2$ ЕТП, несмотря на то что осадки большой мощности уменьшают значения теплового потока через фундамент на 20–30%.

Максимальные значения аномалий Δg_{cv} приурочены к южному хребту разлома Вима и достигают 100–120 мГал. Отрицательные аномалии, приуроченные к центральной долине, достигают –80 мГал.

Из обсуждавшихся выше данных в зоне трансформного разлома Вима отмечается существование высокого южного хребта, сложенного преимущественно мантийными серпентинизированными перидотитами, значительное разуплотнение мантии под трансформной долиной, аномально высокие значения теплового потока и своеобразный характера аномалий $\Delta g_{\text{св}}$. Все это предполагает поднятие астеносферы и прогревание литосферной мантии на участках разломной зоны Вима. Расчет термического режима блоков литосферы, контактирующих по трансформному разлому при внедрении высокотемпературного вещества мантии до глубин 10–11 км (от уровня моря), приведен на рис. 13.15. Он показывает, что для рассматриваемого профиля 1,5–2 км от всей высоты приразломного хребта может быть обусловлено повышением температуры краев блоков вследствие термического эффекта, вызванного подъемом астеносферы. Оставшиеся 2 км высоты приразломных хребтов можно объяснить мантийным серпентинитовым диапиризмом. Температурный интервал серпентинизации (~500–300°C) располагается здесь, согласно расчетам, на глубине 9,5–7,0 км от уровня моря под осью трансформной долины.

Глубинное строение литосферы в окрестности разломной зоны Вима, построенное на основании интерпретации наблюдаемого гравитационного поля, сейсмических данных и рассмотренных выше теоретических предположений, представлено на рис. 13.15 в. В этой модели северный блок имеет строение, близкое к нормальной океанической коре. В то же время южный блок нарушен древними разломами, создающими депрессии в рельефе фундамента на месте обширного гравитационного минимума. Непосредственно под разломной долиной, ниже километровой толщи осадков, в области интенсивных деформаций располагается низкоплотный, трещиноватый материал, сложенный милонитами, базальтом, габбро и серпентинитами. Стенки долины и приразломный южный хребет также сложены этими породами. На глубине около 8–9 км скорости сейсмических волн, а следовательно, и плотности пород довольно резко увеличиваются, что, видимо, соответствует блоку габброидных и перидотитовых пород с малой степенью серпентинизации. Сейсмическая граница на глубине 11 км может представлять глубину кровли высокотемпературной мантийной интрузии. Гравитационное поле, рассчитанное от такой геодинамической модели, хорошо совпадает с наблюдаемым (см. рис. 13.15 б).

После прекращения активного действия мантийной интрузии «термическая» компонента рельефа, а значит, и соответствующая часть высоты приразломного хребта быстро (за 10–15 млн. лет) уменьшаются. В то же время поднятия серпентинизированных ультрабазитов будут сохраняться значительное время и прослеживаться в пассивных участках разломной зоны.

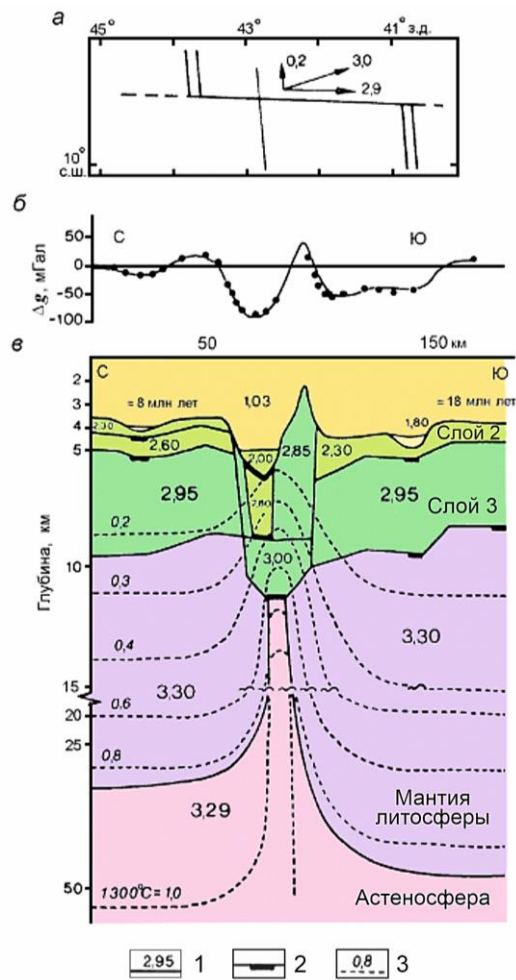


Рис. 13.15. Глубинное строение трансформного разлома Вима:

а — схема относительного движения плит; б — гравитационные аномалии (наблюдаемые — по Robb, Kane) — сплошной линией, вычисленные — точками); в — сводные разрезы глубинного строения и термического режима литосферы по гравиметрическим и сейсмическим данным. 1 — плотностные границы (значения плотностей, г/см^3), 2 — сейсмические отражающие горизонты (по W. Ludwig, P. Rabinovitz), 3 — положение изотерм в литосфере $1300^\circ\text{C} = 1,0$

Еще одна модель Кастенса с соавторами и Гасперини с соавторами объясняет формирование приразломного хребта левостороннего разлома Вима, как результат изгибной деформации литосферы вследствие вращения против часовой стрелки вектора относительного движения Южноамериканской и Нубийской плит, которое произошло ≈ 11 млн лет назад. Такие деформации приведут к формированию более высокого хребта на краю более древней, толстой и прочной литосферы.

Таким образом, в рамках рассмотренной модели трансформных разломов с раздвижением получают объяснение такие факты, связанные с внедрением мантийных интрузий, как наличие приразломных хребтов, повышенные значения теплового потока, проявления серпентинитов вдоль стенок хребтов и существование утоненной, разуплотненной коры под осевой зоной трансформных долин.

13.3.3. Трансформные разломы со сжатием

Трансформные разломы, осложненные компонентой движения сжатия, ортогональной простиранию разлома (транспрессивные трансформные разломы), существенно отличаются от рассмотренных выше трансформных разломов с раздвижением по своей морфологии, глубинному строению и геофизическим характеристикам. Даже небольшая компонента сжатия, в том числе и на порядок величины меньшая основной компоненты движения скольжения, вызывает резкую морфологическую асимметрию разлома, выражающуюся в появлении динамически сопряженных морфоструктур: приразломного невулканического хребта, глубоководного желоба, а иногда и краевого вала, схематически представленных на рис. 13.7.

Именно деформации сжатия краев плит приводят к появлению динамических форм рельефа разломных зон, типичных для островных дуг, и так же, как в дугах, значительные по амплитуде перепады и характерная форма аномалий $\Delta g_{\text{св}}$ свидетельствуют о нарушении изостазии на участках трансформных разломов. Учитывая особенности взаимодействия краев литосферных плит по трансформным разломам со сжатием, предполагается, что наблюдаемые в таких разломных зонах морфоструктуры образованы в процессе надвигания одного края литосферы на другой и обязаны своим существованием условно мгновенной прочности литосферы. Такой подход позволяет объяснить природу больших гравитационных аномалий в свободном воздухе, наблюдаемых над приразломным хребтом, и значительных отрицательных аномалий над желобом. Примерами разломов этого типа могут служить западный участок разлома Барракуда и восточный участок Азоро-Гибралтарского разлома, разлом Маккуори, разлом Клиппертон и др.

Разлом Барракуда простирается от Срединно-Атлантического хребта до Малых Антильских островов. Основной топографической особенностью этой разломной зоны является приразломный хребет Барракуда, имеющий очень крутой северный склон ($\sim 30^\circ$) и более пологий ($\sim 10^\circ$) южный. Вершины хребта находятся на глубине 3500 м. К северу от хребта расположена сопряженная с ним Барракудская абиссальная равнина, где глубины превышают 6000 м. К югу от хребта также находится абиссаль-

ная равнина с максимальными отметками глубины 5500 м. Аномалии силы тяжести в свободном воздухе по профилям, пересекающим данную разломную зону, аналогичны аномалиям над островными дугами. Положительные аномалии над хребтом около 50 мГал, в то время как отрицательные аномалии над Барракудской абиссальной равниной достигают — 140 мГал.

На рис. 13.16 а приведен сводный разрез глубинного строения зоны трансформного разлома Барракуда, построенный по батиметрическим, гравиметрическим и сейсмическим данным. Плотности слоев выбирались в соответствии со скоростями сейсмических волн и со средними значениями для нормальной океанической коры. Они составляли 1,9–2,3 г/см³ для осадков, 2,7 г/см³ — для сейсмического слоя 2, 2,9 г/см³ — для слоя 3 и 3,3 г/см³ — для верхней мантии литосферы.

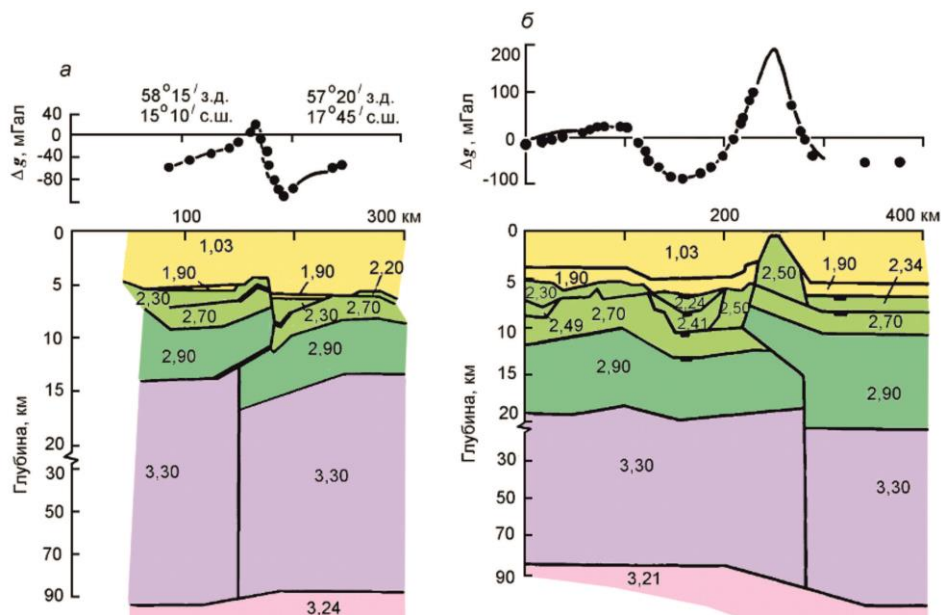


Рис. 13.16. Гравитационные аномалии и сводные разрезы глубинного строения литосферы трансформных разломов со сжатием:

а — ТР Барракуда (разрез основан на интерпретации гравиметрических и сейсмических данных (по F. Birch с добавлениями); б — восточный участок Азоро-Гибралтарского ТР (разрез основан на интерпретации гравиметрических и сейсмических данных (по G. Purdy с добавлениями). Условные обозначения см. на рис. 13.15

Профиль, представленный на рис. 13.16 а, пересекает довольно старые блоки литосферы, контактирующие по трансформному разлому (возраст блоков, определенный по линейным магнитным аномалиям, составляет ≈75–80 млн лет. Глубина подошвы литосферы в этих блоках близка к своему асимптотическому значению (≈90 км). Низкие значения теплового

потока в приразломной зоне (0,70–1,09 ЕТП) не допускают наличия каких-либо аномально разогретых тел на данном участке трансформного разлома.

Модель предполагает сжатие и частичное надвигание слоев коры одного блока на другой, т.е. задираание верхних слоев надвигаемого блока литосферы. Этот факт подтверждается сейсмическими данными (F.Birch): если граница земной коры и мантии (граница Мохоровичича) под абиссальными равнинами залегает довольно спокойно с обеих сторон от разлома на глубине около 14 км, то непосредственно под приразломным хребтом отражающий горизонт надвигаемого блока ($V_p = 7,9\text{--}8,4$ км/с) задвигается вверх и достигает уровня 10 км. Гравитационный эффект, рассчитанный от такой модели, довольно хорошо совпадает с наблюдаемым полем (см. рис. 13.16 а).

Таким образом, относительные движения литосферных плит, наблюдаемый рельеф дна, аномальное гравитационное поле, а также результаты сейсмических исследований свидетельствуют в пользу надвигания блока Южноамериканской плиты на Североамериканскую на рассматриваемом участке трансформного разлома Барракуда.

Далее к западу трансформный разлом Барракуда сочленяется с северной границей Карибской плиты, которая также представляет собой не что иное, как трансформный разлом со сжатием типа дуга — дуга. Но в отличие от разлома Барракуда он сформировался на зоне субдукции и поэтому в значительной мере унаследовал результаты более ранних тектонических движений, сохранившихся в рельефе дна в виде глубоководного желоба Пуэрто-Рико и цепи Больших Антильских островов (см. раздел 13.2.2).

Азоро-Гибралтарский трансформный разлом. Восточная часть Азоро-Гибралтарской разломной зоны — также пример трансформного разлома со сжатием. Модель мгновенной кинематики плит оценивает скорость сжатия здесь в 0,4–0,5 см/год, причем состояние сжатия находит отражение и в механизмах в очагах землетрясений (G. Purdy). Сжатие двух плит на этом участке разлома фиксируется высоким приразломным хребтом Горриндж и сопряженным с ним глубоким желобом, засыпанным шестикилометровой толщей осадков. Хребет Горриндж имеет длину 100 км и ширину 80 км и возвышается более чем на 5000 м выше прилегающих абиссальных равнин. Он состоит из двух подводных гор — Геттисбург и Ормонд — с вершинами, достигающими 25 и 100 м ниже уровня моря соответственно. Подводные горы сложены преимущественно сильно серпентинизированными перидотитами и габброидами.

Интенсивные аномалии силы тяжести в свободном воздухе (+190 мГал над хребтом и -90 мГал над желобом), а также их характерная форма свидетельствуют о явном нарушении изостазии, вызванном динамическим сжатием краев соседних литосферных плит. В модели, представленной на

рис. 13.16 б, использованы сейсмические данные, полученные при исследовании этого района (G. Purdy). Здесь, как и в случае разлома Барракуда, результаты интерпретации гравитационного поля и глубинные разрезы литосферы для трансформных разломов со сжатием краев контактирующих плит свидетельствуют о том, что причина аномального распределения плотностей пород в приразломной зоне вызвана надвиганием верхних слоев коры одного блока литосферы на другой. Значительная роль в погружении последнего блока отводится нагрузке осадков, прогибающей слои океанической коры южнее хребта Горриндж.

Если бы сжатие, ортогональное простиранию Азоро-Гибралтарского разлома, было более интенсивным, то хребет Горриндж вместе с его вершинами Ормонд и Геттисбург мог бы оказаться выше уровня моря, формируя островную структуру.

Таким образом, геодинамический анализ главных типов трансформных разломов и поля Δg над ними позволяет считать, что в зависимости от характера вектора скорости движения и его составляющих по разлому морфоструктуры могут быть как изостатически уравновешенные (сдвиговые и транстенсивные разломы), так и неуравновешенные, когда имеет место поддвигающая составляющая. Количественная геологическая интерпретация поля Δg без учета этих факторов будет давать результаты, весьма далекие от действительных.

Итак, существует несколько моделей, объясняющих происхождение поперечных трансверсивных хребтов и локальных спрединговых сегментов в пределах трансформных разломов. Все они связаны с кинематическими особенностями взаимодействия краев плит, контактирующих по разлому.

Модели, объясняющие происхождение спрединговых сегментов в пределах трансформных долин, как правило, предполагают растяжение. Термические напряжения и процесс серпентинизации также могут способствовать их образованию. Однако, как было показано выше, само по себе термальное поднятие не может объяснить масштабы аномального рельефа большинства поперечных приразломных хребтов, и не может быть названо определяющей причиной их формирования. Несомненно, что серпентинизированная мантия может играть важную роль в поднятии поперечных хребтов. Однако даже если серпентинизация способствует поднятию, сама по себе она вряд ли может объяснить высоты приразломных хребтов, поскольку количество серпентинизированного материала и степень серпентинизации должны быть слишком большими. В этом случае в мантии под приразломными хребтами должны фиксироваться обширные области пониженной плотности или аномально низких сейсмических скоростей, чего не отмечается.

Для объяснения асимметричного расположения приразломных хребтов, предпочтительны модели, предполагающие сжатие краев плит и надвигание края одной плиты на другую.

Модели изгибной реакции краев плит, предложенные для формирования приразломных хребтов, существенно отличаются от термических, поскольку они апеллируют к изгибной реакции литосферы на нормальные сбросы без необходимости наличия термического расширения.

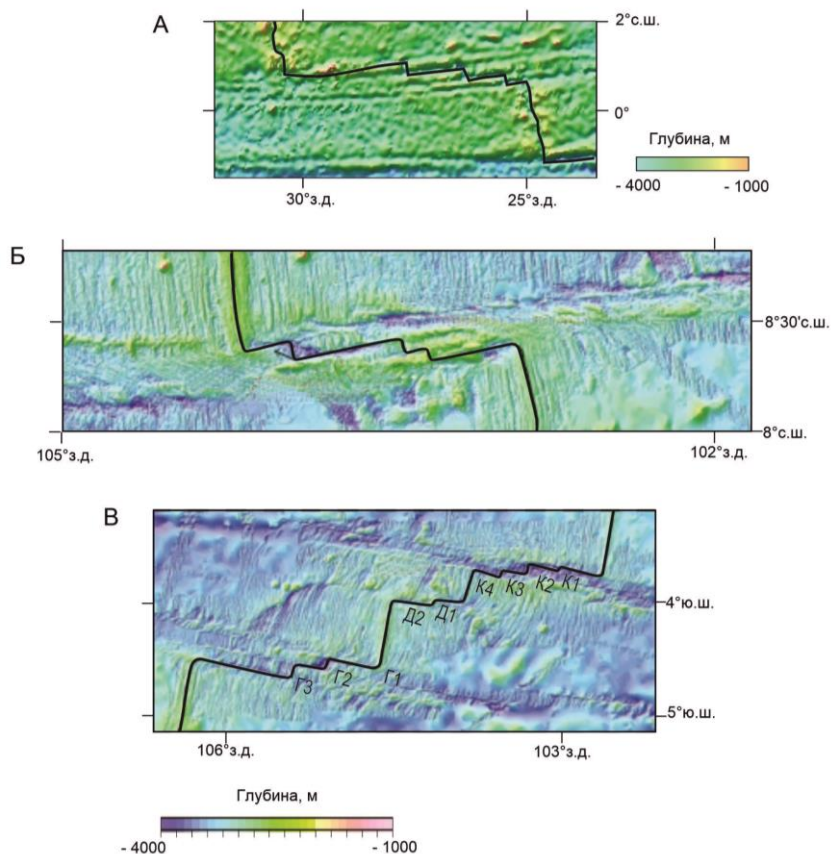
Как показали Тухолке и Шоутен, даже небольшого количества растяжения вдоль полого падающих сбросов достаточно, чтобы объяснить наблюдаемые топографические и морфологические характеристики приразломных хребтов. Тот факт, что топографию поперечного хребта можно успешно смоделировать с помощью изгиба упругой плиты и что приразломные хребты изостатически не скомпенсированы утолщенной корой или низкоплотной мантией, свидетельствует в пользу изгибного механизма как доминирующего.

13.3.4. Полиразломные трансформные системы

Большинство трансформных разломов морфологически выражены в виде одной трансформной долины, борта которой нередко осложнены приразломными хребтами разного генезиса. Однако существуют примеры, когда трансформные разломы сгруппированы в единую систему шириной в несколько сотен км, состоящую из серии (два и более) коротких спрединговых сегментов, соединенных гораздо более протяженными трансформными долинами. Примерами таких поли- (по терминологии М. Лиджи, А. Мазаровича и С. Соколова) или мульти- (по терминологии С. Лебедева и Р. Ван дер Хирста) разломных трансформных систем могут служить разломные системы Сан Паулу в Атлантике, Сикейрос, Квебрада-Дискавери-Гофар в Тихом океане (рис. 13.17). Образование таких трансформных систем может быть связано с наличием растяжения или сжатия вдоль простирания разломной зоны, приводящих к их кинематической неустойчивости, сопровождаемой формированием новых локальных спрединговых сегментов или структур типа пул эпарт в пределах трансформной зоны.

В хребтах, раздвигающихся с медленными скоростями спрединга, вдоль трансформных разломов контактируют толстые и относительно холодные блоки литосферы с ограниченным магматизмом внутри трансформной долины. Поэтому такая сложная внутритрансформная геометрия там встречается редко.

Кинематические изменения преобладающей ортогональной системы рифт — разлом могут привести к наличию косого спрединга, сопровождаемого локальной транстензией или транспрессией в пределах трансформной зоны и формированию в ее пределах коротких спрединговых сегментов, соединенных трансформными сдвигами.



13.17. Полиразломные трансформные системы:

А) Сан-Паулу (по С. Соколову с соавторами), Б) Сикейрос,
В) Квебрада — Дискавери — Гофар (по М.Маia с добавлениями)

Трансформная система Сан-Паулу является примером полиразломной системы (рис. 13.17а). Она состоит из четырех сегментов, которые имеют длину 315, 150, 90 и 55 км, соответственно. Сегменты соединены короткими рифтовыми отрезками (25–30 км), которые довольно часто меняли свое положение, реагируя на кинематические перестройки разломной зоны. Еще одной характерной чертой является наличие межразломных и приразломных хребтов, возникших благодаря высокой степени серпентинизации в условиях низких температур верхней мантии и высокой трещиноватости пород за счет тонкой земной коры. Наивысший, северный, хребет возвышается над уровнем моря (скалы Сан-Паулу). Вероятно, он возник за счет региональной компоненты сжатия, о чем свидетельствует его чешуйчато-надвиговая структура. Не отрицается и наличие там субконтинентальной земной коры, сохранившейся в приразломном хребте

при расколе Гондваны. Эта трансформная система имеет сложную историю эволюции деформаций, которая, согласно М. Майе с соавторами, началась в результате изменений в относительном движении между Южноамериканской и Африканской плитами около 46 млн лет назад и продолжается до сих пор. Следствием этих изменений стало растяжение в трансформной области Сан-Паулу. Детальное восстановление последствий этих изменений затруднено из-за отсутствия надежных магнитных аномалий в экваториальной зоне. Структурный анализ батиметрических данных, проведенный С.Ю. Соколовым с соавторами и М. Майей с соавторами, показал наличие неоднократных небольших перестроек трансформной долины за последние 10 млн лет в соответствии с перераспределением напряжений и образованием более оптимальных условий рифтинга в другом положении. В настоящее время в полиразломной системе Сан-Паулу наблюдается тенденция к спрямлению трансформного перехода между двумя удаленными сегментами САХ.

Локальное растяжение в пределах трансформных разломов с большим смещением может быть достаточным, чтобы вызвать декомпрессию и частичное плавление, которые зависят от возраста (мощности) контактирующих по разлому литосферных блоков и величины растяжения.

Полиразломные системы чаще наблюдаются вдоль быстро раздвигающихся хребтов, где вдоль трансформных разломов контактируют менее толстые и менее прочные литосферные блоки. Кинематическая эволюция левостороннего трансформного разлома Сикейрос, сопровождаемая, по мнению Покальни с соавторами, четырьмя последовательными поворотами против часовой стрелки вектора относительных движений Тихоокеанской и Кокосовой плит, привела к растяжению вдоль разлома и формированию сложного структурного плана разломной зоны, выразившегося в нескольких небольших внутритрансформных спрединговых сегментах, соединенных сдвиговыми разломами (рис. 13.176). Дополнительным доказательством транстенсии является наличие серии трансверсивных хребтов вдоль северной границы трансформала с типичным флексурным профилем. Объяснить эволюцию разломной системы Сикейрос Галло с соавторами и Форнари с соавторами пытались с помощью концепции малопрочной литосферы трансформной зоны. По мнению этих исследователей, растяжение внутри трансформной зоны могло вызвать магматизм и образование коротких внутритрансформных спрединговых сегментов.

Система разломов Квебрада — Дискавери — Гофар, расположенная в экваториальной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, также относится к политрансформной системе. Согласно Р. Сирлу, она включает хорошо развитые короткие спрединговые сегменты, разделенные трансформными сдвигами. В целом смещение оси ВТП по этой трансформной системе составляет 400 км (рис. 13.17 в). В пределах всей трансформной

системы выделяются три зоны трансформных разломов, каждая из которых заключает несколько трансформных долин: ТР Квебрада, ТР Дискавери, ТР Гофар (рис. 13.17 в). Самая северная зона Квебрада, названная в честь экспедиции Скрипсовского океанографического института, представляет собой четыре хорошо выраженных трансформных долины (К1, К2, К3, К4), северная из которых имеет глубину более 4000 м и длину около 90 км. Скорость смещения литосферных блоков вдоль северной долины, по оценкам П. Лонсдейла, составляет 152 мм/год. Южная зона — ТР Гофар — содержит четыре трансформных долины, три из которых явно активны (Г1, Г2, Г3). Между ТР Квебрада и Гофар выделена еще одна зона — ТР Дискавери, заключающая в себе две трансформные долины (Д1, Д2). Сегменты оси спрединга ВТП, заключенные между этими трансформными разломами или их отдельными долинами, хорошо выделены только к северу от ТР Квебрада, к югу от ТР Гофар и между ТР Дискавери и ТР Гофар, т.е. в местах, где эти отрезки имеют значительную протяженность. Расстояния между отдельными трансформными долинами варьируют от 5 км (для долин К1–К2, ТР Квебрада) до 16 км (для долин Г2–Г3, ТР Гофар). Величина смещения вдоль трансформных долин варьирует от 24 км для К3 и К4 до 93 км для Г3.

Аналогичные структуры существуют и в других системах трансформных разломов с быстрыми и средними скоростями спрединга. Разломная зона Тамайо (ВТП, 23° с.ш.) имеет по меньшей мере две трансформные долины, смещенные на 15 км, а ТР Вилкис (ВТП, 8°–9° с.ш.) также состоит из нескольких близко расположенных трансформных долин.

Фокс и Галло предположили, что политрансформные разломные зоны более типичны для хребтов с быстрыми скоростями спрединга, поскольку тонкая плита в данном случае допускает миграцию трансформных долин в пределах широкой трансформной области. Способствовать этому может изменение геометрии относительного движения плит.

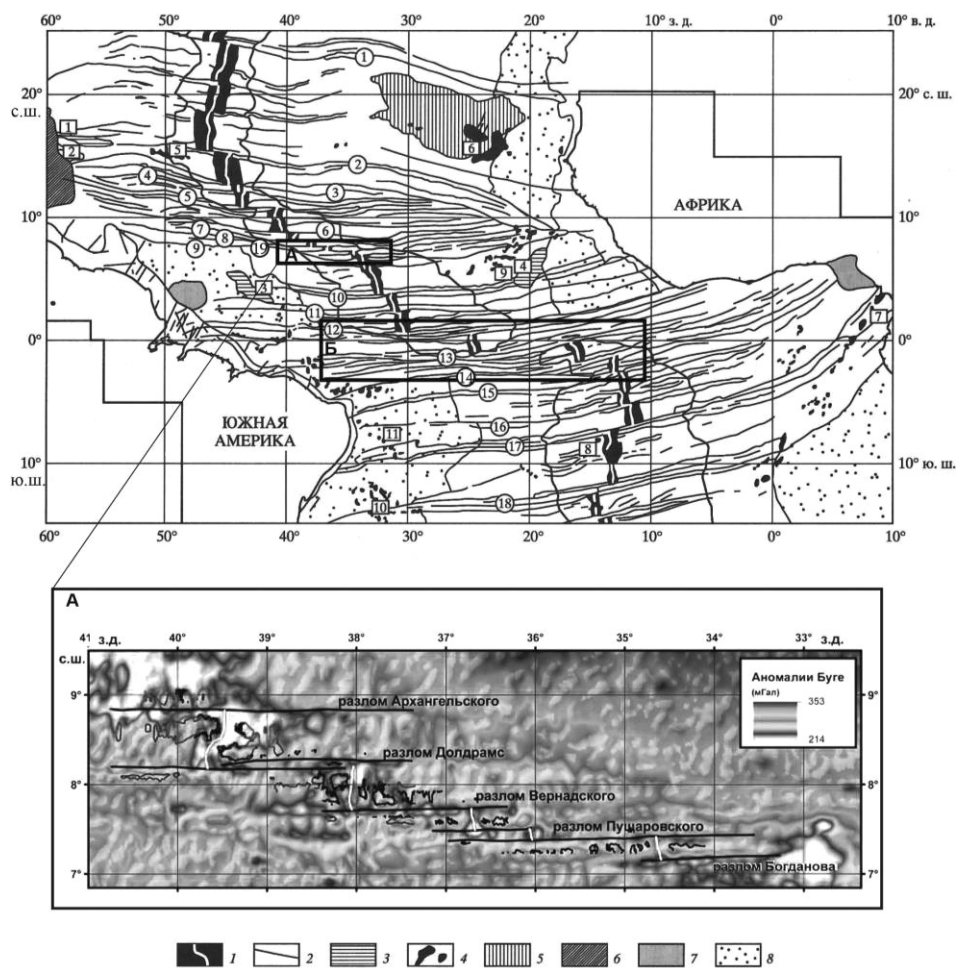
13.3.5. Мегатрансформные системы

Масштабные реорганизации относительного движения плит, при которых хребты могут изменять свое простираие на несколько градусов, а скорость спрединга увеличиваться или уменьшаться на несколько см/год, могут иметь глобальные последствия и приводить к изменению геометрической системы «спрединговые хребты — трансформные разломы». Смещения спрединговых хребтов по таким трансформным системам могут превышать 1000 км. Примерами таких мегатрансформных систем являются система Долдрамс, включающая разломы Вернадского, Богданова, Пушаровского и Долдрамс, трансформная система Сан-Паулу — Романш — Чейн в Экваториальной Атлантике, система разломов Дю Туа — Эндрю Бейн — Принс Эдуард в западной части Индийского океана,

система разломов Георга V — Тасманова — Баллени в восточной части Индийского океана (рис. 13.1).

Согласно исследованиям Ю.М. Пушаровского, С.Г. Сколотнева с соавторами в пределах мегатрансформной системы Долдрамс направление спрединга при движении с юга на север изменяется от 89° до 93° , приводя к возникновению на некоторых участках разломных долин напряжений сжатия или растяжения, перпендикулярных направлению спрединга. На участках действия напряжений сжатия разломные долины более узкие, а на участках растяжения — более широкие. Глубина разломных долин последовательно увеличивается с периферии мегатрансформной системы Долдрамс (разломы Богданова и Долдрамс) к центру (разлом Пушаровского). В каждом разломе глубина долины уменьшается от зон пересечения рифт — разлом в сторону центра активной части. Предполагается, что это является результатом подъема дна долины, произошедшего из-за разуплотнения литосферы, вызванного серпентинизацией ультраосновных пород. В осевых зонах активных частей разломных долин мегатрансформной системы Долдрамс широко распространены медианные хребты, в основном простирающиеся параллельно разлому. Это серпентинитовые диапиры, выжатые выше поверхности дна. На южных бортах долин разломов Долдрамс и Пушаровского 10–11 млн лет назад в результате флексурного изгиба края литосферной плиты в условиях транстенсии образовались протяженные, сопоставимые с длиной офсета, приразломные хребты, находящиеся в настоящее время в западных пассивных частях.

Мегатрансформная система, включающая крупные трансформные разломы Сан-Паулу, Романш, Чейн, расположена в экваториальной Атлантике (рис. 13.18 б). Она играет роль глобального стабилизатора системы спрединговых хребтов северной и южной части Срединно-Атлантического хребта, смещенных почти на 2000 км. ТР Романш — самый крупный в этой системе, длина его активной части составляет 950 км. По кинематической классификации разлом является правосторонним, по геодинамической классификации относится к транстенсивным разломам с раздвиговой компонентой $0,2$ см/год. Образование трансформного разлома началось около 125 млн лет назад на стадии раскола Африканской и Южноамериканской литосферных плит. Общая длина разлома с его пассивными частями составляет 4400 км (рис. 13.18 б). Главная трансформная долина, в которой в настоящее время происходят сдвиговые деформации, имеет субширотное простирание. Ширина долины колеблется от 25 км в западной части до 45 км в восточной. Максимальная глубина трансформной долины составляет 7856 м при средних значениях 5000–6000 м. В этом разломе отмечаются максимальные отметки глубин в Атлантическом океане, за исключением Малого Антильского и Южного Сандвичева глубоководных желобов. Сдвиг по разлому проходит по нескольким плоскостям, соединяющимся более мелкими сколами Риделя, оперяющими эти структуры.



13.18. Мегатрансформные разломные системы (в рамках) на карте разломных структур тропической области Атлантического океана, построенной А. Мазаровичем.

А — Система разломов Вернадского, Богданова, Пуцаровского и Долдрамс на карте гравитационных аномалий Буге (по С. Сколотневу); Б — система разломов Сан-Паулу — Романш — Чейн.

Жирной линией в средней части океана оконтурен Срединно-Атлантический хребет.

1 — рифтовая зона; 2 — разломы; 3 — асейсмичные поднятия; 4 — вулканические острова и подводные горы; 5 — область интенсивных гравитационных аномалий (миоценового вулканизма?); 6 — Барбадосская аккреционная призма; 7 — дельты; 8 — области ровного акустического фундамента. Цифры в кружках — разломы: 1 — Кейн, 2 — Зеленого Мыса, 3 — Марафон, 4 — Меркурий, 5 — Вима, 6 — Архангельского, 7 — Долдрамс, 8 — Вернадского, 9 — Богданова, 10 — Страхова, 11 — Св. Петра, 12 — Сан-Паулу, 13 — Романш, 14 — Чейн, 15 — Шарко, 16 — Тетяева, 17 — Вознесения, 18 — Бобе Верде, 19 — Пуцаровского. Цифры в квадратах: 1–5 — хребты и поднятия: 1 — Барракуда, 2 — Тибурон, 3 — Сеара, 4 — Сьерра-Леоне, 5 — Ресечер; 6 — о-ва Зеленого Мыса; 7 — Камерунская линия; 8 — о-в Вознесения; 9–11 — группы подводных гор: 9 — Батиметристов, 10 — Байя, 11 — Пернамбуку

Вдоль северного и южного бортов трансформной долины протягиваются приразломные хребты. Южный хребет расположен в центральной части, имея длину 450 км. Он достигает 1900 м абс. выс., возвышаясь более чем на 2500 м над ложем океана. Ширина хребта составляет 25 км. Хребет сложен базальтами, габброидами и их метаморфическими аналогами, на некоторых участках вскрываются серпентиниты. Северный приразломный хребет протянулся вдоль северного борта трансформной долины и уходит в пассивную часть на 460 км. Ширина хребта составляет 60 км, а глубины достигают почти 1000 м. Хребет сложен по большей части серпентинизированными породами, а на вершинных поверхностях были драгированы коралловые известняки, чей возраст варьируется в пределах 5–8 млн лет. Вместе с плоскими вершинами, переработанными абразией, данный факт указывает на то, что в прошлом хребет возвышался над уровнем моря. Вероятно, столь значительные высоты хребта связаны не только с высокой степенью серпентинизации в условиях относительно холодной мантии, но и за счет взбросо-сдвиговых движений при режиме региональной транспрессии.

Пассивные части разлома прослеживаются в рельефе на удалении 800 км к западу и 1400 км к востоку от оси САХ. В целом их рельеф типичен для пассивных частей: при удалении от оси хребта он начинает постепенно выполаживаться, а долины расширяются. С севера ТР Романш отделен от полиразломной системы Сан-Паулу 90-километровым спрединговым сегментом. К югу, в 75 км от Романша, расположен ТР Чейн, смещающий сегменты рифтовой зоны САХ на 315 км к востоку. В целом он обладает типичным строением рельефа разломов южного сегмента САХ.

В целом система разломов Сан-Паулу — Романш — Чейн находится в тесной взаимосвязи между собой и регулируется состоянием мантийного апвеллинга, размером спрединговых ячеек и изменением их положения в пространстве и во времени. Образование этой системы разломов определяется их расположением над линзой относительно холодного вещества верхней мантии с более толстой и прочной литосферой.

Взаимосвязь между разломами проявляется и в синхронных кинематических перестройках каждой из разломных зон. На протяжении большей части своего развития система разломов имеет тенденцию к увеличению общего смещения за счет различных полускоростей спрединга в северном и южном отрезках САХ. Однако, согласно С.Ю. Соколову, такая система является кинематически неустойчивой, что приводит к частым ее перестройкам. Рельеф самого крупного трансформного разлома Романш формируется за счет большого количества факторов, часто имеющих и региональное значение. Прежде всего это большая величина оффсета, температурные и структурно-вещественные неоднородности верхней мантии и различная динамика продвижения северного и южного рифтов,

имеющих различную интенсивность магмоснабжения и строение спрединговых ячеек.

Мегатрансформная система Дю Туа, Эндрю-Бейн, Принс Эдуард и Марион разделяет различные по своему строению и эволюции участки ЮЗИХ (рис. 13.1 в). Она берет свое начало из поздней юры со времени отделения Юго-Восточной Африки от Антарктиды. Суммарная ее протяженность составляет 1230 км. Трансформные разломы разделены короткими спрединговыми сегментами. Эти трансформные разломы длительное время развивались совместно в схожих условиях, поэтому целесообразно рассматривать их именно как систему трансформных разломов.

Трансформный разлом Дю Туа является наиболее западным в данной системе; он ограничивает ортогональный суперсегмент ЮЗИХ. Его протяженность составляет около 130 км. Трансформная долина шириной 20–25 км характеризуется V-образным профилем и имеет хорошую выраженность в рельефе. Средние глубины долины составляют 5500–5700 м с максимальными глубинами до 5900 м в центральной части. Днище долины погружено относительно ее бортов на 2200–2900 м. Оба борта нарушены большим количеством сбросовых уступов с различными амплитудами. С бортов трансформной долины были драгированы ультраосновные породы.

Спрединговый сегмент, соединяющий ТР Дю Туа и Эндрю-Бейн имеет длину около 125 км.

Трансформный разлом Эндрю-Бейн представляет собой сложно устроенную систему, включающую ряд различных по строению и происхождению структур. Длина трансформы составляет 750 км при максимальной ширине — 120 км, что выделяет его среди других трансформных разломов. В плане ТР Эндрю-Бейн отличается линзовидной формой. Его простирание изменяется от 24° на юго-западе до 35° на северо-востоке при направлении вектора растяжения 30°, что обуславливает наличие режимов транстенсии и транспрессии на различных его участках при преобладающей транстенсии.

Согласно Дж. Слэйтеру с соавторами, формирование современной структуры ТР Эндрю-Бейн началось около 20 млн лет назад (аномалия С60) после изменения направления растяжения. Предполагается изначальное существование битрансформной разломной зоны с внутритрансформным центром спрединга, который при изменении направления растяжения перешел в косой спрединг. Постепенное изменение угла наклона косого центра растяжения привело к его трансформации в транстенсивную зону 3,2 млн лет назад, что выразилось в формировании серии бассейнов пул-эпарт в северной части трансформного разлома.

Межразломные спрединговые сегменты между ТР Марион и Эндрю-Бейн и Марион и Принс Эдуард схожи по своей морфологии и строению с межразломным сегментом ТР Дю Туа и Эндрю Бейн. Они также вклю-

чают серию вытянутых гряд и вулканических построек центрального типа, а их морфология в целом может быть охарактеризована как среднеспрединговая вследствие термического влияния плюма Марион. Рифтовая долина в рельефе практически не выражена. Средние глубины в пределах сегментов варьируются от 1500 до 2200 м. Длина спрединговых сегментов примерно одинакова и составляет 65–70 км.

ТР Марион смещает ось ЮЗИХ на 130 км и ориентирован по азимуту 13°. В рельефе он представлен в виде широкой трансформной долины (35–40 км) с относительно пологими (15–17°) склонами. Глубина трансформной долины варьирует от 4900 до 5000 м.

ТР Принс Эдуард имеет длину около 160 км и простирается по азимуту 15°. Морфологически он схож с ТР Марион: там также выделяется широкая трансформная долина глубиной 4800–5100 м с относительно пологими склонами.

13.4. Области пересечения трансформных разломов и спрединговых хребтов

Особое место в понимании тектоники и геодинамики спрединговых хребтов и трансформных разломов занимают области их пересечения. Здесь на небольшом расстоянии поле напряжений растяжения рифтовых зон сменяется сдвиговыми напряжениями трансформных разломов, а контакт старой холодной литосферной стенки трансформного разлома с очень тонкой горячей литосферой и астеносферой рифтовой зоны формируют контрастный термический режим и уникальное реологическое состояние литосферы.

13.4.1. Морфотектонические провинции областей пересечения

Геолого-геофизические данные о структуре литосферы и характере деформаций в зоне сочленения трансформных разломов и рифтовых зон СОХ были обобщены в работах Карсона, Дика, Фокса, Галло, Мазаровича и многих других исследователей.

Морфологическая выраженность и глубинная структура литосферы в областях пересечения рифтовых зон и трансформных разломов зависят от скорости спрединга и длины трансформного смещения (оффсета). В пределах этих областей выделяют шесть различных морфотектонических провинций (рис. 13.19а): I — дно медианной долины рифтовой зоны; II — пересечение трансформной долины с медианной долиной рифтовой зоны; III — нетрансформный (внешний) угол области пересечения трансформного разлома и рифтовой зоны; IV — трансформный (внутренний) угол области пересечения трансформного разлома и рифтовой зоны; V — трансформная долина; VI — нетрансформная долина разломной зоны.

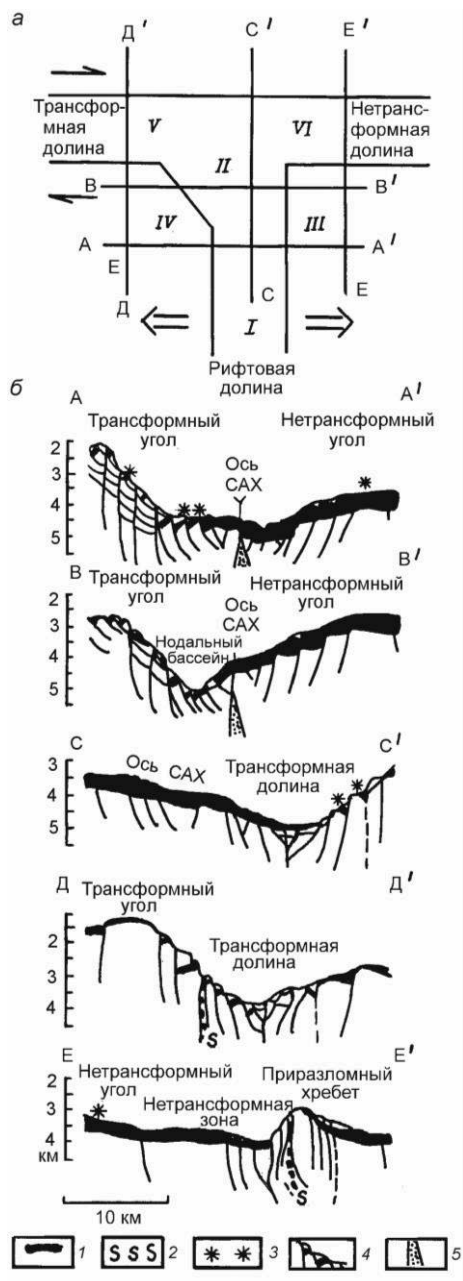


Рис. 13.19. Морфотектонические провинции областей пересечения трансформных разломов и срединно-океанических хребтов

а — расположение провинций;
б — разрезы через различные провинции области восточного пересечения ТР Кейн (по Karson, Dick)

1 — быстро охлаждающаяся кора молодой литосферы; 2 — серпентинитовые диапиры; 3 — гидротермальные образования; 4 — разломы и сбросы; 5 — мантийные интрузии; в — разрез через поднятие внутреннего угла в провинции IV (по A. Tremblay et al.)

I провинция — дно рифтовой долины. Изрезанное дно рифтовой долины заглубляется по мере приближения к зоне пересечения (охлаждающий эффект литосферы трансформного разлома). Преобладают молодые вулканические структуры, ориентированные, как правило, параллельно или почти параллельно простиранию оси спрединга и тектонически контроли-

руемые трещинными излияниями (западное и восточное пересечение ТР Кейн). Широко распространены нормальные сбросы, являющиеся поверхностным выражением тектонического растяжения, обращены в сторону осевой долины и создают локальный рельеф высотой 100–200 м, создаваемый поднятыми и опущенными блоками.

II провинция — пересечение трансформной долины с медианной долиной рифтовой зоны. Характерным элементом этой провинции является глубокий нодальный бассейн. А. Мазаровичем и Н. Турко все разнообразие нодальных бассейнов было объединено в восемь основных типов, различающихся по своему строению, форме и условиям образования. Большинство нодальных бассейнов имеют, как правило, треугольную форму и ограничены вулканическими хребтами, ориентированными параллельно простиранию стенок рифтовой долины. Вулканические хребты представляют собой продолжение активной неовулканической зоны через трансформную долину. Протягиваясь на расстояние порядка 10 км, они ограничиваются старой, холодной стенкой трансформного разлома (например, области пересечений ТР Кейн).

Местоположение осевых вулканов в зонах пересечений определяет два важных следствия. Одно из них заключается в том, что спрединг может быть асимметричным в тех областях, где большее количество вулканического материала добавлено к зоне нетрансформного угла, чем к зоне трансформного. Это приведет к тому, что с одной стороны от рифтового сегмента будут более мощные вулканические отложения, чем с другой (южное сочленение ТР Кейн). Второе следствие заключается в том, что по мере приближения к трансформному разлому отмечается уменьшение интенсивности магматических процессов. В трансформном разломе Кейн, например, современная граница сегмента спредингового хребта лежит вблизи основания более древней, холодной стенки трансформного разлома. Такой контакт относительно горячей осевой рифтовой зоны с холодной трансформной стенкой может вызвать вмещение расплавленного материала вблизи последней, что идентично действию высокотемпературной мантийной интрузии. В результате такой интрузивной активизации следует ожидать разогревания трансформной литосферы, сбросо- и разломообразования, интенсивной гидротермальной циркуляции, приводящей или к внедрению ультраосновных серпентинитовых протрузий (например, северо-восточное сочленение трансформного разлома Оуэн с рифтовой зоной хребта Шеба), или к отложению гидротермальных металлоносных образований на древних стенках трансформного разлома напротив вулканических хребтов рифтовой долины (ТР Кейн).

Простирание немногочисленных сбросов и трещин, прорезающих молодые вулканы в этой провинции, параллельно простиранию как рифтовой зоны, так и трансформных разломов. Трудность идентификации простира-

ния разломов и трещин состоит в том, что дно нодального бассейна часто сглажено слоем осадочных отложений, скрывающих обнажения пород фундамента. Согласно сейсмическим данным, например, в области восточного пересечения ТР Океанограф с рифтовой долиной САХ толщина осадочного слоя в нодальном бассейне достигает 100 м. Можно назвать несколько процессов, приводящих к накоплению относительно мощного слоя осадков в этой провинции. Возможно, бассейн действует как место аккумуляции осадков, сносимых с окружающих поднятий. С другой стороны, возможно, важную роль в перераспределении молодых осадков играют здесь донные течения, параллельные простиранию рифтовой и (или) трансформной долины, которые прерываются в бассейне треугольной формы, действующем как ловушка для пелагических осадков.

III провинция — нетрансформный (внешний) угол области пересечения трансформного разлома и рифтовой зоны. Исследование провинций III в областях пересечения трансформных разломов и рифтовых зон довольно ограничено. С помощью фотокамеры АНГУС и глубоководного драгирования для восточных пересечений рифтовой зоны САХ с трансформными разломами Кейн и Океанограф Карсоном и Диком установлено, что большая часть провинции покрыта осадками. Простирание сбросовых уступов и трещин близко к простиранию рифтовой зоны. Структуры, параллельные простиранию трансформного разлома и сдвиговым смещениям, не типичны. Образцы драгированных пород свидетельствуют о преобладании здесь выветренных и раздробленных базальтовых разностей.

IV провинция — трансформный (внутренний) угол области пересечения трансформного разлома и спредингового хребта. Эта область исследована достаточно хорошо, в том числе с помощью подводного фотографирования и подводных обитаемых аппаратов (например, трансформные разломы Кейн, Океанограф, Тамайо). Она характеризуется развитием многочисленных трещин и сбросов с простиранием, промежуточным между простиранием рифтовой долины и трансформного разлома. Обычны также уступы, параллельные простиранию трансформного разлома и обращенные в сторону трансформной долины. На примерах трансформных разломов Кейн и Океанограф не было обнаружено доказательств сдвиговых перемещений вдоль таких уступов. Дж. Карсон с соавторами полагают, что уступы образованы в результате нормального сбросообразования. В этой провинции преобладают крутые (70–90°) сбросовые уступы, имеющие высоту от нескольких десятков до 150 м. Вместе с сопутствующими террасами (шириной от десятков до сотни метров) сбросы формируют уступообразную форму наклонных стенок. Рельеф террас сильно изрезан и характеризуется чередованием локальных депрессий и поднятий амплитудой в несколько метров.

Предполагается, что такие ундуляции рельефа являются результатом осадконакопления на вулканическом основании и некоторых подвижек по малоактивным разломам и трещинам, покрытым осадками. Большинство уступов и сбросов в этой провинции выглядят малоактивными: обнажающиеся породы выветрены и изменены эрозией, осыпи переслоены с пелагическими осадками и образуют более пологие склоны уступов. Образцы пород, собранные из уступов или свежих осыпей, представлены деформированными и метаморфизованными базальтами и серпентинизированными перидотитами.

Особенностью этой провинции, особенно в медленных и ультрамедленных спрединговых хребтах, является наличие внутренних океанических комплексов («oceanic core complex»), или «поднятий внутреннего угла», морфологически выраженных в виде изометричных поднятий, сложенных преимущественно серпентинитовыми перидотитами и габброидами. Происхождение этих поднятий связывают с наличием крупных разломов-детачментов, формирующихся в условиях обедненного магмоснабжения, вдоль плоскостей которых и происходит асимметричное расхождение литосферных плит, при этом край висячего крыла, задираясь вверх, образует куполовидную структуру (рис. 13.19 в).

V провинция — трансформная долина. Характеризуется крутыми уступообразными стенками, ограничивающими дно долины, которое часто осложнено линейными, узкими депрессиями и хребтами, параллельными простиранию долины. В тектонике локальных структур на более древней стенке лучше видны следы сдвиговых перемещений по падению, чем по простиранию разлома. Более древние стенки долины отличаются от более молодых большим количеством осадков и менее интенсивными осыпными процессами.

VI — нетрансформная долина разломной зоны. Совсем отсутствует активное сбросообразование, вызванное сдвиговыми перемещениями по простиранию разлома. Здесь возможны подвижки по падению плоскости разлома (приводящие к редким землетрясениям) вследствие локального изостатического выравнивания и различной скорости остывания разновозрастных блоков литосферы, расположенных по обеим сторонам разломной зоны. Существует различие в структуре более древней и более молодой стенок разломной долины в этой провинции. Различия тем больше, чем больше скорость спрединга и длина трансформного смещения рифтовых сегментов (т.е. чем больше возрастной контраст блоков литосферы, контактирующих по разлому). Более древние стенки не являются местом современной тектонической активности и, в отличие от более молодых, покрыты более мощным слоем осадков, частично скрывающих выветрелые базальты, габбро, метагаббро и серпентиниты. Более молодые стенки имеют гораздо меньше осадков, а дно состоит из излившихся застывших подушечных лав.

Неортогональное сочленение трансформного разлома и СОХ несколько нарушает изложенные закономерности. Внутренняя долина рифтовой зоны становится более широкой и менее выраженной, нодальный бассейн, оставаясь одним из самых глубоких участков, принимает форму параллелограмма (например, западное сочленение ТР Океанограф). Рифтовая зона САХ, ортогонально приближаясь с юга к ТР Океанограф, изменяет свое простираие к северо-востоку, не доходя 30 км до области пересечения. Наиболее четкие указания о неортогональном сочленении и простираии оси рифтовой зоны дают магнитные аномалии, однозначно фиксирующие современное местоположение оси спрединга. Косое сочленение трансформных разломов и рифтовых осей распространено довольно широко, например, пересечения ВТП с трансформными разломами Сикейрос, Тамайю, пересечение САХ с трансформным разломом Курчатова, западное пересечение трансформного разлома Чарли-Гиббс с рифтовой зоной САХ. Последний пример — исключение, так как неортогональное сочленение более характерно для трансформных разломов с малым смещением и (или) для СОХ с большими скоростями спрединга.

13.4.2. Глубинное строение областей пересечения

При рассмотрении характера изменения морфоструктур в зонах пересечения рифтовых зон и трансформных разломов явно проявляется следующая закономерность: рельеф дна становится более выраженным и контрастным по мере уменьшения скорости спрединга и увеличения толщины блока литосферы, контактирующего с рифтовой зоной СОХ через разлом. На рис. 13.20 представлены области пересечения трансформного разлома Океанограф (мощность блока литосферы ~35 км) с рифтовой зоной САХ и трансформного разлома Тамайю (мощность блока литосферы ~15 км) с осевой зоной ВТП. В первом случае глубина до нодального бассейна составляет около 5000 м, а перепады рельефа в области пересечения достигают 4000 м, во втором случае — соответственно 3400 и 1000 м. Зависимость максимальных глубин нодального бассейна от мощности литосферы трансформной стенки свидетельствует о систематическом увеличении глубины бассейна с увеличением возраста старого блока литосферы (рис. 13.21).

Формирование тектонически спокойной глубокой нодальной депрессии, видимо, является следствием охлаждающего воздействия холодной стенки трансформного разлома, ограничивающей блок старой литосферы, на разогретую подосевую область рифтовой зоны СОХ, что приводит к кристаллизации астеносферного вещества и, следовательно, увеличению его плотности в этой области. В областях сочленения трансформных и дивергентных границ плит остывающий «трансформный» блок литосферы находится в контакте с тонкой (5–10 км) литосферой рифтовой зоны СОХ.

Именно на этих глубинах достигается температура плавления базальта под осью СОХ. Однако только термического взаимодействия блоков, видимо, недостаточно для формирования такой глубокой депрессии. Можно предположить здесь также наличие некоторого механического перемещения астеносферного вещества под молодым блоком литосферы, обусловленное относительным смещением вдоль простирания разлома мощной и холодной литосферы старого блока.

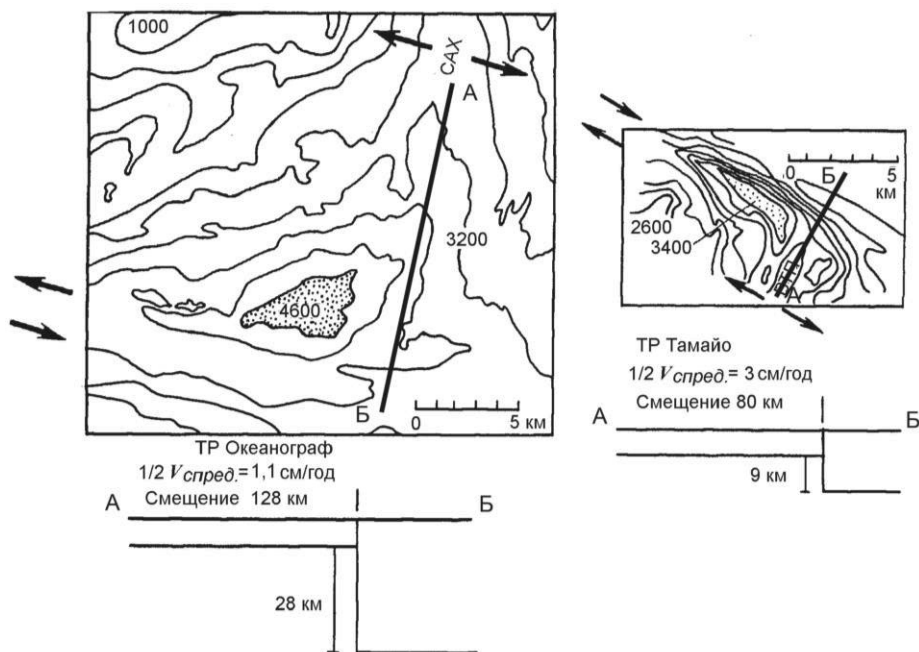


Рис. 13.20. Сравнение батиметрии трансформного угла в зависимости от мощности старого холодного трансформного блока литосферы для областей пересечения ТР Океанограф с САХ и ТР Тамайо с ВТП (глубина — в метрах), (по Р. Fox, D. Gallo)

Таким образом, анализ областей пресечения трансформных разломов с рифтовыми зонами медленно раздвигающихся СОХ позволяет выявить некоторые общие черты в структуре этих зон (рис. 13.22). Так, по мере приближения к области пересечения глубина осевой рифтовой долины увеличивается, а стенки рифтовой долины, обращенные к активному участку разлома, изменяют свое простирание и становятся более наклонными. В провинции трансформного угла формируется характерный нодальный бассейн. В то же время противоположная стенка рифтовой долины, примыкающая к пассивному участку трансформного разлома, не изменяет своего простирания.

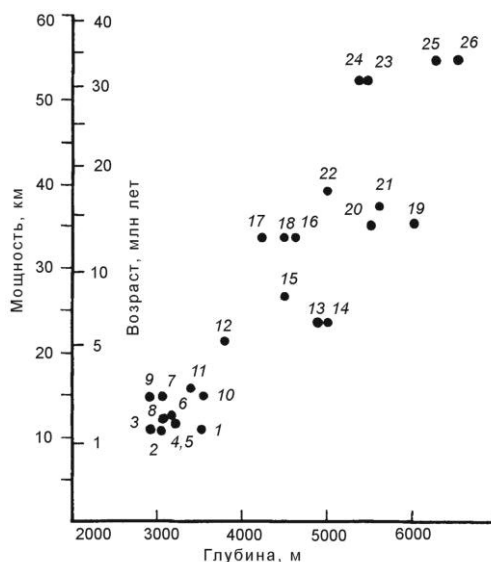


Рис. 13.21. Зависимость максимальных глубин нодального бассейна от мощности старого холодного трансформного блока литосферы для областей пересечения трансформных разломов со срединно-океаническими хребтами, (обобщение по P.Fox, D.Gallo):

1 — восточное пересечение ТР 33° с.ш. со САХ; 2, 3 — ТР С; 4, 5 — ТР Курчатова; 6, 7 — ТР А; 8, 9 — ТР Б; 10 — ТР Тамайо; 11 — ТР Ф; 12 — восточное пересечение ТР Бланко с хр. Горда; 13, 14 — ТР Атлантик; 15 — ТР 13°С.ш.; 16, 17 — ТР Океанограф; 18 — западное пересечение ТР Хейса со САХ; 19, 20 — ТР Кейн; 21 — восточное пересечение ТР Шпицберген; 22 — ТР 15° с.ш.; 23, 24 — ТР Вима; 25 — пересечение ТР Ориенте с трогом Кайман; 26 — пересечение ТР Сван с трогом Кайман

Геофизические данные свидетельствуют о нарушении скоростной и плотностной структуры коры в области пересечения по сравнению с нормальным ее строением. Так, утоненная кора, согласно сейсмическим данным, установлена в областях пересечения рифтовой зоны САХ с трансформными разломами Кейн, Океанограф и др. Аномально низкие сейсмические скорости, обнаруженные в области пересечения ТР Вима и САХ, предполагают наличие коры, нарушенной сдвиговыми деформациями, и гидратированных верхнемантийных пород, нередко формирующих характерные комплексы внутреннего угла, сложенные серпентинитовыми породами. Кроме изменения рельефа (заглубление рифтовой долины), в областях пересечения следует ожидать и изменения структуры коры вследствие уменьшения интенсивности проявления магматических процессов и излияний базальтовой магмы. Это приводит к значительному редуцированию, а порой и полному исчезновению базальтового и габброидного слоев и преобладанию в структуре коры мантийных серпентинитов. Такая ситуация в аккреции коры, скорость наращивания которой остается неизменной, получила название «сухой» спрединг.

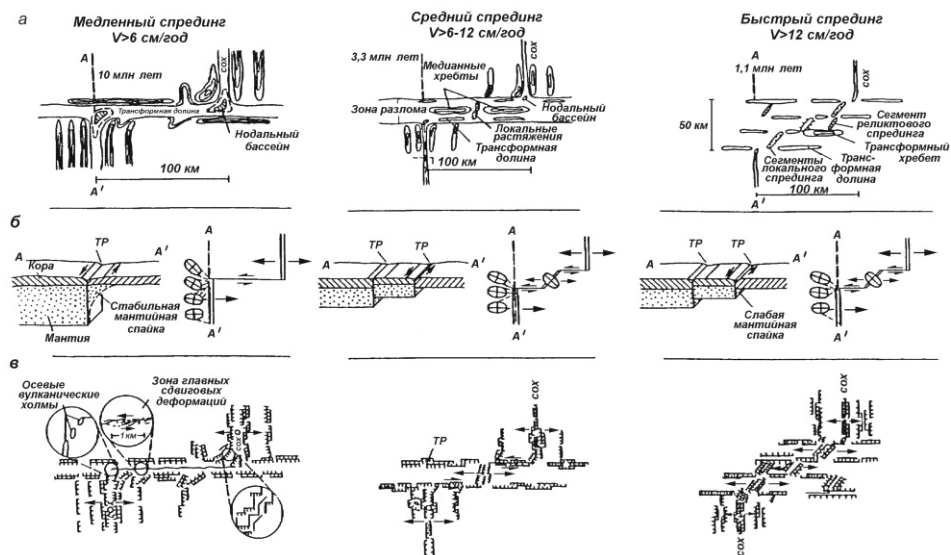


Рис. 13.22. Сравнение морфотектонических элементов областей трансформных границ плит и СОХ с медленными, средними и быстрыми скоростями спрединга (по Р. Fox, D. Gallo):

а — главные морфотектонические элементы; б — схематичное сечение по профилю А-А' и ориентация растягивающих напряжений; в — структурные схемы

Исследования областей пересечения рифтовых зон СОХ, имеющих средние и высокие скорости раздвижения ($V_{\text{спред}} = 6\text{--}12$ см/год), с трансформными разломами Тамайо, Ривера, Инка, Орозко, Сикейрос свидетельствуют о сходных морфотектонических закономерностях, характерных и для хребтов с медленными скоростями раздвижения, но размеры структур в этом случае несколько меньше (рис. 13.22). Однако имеются и некоторые отличия: чем больше трансформное смещение или скорость спрединга, тем более выраженное развитие имеют наклонные структуры. Глубоководные исследования в области пересечения трансформного разлома Тамайо и осевой зоны ВТП, проведенные Макдональдом и Льендиком показали, что наклонно простирающиеся сбросы и трещины в этом месте сопровождаются только скольжением по падению, и переход от тектоники растяжения к сдвиговым деформациям по разлому очень узкий (порядка нескольких километров).

Для очень больших скоростей спрединга (12–18 см/год) с высокой прогремостью и малой прочностью литосферы наблюдаются довольно широкие зоны трансформного нарушения (поли- или мультиразломные зоны (см. рис. 13.17)), в которых перепады рельефа варьируют от нескольких сотен до нескольких тысяч метров, например: трансформные разломы Квебрада — Гофар на ВТП между $3^{\circ}30'$ и $4^{\circ}40'$ ю.ш., ТР Вилкис на 9° ю.ш., ТР Гаррет на 12° ю.ш. Все эти зоны разломов имеют ширину от

десятков до сотен километров. В пределах этих разломных зон наблюдается несколько коротких и узких (сотни метров) сегментов со сдвиговым смещением (полиразломные системы), соединенных небольшими наклонно простирающимися отрезками срединного хребта, где преобладает локальное растяжение или сжатие (см. рис. 13.22). По всей видимости, эти локальные зоны будут нарушать структуру литосферы трансформного разлома, формируя области утонения или скупивания коры.

Расстояние, на котором свойства океанической литосферы будут нарушаться под влиянием процессов в области пересечения, будет зависеть, по крайней мере, от двух факторов: 1) толщины трансформного края литосферы, зависящей от возраста, который находится против оси СОХ и 2) термической структуры литосферы спредингового хребта (скорости спрединга и температуры мантии). Как отмечалось выше, холодный трансформный край литосферы, обращенной к СОХ, будет понижать температуру мантии под осью СОХ, в результате чего будет происходить кристаллизация расплава и увеличение плотности вещества в области сфокусированного апвеллинга, а на поверхности будет образовываться характерная депрессия нодального бассейна. Кроме изменения рельефа, в области пересечения следует ожидать уменьшения интенсивности магмоснабжения («сухой» спрединг) и проявления активных вулканических процессов, создание благоприятных условий для серпентинизации перидотитов и характерных комплексов внутреннего угла.

Величина охлаждающего влияния трансформной стенки изменяется как функция мощности литосферы и будет тем больше, чем больше смещение по разлому и чем меньше скорость спрединга (рис. 13.23). Эти исследователи предположили, что мощный клин литосферы, который формируется под осью рифтовой зоны в области ее пересечения с трансформным разломом, спаивается с холодной и мощной литосферой противоположного блока. Такая спайка должна создать дополнительные напряжения в области пересечения. Расстояние, на котором будут распространяться эти напряжения, зависит от размера мантийного клина. Так, в трансформном разломе Тамайо на ВТП или в трансформном разломе А в области FAMOUS вблизи 37° с.ш. САХ мощность литосферы в районе пересечения с СОХ достигает около 10–15 км, и наклонные простираения структур в провинции трансформного угла выявляются на расстоянии всего лишь первых километров, тогда как подобные наклонные структуры развиты на гораздо больших расстояниях (20–30 км) для трансформных разломов Океанограф, Вима, имеющих толщину старого блока литосферы более 30 км. По мере удаления от области пересечения в трансформную зону главные сдвиговые деформации концентрируются вдоль узкого (1–2 км) линейного пояса главных сдвиговых деформаций, приуроченного к оси максимальных глубин фундамента.

В областях сочленения трансформных разломов с быстро раздвигающимися хребтами мантийная спайка не будет столь явно выражена, как для медленно раздвигающихся хребтов (рис. 13.24 б). Здесь будут создаваться очень высокие напряжения, и при условиях малой мощности блоков литосферы стабилизирующий эффект холодной трансформной стенки будет минимальным. Следует ожидать значительной неустойчивости в геометрии области пересечения быстросрединговых хребтов и трансформных разломов.

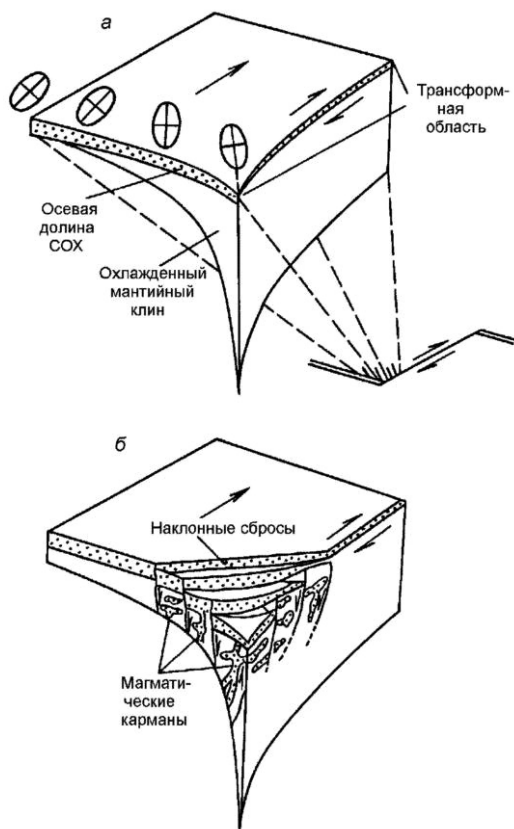


Рис. 13.23. Изменение мощности океанической литосферы с приближением к области пересечения (по Р. Fox, D. Gallo):

а — эллипсы вдоль оси СОХ показывают переориентацию направления растягивающих напряжений. Напряжения обусловлены сдвиговой парой, создаваемой во время деформации мантийного клина; б — геологические следствия деформации мантийного клина (вблизи области пересечения формируются нормальные сбросы наклонного простирания)

Изменение геодинамического режима в области сочленения от растяжения в рифтовых зонах до сдвига в трансформных разломах предполагает и изменение петрологических закономерностей. Для выявления последних были собраны и исследованы образцы из зон пересечения СОХ с некоторыми трансформными разломами. Было обнаружено, что имеется

систематическое различие между образцами, собранными вблизи трансформных разломов, и образцами, удаленными более чем на 20 км от разлома. По всей видимости, это может быть связано с тем, что базальты зон разломов поступают с более глубоких уровней частичного плавления по сравнению с базальтами, удаленными от разломов вдоль того же самого сегмента СОХ. Изменения в толщине старого блока литосферы на пересечении трансформных разломов и рифтовых зон СОХ будут не только контролировать размеры припаянного мантийного клина, но и влиять на структуру коры и верхней мантии, уменьшая объем генерированного расплава и увеличивая степень фракционирования вещества на мелких уровнях в области пересечения. Увеличение степени фракционирования предполагает накопление более мощной последовательности кумулятов ультраосновных пород и обогащенных оливином габбро.

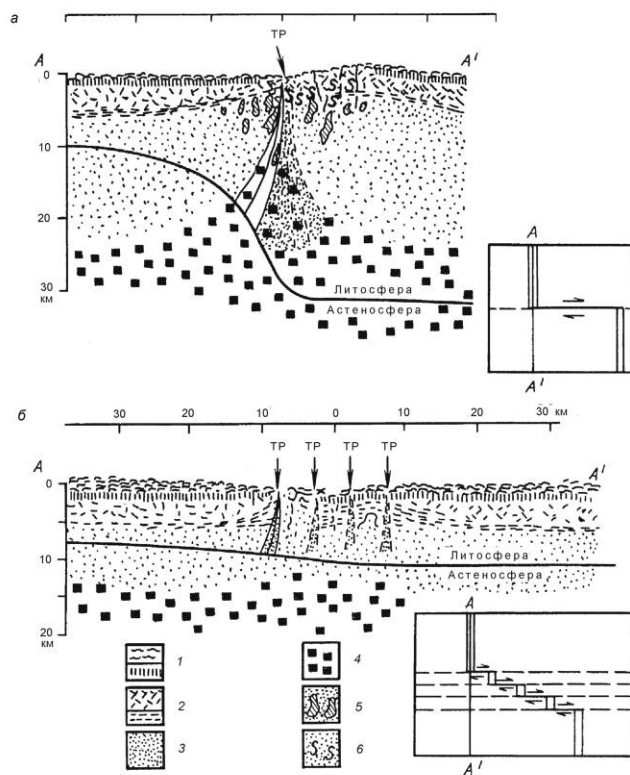


Рис. 13.24. Обобщенная геологическая модель океанической литосферы в зоне пересечения трансформных разломов с медленно раздвигающимися хребтами (а) и быстро раздвигающимися хребтами (б) (по Р. Fox, D. Gallo):

1 — экструзивные базальты и дайки; 2 — габбро и кумуляты; 3 — обедненная мантия; 4 — необедненная мантия; 5 — камеры базальтового состава; 6 — серпентинизированные перидотиты

Еще одной особенностью зон пересечения рифтов и трансформных разломов, на которую в свое время обратили внимание П. Фогт и Л. Джонсон, является тот факт, что в районах действия восходящих струй мантийного вещества мантийных плюмов или горячих точек вблизи СОХ мощная литосфера старого борта трансформного разлома может играть роль дамбы, не позволяющей мантийному потоку, расходящемуся под рифтовой осью со стороны мантийного плюма, проникнуть к соседнему сегменту рифтовой долины (рис. 13.25). В результате такой задержки часть мантийного вещества, участвующего в продольном движении под рифтовой долиной СОХ, скапливается на пересечении хребта со стенкой трансформного разлома. Высокотемпературное вещество этой зоны (образуя некоторый локальный аналог подлитосферной микрогорячей точки) стремится прорвать («пропарить») сравнительно тонкую молодую литосферу, примыкающую к разлому, что приводит к увеличению роли базальтового вулканизма в районах пересечения спредингового хребта с трансформными разломами. Базальты, драгированные из подобных областей, представлены, как правило, толеитовыми, реже щелочными разностями, что указывает на малые глубины их выплавки.

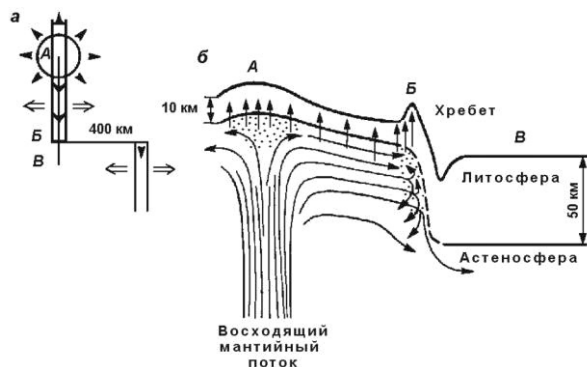


Рис. 13.25. Модель образования приразломных хребтов в зоне пересечения срединно-океанических хребтов и трансформных разломов за счет «дамбового» эффекта (по Vogt et al.):

а — в плане; б — разрез по линии А-Б-В

13.5. Генетические типы трансформных разломов

Вопрос об образовании трансформных разломов остается дискуссионным. Несмотря на многочисленные термомеханические и экспериментальные модели, пока нет четкого механизма, иллюстрирующего механику сдвигового разрушения литосферы, приводящего к формированию поперечных смещений осей спрединга на расстояние от десятков до сотен километров. Тем не менее по характеру тектонического строения, геомет-

рии, времени и условиям образования можно выделить четыре главных генетических типа трансформных разломов океанической литосферы: 1) крупные трансформные разломы, заложившиеся еще на начальной стадии раскола континента, разделяющие в дальнейшем океанические сегменты, имеющие разный возраст раскрытия; 2) разломы, сформированные на океанической литосфере в процессе ее эволюции и при кинематических вариациях оси спрединга; 3) реактивизированные разломы, возобновляющие свою активность при изменении относительных движений плит и 4) демаркационные разломы, сформированные между двумя разновозрастными спрединговыми хребтами, которые разделяли различные пары литосферных плит.

К разломам, ведущим свое начало от стадии континентального рифтогенеза, относятся практически все крупные разломы, секущие литосферу молодых океанов и простирающиеся вплоть до краев соответствующих континентов. Разломные зоны Гвинейский, Сьерра Леоне, Чейн, Сан-Паулу, Вима, Кейн, Алула-Фартак и многие другие относятся к их числу (рис. 13.1 а, 13.18). В.Е. Хаин предложил называть такие разломы магистральными.

В процессе эволюции океанического бассейна не один раз менялись кинематические условия спрединга, включая скорости и направления разрастания. Эти изменения можно проследить, изучая пассивные следы отдельных разломов и простираения сопряженных магнитных аномалий. Изучение истории развития разломов первой группы, включая ранние стадии их зарождения и развития на континенте, можно проследить, переходя от разломов Байкальской и Восточно-Африканской рифтовых систем к разломам литосферы Красного моря, Аденского залива и затем к трансформным разломам литосферы Атлантического и Индийского океанов.

На ранней стадии рифтообразования разломы, как правило, связаны с древними ослабленными зонами континентальной литосферы. В этом нас убеждают примеры Рейнского грабена, Восточно-Африканской и Байкальской рифтовых систем. Так, разломы кайнозойского Африкано-Аравийского рифтового пояса, заложенные на протерозойском складчатом основании, как правило, приурочены к древним разломам, а также к протерозойским складчатым структурам и приспособлялись к их простираению. По мере развития рифта в континентальной литосфере в первую очередь активизируются те древние разломы и ослабленные зоны материковой литосферы, направление простираения которых ближе всего к направлению относительного перемещения плит. Кроме того, «столкновение» продвигающегося рифта со структурно-вещественными неоднородностями в неоднородной континентальной литосфере может иметь два следствия. Первое — «бегущая» рифтовая трещина беспрепятственно пересекает неоднородность, и второе — в случае столкновения рифтовой

трещины с более прочным блоком континентальной литосферы, она стремится обогнуть его и сместиться в сторону от своего генерального простирания, создавая локальные изменения в поле напряжений.

Красноморская и Аденская ветви Африкано-Аравийского рифтового пояса представляют уже более развитую стадию рифтогенеза и относятся к межконтинентальным рифтам. По батиметрическим, магнитным и гравитационным данным в Красноморском рифте выделяется система левосторонних сдвиговых нарушений, простирающихся перпендикулярно к оси рифта. Осевые зоны Красного моря и особенно Аденоского залива отмечаются линейными магнитными аномалиями, которые вместе с сегментами срединного хребта смещаются по трансформным разломам. Максимальные смещения имеют место по левосторонней разломной зоне Оуэн (300 км) и правосторонней — Алула-Фартак (200 км). Эти разломы четко выражены в рельефе дна и геофизических аномалиях.

Смещение рифтовой оси по этим разломам коррелирует с длиной активной части соответствующих трансформных разломов на океанической стадии их развития и со смещениями участков континентальных окраин расколовшегося материка. Если на ранней стадии развития океана (Красное море, Аденоский залив) большинство трансформных разломов имеет соответствующее продолжение на континенте, то по мере развития океана часть окраинных континентальных разломов «залечивается» и скрывается под слоем осадков. Однако наиболее крупные из них находят свое продолжение на дне океана в активных участках трансформных разломов.

На континентальных продолжениях таких разломов достаточно часто обнаруживают следы излияний щелочных базальтов, относящихся, как правило, к периоду начальной активизации разломной зоны. Встречаются также включения основных и ультраосновных экструзивных и интрузивных тел. Континентальные продолжения океанических трансформных разломов (например, Сьерра-Леоне, Чейн, Вима) в Западной Африке характеризуются проявлениями мезозойского кимберлитового магматизма. Крупные океанические разломы, сформированные на начальной стадии развития океанического бассейна (например, Атлантического), могли служить барьером, разделяющим соседние области с различным режимом осадконакопления, т.е. служить естественными границами осадочных бассейнов пассивных континентальных окраин.

Продолжение разломной зоны Романш отмечает южную границу Гвинейского бассейна, заполненного меловыми и кайнозойскими осадками. Краевой хребет разлома Чейн действовал как северная дамба для продвижения в сторону океана дельтовых отложений Нигера. Камерунский осадочный бассейн южнее дельты Нигера ограничивается с севера разломной зоной Шарко, а с юга — разломной зоной Вознесения. С южноамериканской стороны три главных экваториальных разлома также отмечают гра-

ницы меловых осадочных бассейнов. Разломная зона Сан-Паулу служит северной границей (на континентальном шельфе) большого мелового осадочного бассейна Маражо-Баррейриньяс, расположенного восточнее устья р. Амазонки. Продолжение зоны Романш является северной границей прибрежного осадочного бассейна Мараньяо, имеющего также меловой возраст, в котором толщина осадков достигает 8 км.

Острова Рокас и Фернанду-ди-Норонья, расположенные на продолжении разлома Чейн, маркируют северную границу прибрежного бассейна, заполненного туронскими и более молодыми осадками. Различие в осадконакоплении по разные стороны трансформного разлома обуславливает проявление разломообразования; из-за разницы в мощности осадков, а следовательно, и в их нагрузке на литосферу происходит возобновление активности вдоль древних линий ослабления литосферы. Это находит отражение в проявлениях слабой современной сейсмической активности, наблюдающейся вдоль краевых участков следов трансформных разломов и их континентальных продолжений.

Частным случаем этого генетического типа трансформных разломов являются разломы, разделяющие океаническую литосферу на гетерогенные сегменты, отличающиеся по времени своего образования. Разломы этого типа, так же как и другие магистральные разломы, простираются от одной окраины континента до другой, но их особенностью является то, что они разделяют сегменты океанов, различающиеся по времени своего раскрытия. Примерами таких разломов могут служить Чарли Гиббс, Азоро-Гибралтарский, Романш, Риу-Гранди (рис. 13.26).

Разломы второго типа, заложившиеся на океанической литосфере в процессе ее эволюции, являются наиболее распространенными. К ним относятся многочисленные крупные и мелкие разломы, пересекающие срединно-океанические хребты. Для разломов этого типа, как правило, характерна меньшая длина активной части и относительная близость друг к другу по сравнению с разломами первого типа. Последнее свойство можно объяснить тем, что разломы второго типа заложились на тонкой молодой океанической литосфере, тогда как образование разломов первого типа связано с расколом толстой и прочной континентальной литосферы. Следует отметить, что разломы этого типа могут быть сформированы вследствие локальных перескоков оси спрединга, косоугольного или асимметричного спрединга или иных кинематических перестроек, а также в результате трансформации структур нетрансформных смещений в трансформные разломы. Самые мелкие из разломов, заложившихся на океанической литосфере, при удалении от оси срединного хребта быстро теряют свою морфологическую выраженность.

Изменение условий относительного движения литосферных плит (направления спрединга и скорости) теоретически может приводить

к реактивизации пассивных следов трансформных разломов, как первого, так и второго типа. Так, различие в скоростях движения Северо-Американской и Южно-Американской плит относительно Африканской, вероятно, привело к оживлению западного пассивного следа разлома $15^{\circ}20'$ с.ш. (рис. 13.27). Аналогичная ситуация, вызванная различием в скоростях движения Африканской и Евразийской плит относительно Северо-Американской, имеет место в Азоро-Гибралтарской зоне разлома. Другими примерами разломов этого типа являются трансформная разломная зона Оуэн и др. Такие трансформные разломы, как правило, относятся к кинематическому типу хребет — дуга и представляют собой современные границы плит на всем своем протяжении.

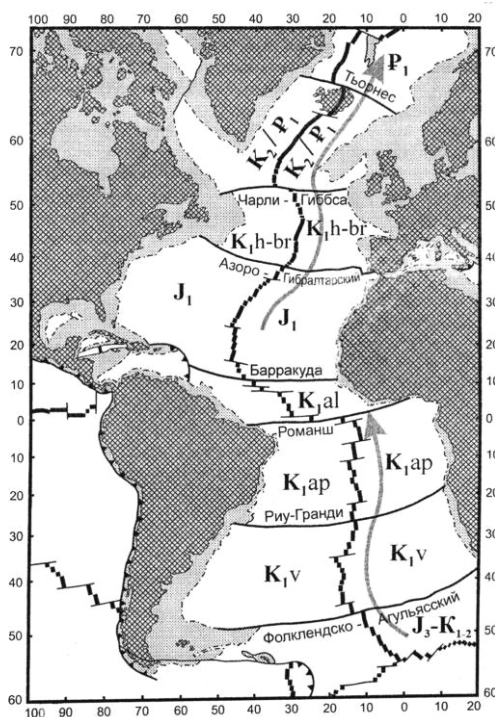
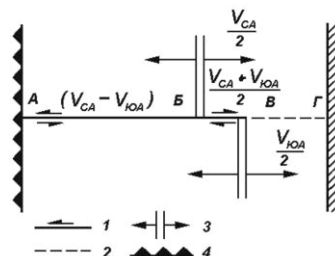


Рис. 13.26. Основные сегменты Атлантического океана и время начала их раскрытия (по Л. Лобковскому и др.)

Рис. 13.27. Схема образования реактивизированных трансформных разломов (по Harrison et al.):

- 1 — активный участок трансформного разлома;
- 2 — пассивный участок;
- 3 — участок дивергентной границы плит;
- 4 — участок конвергентной границы плит



Наконец, еще один генетический тип трансформных разломов формируется в условиях независимого развития двух спрединговых хребтов, продвигающихся в гетерогенной литосфере и отстоящих друг от друга на значительное (сотни километров) расстояние. Именно такие трансформные системы, на наш взгляд, могут относиться к типу демаркационных разломов. Этот термин был предложен Ю.М. Пушаровским для целого класса «значительных поперечных разломных зон, разграничивающих разные по строению, геологической истории и геодинамике весьма обширные области океанского дна»). Геодинамическая роль этих разломов заключается в трансформации движений растяжения и урегулировании или согласовании двух развивающихся спрединговых хребтов. Такие разломы, представляют собой сдвиго-раздвиговые системы и, как правило, имеют (или имели) значительные смещения спрединговых сегментов вдоль своих активных участков (рис. 13.28). По сути, трансформные разломы этого генетического типа в конечном итоге формируют рассмотренные выше мегаразломные трансформные системы. Примерами трансформных разломов этого типа являются такие системы разломов, как Дю-Туа — Эндрю Бейн — Принц Эдуард, разделяющие восточный и западный сегменты Юго-Западного Индийского хребта и смещающие их на расстояние более 1000 км (рис. 13.1 в), система разломов Экваториальной Атлантики (Сан-Паулу — Романш — Чейн), смещающая северный и южный сегменты Срединно-Атлантического хребта на расстояние около 2 000 км (рис. 13.1 а), система разломов Элтанин, разделяющая крупные сегменты Тихоокеанско-Антарктического хребта (рис. 13.1 б), зона трансформных разломов Георга V — Тасманова — Баллени, соединяющая Юго-Восточный Индийский хребет с Тихоокеанско-Антарктическим.

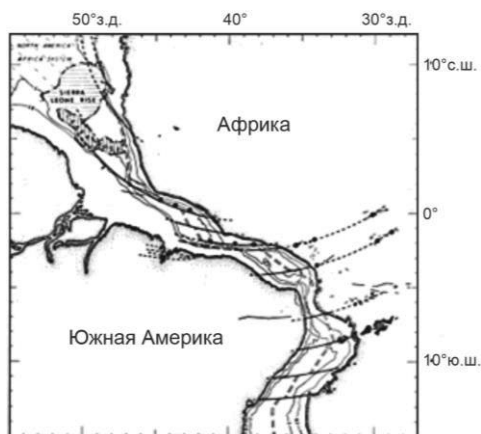


Рис. 13.28. Развитие системы демаркационных разломов в Экваториальной Атлантике. Реконструкция на время магнитной аномалии М0:

Система экваториальных трансформных разломов развивалась вследствие необходимости кинематического замыкания продвигающихся навстречу друг другу спрединговых хребтов в Северной и в Южной Атлантике. Протяженные трансформные разломы соединены короткими спрединговыми сегментами, характерны структуры пул-эпарт

Система экваториальных трансформных разломов Атлантики развивалась как результат кинематического урегулирования разновозрастных спрединговых систем, развивающихся в Северной Атлантике (между Африканской и Североамериканской плитами) и в Южной Атлантике (между Африканской и Южноамериканской плитами) и смещенных друг относительно друга на значительное расстояние (рис. 13.28). Понадобилось несколько десятков млн лет, чтобы эти спрединговые системы соединились по системе экваториальных трансформных разломов, для которых характерны значительные сдвиговые смещения, соединенные короткими спрединговыми сегментами. На рис. 13.29 схематично показано формирование демаркационных трансформных систем.



Рис. 13.29. Модель формирования демаркационных трансформных систем (по Э. Бонатти):

Рифты, смещенные на значительное расстояние, продвигаются навстречу друг другу и упираются в блок холодной, мощной и прочной литосферы

Такую же регулирующую и стабилизирующую роль играет и развивающаяся в настоящее время сдвиго-раздвиговая трансформная система, включающая хребет Книповича, Шпицбергенский разлом и разлом Моллой, которая соединяет спрединговые хребты Мона и Гаккеля (рис. 13.30). Транзитная зона формируется вдоль континентальной окраины в пределах древней сдвиговой зоны между Гренландией и Шпицбергенем в условиях сочетания сдвиговых и раздвиговых напряжений и перестроек оси спрединга. Требуется немало времени, чтобы эта трансформная система приобрела кинематически устойчивое состояние, характеризующееся ортогональной геометрией спрединговых сегментов и трансформных разломов.

Формирование разломных систем этого типа является следствием развития встречного продвижения двух рифтов и может быть реализовано либо при наличии двух спрединговых хребтов, смещенных друг относительно друга на значительное расстояние (например, Тихоокеанско-Антарктический спрединговый хребет, разделенный разломной системой Элтанин), либо при «столкновении» продвигающегося со стороны океана молодого спредингового хребта с мощной и холодной литосферой окраины континента (например, «столкновение» хребта Гаккеля с континентальной окраиной в районе шельфа моря Лаптевых). Прочность континентальной

литосферы может оказаться настолько велика, что продвигающаяся рифтовая трещина не сможет ее преодолеть. В этом случае формирующийся спрединговый хребет либо прекратит свое активное существование и отомрет (например, Лабрадорский хребет или Юго-Западный хребет Скотия, «столкнувшийся» с континентальной литосферой Фолклендского плато, послужившего неким структурным барьером), либо сместится по формирующейся системе сдвига-раздвиговых и трансформных разломов до соединения с другой уже существующей рифтовой системой (например, разломная система Экваториальной Атлантики, или разломная система Тасманова — Балени, или развивающаяся в настоящее время сдвига-раздвиговая зона, заключенная между спрединговыми хребтами Мона и Гаккеля). В конечном итоге все подобные обстановки будут характеризоваться развитием системы протяженных разломов, нередко осложненных трансензией или транспрессией, смещающих короткие спрединговые сегменты, характеризующиеся довольно расчлененным рельефом, свидетельствующим о значительной мощности и прочности литосферы и, как правило, относительно холодной мантии.

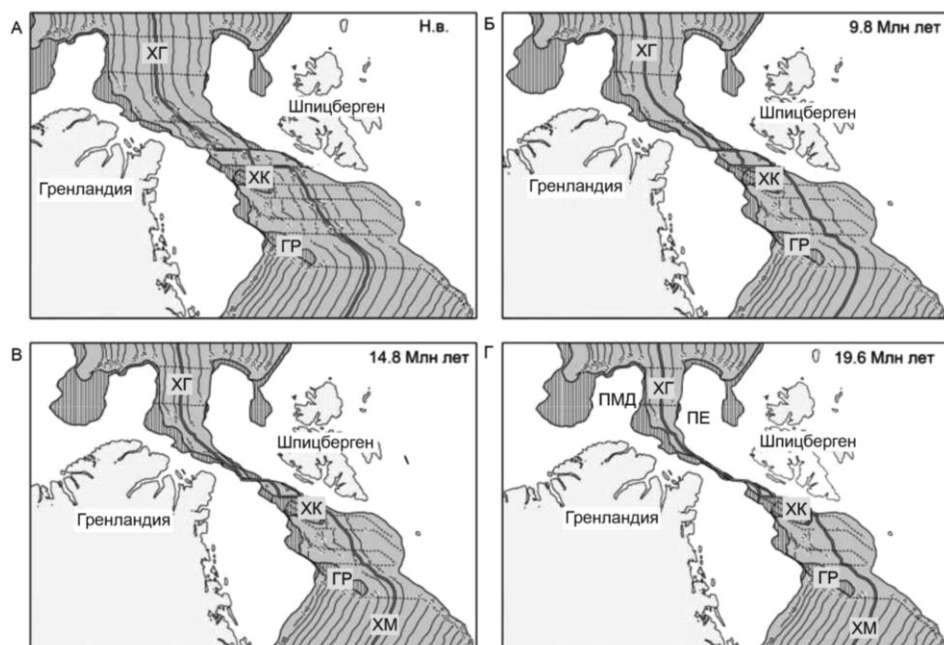


Рис. 13.30. Развитие системы демаркационных разломов, соединяющей спрединговые хребты Мона и Гаккеля (по Engen et al.):

ПЕ — плато Ермак, ПМД — плато Морис Джесуп, ХГ — хребет Гаккеля, ГР — Гренландский разлом, ХК — хребет Книповича, ХМ — хребет Мона

Главными факторами при формировании таких демаркационных трансформных разломов является наличие на пути двух продвигающихся рифтов, смещенных на значительное расстояние, и наличие структурно-вещественной реологической неоднородности с повышенной прочностью и толщиной литосферы.

Можно сказать, что универсальность явления взаимодействия продвигающейся рифтовой трещины со структурно-вещественными неоднородностями литосферы, имеющими относительно более высокую прочность и мощность, проявляется на разных масштабных уровнях. Отмечается следующая закономерность: чем больше толщина и прочность литосферы в зоне структурной неоднородности, тем на большую величину может сместиться рифтовая система или ось спрединга. Так, «столкновение» осевой трещины в рифтовой долине спредингового хребта (с малой толщиной и прочностью литосферы) с более прочной литосферой в пределах рифтовой долины, но вне осевой зоны, происходящее в процессе тектономагматического цикла, может привести к формированию нетрансформных смещений или небольших трансформных разломов, смещающих ось спрединга. В то же время на другом масштабно-временном уровне взаимодействие продвигающейся рифтовой трещины со структурно-вещественными неоднородностями в пределах более мощной и прочной континентальной литосферы, происходящее в процессе континентального рифтогенеза и перехода к океаническому спредингу, приводит к формированию крупных магистральных и даже демаркационных трансформных разломов.

Трансформные разломы служат своеобразными стабилизаторами движения всего ансамбля плит. Этим свойством обладают в основном разломы, по которым осуществляется контакт краев плит, обладающих достаточно большой толщиной ($H > 40$ км) и значительной прочностью литосферы. Разломы осевой зоны спрединга, где литосфера более тонкая и слабая, быстрее приспосабливаются к изменившимся условиям раздвижения плит. Именно реологические свойства литосферы, определяют тот факт, что «косое» в плане разрастание, чаще наблюдается в медленно раздвигающихся хребтах, хотя и в них, по всей видимости, такое разрастание также неустойчиво.

Другое следствие изменения реологических свойств литосферы, видимо, обуславливает то обстоятельство, что на отдельных участках Мировой системы спрединговых хребтов трансформные разломы могут вовсе отсутствовать. Такие участки приурочены как к хребтам с ультрабыстрыми (южная часть ВТП), так и с ультрамедленными скоростями раздвижения (хребты Рейкьянес, Мона, Гаккеля).

В южной части ВТП ось спрединга линейна и не нарушается трансформными разломами на расстоянии в сотни километров. Ее стабильность определяется устойчивым положением осевой магматической камеры,

кровля которой располагается на глубине чуть более 1 км ниже уровня дна. Толщина хрупкой части литосферы в этих местах редко превышает несколько сотен метров. А способность ее к разрушению по механизму деформирующегося клина (см. рис. 7.11) может привести к незначительному смещению оси и формированию структурных нарушений типа небольших перекрытий осей спрединга или девелов. Иными словами, при значительном уменьшении прочности литосферы, обусловленном в данном случае ее значительным прогревом, трансформные разломы не образуются.

При ультрамедленных скоростях спрединга в осевой зоне коровая магматическая камера отсутствует, а кровля области сфокусированного мантийного апвеллинга существенно заглублена. Так, в условиях относительно холодной мантии и пониженного магмоснабжения литосфера будет обладать повышенной прочностью, и следовало бы ожидать наличие крупных структурных неоднородностей, смещающих ось спрединга. С другой стороны, при таких условиях, как показали оценки (см. раздел 6), существуют благоприятные условия для серпентинизации мантийных пород, что приводит к существенному понижению прочности коры в осевой зоне. Таким образом, различная геодинамика спрединга и аккреции коры при ультрабыстром и ультрамедленном спрединге может привести к одному эффекту — существенному понижению прочности коры и, как следствие, к отсутствию условий благоприятных для формирования поперечных структур типа трансформных разломов. Но эта проблема еще требует дальнейших исследований.

* * *

Таким образом, трансформные разломы являются одним из важнейших элементов в структурной сегментации глобальной системы рифтовых зон СОХ и в значительной степени определяют морфоструктурный план океанической коры. Они широко представлены на всех спрединговых хребтах, где смещают осевые зоны рифтов на расстояние в десятки и сотни километров и разделяют блоки литосферы разного возраста. Вместе со смещением рифтовых сегментов трансформные разломы нарушают сплошность литосферы и смещают осевое астеносферное поднятие, тем самым ограничивая спрединговые ячейки, имеющие автономное магмоснабжение. На основании анализа рельефа дна, аномальных геофизических полей и глубинного строения было выделено три основных геодинамических типа трансформных разломов: трансформные разломы с чистым сдвигом, разломы с раздвижением и разломы со сжатием краев плит. Геодинамика каждого типа определяется термическим и динамическим состоянием разновозрастных блоков литосферы, контактирующих по разлому, которое, в свою очередь, контролируется относительным движением краев литосферных плит.

Теоретические расчеты термического режима, регионального рельефа дна, аномального гравитационного поля и теплового потока контактирующих блоков литосферы в зоне трансформного разлома позволили установить, что в случае чисто сдвиговых трансформных разломов ведущую роль в формировании регионального рельефа дна и аномального гравитационного поля играет латеральный теплообмен между разновозрастными блоками литосферы, который сглаживает уступообразный рельеф и аномальное гравитационное поле.

Для трансформных разломов, осложненных компонентой раздвижения, вероятно внедрение высокотемпературного мантийного вещества по ослабленной разломной зоне, которое прогревает края контактирующих плит и формирует «термические» приразломные хребты. В зависимости от глубины внедрения и возраста контактирующих блоков литосферы изменяются высота и ширина «термических» хребтов. Термический рельеф и геофизические нарушения в приразломной зоне, вызванные влиянием мантийной интрузии, в значительной степени релаксируют уже через 10–15 млн лет после прекращения активного действия интрузии, т.е. со времени начала ее остывания. В ряде трансформных разломов этого типа (например, Вима, Романш, Кейн) в формировании регионального рельефа дна помимо «термического» эффекта интрузии при ее внедрении до глубин 5–10 км от уровня поверхности дна океана, участвуют протрузии серпентинизированных ультрабазитов. При этом рельеф, обусловленный диапировым внедрением серпентинитов, не изменяется по амплитуде значительный период времени, возможно, на порядок превосходящий время существования «термического» рельефа. Со временем, по мере удаления от осей СОХ, термический режим литосферы, рельеф дна и аномальные геофизические поля изменяются в зависимости от возрастных соотношений соседних блоков литосферы, становясь все менее контрастными и выраженными.

Для третьего геодинамического типа трансформных разломов со сжатием характерно сжатие краев плит, ортогональное простиранию разломов. Компонента сжатия, даже если она на порядок величины меньше главной, сдвиговой, компоненты движения, вызывает морфологическую асимметрию разлома, выражающуюся в появлении динамически сопряженных структур: приразломного невулканического хребта, глубоководного желоба, а иногда и краевого вала. Для таких трансформных разломов характерно сильное нарушение изостатического равновесия.

Несколько факторов контролируют стиль деформации и геометрическую устойчивость трансформных разломов. Среди них величина смещения по трансформному разлому является основным фактором, контролирующим реакцию разлома на изменения движения плит. Разломы со значительным смещением и толстой, прочной литосферой медленнее

реагируют на кинематические изменения и служат стабилизаторами процесса спрединга. Разломы с небольшим смещением, напротив, быстрее реагируют на кинематические перестройки и тектономагматические вариации процесса спрединга и нередко изменяют свою геометрию и величину смещения. Увеличение магмоснабжения в осевых зонах спрединга или локальные или региональные изменения в температуре мантии, вызванные, например, близостью горячих точек, могут привести к изменению прочности литосферы, перескокам оси спрединга и, как следствие, к изменению геометрии трансформных разломов, переходу их в структуры не-трансформных смещений или перекрытий центров спрединга.

Глава 14. Перекрытия и нетрансформные смещения осевых зон спрединга

14.1. Перекрытия осей спрединга

Для хребтов с быстрыми и средними скоростями спрединга характерен особый геометрический и морфотектонический тип структурных нарушений — перекрытия центров спрединга (ПЦС). На этих структурных нарушениях смещения осей варьировали от 1 до 30 км. В отличие от классического трансформного смещения рифтовых зон СОХ со сдвиговыми деформациями по трансформному разлому в данном случае наблюдаются нетрансформные смещения осевых зон, обусловленные изгибом, смещением и перекрытием осей спрединга. Область, заключенная между двумя перекрывающимися осевыми зонами, имеет вид депрессии с относительной глубиной в несколько сотен метров (рис. 14.1). Такие зоны перекрывающихся осей или центров спрединга оказались весьма распространенными структурами в пределах рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия (ВТП), хребта Хуан де Фука, Тихоокеанско-Антарктического хребта (ТАХ) и др.

В настоящее время в рифтовых зонах СОХ обнаружено около 100 зон ПЦС (см. рис. 11.5). Большинство из них приурочено к ВТП и ТАХ, где самые большие скорости спрединга. Имеющиеся данные, полученные многими исследователями (Р. Lonsdale, К. Macdonald, J.-C. Sempere, Р. Fox), показывают, что перекрытия осей спрединга существенно различаются своими размерами, геометрией в плане, морфологической выраженностью и глубинным строением.

Среди ПЦС четко выделяются два типа: мелкие (со смещением осей до 3 км) и крупные (со смещением осей более 3 км). Они бывают право- и левосторонними и имеют в плане эллипсоидальную форму (см. рис. 14.1). Особенностью перекрытий (в основном крупных) является то, что образующие их осевые поднятия на несколько градусов расходятся перед тем как они перекрываются, а затем искривляются (до 30°) в направлении друг к другу. В небольших перекрытиях шириной менее 3–4 км расстояние между осями в первом приближении постоянно.

Осевые вулканические поднятия в области перекрытия становятся более узкими. Они имеют обычно асимметричное строение. Их внутренние склоны в направлении бассейна перекрытия более крутые (до 20°), а внешние — более пологие (3–10°). В перекрытиях с небольшим латеральным смещением относительная высота осевых вулканических поднятий приблизительно одинакова, в то время как для ПЦС с большими смещениями эти высоты различны.

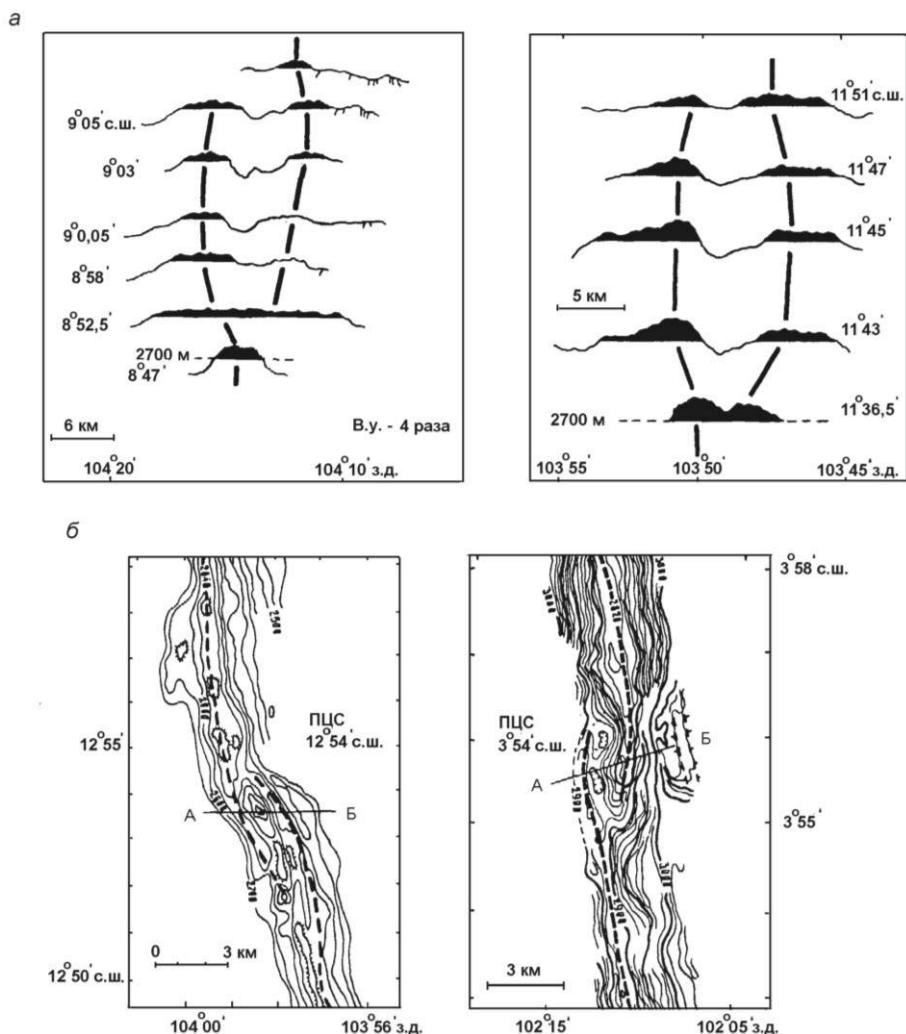


Рис. 14.1 Рельеф зон перекрытия осей спрединга:

крупных — с большим смещением осей спрединга (а) и мелких — с небольшим смещением (б) (по K. Macdonald et al. и P. Lonsdale)

Крупные перекрытия могут мигрировать вдоль оси рифта, что сопровождается продвижением одной ветви оси и отступанием другой. Их движение фиксируется в V-образных следах, расположенных под углом к оси рифта, которые тянутся от современного положения перекрытий в более древние участки коры (см. рис. 11.5 а). Следы представляют собой зоны с возмущенным магнитным полем, вдоль которых смещены линейные магнитные аномалии. Эти следы характеризуются аномальным строением коры и рельефа, которое выражается в отклонении на 10–30° простирания линейных поднятий и впадин по сравнению с «нормальными» участками

океанического дна. Такие следы представляют собой отмершие в результате эволюции ПЦС концевые отрезки перекрывающихся вулканических хребтов и отсеченные части центрального бассейна. В областях мелких перекрытий не наблюдается каких-либо отклонений в разрывных нарушениях и рельефе, указывающих на наличие V-образных следов.

На рис. 14.2 приведена принципиальная схема перекрывающихся осей спрединга с указанием их различных элементов. Анализ характеристик зон ПЦС позволяет сделать общие выводы об их строении, эволюции и месте в системе сегментации. Длина сегментов рифтовой оси, заключенных между соседними перекрытиями, сильно варьирует. Для крупных перекрытий она может быть от менее 50 км (ПЦС — 0°42' с.ш.; 5°30' ю.ш. на ВТП) до 500 км и более (ПЦС — 15°54' ю.ш.; 41°30' ю.ш. на ВТП). В среднем их протяженность меняется от 100 до 200 км.

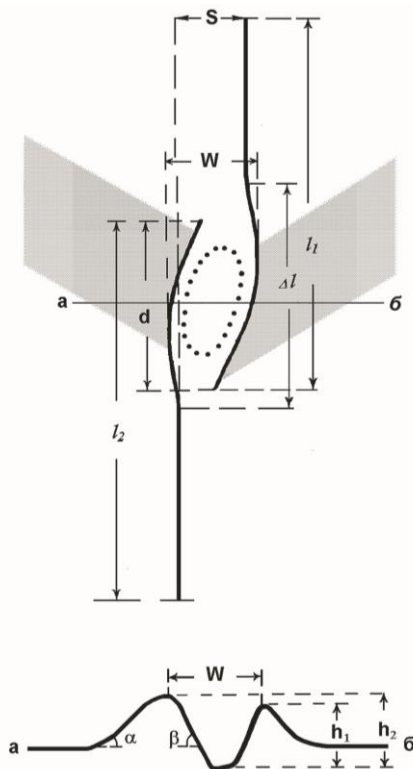


Рис. 14.2. Схема зон перекрытия осей спрединга в плане и разрезе:

l_1, l_2 — длина сегмента до ближайшего ПЦС или трансформного разлома, Δl — продольное смещение сегментов ПЦС, S — поперечное смещение сегментов ПЦС; W — ширина перекрытия; d — длина перекрытия; h_1, h_2 — превышение осевых поднятий относительно дна бассейна ПЦС; α — наклон внешних склонов осевых поднятий ПЦС (3–7°); β — наклон внутренних склонов осевых поднятий ПЦС (до 20°); точечной линией показан бассейн ПЦС; затонированные участки — V-образные следы ПЦС

Для мелких перекрытий длина сегментов варьирует от 8 до 233 км (соответственно ПЦС — 0°24' ю.ш., 44°06' ю.ш.). В среднем она составляет около 70 км.

Если сравнивать однопорядковые сегменты на быстро- и медленно-спрединговых хребтах, то отмечается явное увеличение длины сегментов с увеличением скорости раздвижения. Так, для этого уровня сегментации на Срединно-Атлантическом хребте на участке от 24° до 30° с.ш. средняя длина сегментов, согласно Ж.-К. Семпере, с соавторами составляет 51 км при средней скорости спрединга, равной 25 мм/год. На участке САХ от 25° до 27° ю.ш. и от 31° до 34° ю.ш., где скорость спрединга равна 35 мм/год, средняя длина сегментов составляет 53 км. Однако этого нельзя сказать про сегменты, расположенные на оси ВТП. В пределах осевой зоны ВТП скорость спрединга меняется от 80 до 170 мм/год. Однако не обнаруживается явной связи между ее значениями и протяженностью сегментов.

Если анализировать сегменты, ограниченные зонами крупных ПЦС, то их протяженность необходимо рассматривать в контексте эволюции последних. Крупные перекрытия, по оценкам П. Лонслейла, могут существовать первые миллионы лет. Их пространственно-временное развитие обусловлено постоянными эпизодами продвижения навстречу друг другу рифтовых трещин в региональном поле растяжения из смещенных по латерали сегментов. Как отмечали С. Карбот и К. Макдональд, в зоне перекрытия одна из трещин наступает (удлиняется), а другая отступает (становится короче).

Изучение V-образных следов, тянущихся от ПЦС на 9°03' с.ш., а именно расположение палеобассейнов и палеохребтов на западном фланге, простирание искривленных разломов на восточном фланге зоны несогласия и смещение магнитных изохрон показали, что продвижение осевой трещины не было постоянным в процессе его эволюции. Периоды продвижения трещины могут сменяться периодами ее отступления. Миграция этого перекрытия, по оценкам С. Карбот и К. Макдональда, представляет собой серию эпизодических продвижений осей со скоростью от 10 до 500 мм/год. Но всегда существует преобладающее продвижение одной трещины и отступление другой, что приводит к направленной миграции ПЦС вдоль осевой рифтовой зоны и образованию V-образных следов, тянущихся от перекрытия и прослеживающихся в рельефе, структуре и магнитном поле. Следы, оставленные ПЦС на 9°03' с.ш., показывают его миграцию к югу со средней скоростью 42 мм/год, начинающуюся со времени магнитной аномалии 2 (1.8 млн лет). Аналогичные выводы были сделаны К. Макдональдом с соавторами и для других изученных крупных перекрытий, например, для ПЦС на 20°42' ю.ш. и на 16°20' с.ш.

Имеющиеся данные свидетельствуют о том, что в процессе своей эволюции перекрытия могут переходить из мелких в крупные и, наоборот, исчезать, соединяться, увеличиваясь или уменьшаясь в размерах, сталкиваться с зонами трансформных разломов, например зоны ПЦС, являющиеся частью трансформных разломов Якина, Вилкес, Гаррет и Вакье и т.д. (см. рис. 11.5). Все эти процессы ведут к удлинению одних сегментов и укорачиванию (вплоть до полного исчезновения) других на десятки километров. Поэтому наблюдаемые на ВТП размеры сегментов этого порядка имеют разброс от десятков до сотен километров. Явная зависимость между скоростью спрединга и средней длиной сегментов, ограниченных зонами крупных ПЦС, отсутствует.

П. Лонсдейл заметил, что время жизни крупных ПЦС в значительной степени определяется скоростью их направленной миграции вдоль оси хребта (соизмеримой по своим значениям со скоростью спрединга). Так, при расстояниях между зонами трансформных разломов в несколько сотен километров и средних значениях скоростей миграций ПЦС порядка 50 мм/год время жизни последних будет составлять несколько миллионов лет.

Как отмечалось, длины сегментов, составляющих мелкие ПЦС, также имеют сильный разброс. Однако время их существования в геологическом масштабе времени небольшое и составляет, по оценкам К. Макдональда, А. Шеменды и А. Грохольского, от 10^2 до менее чем 10^5 лет. Согласно модели, предложенной на основе результатов экспериментов, время «жизни» перекрытий этого ранга определяется периодом перескоков их осей на расстояние от сотен метров до нескольких километров (при быстром спрединге). Поэтому на фоне эволюции крупных картина мелких ПЦС быстро меняется, а длина сегментов носит случайный характер. В этом смысле наблюдаемая длина сегментов осевого поднятия, формирующих мелкие ПЦС, мало отличается от длины сегментов, которая была в момент их образования. В общей закономерности наблюдается некоторое уменьшение средней длины сегментов, образующих мелкие ПЦС, при увеличении скорости спрединга. Вывод об увеличении средней длины сегментов, образующих мелкие перекрытия при уменьшении скорости спрединга, подтверждается их количеством вдоль ВТП и ТАХ. Мелких перекрытий здесь выявлено более 50, а крупных — порядка 30. Максимальное количество перекрытий приурочено к экваториальной зоне ВТП, где наблюдаются самые высокие скорости спрединга. Так, на участке ВТП от 0° до 20° с.ш. закартировано 10 крупных и 21 мелких ПЦС, на участке от 0° до 20° ю.ш. соответственно — 11 и 20. Южнее, на участке ТАХ от 35° до 55° ю.ш., где скорости спрединга несколько уменьшаются, обнаружено 10 крупных и 11 мелких перекрытий.

Ширина перекрытий также явно не связана со скоростью спрединга. Имеющиеся данные по ПЦС и проведенные эксперименты по их моделированию показывают, что для крупных ПЦС она зависит от стадии их развития. Для мелких перекрытий ширина прежде всего зависит от толщины разрушаемого в осевой зоне рифта хрупкого базальтового слоя и соизмерима с ним.

Что касается глубины бассейна перекрытия, то для крупных ПЦС она, так же как и длины сегментов, не зависит от скорости спрединга. Проведенные А. Шемендой и А. Грохольским экспериментальные исследования и предложенная на их основе модель образования ПЦС различных масштабных уровней показывают, что в процессе развития крупных ПЦС центральный бассейн испытывает вращение и вертикальные подвижки. При этом оси зон перекрытия постоянно внедряются в новые участки вращающегося центрального блока (бассейна ПЦС). Таким образом, происходит выкалывание отдельных блоков центрального бассейна, которые затем, в процессе спрединга, выносятся за пределы рифтовой зоны и формируют V-образный след перекрытия. В других местах центральный бассейн, наоборот, наращивается. Поэтому глубина центрального бассейна крупных ПЦС определяется скоростью его переработки в процессе миграции и зависит от стадии развития, на которой находится перекрытие.

Для мелких ПЦС отмечается тенденция к увеличению глубины центрального бассейна при увеличении скорости спрединга. Такую зависимость можно объяснить тем, что мелкие ПЦС образуются довольно быстро, их центральный блок не подвержен переработке (по крайней мере, пока перекрытие остается мелким) и главное, что при увеличении скорости спрединга, растягивающие напряжения, приводящие к разрушению коры, также увеличиваются. Соответственно увеличивается и амплитуда вертикальных смещений центрального блока.

К. Макдональд и П. Фокс обнаружили поразительное сходство геометрии ПЦС с результатами экспериментов по раздвижению парафиновых плит, расположенных на расплавленном воске. Они начали эксперимент, сделав два субпараллельных надреза на замерзшей поверхности воска (рис. 14.3). По мере того как восковые плиты раздвигались в направлении, ортогональном простиранию центров спрединга (надрезов), эти центры росли в длину, продвигаясь вдоль своего простирания (рис. 14.3) до тех пор, пока не перекрыли друг друга в виде эшелона (рис. 14.3). Область, заключенная между перекрывающимися сегментами, проявляла все признаки «нежесткого» поведения, испытывая сдвиг и вращение. В эксперименте наблюдалось вращение области на $5\text{--}30^\circ$, при средних значениях угла вращения $10\text{--}15^\circ$. Оси спрединга изгибались при этом навстречу друг другу.

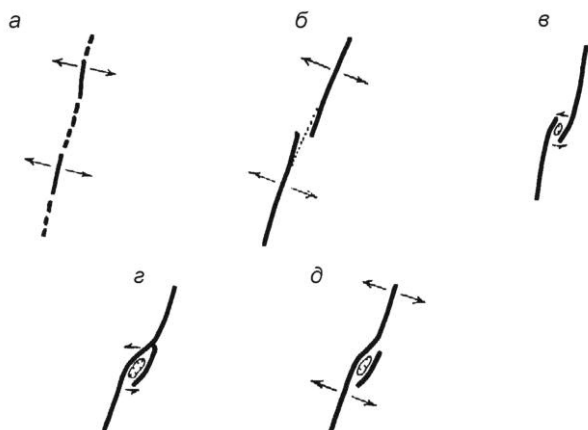


Рис. 14.3. Схема эволюции перекрывающихся центров спрединга по экспериментальным данным на восковой модели (по К. Macdonald and P. Fox):

а — начальное состояние эксперимента: два надреза на поверхности замерзшего воска и начало растяжения; б — продвижение сегментов спрединга вдоль простирания; в — формирование зоны перекрытия центров спрединга, сдвиговые и вращательные деформации в зоне перекрытия; г — соединение ветвей осевых зон; д — отмирание и смещение одной осевой зоны

По мере продолжения процесса спрединга отрезки неовулканических зон продолжали расти в длину, а края их сближались до тех пор, пока один из отрезков не соединялся с другим. При этом один отрезок ПЦС продолжал функционировать, а второй становился неактивным. С продолжением процесса растяжения (спрединга) отмерший сегмент отодвигался от функционирующего (рис. 14.3). По мере того как края отрезков осевых зон сближались и развивалась зона перекрытия, формировалась и область сдвиговых деформаций. Однако классический трансформный разлом при этом не может формироваться, так как амплитуда смещения здесь небольшая и при высоких скоростях спрединга, характерных для этой ситуации, тонкая и слабая литосфера не в состоянии поддерживать геометрию трансформного разлома. В этом случае развивается характерная геометрия искривленных осей ПЦС. Такая конфигурация ПЦС должна быть неустойчивой. За относительно короткий промежуток времени один из перекрывающихся отрезков соединяется с другим (рис. 14.3). В результате осевая зона будет слегка изогнута по простиранию. Исследования показывают, что отрезки хребта длиной 20–60 км, как правило, обладают некоторой синусоидальностью в простирании. Сопряженный рифтовый сегмент будет изолирован и отторгнут в виде реликта осевой зоны. Обширные участки океанической коры, созданной на быстро раздвигающихся СОХ, могут нести отпечатки таких отторгнутых следов.

Полученные в экспериментах фазы развития (рис. 14.3) четко отражаются в морфологии восьми ПЦС, закартированных в районе от 8° до 14° с.ш. ВТП (рис. 11.5). Например, в зонах ПЦС на 12°54' и 11°45' с.ш. имеются значительные перекрытия, соответствующие фазе рис. 14.3 в. На 14°08' и 9°03' с.ш. одна ветвь зоны ПЦС, видимо, была доминирующей, в то время как другая ветвь ПЦС и перекрываемые бассейны начали смещаться в стороны, в соответствии с фазой рис. 14.3 г. На месте отмерших отрезков ПЦС развиваются аномально глубокие вытянутые бассейны по соседству с активными отрезками ПЦС (например, на 9°03' и 11°45' с.ш.). Такие бассейны могут отражать конечную стадию эволюции ПЦС (рис. 14.3 д).

Результаты этих исследований позволили выявить некоторые закономерности развития зон ПЦС: 1) небольшое отклонение трещин друг от друга перед зоной перекрытия; 2) искривление осевых трещин в направлении друг к другу в зоне перекрытия; 3) отношение длины зоны перекрытия к ширине смещения между трещинами L/W близко к тому, что наблюдается в зонах ПЦС и варьирует от 2:1 до 3:1.

Как отмечалось в предыдущем разделе, основной причиной вариации объема изливаемых магм вдоль простирания отрезка рифтовой зоны является термическое охлаждение подосевого резервуара и заглубление рельефа дна в месте его пересечения трансформным разломом. В этом случае минимальные глубины уровня дна рифтовой зоны должны наблюдаться в центральной части рифтового сегмента, заключенного между двумя трансформными разломами, т.е. там, где охлаждающее влияние стенок разлома минимально. Однако последующие исследования показали, что, во-первых, нет общей характерной минимальной глубины поверхности дна рифтовой долины, а вместо этого существует много локальных минимумов, подобных тем, что наблюдаются в отрезках осевых зон между трансформными разломами Сикейрос, Клиппертон и Орозко (рис. 11.4). Во-вторых, минимумы глубины (т.е. поднятия рельефа) наблюдаются иногда и вблизи зон пересечения неовулканической зоны и трансформного разлома (например, мелководная зона вблизи южного пересечения трансформного разлома Клиппертон с рифтовой зоной (ВТП) или область северного пересечения трансформного разлома Орозко с рифтовой зоной того же хребта). Как правило, минимальные глубины (или места максимального вулканизма) наблюдаются в средней части сегмента, заключенного между соседними ПЦС (таких сегментов может быть несколько на участке, ограниченном двумя трансформными разломами). Однако связь между положением минимальных глубин и расстоянием от ПЦС или от трансформного разлома не простая и имеет немало исключений. Так, локальные мелководные области неовулканической зоны наблюдаются и вблизи зон ПЦС, на 14°08', 12°54' и 9°03' с.ш.

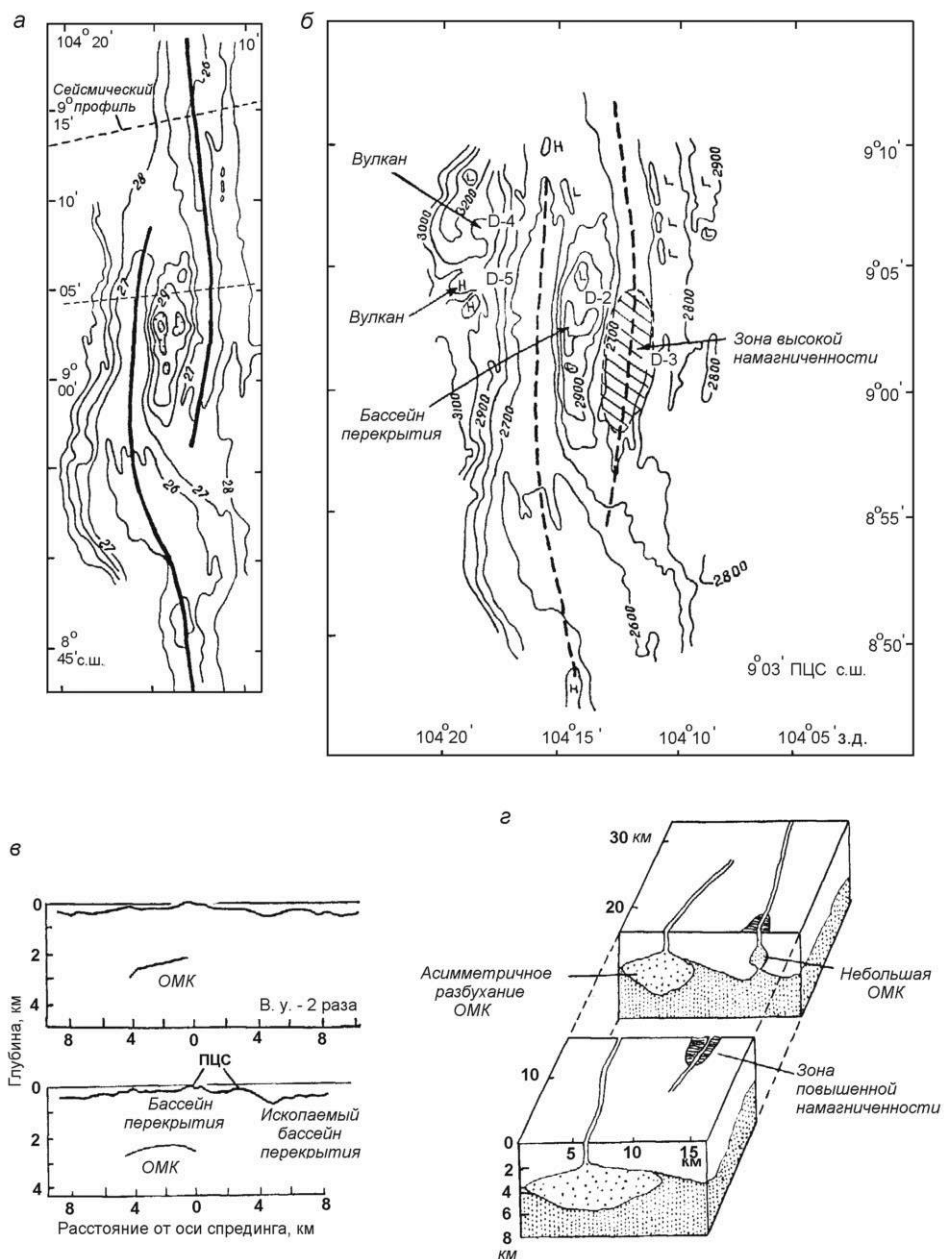


Рис. 14.4. Зона перекрытия осей спрединга на 9°03' с.ш. (по К. Macdonald et al.):

а — батиметрическая карта (жирной линией показана осевая зона); б — батиметрическая карта с выделением зон высокой намагниченности; в — батиметрические профили и положение кровли осевой магматической камеры; г — блок-диаграмма глубинного строения

Модель К. Макдональда предполагает, что подосевой магматический бюджет контролирует местоположение зон ПЦС. По мере того как эпизодические проявления активного вулканизма изменяют свое местоположение вдоль простираения оси спрединга, ПЦС закладываются, видимо, там, где имеются нарушения в рельефе неовулканической зоны или в ее простираении. Таким образом, ПЦС, согласно этой модели, представляют собой временные локальные глубинные минимумы, отражающие дефицит в магмоснабжении. Они являются скорее следствием, чем причиной вариаций магматической активности вдоль простираения оси хребта.

Альтернативная модель формирования и развития зон ПЦС была рассмотрена П. Лонсдейлом на основании изучения ПЦС на $5,5^\circ$ ю.ш. ВТП, а также на отрезке от 8° до 2° ю.ш. и на более южных участках. Если в модели К. Макдональда предполагаются два перекрывающихся центра спрединга, то в модели П. Лонсдейла считается, что имеют место просто сдвоенные рифтовые зоны, формирующие единый центр спрединга, и расположенные над единой, большой магматической камерой.

В случае зон ПЦС с большим смещением (6–20 км), согласно К. Макдональду, имеются две неовулканические зоны и две подстилающие их осевые магматические камеры. Для ПЦС на $9^\circ 03'$ с.ш., например, многоканальные сейсмические исследования четко показали наличие магматической камеры под западным сегментом спрединга и ее отсутствие или сильно истощенное состояние — под восточным (рис. 14.4 в). Значения намагниченности базальтов в обоих сегментах сильно различаются, и это может быть связано с различными (по времени и месту) источниками магматизма и с различной историей фракционирования магм (рис. 14.4 б). Таким образом, на $9^\circ 03'$ с.ш., где латеральное смещение оси составляет 8 км, имеются хорошие доказательства того, что магматические камеры разделены под двумя сегментами ПЦС. Предпосылки для существования единой магматической камеры становятся еще более сомнительными для ПЦС на 20° ю.ш. ВТП, которая имеет смещение 18 км, так как ширина осевой магматической камеры должна быть значительно больше наблюдаемых значений. Батиметрия зон ПЦС на $5^\circ 30'$ ю.ш., $9^\circ 03'$ и $11^\circ 45'$ с.ш. также предполагает отдельные магматические резервуары для перекрывающихся неовулканических зон. Если они имеют общую магматическую камеру, то их глубины должны бы быть приблизительно одинаковыми.

Различия подходов П. Лонсдейла и К. Макдональда также обнаруживаются при попытке связать интенсивность осевого магматизма с зонами ПЦС. П. Лонсдейл предположил, что имеется значительный избыток магмы на ПЦС, который дает возможность сформироваться поднятиям и цепочкам вулканических подводных гор. Однако с помощью многолучевых эхолотов был установлен факт приуроченности зон ПЦС к районам пониженного рельефа вдоль оси хребта. Это позволило предположить, что зо-

ны ПЦС не совпадают с максимумами осевого вулканизма и мало вероятно, что служат местами рождения цепочек подводных вулканов.

Каждая из рассмотренных моделей зон ПЦС достаточно убедительно объясняет некоторые наблюдаемые закономерности, однако трудности начинаются при попытках объяснить их строение и эволюцию. Особенно это касается механизма миграции и происхождения центральной депрессии зон ПЦС. Для разрешения этих трудностей А. Шемендой и А. Грохольским было проведено физическое моделирование зон ПЦС (с учетом критериев подобия). В этих экспериментах условия кристаллизации модельной коры задавались таким образом, чтобы осевая зона СОХ содержала смещенные друг относительно друга линейные ослабленные зоны, моделирующие сегменты реальной дивергентной границы плит. В них толщина и прочность коры несколько меньше, чем в остальных местах. Максимальное поперечное смещение трещин соизмеримо с толщиной хрупкого слоя и составляет в пересчете на природу первые километры. Затем из зон первоначального разрушения начинают расти трещины, образующие крупное перекрытие (крупные ПЦС). Его ширина определяется величиной поперечного смещения ослабленных зон, а длина получается приблизительно в 2–3 раза больше. Ясно, что время «жизни» крупных перекрытий определяется временем существования ослабленных зон. Продвигающиеся из соседних вершин ослабленных зон трещины перед перекрытием слегка отклоняются в сторону друг от друга, а затем сближаются. При дальнейшем растяжении скорость продвижения трещин уменьшается и происходит в основном только их раскрытие. Раскрытие трещин приводит к повороту заключенного между ними центрального блока, что сопровождается сложными деформациями перемычек в краевых зонах перекрытия. При дальнейшем растяжении одна из перемычек разрушается, делая ось непрерывной.

Крупное перекрытие имеет, как правило, асимметричное строение. Асимметрия является следствием неодинаковых условий роста трещин, образующих ПЦС. Различие состоит в длине заданных ослабленных зон. Из более длинных ослабленных зон трещины начинают расти раньше и продвигаются дальше. Более быстрый рост трещин происходит также при уменьшении толщины ослабленных зон. Аналогичный эффект наблюдается, когда в ослабленных зонах по разные стороны перекрытия имеется различная толщина модельной «коры». С той стороны, где она тоньше, трещина начинает расти раньше и продвигается вперед. Асимметричное строение перекрытия может быть связано также с различным давлением расплава (магмы) в трещинах по разные стороны перекрытия (с той стороны, где давление выше, трещина продвигается дальше). В реальных условиях трещины являются каналами, по которым на поверхность дна выводится магма, приводя к вулканическому извержению и образованию неовулканической оси спрединга.

Моделирование показало, что из-за различий в условиях роста трещин, образующих ПЦС, одна из них продвигается быстрее и дальше, создавая асимметрию перекрытия в плане (рис. 14.5). К такой асимметрии, как отмечалось выше, могут приводить различия в длине зон первоначального разрушения слоя или различное давление в магматических камерах по разные стороны от ПЦС (перекрывающиеся оси в крупных ПЦС могут иметь отдельные магматические камеры). До тех пор, пока эти факторы сохраняются, одна из осей на каждом цикле будет продвигаться все дальше и дальше, заставляя отступать другую ось и приводя к миграции ПЦС. Согласно модели, мигрирующие ПЦС должны оставлять на дне V-образные следы в виде линейных зон с аномальным строением коры (эти зоны состоят из разновозрастных блоков) и рельефом дна, образованным отмершими фрагментами центров спрединга (см. рис. 14.5), а также зоны смещения линейных магнитных аномалий.

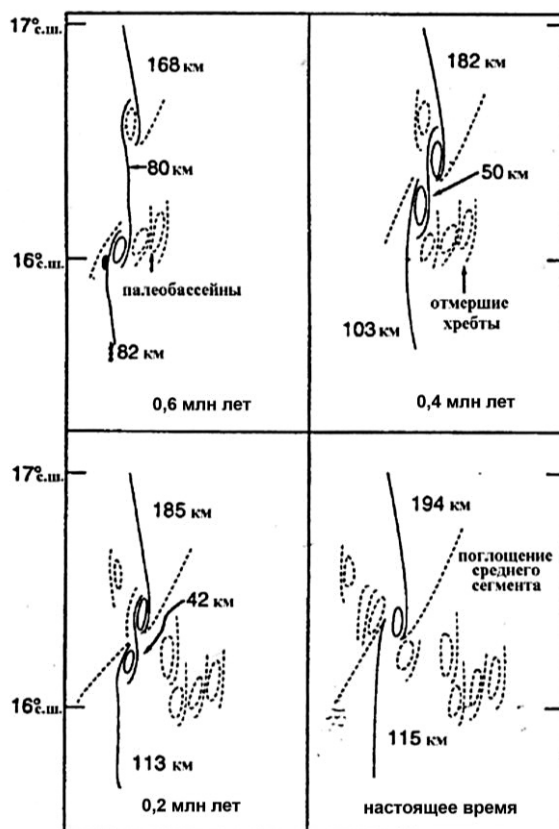


Рис. 14.5. Эволюция структур ПЦС на ВТП в районе 16°20' с.ш.
(по К. Макдональду).

Цифры указывают длину спрединговых сегментов

В общей схеме чередования тектономагматических событий в осевой зоне рифта при быстром спрединге после очередного вулканического извержения происходит охлаждение и кристаллизация проникшей в кору и на поверхность магмы. Этот процесс развивается достаточно быстро за счет эффективного выноса тепла гидротермальной конвекцией. Охлаждение и кристаллизация вещества приводит к «сварке» бортов трещины. В результате за время между вулканическими извержениями (50–100 лет) происходит восстановление (возможно, полное) толщины и прочности разрушенного базальтового слоя коры до некоторого равновесного для быстрого спрединга уровня. Одновременно с «восстановлением» коры в ней накапливаются растягивающие напряжения, которые, превысив критические значения, вновь приводят к разрушению базальтовой корки и началу нового извержения. При этом ось нового разрушения не обязательно должна наследовать залеченную трещину, возникшую перед предыдущим извержением. Разрушение может произойти в любом месте в некоторой окрестности старой оси. На этой стадии, когда толщина коры осевой зоны рифта становится постоянной, точнее, плавно изменяется, происходит разрушение ослабленных зон и образование мелких ПЦС. Они характеризуются сравнительно небольшим временем жизни (10^3 – 10^5 лет), определяющимся периодом скачков оси. Образование мелких ПЦС (4-й уровень сегментации) происходит в пределах отдельных, смещенных друг относительно друга по крупным зонам ПЦС сегментов рифтовой зоны длиной в первые сотни километров.

Проблема понимания структуры, кинематики и динамики ПЦС оставляет немало вопросов, которые требуют дальнейшего объяснения.

Каково происхождение глубокой депрессии в зоне, заключенной между перекрывающимися осями спрединга? Каково соотношение между ПЦС и осевой магматической камерой? Зависит ли образование зон ПЦС от значения скорости спрединга? Прочность и мощность литосферы являются важными факторами в образовании зон ПЦС. Самые большие латеральные смещения рифтовых осей в зонах ПЦС (более 30 км) были обнаружены на хребте Хуан де Фука и на ВТП в районе 20° ю.ш. В последнем случае они соответствовали возрастному контрасту литосферы 0,25 млн лет. Важно, что литосфера старше 0,25 млн лет является достаточно прочной, чтобы препятствовать нежестким деформациям. Толщина литосферы при таком возрасте, согласно термическим моделям, учитывающим гидротермальное охлаждение коры, составляет менее 6–8 км. К. Макдональд с соавторами полагают, что если возраст литосферы больше 0,25 млн лет и если ее толщина превышает (по различным причинам — интенсивное гидротермальное охлаждение и др.) 5–8 км, то формирование зон ПЦС будет затруднено. В этом случае будут развиваться устойчивые трансформные разломы, так как литосфера слишком мощная и прочная, чтобы

позволить неовулканической зоне значительно продвинуться через трансформный разлом (за исключением периодов глобальных изменений в движении литосферных плит). Если такая зависимость формирования зон ПЦС от скорости спрединга и толщины литосферы справедлива, то, по мнению К. Макдональда, можно ожидать формирование этих структур и на СОХ с малыми скоростями спрединга. Возрастной контраст блоков литосферы в 0,25 млн лет эквивалентен в этом случае смещению оси лишь в 2–4 км. Поэтому, если ПЦС и существуют на таких хребтах, то они должны иметь очень маленькое латеральное смещение неовулканической зоны в пределах внутреннего дна рифтовой долины шириной 3–10 км. Как правило, в осевых зонах СОХ с малыми скоростями спрединга толщина литосферы оказывается слишком большой, чтобы допустить возможность формирования ПЦС.

Выше были рассмотрены зоны ПЦС в пределах быстро раздвигающихся СОХ. Однако подобные структуры встречаются на хребтах со средними и даже медленными скоростями раздвижения. Одни из них имеют характерную форму в плане, соотношение $w/d=1/3$, наличие бассейна перекрытия. Другие, наоборот, имеют нетипичную форму в плане, соотношение w/d , равное 1/1–1,5, и отсутствие ярко выраженного центрального бассейна (иногда этот блок вообще приподнят относительно осей ПЦС, например перекрытие на 48°15' с.ш.). Ряд таких ПЦС расположен на сегменте хребта Хуан де Фука между трансформными разломами Бланко и Сованко, с характерной скоростью раздвижения 60 мм/год. Подобные изменения в параметрах ПЦС, по-видимому, связаны с вариациями в форме и глубине осевой магматической камеры и, следовательно, в толщине и прочности хрупкого слоя литосферы. Вероятно, поэтому эти перекрытия отличаются от ПЦС на ВТП и ТАХ большими вариациями параметров. Общей их особенностью является то, что все они (за исключением ПЦС на 45°03' с.ш.) являются очень крупными, т.е. имеют ширину порядка 20 км и более.

Похожее соотношение ширины w к длине d встречается у некоторых перекрытий, расположенных на ВТП и ТАХ, характеризующихся высокими скоростями спрединга. К ним относятся очень крупные перекрытия, а также особый тип ПЦС, которые примыкают к зонам трансформных разломов или находятся в области влияния микроплиты. Ширина таких ПЦС может быть даже больше, чем их длина. Такое изменение параметров ПЦС можно объяснить тем обстоятельством, что охлаждающее действие холодной стенки трансформного разлома приводит в примыкающей рифтовой зоне к заглублению кровли магматического очага, заглублению изотерм и увеличению толщины хрупкого слоя литосферы, т.е. к эффектам, наблюдаемым при уменьшении скорости спрединга. В этих случаях, как и при среднем спрединге, отмечаются нехарактерные значения соотношений w/d .

Структуры типа ПЦС встречаются иногда и на спрединговых хребтах с медленными и даже ультрамедленными скоростями. Примером тому могут служить зоны ПЦС на хребтах Кольбенсей и Рейкьянес. Несмотря на медленные скорости растяжения (17–20 мм/год), формирование зон ПЦС здесь может быть возможным благодаря вдольосевому потоку мантийного вещества, восходящего в районе Исландской горячей точки. Такой вдоль-осевой поток приводит к уменьшению толщины хрупкого слоя и прочности литосферы вдоль простирания рифтовых зон, что может создавать условия, благоприятные для формирования структур типа ПЦС даже на медленноспрединговых хребтах. При отсутствии подобных термических аномалий толщина осевой литосферы и ее прочность будут гораздо больше. Поэтому вместо структур ПЦС будут появляться более характерные для зон медленно раздвигающихся СОХ структуры — эшелоны смещенных осевых трещин, либо нетрансформные смещения осей.

Следует отметить, что соотношение толщины хрупкого слоя коры к скорости растяжения (спрединга) является тем эмпирическим параметром, значения которого ограничивают возможность формирования структур типа ПЦС. Так, для быстро раздвигающихся СОХ со скоростью спрединга порядка 100 мм/год и толщине коры на оси 2 км значение этого параметра составляет 0,1–0,2, и именно на таких хребтах отмечается наибольшее количество перекрытий осей спрединга. Для СОХ со средними скоростями спрединга ($V_{\text{спред}} = 60$ мм/год) и средней толщине коры 3–4 км соответствующий коэффициент будет иметь значения 0,5–0,7. Здесь наблюдается меньшее количество перекрытий, и их морфометрические характеристики, как отмечалось выше, несколько отличаются от таковых для быстро раздвигающихся СОХ. В случае медленно раздвигающихся СОХ со значениями скоростей спрединга около 20 мм/год и толщине хрупкого слоя (согласно распределению очагов землетрясений) 6 км и более соотношение толщины хрупкого слоя к скорости спрединга будет заведомо превышать 1 и составлять 2–3. Для таких хребтов, как правило, не характерны структуры типа ПЦС. Исключения появляются лишь в тех случаях, когда глубинные геодинамические процессы (типа интенсивного апвеллинга и(или) вдоль осевого мантийного потока) приводят к уменьшению толщины хрупкого слоя подосевой литосферы и, как следствие, уменьшению рассматриваемого коэффициента до значений, не превышающих 1 (как, например, на хребтах Кольбенсей и Рейкьянес).

14.2. Нетрансформные смещения осей спрединга

Типичными структурными неоднородностями, характерными для медленно раздвигающихся СОХ, являются нетрансформные нарушения с небольшим смещением осевой неовулканической зоны в пределах рифтовой

долины. В морфологическом плане они имеют разную выраженность (рис. 14.6, рис. 14.7). Некоторые смещения выражены в виде депрессии в рельефе дна, другие, напротив, — выражены в виде поднятий, соединяющих соседние сегменты рифтовой оси.

Иерархия поперечных нетрансформных смещений центров спрединга, основанная на их морфологии с акцентом на размеры смещений соседних сегментов, их долговечность и ориентацию внеосевых следов относительно оси спрединга, была определена в результате высокоточных исследований рифтовых зон САХ, проведенных К. Макдональдом, Ж.-С. Семпере с соавторами. Они выявили три типа этих структур на основании размеров смещения сегментов и их времени существования.

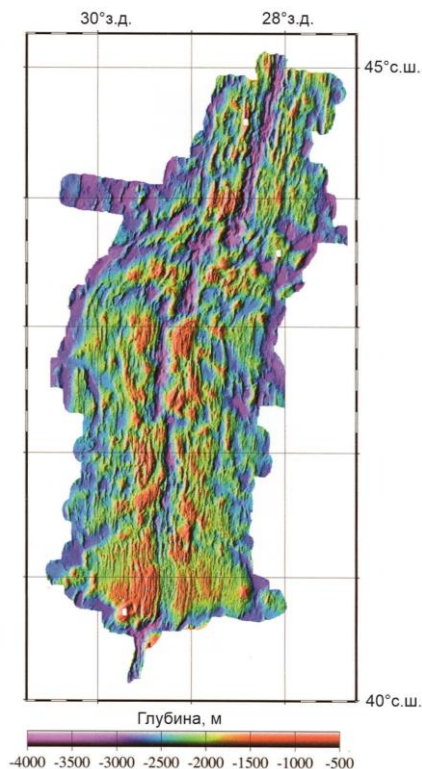


Рис. 14.6. Батиметрическая карта и сегментация рифтовой зоны структурными нарушениями типа нетрансформных смещений на участке САХ между 40° и 45° с.ш. (по J. Goslin)

Первый тип, отмеченный в иерархической системе сегментации СОХ (см. раздел 11.2), представлен границами третьего уровня сегментации. Эти структурные неоднородности смещают ось спрединга на расстояние 15–30 км и имеют внеосевые следы, указывающие на их продолжительное существование на данной широте в течение периода в 1–3 млн лет

(рис. 14.8 а, б, в). На медленносрединговом хребте САХ они характеризуются локализованными вращениями неовулканической зоны в пределах 10° и вдольосевыми аномалиями глубин в несколько сотен метров. Ориентировка внеосевых следов свидетельствует об их миграции вдоль простирания оси спрединга. Присутствие внеосевых следов показывает, что эти структуры не исчезают со временем. Эти следы отличаются от следов трансформных разломов, т.к. они не следуют малым окружностям полюса относительного движения двух плит, указывая на то, что эти нарушения не стабильны по отношению к границе плит.

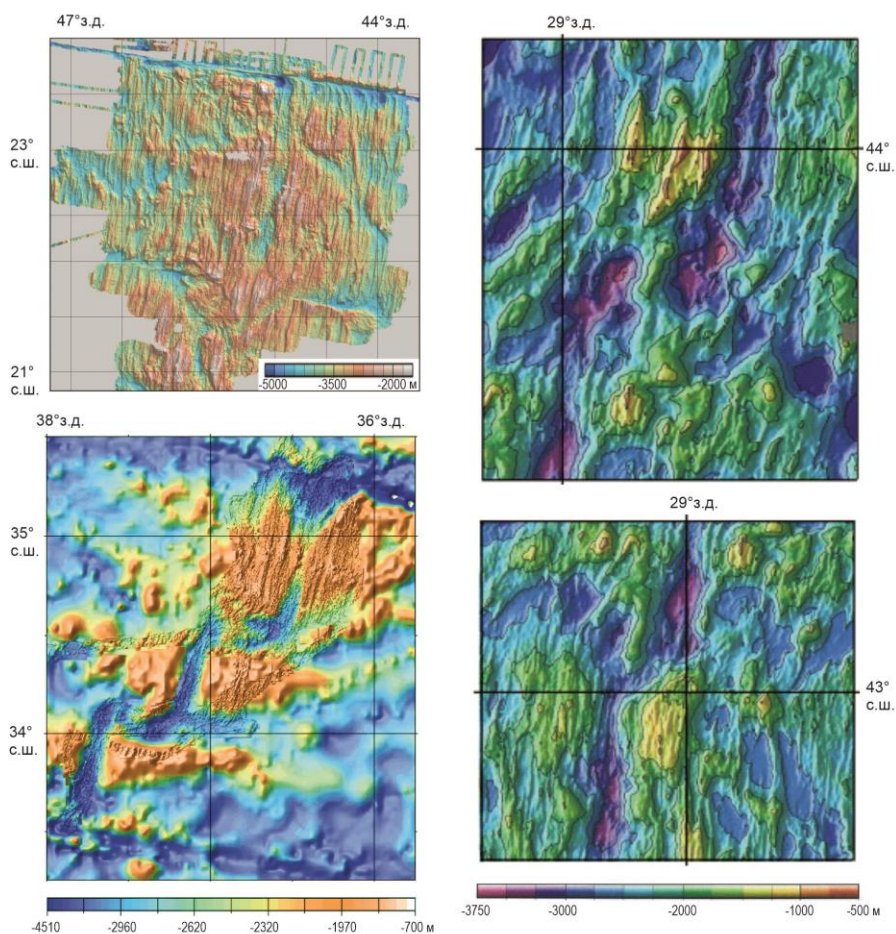


Рис. 14.7. Батиметрические карты структурных нарушений НТС на САХ (по P. Gente et al. и J. Goslin)

Другой тип нетрансформных нарушений оси спрединга (неоднородности четвертого порядка в структуре сегментации COX) характеризуется простым смещением сегментов без каких-либо отчетливых внеосевых сле-

дов, что свидетельствует об их относительной молодости (рис. 14.8 г, д). Эти смещения маркируются вдольосевыми аномалиями глубин в несколько сотен метров и локализованным вращением неовулканической зоны в диапазоне менее 5° . Они были описаны Семпере с соавторами как мелкомасштабные эшелонированные изломы оси с (или без) бассейном растяжения между двумя смещенными сегментами.

Нетрансформные смещения третьего типа представляют собой смещения цепочек осевых вулканов в пределах неовулканической зоны длиной менее 4 км (рис. 14.8 е, ж). Они обычно ассоциируются с небольшими бассейнами (< 200 м), а в случае отсутствия устойчивого осевого вулканического хребта они соответствуют разрывам между изолированными подводными горами или цепочками подводных гор. Эти смещения часто состоят из двух перекрывающихся хребтов, разделенных удлинённой депрессией. Один или оба хребта могут поворачивать друг к другу. Такая морфология обычна для ПЦС вдоль ВТП.

Гипотеза о трансформных разломах с «нулевым» или очень малым смещением возникла после детального анализа мезозойских магнитных аномалий в Атлантике. Было показано, что если значения скоростей асимметричного спрединга отличаются для соседних сегментов СОХ, то разделяющий их трансформный разлом становится неустойчивой структурой и в процессе перестройки может иметь короткий период «нулевого» смещения рифтовой оси. Современные примеры трансформного разлома с «нулевым» смещением: трансформный разлом Курчатова, трансформные разломы вблизи Азорского плюма на САХ.

Некоторые такие структуры, развитые в рифтовой зоне САХ, можно ошибочно принять за ПЦС. Например, в области исследований ФАМОУС К. Макдональд с соавторами наблюдали небольшое продолжение рифтовой оси через зону трансформного разлома, что создает видимость перекрытия рифтовых зон. Однако такие структуры отличаются от ПЦС по следующим элементам: 1) здесь есть отчетливая трансформная долина, протягивающаяся от одного осевого сегмента до другого; 2) пояс микроземлетрясений, приуроченный к этой долине, соответствует характеристикам трансформного разлома с типичными механизмами «чистого скольжения» в очагах; 3) нет доказательств того, что отрезки неовулканической зоны продолжают на заметное расстояние через трансформный разлом. К тому же контраст возрастов блоков литосферы по бортам трансформного разлома оказывается на порядок величины больше, чем самый большой возрастной контраст, наблюдаемый в зонах ПЦС.

Рельеф сегментов сильно меняется вдоль оси хребта. Осевые глубины увеличиваются по направлению к концам сегментов и уменьшаются к середине каждого сегмента. Кроме того, в пределах каждого сегмента внутреннее дно долины самое узкое там, где глубина дна долины наименьшая.

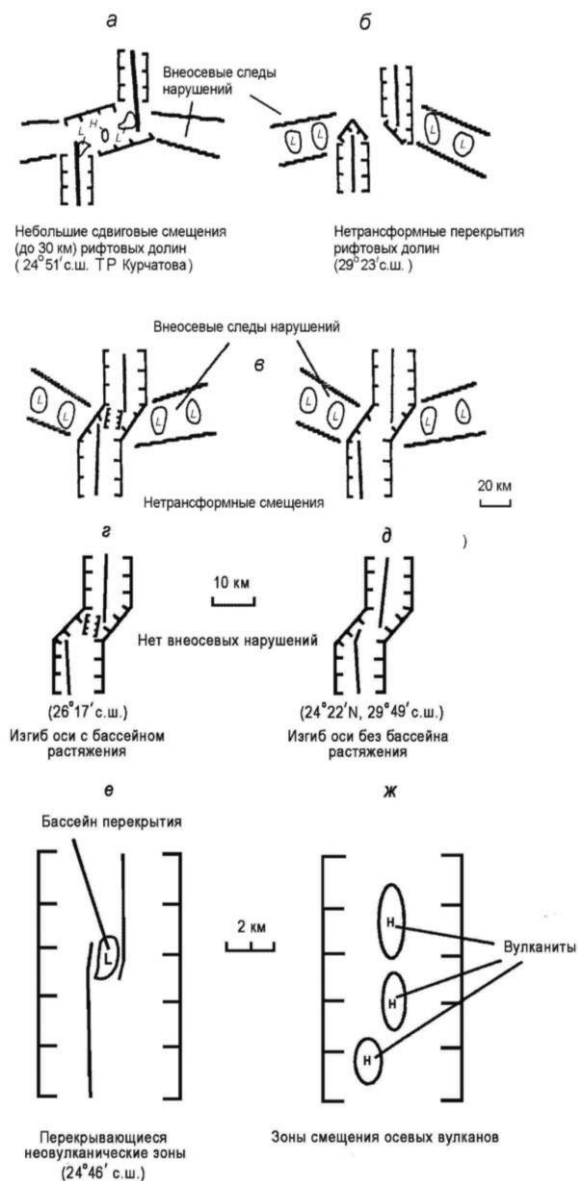


Рис. 14.8. Структурные схемы разных типов нетрансформных нарушений оси спрединга на участке САХ между 24°00' c.ш. и 30°40' c.ш. в соответствии с классификацией Семпере с соавторами (с некоторыми изменениями):

Первый тип (а–в) характеризуется внеосевыми следами и включает следующие вариации: а) крупные нетрансформные смещения (> 20 км) без значительных сдвиговых смещений; б) нетрансформные смещения и перекрывающиеся рифтовые долины; в) изгибы оси с бассейнами растяжения или без них. Буквами Н и Л обозначены поднятия и впадины соответственно. Второй тип нетрансформных смещений (г, д) характеризуется отсутствием внеосевых следов: г) эшелонированные изгибы с бассейном растяжения или д) эшелонированные изгибы без бассейна растяжения. Третий тип (е, ж) включает: е) перекрытия неовулканических зон и ж) смещение осевых вулканов

Внутреннее дно расширяется до 10–15 км и углубляется более чем на 500 м около ограничивающих сегменты нарушений. В результате вдоль-осевой профиль глубин становится похож на синусоиду (см. рис. 11.6).

Такой же синусоидальный характер имеют и вдольосевые профили изменения аномалий в свободном воздухе, мантийных аномалий Буге, изменения интенсивности осевой магнитной аномалии и изменения мощности океанической коры. Изменение мантийных аномалий Буге (МAB) свидетельствует о наличии плотностных неоднородностей в верхней мантии. Пониженные отрицательные значения МAB фиксируются над более разуплотненной, т.е. над более горячей мантией (изометричные аномалии типа «бычьего глаза»). Из-за того, что граница литосферы определяется положением изотермы плавления, литосфера будет тоньше там, где изотерма плавления будет подходить ближе к поверхности, т.е. в более горячих областях мантии. Поэтому пониженные значения МAB соответствуют более тонкому слою литосферы. Они, как правило, приурочены к центрам сегментов (см. рис. 6.9), что говорит об уменьшении мощности литосферы по направлению к центрам сегментов, т.е. середина каждого сегмента обычно является более горячей областью по сравнению с его краями.

Таким образом, в середине сегментов потенциально может образовываться больше расплава, и извержения должны происходить чаще. Это предположение находится в соответствии с увеличением числа вулканов и с увеличением мощности коры в середине каждого сегмента, что связано с увеличением количества расплава, изливающегося здесь на поверхность. В целом магматические очаги более насыщены около центральных частей сегментов, чем по краям, что выражается в повышении рельефа и в появлении непрерывных вулканических хребтов вместо отдельных вулканов, характерных для окончаний сегментов.

Изменение интенсивности осевых магнитных аномалий может быть связано с несколькими причинами. К повышению интенсивности магнитных аномалий может привести, во-первых, увеличение толщины магнитоактивного слоя, а во-вторых, увеличение количества магнитоактивных минералов в породе. Увеличение толщины магнитоактивного слоя происходит при заглублинии изотермы Кюри, т.е. в относительно более холодных областях. Вдольосевые поднятия приурочены к тем участкам медианной долины, в которых преобладает вулканизм. Практически под всеми вдольосевыми поднятиями изотерма Кюри поднята, из-за чего мощность магнитоактивного слоя уменьшена. В районах вдольосевых впадин, где превалирует тектоническое растяжение, кора более холодная, изотерма Кюри погружена, мощность магнитоактивного слоя увеличена.

Между изменением интенсивности осевой магнитной аномалии и изменением МAB в пределах каждого сегмента на участке САХ от 20° до 24° с.ш. М. Равили с соавторами обнаружили четкую корреляцию.

Уменьшению значений МАБ к центрам сегментов соответствует уменьшение интенсивности магнитных аномалий. Более горячие и магмонасыщенные сегменты имеют более высокую изменчивость вдольосевых амплитуд аномалий.

Таким образом, по совокупности имеющихся геофизических данных оказывается, что центрам сегментов с более малыми осевыми глубинами соответствуют более горячие области верхней мантии и повышенная магматическая активность по сравнению с окончаниями сегментов. В середине сегментов мощность литосферы становится минимальной, а толщина коры, связанная с магматической интенсивностью, достигает наибольших величин. Следовательно, наибольшая магматическая активность проявляется в центре сегмента, в то время как на краях сегмента преобладает тектоническое растяжение.

При миграции осевой зоны структурные нарушения оставляют на склонах хребта наклонные к оси V-образные следы, выраженные в рельефе дна и геофизических аномалиях. Они могут простирались как к северу, так и к югу, свидетельствуя в первом случае о передвижении нарушения к северу, а во втором — к югу. Такие следы оставляют многие нетрансформные нарушения между трансформными разломами Атлантик — Кейн — Зеленого мыса (см. рис. 14.7 а, б). В пределах этого сегмента часть следов направлена к югу, а часть — к северу. Между $26^{\circ}30'$ и разломом Кейн внеосевые следы направлены в северном направлении. Севернее трансформного разлома Атлантик и до Азорского поднятия все следы направлены к югу, свидетельствуя о миграции в эту же сторону всех нарушений.

Направление миграции нарушений часто связано с соотношениями длин примыкающих к нарушению сегментов. Обычно более длинный сегмент удлиняется за счет более короткого. То же самое наблюдалось и в экспериментах по моделированию формирования и эволюции зон ПЦС, проведенных А. Шемендой и А. Грохольским. Но в случае, когда все нарушения мигрируют в одну сторону, более предпочтительным объяснением направления миграции является, видимо, влияние перемещения вдоль осевых потоков расплава. Такие потоки могут быть связаны как с зонами мантийного апвеллинга и осевыми магматическими камерами в пределах отдельных сегментов, так и с зонами горячих точек с аномальным подъемом к поверхности высокотемпературной магмы (например, Азорская и Исландская термические аномальные зоны).

Влияние Азорской термической аномалии можно проследить на изменении вдольосевой структуры сегментов САХ, расположенных к югу и к северу от нее. Для области Азорского поднятия характерны значительные аномалии рельефа дна, высокие значения теплового потока, интенсивные отрицательные МАБ, свидетельствующие о повышенном разогреве мантии, геохимические аномалии, а также аномалии геоида и сейсмиче-

ских скоростей. Все эти особенности, вероятно, являются результатом термической аномалии в окрестности Азорского плюма, с влиянием которого могут быть связаны также длинноволновые изменения толщины земной коры и осевой морфологии САХ.

Наиболее выраженный на САХ эффект увеличения снабжения расплавом, связанный с Азорской аномалией плавления, наблюдается там, где вершина хребта пересекает широкую, мелкую Азорскую платформу между 38° и 40° с.ш. Здесь ось хребта быстро мелеет более чем на 1000 м (рис. 14.9), толщина коры увеличивается более чем на 2 км, и рифтовая долина исчезает. Вдоль этого участка САХ формируется аномальная земная кора толщиной более 8–10 км, и морфология оси хребта изменяется от рифтовой долины до осевого поднятия при скорости спрединга 2,2 см/год.

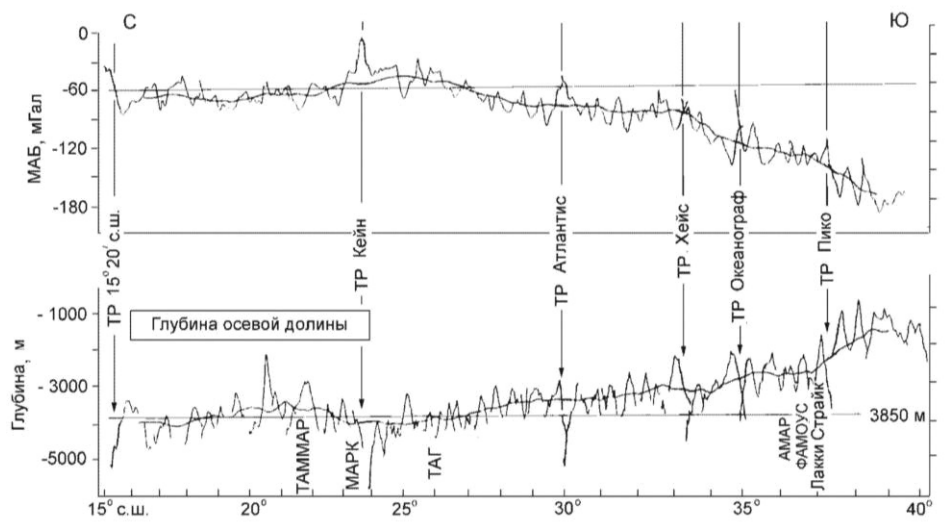


Рис. 14.9. Вдольосевые вариации гравитационных аномалий Буге и глубины осевой долины на участке САХ от 15° до 40° с.ш. (по R. Thibaud et al.)

Отсутствие глубокой осевой рифтовой долины вблизи Азорской платформы и в центральных частях некоторых сегментов хребта, расположенных к югу, хорошо согласуется с зависимостью осевой морфологии от толщины земной коры. Влияние Азорской горячей точки на строение осевой зоны САХ, как к северу, так и к югу от нее, отмечается в пологом постоянном снижении средних осевых глубин и общем градиенте во вдольосевом профиле МАБ. Такое термическое влияние Азорской горячей точки, вероятно, определяет систематический рост спрединговых сегментов к югу по крайней мере до $26^\circ 30'$ с.ш. Миграция к югу магмы, а следовательно, и группы нетрансформных нарушений, по мнению М. Тибо с соавторами, происходит под действием силы тяжести, которая возникает из-за градиента давления, вызванного перепадом глубин от Азорской

горячей точки к югу, и не обусловлена изменениями в относительном движении плит. Для сегментов, расположенных к югу от $26^{\circ}30'$ с.ш., наблюдается систематическое продвижение сегментов с более интенсивной МАБ в сторону сегментов с менее выраженной МАБ, т.е. направление роста сегментов контролируется локальной дифференциацией термальной структуры между соседними сегментами. Однако хорошей корреляции между значениями скорости продвижения и различиями МАБ не наблюдается. Это говорит о том, что, если различия в МАБ определяют направление продвижения, они не определяют скорости этого продвижения, которая в конечном итоге является функцией других факторов, таких как длина смещения, расстояние между большими разломными зонами, региональный батиметрический градиент и скорость спрединга.

Скорости миграции нарушений обычно сопоставимы со скоростями спрединга. Геометрические оценки, исходящие из интерпретации магнитных и батиметрических данных, дают среднюю величину скорости миграции сегмента, не превышающую скорость астеносферного потока. Анализ следов нетрансформных смещений на участке между 29° и $31^{\circ}30'$ с.ш., проведенный Ж.-К. Семпере с соавторами, показывает, что большинство нарушений мигрируют к югу со скоростью 0–2 мм/год вдоль простиранья оси спрединга. В области Канаро-Богамского геотраверса скорость миграции нарушений, по мнению С. Мащенко, составляет около 5 мм/год. Между 20° и 24° с.ш. нарушения мигрируют со скоростью 25 мм/год. По данным С. Аплонova с соавторами, скорость миграции области нестабильного спрединга в этом районе составляет 15 см/год, в то время как скорости миграции астеносферного потока здесь достигают 17 см/год.

Смена тектономагматических циклов и миграция нарушений приводят к тому, что океаническая кора, образующаяся на оси хребта, оказывается очень неоднородной в пространстве. В первую очередь сегментация оси отражается в рельефе более древней океанической коры, который сохраняет информацию о характере палеосегментации: о фазах тектономагматических циклов палеосегмента и о положении этого палеосегмента в пространстве.

Положение каждого сегмента в пределах рифтовой области по отношению к направлению современной оси спрединга при удалении к флангам хребта может меняться, что позволяет, в свою очередь, определить по направлениям геоморфологических линеаментов местоположение и азимут простиранья палеооси спрединга. При этом следует учитывать тот факт, что по мере движения в направлении спрединга палеосегменты претерпевают значительное воздействие различных тектонических преобразований, особенно за пределами гребневой области хребта.

Неоднородности дна океана, происхождение которых связано с сегментацией хребта, выражаются и в изменениях мощности коры и лито-

сферы. Об этом свидетельствует анализ остаточных гравитационных аномалий, проведенный П. Жаном с соавторами. Он показывает, что в центрах палеосегментов наблюдаются максимальная толщина коры и тонкая литосфера, а областям структурных нарушений, ограничивающим сегменты, соответствует более толстая литосфера с очень тонкой корой. Эти изменения толщины земной коры (± 2 км) отражают локальные периодические осцилляции магматического бюджета, где центрам сегментов соответствуют периоды интенсивного магматизма и образования коры, в то время как нарушениям соответствуют низкомагматичные фазы растяжения. Длительность магматической фазы изменчива (3–7 млн лет) и, по мнению М. Майи и П. Жана, соответствует времени жизни каждого сегмента.

Таким образом, существуют два структурных плана плотностных неоднородностей литосферы, связанных непосредственно с процессами формирования океанической коры на дивергентной границе плит. Первый, наиболее интенсивный, связан с вариациями мощности новообразованной земной коры. Эти вариации, в свою очередь, обусловлены различиями в интенсивности отделения расплава из верхней мантии вдоль простирания СОХ, что в условиях низкоскоростного спрединга является отражением трехмерности термальной структуры мантийного апвеллинга. Данный структурный план выражается в латеральных вариациях аномалий поля силы тяжести вдоль простирания оси спрединга и далее, с увеличением возраста коры, приводит к их «лоскутному» облику, поскольку термальная структура апвеллинга, определяющая характер аккреции, нестационарна. Вероятно, преобразование системы мантийного апвеллинга сопровождается и перестройками самой дивергентной границы: локальными перескоками оси спрединга, формированием V-образных структур, возникновением и исчезновением нетрансформных нарушений.

Второй, гораздо менее выраженный, структурный план плотностных неоднородностей литосферы обусловлен локальными вариациями магматических процессов в периоды устойчивого (квазистационарного) апвеллинга в пределах конкретного спредингового сегмента (ячейки спрединга). Этот структурный уровень проявлен в плотностных неоднородностях 3-го (габбрового) слоя океанической коры. Характерно, что оба типа плотностных неоднородностей могут не совпадать пространственно с морфоструктурным (а точнее, «морфоскульптурным») выражением сегментации коры в рельефе поверхности океанического дна.

С точки зрения тектоники это является свидетельством некоторой обособленности аккреционных процессов, формирующих преимущественно нижнюю часть разреза океанической коры (габбровый слой), от эруптивных излияний базальтовых магм, приводящих к образованию слоя 2А. В дополнение к изменению толщины из-за сокращения снабже-

ния расплавом на удалении от локализованной зоны мантийного апвеллинга, структура океанической коры под нетрансформными нарушениями может существенно отличаться от структуры коры под срединными частями сегментов.

Можно ожидать, что в центре спрединговых сегментов, над зоной максимального образования расплава, океаническая кора будет отражать присутствие неустановившихся магматических камер и демонстрировать четкую структуру слоев коры. Около окончаний сегментов, где образование расплава наименьшее, океаническая кора может быть высокогетерогенной, отражающей прошлое присутствие недолговечных магматических тел, или может состоять только из тонкого базальтового слоя, перекрывающего мантийные перидотиты. В последнем случае отсутствие слоя габбро, по мнению Ж.-К. Семпере с соавторами, будет отражать отсутствие магматического очага и подразумевать латеральное перемещение базальтового расплава от середины сегмента к его границам.

На картах магнитных аномалий также отчетливо проявляются две основные конкурирующие черты спредингового процесса: регулярность (двумерный характер и симметрия основных особенностей аномального магнитного поля) и пространственно-временная изменчивость. Интенсивность линейных магнитных аномалий меняется вдоль их простирания, они имеют сегментированный облик. Это дает возможность по характеру линейных магнитных аномалий восстанавливать фазу тектономагматического цикла и расположение в пространстве палеосегментов. Проведенные на Канаро-Багамском геотраверсе исследования С. Мащенко с коллегами свидетельствуют о том, что океаническая кора за пределами рифтовой зоны САХ имеет сложно организованную сегментированную структуру «лоскутного» типа. Это приводит к пересмотру распространенного представления об океанической коре как объекте существенно однородном, сформированном в ходе стационарного двумерного спредингового процесса.

В целом можно сделать вывод, что низкоскоростной спрединг является нестационарным и существенно трехмерным (ось спрединга пересекается большим количеством нетрансформных нарушений, возникают V-образные структуры, сегментация имеет долгоживущий характер). Это, в свою очередь, определяет характер сегментации и геодинамическую природу сегментов разных масштабных уровней. К тому же пространственно-временные вариации спрединга делают необходимым проведение четырехмерного анализа этого процесса (глубинно-поверхностных изменений со временем).

При удалении от оси хребта многие описанные выше неоднородности океанической коры нивелируются разнообразными процессами. Рифтовые горы, окаймляющие центры спрединга, понижаются вследствие достаточ-

но интенсивной эрозии их склонов и термического остывания литосферы. В результате при удалении их от оси, когда произойдет релаксация термической составляющей их рельефа, высота оставшихся гор может быть даже меньше, чем высота вулканических сооружений, которые были образованы на оси. В итоге сформированные в центре сегментов более высокие рифтовые горы окажутся сильнее разрушенными и опустятся ниже, чем изначально более низкие участки следов нарушений.

Таким образом, может происходить выравнивание рельефа океанических котловин, созданного за счет сегментации, даже без учета сглаживающего влияния накапливающегося слоя осадков. Эрозия и денудация пород на поднятых участках поверхности и накопление осадков на опущенных приводят к перераспределению нагрузки, к изостатическому выравниванию соседних участков литосферы и, следовательно, к противоположно направленным вертикальным перемещениям внутри литосферной плиты. Однако палеоследы осевых структурных неоднородностей остаются в гравитационных и магнитных аномалиях.

Глава 15. Активные континентальные окраины

15.1. Географическое положение

Все активные континентальные окраины ассоциируются с конвергентными границами плит — зонами субдукции (рис. 15.1). На конвергентных границах плит в условиях сжатия происходит асимметричное погружение края океанической плиты под континентальную или океаническую (как правило, более молодую). При встречном движении более древняя и более тяжелая океаническая плита уходит под другую, а затем погружается в мантию. При всем разнообразии геоморфологических, геологических и геофизических характеристик этих окраин существуют достаточно простые и общие, а поэтому сильные признаки, позволяющие уверенно их маркировать на конвергентных границах больших и малых плит. Главный из них — геоморфологический: конвергентные края маркируются сопряженными между собой положительными (поднятыми) и отрицательными (опущенными и продолжающими опускаться) морфоструктурами, которые всегда далеки от изостазии. Поэтому второй отличительный признак — парный пояс значительных по амплитуде и параллельных друг другу положительных и отрицательных изостатических аномалий силы тяжести (рис. 15.2).

Окраины практически всех материков (за исключением западной Антарктиды), ограничивающих Тихий океан, представляют собой активные континентальные окраины (рис. 15.1). Зоны перехода от континентов к Тихому океану отличаются большим разнообразием своего тектонического строения и занимают значительную площадь — 13,5% площади Тихого океана.

Вдоль западной окраины океана с севера на юг можно назвать следующие области переходной зоны с соответствующими зонами субдукции (рис. 15.1): Берингово море с Алеутскими островами и Алеутским глубоководным желобом (максимальная глубина желоба 7822 м); Курильская котловина Охотского моря с Курильскими островами и Камчаткой и глубоководным Курило-Камчатским желобом (9717 м); Японское море с Японскими островами и одноименным желобом (8412 м); юго-восточная котловина Восточно-Китайского моря с островами Рюкю и Нансейским желобом (7790 м); очень сложно построенная область Южно-Китайского моря и Индонезийских морей с несколькими причудливо изогнутыми островными дугами и глубоководными желобами: Филиппинским (10 265 м), Манильским (5249 м), Банда (7440 м), Яванским и Тиморским (последние два окаймляют эту область со стороны Индийского океана).

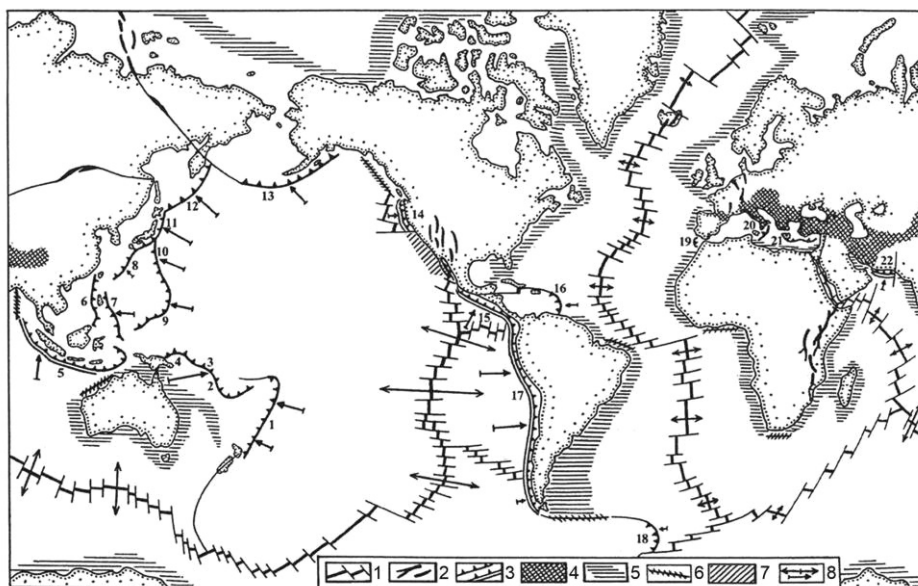


Рис. 15.1. Расположение активных (субдукционных) и пассивных (рифтогенных) и палеотрансформных и палеосубдукционных) континентальных окраин в системе глобального распределения границ плит (по Хаин, Ломизе с дополнениями):

1 — спрединговые хребты, 2 — трансформные разломы, 3 — зоны субдукции, 4 — орогенные коллизионные пояса, 5 — пассивные рифтогенные континентальные окраины, 6 — сдвиговые палеотрансформные, 7 — палеосубдукционные континентальные окраины, 8 — направления относительного перемещения плит.

Зоны субдукции: 1 — Тонга — Кермадек; 2 — Новогвинеидская; 3 — Соломон; 4 — Ново-Британская; 5 — Зондская; 6 — Манильская; 7 — Филиппинская; 8 — Рюкю; 9 — Марианская; 10 — Идзу-Бонинская; 11 — Японская; 12 — Курило-Камчатская; 13 — Алеутская; 14 — Каскадных гор; 15 — Центрально-Американская; 16 — Малых Антиль; 17 — Андская; 18 — Южных Антиль (Скотия); 19 — Гибралтарская; 20 — Калабрийская (Эоловая); 21 — Эгейская (Критская); 22 — Мекран

К востоку от Филиппин и Рюкю располагается еще одна обширная переходная область, состоящая из Филиппинской котловины, глубоководных желобов — Идзу-Бонинского (9810 м), Волкано (9156 м), Марианского (11022 м), Яп (8850 м), Палау (8069 м) и одноименных островных дуг, представляющих как бы передовой эшелон по отношению к островным дугам и желобам Восточно-Китайской и Южно-Китайско-Индонезийской переходных областей.

К северу от Новой Гвинеи и к востоку от Австралии располагается обширная и очень сложно построенная зона островных дуг и глубоководных желобов, характерной особенностью которой является то, что на значительном ее протяжении желоба располагаются как со стороны океана, так и со стороны Кораллового моря. Вдоль северо-западного края Новой Гви-

неи протягивается Новогвинейский желоб (5050 м), которому с юга сопутствует гряда передовых альпийских поднятий Новой Гвинеи. Затем следует островная дуга, включающая острова Адмиралтейства, Новую Ирландию и Новую Британию, окаймленная с севера Западно-Меланезийским (6310 м), а с юго-востока — Новобританским (8320 м) желобами. Внутри этой системы островов и желобов расположено Новогвинейское море. Далее на восток следует широкая гряда Соломоновых островов, которая с юга, со стороны Кораллового моря, окаймлена Бугенвильским желобом (9103 м) и желобом Сан-Кристоваль (8332 м).

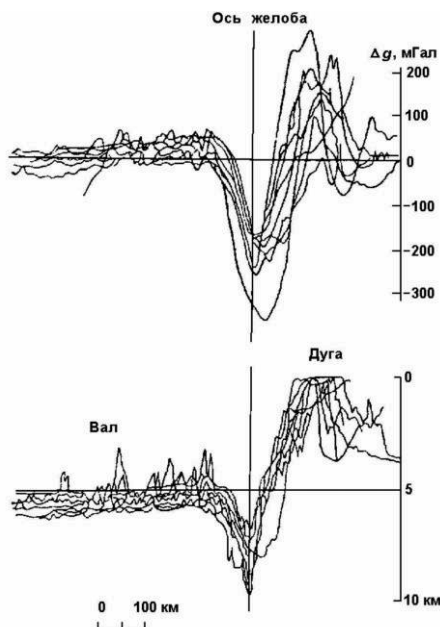


Рис. 15.2. Рельеф дна и аномалии $\Delta g_{св}$ над передовым валом, желобом и островной дугой (по М. Talwani)

С севера вдоль Соломоновых островов расположена узкая депрессия дна с глубинами несколько большими 4000 м, на восточном продолжении которой располагается желоб Витязя (6150 м). Особенностью этого желоба является то, что вдоль него нет островной дуги.

От восточного окончания желоба Сан-Кристоваль протягивается на юг и юго-восток Новогибридская островная дуга, которую со стороны Кораллового моря сопровождает одноименный глубоководный желоб с максимальной глубиной 9174 м. Продолжением Новых Гебрид служит подводный хребет Хантер, который затем сменяется подводным основанием островов Фиджи. На север от названных элементов рельефа дна расположена Северо-Фиджийская котловина, которая с северной стороны обрамлена желобом Витязя.

На юго-востоке вся эта грандиозная цепь островных дуг и глубоководных желобов замыкается островами Тонга и Кермадек и одноименными желобами (глубины желобов соответственно 10 882 и 10 047 м). Желоб Кермадек имеет относительно мелководное продолжение далее на юг — впадину Хикуранга, осложняющую рельеф Новозеландского плато и окаймляющую восточный берег Северного острова Новой Зеландии.

Расположенный к югу от Новой Зеландии трансформный разлом Маккуори типа хребет — дуга, осложнен компонентой движения сжатия, ортогональной направлению преобладающего сдвига вдоль простирания разлома. С запада этот разлом обрамляют глубоководные желоба Пюисегюр (5988 м) и Хьорт (6219 м).

Происхождение и структурное положение морей Кораллового, Тасманова и Фиджи связано с процессами задугового спрединга, при котором формировалась новая океаническая кора. В пределах этих морей отмечаются палеоспрединговые хребты, четко фиксируемые в рельефе фундамента, гравитационных аномалиях, а также линейных, симметричных относительно оси хребтов, магнитных аномалиях. Котловины морей Кораллового и Тасманова, Фиджи, бассейна Лау сложены корой океанического типа, тогда как положительные формы рельефа между ними — корой субконтинентального и континентального типа. Характер древнего вулканизма на островах Лорд-Хау и Норфолк — типично океанический (оливиновые базальты). В Новой Каледонии широко распространены ультраосновные породы. Продукты молодого вулканизма на о. Лорд-Хау характеризуются присутствием пирокластического материала. Результаты глубоководного бурения и сейсмоакустического профилирования свидетельствуют о складчато-глыбовой структуре поднятия Лорд-Хау.

Сопоставление строения различных переходных частей Тихого океана дает основание полагать, что различия, которые отмечаются, например, в строении Марианской, Курило-Камчатской, Японской и других областей, отражают разные стадии развития отдельных крупных регионов переходной зоны, в совокупности обрисовывая общую картину путей переплавления океанической коры в континентальную.

Переходные зоны в восточной части Тихого океана выражены только глубоководными желобами — Центрально-Американским (Гватемальским) с максимальной глубиной 6662 м и Перуанско-Чилийским, максимальная отметка глубины которого 8064 м. Здесь нет островных дуг и окраинных морей. Островные дуги здесь как бы «заменяют» молодые альпийские горные хребты Южной Сьерра-Мадре (в Центральной Америке) и Береговые Кордильеры в Южной Америке. В западной части Тихого океана сходные соотношения наблюдаются на Камчатке и на северном побережье Новой Гвинеи.

Строение активных континентальных окраин и процессы субдукции были довольно подробно рассмотрены в книгах Ушакова С.А. и Галушкина Ю.И., В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе «Геотектоника с основами геодинамики» [2005], а также Л.И. Лобковского, А.М. Никишина и В.Е. Хаина «Современные проблемы геотектоники и геодинамики» [2004]. Здесь же, базируясь преимущественно на этих монографиях, и на совместной работе с М.Г. Ломизе и А.О. Мазаровичем в монографии «Мировой океан» (под ред. Л.И. Лобковского), представлена краткая характеристика этих структур, необходимая в рамках логики изложения проблем геоморфологии, тектоники и геодинамики океанов.

15.2. Геодинамические типы активных континентальных окраин и зон субдукции

Характер взаимодействующих участков литосферы определяет различия между двумя главными тектоническими категориями зон субдукции: *окраинно-материковыми зонами (андского, зондского и японского типа)* и *океанскими зонами (марианского типа)*. Первые формируются там, где океанская литосфера субдуцирует под континент, вторые — при взаимодействии двух участков океанской литосферы.

Строение и субдукционный режим окраинно-материковых зон разнообразны и зависят от многих условий. Для наиболее протяженной из них, Андской (около 8 тыс. км), характерны пологая субдукция молодой океанской литосферы, господство сжимающих напряжений и горообразование на континентальном крыле (рис. 15.3 I). Зондскую дугу отличает отсутствие таких напряжений, что делает возможным утонение континентальной коры, поверхность которой находится в основном ниже уровня океана; под нее субдуцирует более древняя океанская литосфера, уходящая на глубину под более крутым углом (рис. 15.3 II).

Разновидностью окраинно-материковых можно считать и зоны субдукции *японского типа*, представление о которых дает пересечение, проходящее через Японский желоб — Хонсю — Японское море (рис. 15.3 III). Характерно наличие краевого морского бассейна с участками новообразованной коры океанского или субокеанского типа.

При образовании зон субдукции океанского (марианского) типа более древняя (и поэтому более мощная и тяжелая) океанская литосфера субдуцирует под более молодую (рис. 15.3 IV), на краю которой (на симатическом основании) образуется *энсиматическая островная дуга*. Примерами таких зон субдукции, наряду с Марианской, могут служить такие островодужные системы, как Идзу-Бонинская, Тонга — Кермадек, Южных Антил. Ни одна из подобных зон субдукции, по крайней мере, в новейшее время, не формировалась посреди океана: они тяготеют к сложному парагенезу

структур океанского обрамления. Во всех рассмотренных случаях погружается океаническая литосфера.

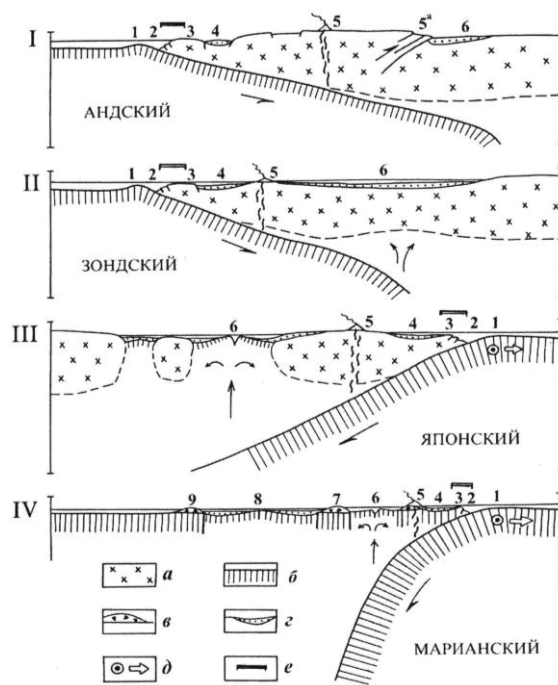


Рис. 15.3. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды

(по М. Ломизе, с использованием схем Д. Карига, У. Дикинсона, С. Уеды):

I—III — окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; IV — океанская зона субдукции, марианский тектонотип; а — континентальная литосфера, б — океанская литосфера, в — островодужные вулканиды, г — вулканогенно-осадочные формации, д — откат перегиба субдуцирующей плиты, е — место возможного формирования аккреционной призмы. В латеральных структурных рядах: 1 — краевые валы, 2 — глубоководные желоба, 3 — невулканические островные дуги, подводные террасы или береговые хребты, 4 — преддуговые или фронтальные прогибы, 5 — вулканические островные дуги (энсиалические и энсиматические), а в орогенах андского типа — главный хребет и его вулканические цепи, 5а — тыловая система взбросово-надвиговых деформаций, 6 — задуговые и междуговые бассейны, а также тыловые (предгорные) прогибы орогенов андского типа, 7 и 9 — остаточные островные дуги, 8 — отмерший междуговой бассейн

15.3. Геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика активных континентальных окраин

Все активные окраины континентов при всем их различии служат поверхностным выражением весьма сходных глубинных процессов субдукции, поэтому их строение весьма сходно. В них представлена закономерная

последовательность структурных единиц, формирующихся в земной коре над зоной субдукции и сменяющихся вкрест ее простирацию (рис. 15.3).

В окраинно-материковых зонах субдукции андского типа в латеральном ряду следуют: *краевой вал* — *глубоководный желоб* — *береговой хребет* (иногда подводное поднятие или терраса) — *фронтальный бассейн* (в наземных условиях — «продольная долина») — *главный хребет* (чаще всего вулканический) — *тыловой бассейн* (предгорный прогиб). В перекрытых морем окраинно-материковых зонах зондского типа и в островодужных системах (как энсиалических, так и энсиматических) сохраняется та же последовательность структурных элементов. Однако все они, за исключением краевого вала и глубоководного желоба, заметно отличаются от андских и обозначаются другими названиями. Начиная от глубоководного желоба, следуют: *невулканическая (внешняя) островная дуга* — *преддуговой бассейн (прогиб)* — *вулканическая (внутренняя) островная дуга* — *задуговой бассейн* (краевое, окраинное море). Последний может подстилаться как утоненной континентальной корой (Яванское море), так и океанской корой — относительно древней (Берингово море) или новообразованной (бассейн Лау, впадины Японского моря). В отличие от андских тыловых прогибов, задуговым бассейнам свойственны обстановки растяжения — от сравнительно слабых до проявлений океанского спрединга.

Следуя В.Е. Хаину и М.Г. Ломизе, рассмотрим строение основных морфоструктур активных переходных зон.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутые параллельно желобу. Это пологие вздутия океанского ложа высотой в сотни метров, сложенные типичной океанской корой нормальной мощности. Примером краевого вала может служить вал Зенкевича вдоль Курило-Камчатского желоба. Происхождение валов связывается со сжатием океанской литосферы при ее погружении в зону субдукции. Склон вала, обращенный к желобу, переходит во внешний склон желоба. Он нередко осложнен сбросовыми уступами, но иногда и надвигами в направлении оси желоба в связи со сжатием литосферы.

Глубоководные желоба — важнейший элемент строения активной окраины, тесно сопряженный с вулканической дугой. Соответственно, в плане желоба также имеют дугообразную форму, протягиваясь на сотни, иногда более 1000 км, и сочленяясь, как и дуги, под некоторым углом. Глубина желобов может достигать 11 км. В поперечном сечении желоба имеют V-образную форму, но всегда заметно асимметричную: внутренний склон более крутой и высокий, чем внешний. С осью желоба совпадает выход на поверхность сейсмофокальной зоны. В островодужном типе окраин она, как правило, более крутая, чем в приконтинентальном, андском, типе.

Внутренний склон желобов нередко является местом накопления аккреционной призмы (аккреционного клина), ширина которой может достигать 300 км, например, в районе о. Барбадос. В других случаях этот клин очень узкий, например, у Марианского желоба, или отсутствует; это означает, что океанская плита вместе со своим осадочным слоем полностью поглощается в зоне субдукции, т.е. уходит в мантию.

По мере роста аккреционного клина обычно происходит его подъем, причем нередко более древняя, верхняя часть клина поднимается над уровнем океана в виде внешней, *невулканической дуги*. Такая дуга протягивается вдоль Зондского желоба против Суматры и Явы в виде о-вов Ментавай, элементом внешней дуги является о. Барбадос к востоку от Малых Антильских островов. Между внешней дугой и главной, вулканической, дугой простирается *преддуговой прогиб*, выполняемый осадками, сносимыми как с невулканической, так и в основном с вулканической дуги и представленными терригенными породами, в особенности граувакками. Эти отложения залегают резко несогласно на образованиях аккреционного клина и бывают в разной степени деформированными.

Вулканические дуги протягиваются параллельно желобам на расстоянии 200–300 км от их оси. Ширина самой активной вулканической зоны составляет не более 50 км, но во времени она нередко мигрирует.

Вулканические дуги существуют двух типов: энсиматические и энсиалические. *Энсиматические дуги* закладываются на океанской коре, возможно, на месте трансформных разломов, когда одно крыло, с более древней корой, начинает пододвигаться под другое. Современным примером такой ситуации может служить трансформный разлом Маккуори, относящийся к кинематическому типу хребет — дуга и являющийся границей Тихоокеанской и Австралийской плит. Примерами молодых энсиматических дуг могут считаться дуги Южно-Сандвичева (Скотия), Тонга — Кермадек, более зрелых — Марианская, Алеутская.

Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов, отторгнутых от континента рифтингом и спредингом. Таковы Японская дуга, Камчатская, возможно, с ее Курильским продолжением, частично Филиппинская и некоторые другие. Вулканы энсиалических дуг принадлежат известково-щелочной серии, среди них явно преобладают андезиты и достаточно часты более кислые породы — дациты и риолиты.

В основании вулканических дуг образуются плутоны гранитоидов — преимущественно диоритов, тоналитов, гранодиоритов в энсиматических дугах и гранитов — в энсиалических; при последующем размыве они выходят на поверхность.

Задуговые (тыльно-дуговые) окраинные моря располагаются между островными дугами и континентом. Они могут обладать значительной

глубиной (более 4 км) и подстилаются в своей глубоководной части корой океанского типа, но нередко с повышенной мощностью осадочного слоя. Целая цепь таких бассейнов протягивается в западной части Тихого океана, вдоль окраин Азии и Австралии. Многие из этих бассейнов образовались в обстановке растяжения, о чем свидетельствуют и утонение литосферы, и повышенный тепловой поток, и в особенности появление спрединговых линейных магнитных аномалий. Наиболее отчетливо они выражены в Филиппинском, Южно-Китайском морях, а также в море Скотия.

Начальную стадию образования окраинных морей можно наблюдать на примере трога Окинава, возникшего в конце миоцена — начале плиоцена в тылу дуги Рюкю в Восточно-Китайском море. В этом трого произошла явная деструкция континентальной коры, проявился базальтовый вулканизм, но лишь на небольшом участке дело дошло до спрединга и новообразования океанской коры (рис. 15.4). Более подробно механизмы образования окраинных морей и задуговых зон спрединга будут рассмотрены ниже.

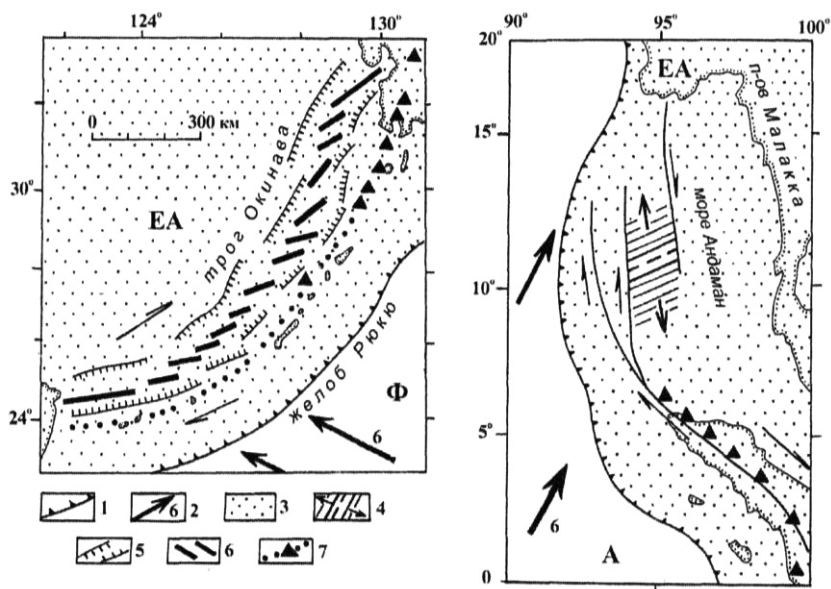


Рис. 15.4. Тектонические последствия косоориентированной субдукции:

Слева — продольные сдвиги и раскрытие задугового бассейна типа pull-apart в море Андаман, Зондская зона субдукции (по Т. Эгухи и др.). Справа — кулисообразная система рифтовых расщелин в трого Окинава над зоной субдукции Рюкю (по М. Кимуре и др., с дополнениями по Ж.-К. Сибуэ и др.): 1 — континентальные глубоководные желоба (зоны субдукции); 2 — направление и скорость (см/год) конвергенции литосферных плит; 3 — область распространения континентальной коры; 4 — область задугового спрединга; 5 — сбросы на бортах трога Окинава; 6 — рифтовые расщелины в трого Окинава; 7 — ось островной дуги Рюкю и ее активные вулканы.

Литосферные плиты: ЕА — Евразийская; А — Австралийская; Ф — Филиппинская

Геофизические методы дают разнообразную информацию о глубинном состоянии вещества и строении зон субдукции, которые удастся проследить с их помощью вплоть до низов мантии.

Гравиметрические методы свидетельствуют о том, что из всех морфоструктур характерных для активных континентальных окраин в целом уравновешена лишь вулканическая гряда, тогда как остальные весьма далеки от изостазии, особенно вал и глубоководный желоб, которые полностью не скомпенсированы. Над краевым валом отмечаются положительные аномалии силы тяжести, достигающие значений 40–60 мГал, в то время как глубоководные желоба характеризуются интенсивными отрицательными аномалиями до 150–200 мГал, реже до 300 мГал. Когда океаническая литосфера поддвигается под континентальную, то между желобом и вулканической грядой появляются характерные морфоструктуры, похожие на невулканические гряды островных дуг тем, что именно к этим морфоструктурам, так же, как и к невулканическим грядам, приурочен пояс положительных изостатических аномалий (100–300 мГал). При столкновении и поддвигании материковых краев литосферных плит образуются сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры — предгорный (краевой) прогиб и горная гряда. Но не только пояса нарушения изостазии свидетельствуют о том, что глубоководные желоба островных дуг и предгорные прогибы являются морфоструктурами, близкими по своей геодинамической природе, иногда они переходят друг в друга. Так, глубоководный Яванский желоб имеет продолжение на континенте в виде Бирманского и Предгималайского краевых прогибов.

Известно, что многие из таких сопряженных между собой неуравновешенных морфоструктур существуют и развиваются на протяжении десятков миллионов лет. Если считать эти сопряженные и некомпенсированные морфоструктуры стационарными, то длительная прочность литосферы, необходимая для их поддержания, должна была бы достигать нескольких килобар и практически не меняться со временем. Такая величина близка к условно-мгновенной прочности горных пород на скалывание. Но из анализа областей современных покровных оледенений и послеледниковых движений известно, что при распределении ледников на достаточно большой площади (линейные размеры порядка сотен километров) нагрузка порядка десятков — первой сотни бар уравновешена достаточно полно. Следовательно, для поддержания характерных, сопряженных между собой неуравновешенных морфоструктур островных дуг (или предгорных прогибов и горных гряд) необходим некоторый механизм, а не просто стационарная прочность литосферы.

Такой механизм впервые был предложен в начале 30-х годов Ф.А. Венинг-Мейнесом в виде упругого вдавливания всей литосферы. Эта

идея была развита в конце 60-х — начале 70-х годов С. Ушаковым и М. Крассом, когда был сформулирован общий принцип поддержания неизостатических нагрузок. Сопряженные между собой и далекие от изостазии морфоструктуры (островные гряды, желоба и передовые валы или горные гряды и предгорные прогибы) могут существовать длительное время, порядка нескольких миллионов лет и более, только при условии непрерывного перераспределения напряжения в трущихся краях литосферных плит. Но перераспределение напряжений невозможно представить без непрерывного погружения края одной литосферной плиты и постепенного стирания наползающего края. Иными словами, парные, сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры по своей природе являются динамическими. Они обусловлены процессом поддвигания края одной плиты (который маркируется отрицательными изостатическими аномалиями и желобом или предгорным прогибом) и надвигания края другой плиты (последний маркируется положительными аномалиями и невулканической или горной грядой).

После прекращения процесса сжатия (и как следствие, прекращения поддвигания края одной плиты и надвигания другой) происходит релаксация напряжений, выравнивание нескомпенсированных морфоструктур и исчезновение парных поясов нарушения изостазии; время такой релаксации не превышает 10^5 – 10^6 лет.

Теоретические и экспериментальные исследования подтвердили принципиальную справедливость вывода о динамической природе нескомпенсированных морфоструктур островных дуг и планетарных поясов сжатия литосферы, а также позволили выявить новые геоморфологические и геофизические проявления конвергенции краев литосферных плит.

Многоканальное сейсмопрофилирование дает структурные профили зон субдукции до глубин в несколько десятков километров при высокой разрешающей способности. На профилях бывают различимы главный сместитель (*детачмент*) зоны субдукции, а также внутреннее строение литосферных плит по обе стороны от этого сместителя. До таких же глубин были получены подробные профили распределения пород с разными скоростными характеристиками.

Сейсмическими исследованиями также было доказано, что приокеанические склоны желобов бесспорно относятся к океаническим плитам. На этих склонах развиты характерные, вытянутые по простиранию, как бы «вздернутые» уступы, которых нет на океанической плите вне желоба. Форма этих уступов позволяет считать, что они обусловлены разрывами океанической литосферы в условиях сжатия при поддвигании под наползающую плиту.

Методами *сейсмической томографии* субдуцирующая литосфера (так называемый *слэб*) обнаруживается глубоко в мантии, поскольку эта лито-

сфера отличается от окружающих пород более высокими значениями скоростей волн и упругих свойств («сейсмической добротности»). Методы дают трехмерное изображение слэба, пересекающего астеносферу и его деформацию в районе переходной зоны на глубине 410–670 км. В одних зонах, например, в Идзу-Бонинской, дойдя до поверхности нижней мантии (где вязкость пород на глубине 660 км возрастает в 10 — 30 раз), слэб изгибается, а затем следует горизонтально над этой поверхностью, ложится на нее (рис. 15.5, 3.20). В других зонах он и дальше следует наклонно, уходя в нижнюю мантию, где постепенно теряет свои четкие очертания и продолжается все расширяющейся областью положительных аномалий скорости. В некоторых зонах (Японской, Центрально-Американской) слэб опускается до самых низов мантии.

Как отмечалось в работах Л. Лобковского, Н. Добрецова, В. Трубицына и рассматривалось в разделе 3.5.1, 3.20, вопрос о проникновении субдуцирующей океанической плиты в мантию имеет важнейшее значение для построения моделей мантийной конвекции. Согласно данным сейсмической томографии, в природе могут реализоваться несколько сценариев (рис. 15.5): 1) плита может не выйти за пределы верхней мантии; 2) плита может пересечь переходную зону, достигнуть раздела 660–670 км и здесь остановиться, либо, выполаживаясь в направлении наклона зоны субдукции, либо несколько продавливая поверхность раздела и расплющиваясь под ней; 3) плита может пройти сквозь раздел «660–670 км» и углубиться в нижнюю мантию.

Первый из них представлен на примере Идзу-Бонинской дуги, где происходит выполаживание и «размывание» слэба на границе верхней мантии. Второй сценарий описан, в частности, для Курильской дуги. Здесь раздел между переходной зоной и нижней мантией оказывается прогнутым до глубины 690 км, а слэб выполаживается вдоль этой границы в направлении континента (рис. 15.5). Еще более выраженный пример этого типа представляет зона субдукции простирающаяся в широтном направлении через Северное море Фиджи параллельно желобу Витязя. Здесь выявлено выполаживание слэба в переходной зоне между верхней и нижней мантией и его частичное проникновение в нижнюю мантию.

Третий сценарий характерен для северной части Курильской зоны субдукции, где слэб прослеживается на несколько сотен километров вглубь нижней мантии, а также для зоны субдукции плиты Фараллон под Северную Америку, где эта плита целиком ушла под континент и была прослежена практически до границы мантии и ядра.

Однако, как правило, погружающиеся слэбы, проникающие в нижнюю мантию, не прослеживаются глубже 800–1200–1800 км.

Во всех вариантах следует учитывать, что погружение океанских плит в мантию происходит достаточно медленно и поэтому современное поло-

жение слэбов, особенно на больших глубинах, отвечает уже не кайнозою, а мезозою. Так, в случае плиты Фараллон (запад Тихого океана), погружение до границы ядра заняло 100 млн лет, т.е. она достигла этой границы в середине мелового периода. Скорость погружения слэбов оценивается в несколько сантиметров в год.

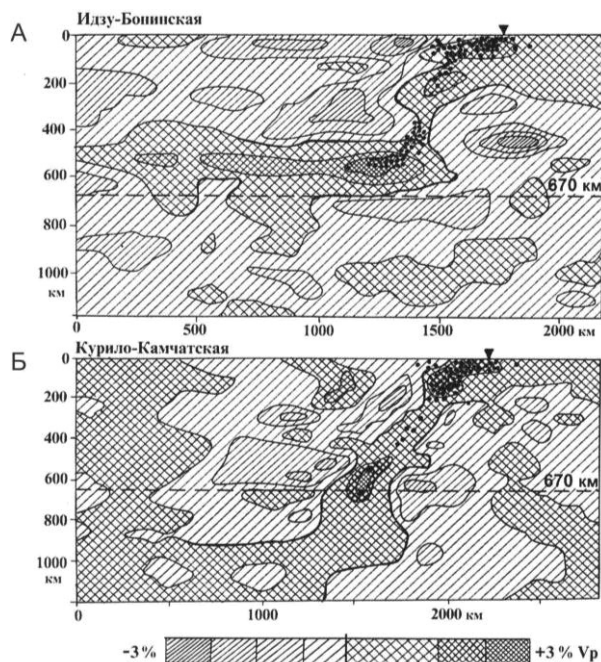


Рис. 15.5. Прослеживание на глубину субдуцирующей океанской литосферы посредством сейсмической томографии (по Р. Ван-дер-Хилсту и др.):

А — профиль через центральную часть Идзу-Бонинской зоны субдукции; океанская литосфера ложится на поверхность нижней мантии. Б — профиль через северную часть Курило-Камчатской зоны субдукции; океанская литосфера пересекает кровлю нижней мантии и погружается в нее

На рис. 15.6 приведена реконструкция эволюции слэба на примере Каскадной зоны субдукции. В этом районе четко выделяются три магматические провинции: базальты реки Колумбия, следы горячей точки Йелостон и следы горячей точки Ньюберри. Данные сейсмической томографии фиксируют выполаживание слэба на глубине 660 км.

Результаты магнитотеллурического зондирования, подтверждают данные сейсмической томографии и позволяют проследить геометрию погружающегося до 300 км слэба в Каскадной зоне субдукции в районе западной окраины Северной Америки и выявить гетерогенное строение надвигающегося края континентальной литосферы (рис. 15.7).

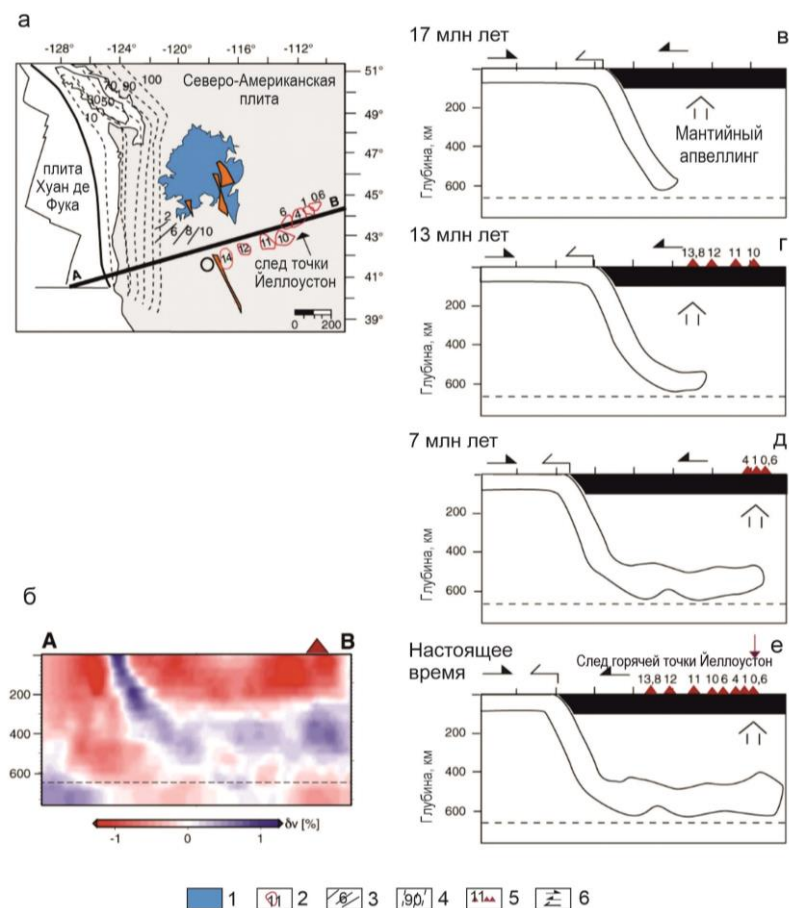


Рис. 15.6. Реконструкция эволюции слэба на примере Каскадной зоны субдукции в районе западной окраины Северной Америки вдоль профиля А-В (по Focaccia et al.):

а) Карта района западной окраины Северной Америки; б) глубинный разрез вдоль линии А-В через зону субдукции по данным сейсмической томографии (по Li et al.); (в-ж) реконструкция эволюции субдукции литосферы плиты Хуан де Фука и положение вулканических центров за последние 17 млн лет.

1 — базальты реки Колумбия, 2 — магматические центры горячей точки Йеллоустон с указанием их возраста в млн лет, 3 — магматические центры горячей точки Ньюберри с указанием возраста в млн лет, 4 — глубина погружающейся литосферы в км, 5 — вулканические центры и их возраст в млн лет, 6 — направления перемещения погружающейся и надвигающейся плит и глубоководного желоба

Современная субдукция находит выражение и в данных *магнитометрии*. Вдоль внутреннего края желоба иногда обнаруживаются положительные магнитные аномалии, которые тем выше, чем древнее (толще и холоднее) субдуцирующий там слэб и чем глубже проходит изотерма Кюри. По данным *магнитометрии* прослежено погружение океанической коры

под висячее крыло зоны субдукции. Несмотря на то что интенсивность аномалий здесь снижается в несколько раз, тем не менее в ряде районов был зафиксирован линейный знакопеременный характер аномалий, характерный для океанской коры (например, участок Центрально-Американского желоба (16–17° с.ш.)). Уходящая на глубину океанская литосфера как бы просвечивает сквозь смятые в складки осадочные комплексы континентальной окраины. Еще дальше, там, где она погружается под мощную гранитогнейсовую кору, линейные аномалии теряются.

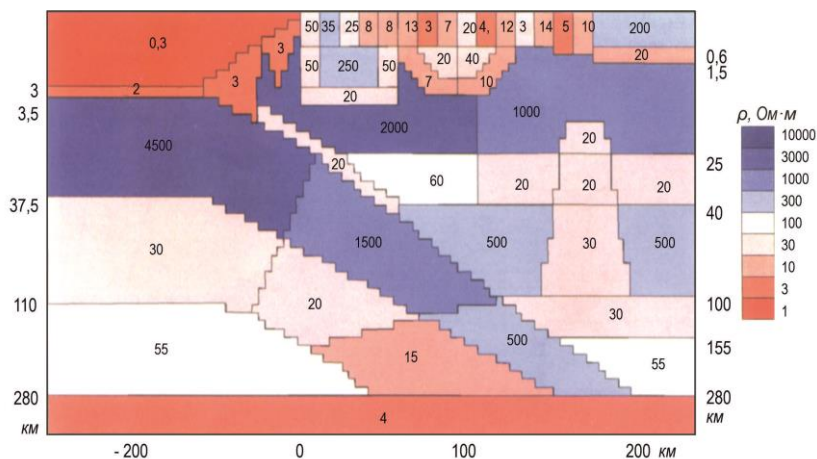


Рис. 15.7. Геоэлектрическая модель для разреза, пересекающего Каскадную зону субдукции (45° с.ш.), построенная по результатам МТЗ (по Пушкареву)

Геотермические наблюдения обнаруживают снижение теплового потока по мере погружения относительно холодной литосферы под островодужный (или континентальный) борт глубоководного желоба. Однако дальше, с приближением к поясу активных вулканов, тепловой поток резко возрастает.

Таким образом, результаты геофизических исследований вместе с геологическими данными послужили основой для модели литосферной субдукции, которая в течение уже нескольких десятков лет проверяется и уточняется.

15.4. Зоны Беньофа

Наклонно уходящие на глубину под островные дуги и активные континентальные окраины глубокие сейсмофокальные зоны, представляющие собой совокупность сейсмических очагов, в середине 1950-х годов, были проинтерпретированы Х. Беньофом как разломы хрупкой и прочной верхней мантии. Имеющиеся теперь геофизические данные позволяют эту мо-

дель Беньофа рассматривать как далекую от действительности. Однако в свое время она получила широкое распространение среди исследователей, и за уходящими на глубину сравнительно узкими в разрезе областями сосредоточения очагов землетрясений закрепилось название «зоны Беньофа», хотя еще в середине 1940-х годов А.Н. Заварицкий (1946 г.), а за 10 лет до него японский исследователь К. Вадати, трактовали эти глубинные сейсмофокальные зоны как результат поддвижения тихоокеанской литосферы под Японскую островную дугу. К концу 1950-х годов Г. Штилле высказал мысль, что образование глубоководных желобов, сопутствующих им отрицательных гравитационных аномалий и уходящих в мантию сейсмофокальных зон сопряжено с наклонным пододвиганием океанской земной коры; на определенной глубине она подвергается плавлению, порождая вулканические цепи, протянувшиеся параллельно желобу. Анализ многих геофизических фактов в дополнение к анализу распределения очагов землетрясений и механизмов в них свидетельствует о реальности погружения океанической литосферы на значительную глубину в мантию. Прежде всего — распределение добротности (величины, обратной затуханию сейсмических волн) в мантии под островными дугами. Известно, что добротность литосферы высокая — около 800–1000 (т.е. амплитуда плоской упругой волны уменьшится в литосфере в e раз через 800–1000 колебаний). У расположенной глубже и частично расплавленной астеносферы добротность значительно меньше: в среднем она близка к 200–300. Сейсмологические исследования убедительно показали, что очень высокой добротностью, даже несколько превышающей литосферную, обладает лишь сама сейсмофокальная зона. Выше ее, вплоть до глубин 50–70 км, непосредственно под вулканической грядой, добротность мантии очень низкая: она меньше, чем в литосфере, в 10–20 раз (рис. 15.8).

Тектоника литосферных плит дала простое объяснение этому факту: в мантию погружается сравнительно холодная кристаллическая литосфера, обладающая высокой добротностью, прочностью и хрупким разрушением.

Последние свойства и обуславливают сейсмическую активность под островными дугами. В процессе погружения в мантию океаническая литосфера разогревается и, постепенно переходя в астеносферу, перестает быть хрупкой. Время такого разогрева зависит от толщины погружающейся океанической литосферы; оценки дают характерную величину, близкую к 10 млн лет.

К настоящему времени накоплен обширный материал о строении и характеристиках сейсмофокальных зон Беньофа. Учитываются размещение очагов землетрясений, их магнитуда, а также результаты решения их фокального механизма, позволяющие судить об ориентировке главных осей напряжения.

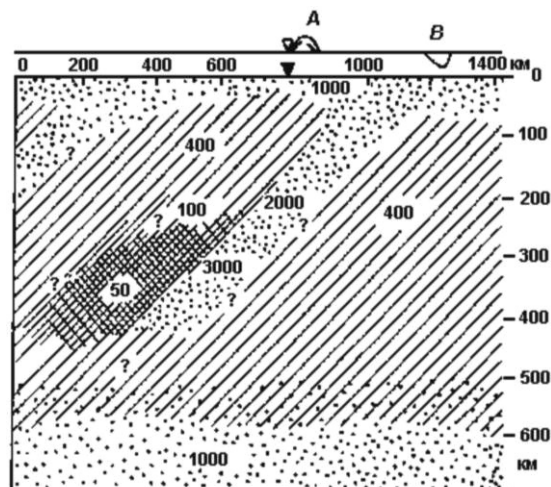


Рис. 15.8. Добротность мантии (Q_p) под Японией (по Сайкс):

Точками обозначены области высоких Q_p (1000–3000), наклонными линиями — области промежуточных значений Q_p (300–500), и перекрестная штриховка соответствует низким значениям Q_p (50–100). Знак «?» отвечает местам, где добротность не определена достаточно четко. А — вулканическая дуга; Б — ось желоба

Глубинность зон Беньофа зависит главным образом от зрелости субдуцирующей океанской литосферы, которая с возрастом наращивала свою мощность и охлаждалась (рис. 15.9). Не случайно среди сейсмофокальных зон, уходящих до максимальных глубин 600–700 км (а отдельные слабые очаги замечены и до глубин 850 км), — Японская, Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга, Кермадек, где субдуцирует литосфера с возрастом 120–150 млн лет. Напротив, там, где субдукция начинается вблизи осей спрединга, тонкая и высокотемпературная литосфера сейсмична лишь до глубин 200–100 км, а иногда и менее (у Каскадных гор, Мексиканской и Южно-Чилийской окраин, в зонах Нанкай, Яп-Палау и Южно-Соломоновой).

Второй важный регулятор глубинности зон Беньофа — скорость субдукции. При высоких скоростях (9–10,5 см/год) даже литосфера с возрастом 80–40 млн лет сохраняет свои упругие свойства до глубин около 600 км (рис. 15.9). В то время как при низких скоростях (2–3,5 см/год) литосфера даже более зрелая становится асейсмичной уже на глубинах 250–300 км (Малые Антилы, Новая Зеландия).

Таким образом, наблюдаемая глубинность зон Беньофа определяется сочетанием возраста погружающейся литосферы и скорости субдукции, она широко варьирует как от одной зоны к другой, так и по простиранию одной и той же зоны. В частности, глубинность одной из наиболее протяженных сейсмофокальных зон, Андской, убывает от 600 км в ее центральной части до 150–100 км на флангах. Изменения происходят дискретно в соответствии с сегментацией этой зоны субдукции.

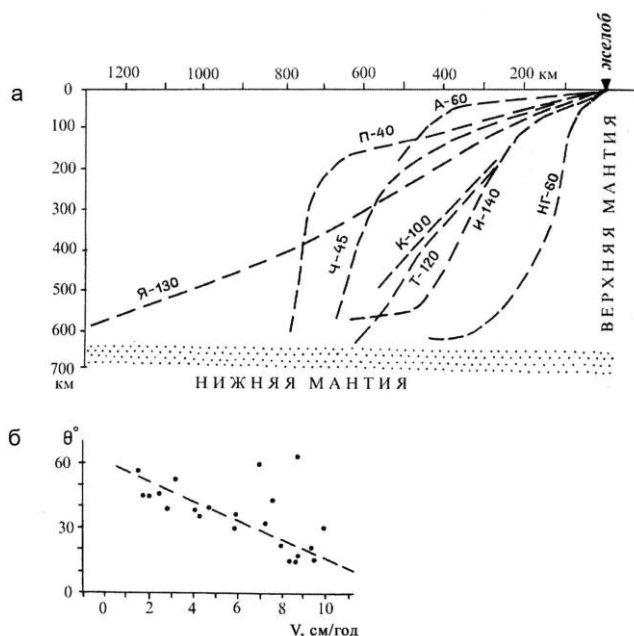


Рис. 15.9. Профили зон Беньофа (по Дж. Дьюи с дополнениями):

(а) — Алеутская (восточная часть); П — Андская в Центральном Перу; Ч — Андская в Северном Чили; Я — Японская (центральная часть); К — Курило-Камчатская (северная часть); Т — Тонга; И — Идзу-Бонинская (центральная часть); НГ — Новогвинецкая. Числа рядом с буквенными обозначениями — возраст субдуцирующей океанской литосферы у желоба в млн лет. (б) — график зависимости среднего наклона зон Беньофа на глубинах 0–400 км от скорости конвергенции литосферных плит (V) (по Т. Йококуре)

Следуя за слэбом, все зоны Беньофа ориентированы наклонно. В окраинно-материковых системах, в том числе и в сложно построенных системах японского типа, слэб всегда погружается в сторону континента, поскольку субдуцирует именно океанская литосфера. В зонах субдукции океанского (марианского) типа направление наклона не контролируется местонахождением ближайшего континента. Здесь при конвергентном взаимодействии двух плит океанской литосферы погружается та, которая древнее, а следовательно, толще и тяжелее. Соответствующая зона Беньофа наклонена, таким образом, под более молодую океанскую литосферу, где бы она ни находилась. Так, зона Тонга — Кермадек наклонена на запад (в сторону Австралии): позднемеловая литосфера погружается в этом направлении под литосферу олигоценового возраста. Расположенная кулисообразно к ней зона Новых Гебрид наклонена на северо-восток (к центральной части Тихого океана), так как палеоценовый слэб субдуцирует в этом направлении под миоценовую литосферу бассейна Фиджи.

Наклон каждой сейсмофокальной зоны меняется с глубиной в соответствии с конфигурацией слэба, прослеживаемого сейсмической томографи-

ей. Небольшие углы наклона у поверхности ($35\text{--}10^\circ$) с глубиной увеличиваются: сначала очень незначительно, затем обычно следует отчетливый перегиб, за которым возможно и дальнейшее постепенное нарастание наклона, вплоть до почти вертикального. Практически все разнообразие профилей закономерно размещается между двумя крайними их видами (рис. 15.9). Один вид представлен в таких системах океанского типа, как Новые Гебриды, Идзу-Бонинская. Наблюдается сравнительно крутой наклон близ поверхности (около 30°) и перегиб уже на глубинах до 100 км с увеличением наклона до максимальных значений; в тех зонах субдукции, где, дойдя до поверхности нижней мантии, слэб отгибается и продолжается горизонтально, за ним могут следовать и сейсмические очаги. Другой вид профиля представлен на центральном отрезке окраинно-материковой Андской системы. Здесь зона Беньофа уходит от желоба очень полого ($10\text{--}20^\circ$), перегиб находится значительно глубже (200–250 км), а за ним крутая часть профиля прослеживается с пробелами при низкой сейсмической активности. Малоглубинные зоны Беньофа могут заканчиваться выше перегиба субдуцирующей литосферы, и профиль у них почти прямой.

Наклон верхней части зоны Беньофа определяется его обратной зависимостью от скорости конвергенции (рис. 15.9 б) и прямой — от возраста (мощности, средней плотности) субдуцирующей океанской литосферы. В случае высокой «абсолютной» скорости надвигания всяческое крыло перекрывает океанскую литосферу, и образуется почти горизонтальный отрезок зоны Беньофа, ограниченный флексурными перегибами, как это видно, в частности, под Центральными Андами. Формирование широкой аккреционной призмы, такой как на активной окраине Аляски, также ведет к выполаживанию оказавшейся под ней близповерхностной части зоны Беньофа.

Вероятной причиной неравномерного нарастания крутизны уходящего в мантию слэба (и сейсмофокальной зоны) и соответствующих перегибов его профиля считают уплотнение пород субдуцирующей литосферы вследствие фазового перехода минералов.

Решение фокального механизма очагов по первым вступлениям сейсмических волн дает ориентировку главных осей напряжения, что, в свою очередь, позволяет определить направление растяжения (сжатия) или сдвиговых усилий в области очага. Установлено, что в зонах Беньофа эти динамические параметры закономерно меняются с глубиной. Вместе с тем меняется размещение очагов относительно границ субдуцирующей литосферы (рис. 15.10). Близ поверхности — под глубоководным желобом, а нередко и на его океанском обрамлении — очаги размещаются *внутри литосферы*, главным образом в ее верхах (растяжение), реже — в средней части (сжатие). Напряжения ориентированы полого вкрест простиранию

желоба и обусловлены, как полагают, упругим изгибом литосферы перед ее погружением в зону субдукции. Очаги растяжения бывают сопряжены со сбросами, которые выявляются сейсмическим профилированием и выходят на поверхность дна.

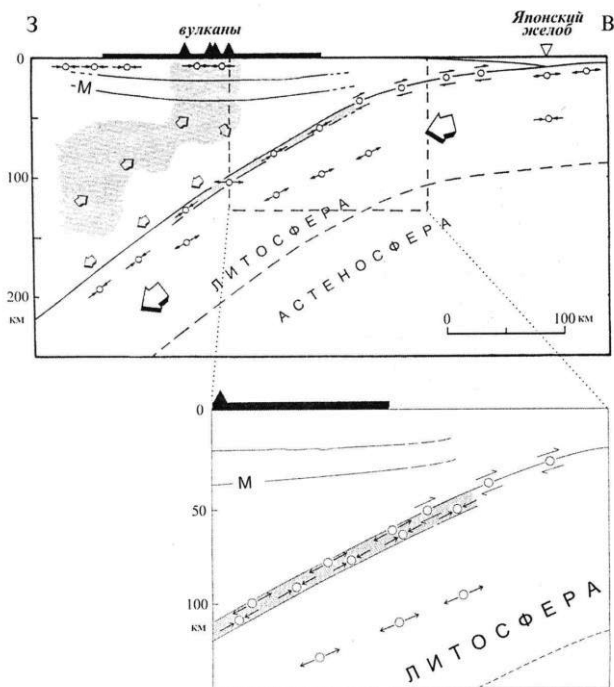


Рис. 15.10. Расположение сейсмических очагов (показаны кружками) и их фокальные механизмы в верхней части зоны Беньофа и над ней. Северное пересечение о-ва Хонсю, Японская зона субдукции (по Т. Игараси и др.)

М — подошва земной коры в висячем крыле. В субдуцирующем слэбе кора показана там, где она прослеживается как низкоскоростной слой, участвующий в образовании двойной зоны Беньофа. Внизу — детальная схема для части профиля, выделенной пунктиром; видно, что в такой двойной зоне верхняя сейсмофокальная плоскость, в свою очередь, подразделяется на две «субплоскости»

Ниже, на глубине до 15 км, судя по детальным наблюдениям в Японской зоне Беньофа, субдукция может быть асейсмична. Это объясняют значительным снижением сцепления плит, так как именно там при повышении давлений и температур океаническая кора выделяет большую часть воды, создавая на границе плит сверхвысокое поровое давление.

Далее, вниз по зоне Беньофа, на протяжении нескольких десятков километров сосредоточена максимальная сейсмическая активность, *приуроченная к контакту* взаимодействующих при субдукции литосферных плит, преобладают очаги типа пологих надвигов. В зонах с относительно слабым сцеплением плит здесь возникают многочисленные, но небольшие

очаги, а при высоких силах сцепления идет накопление упругих напряжений и происходят более редкие землетрясения большой, в том числе максимальной для зоны Беньофа, магнитуды. В пределах отдельных участков наблюдается временное асейсмичное скольжение, которое снимает часть упругих напряжений, в том числе в период после сильных землетрясений.

Глубже, где субдуцирующая плита выходит из соприкосновения с висячим литосферным крылом, а затем погружается в астеносферу, все очаги снова находятся *внутри слэба*, который отличается от окружающих пород более высокими упругими свойствами. Эти очаги фиксируют сжатие или растяжение, направленные по наклону слэба. Если в астеносферу погружается достаточно древняя, мощная литосфера, сейсмические очаги образуют в ней двойные сейсмофокальные зоны, которые прослеживаются на глубинах до 150 км. Для Японской зоны удалось уточнить ее строение в этом интервале: оказалось, что сейсмические очаги размещаются там даже в трех параллельных плоскостях: вблизи кровли слэба (растяжение), в нескольких км от нее (сжатие) и в 40–50 км от кровли (растяжение). Две верхние плоскости находятся среди сравнительно низкоскоростных пород океанической коры, третья — в мантийных породах литосферы (см. рис. 15.10).

Наконец, еще глубже зона Беньофа продолжается цепочкой очагов в верхней части литосферы, образующихся при сжатии по наклону слэба.

Происхождение сейсмогенных напряжений растяжения и сжатия внутри погружающегося в астеносферу слэба связывают с сокращением объема пород при фазовых переходах базальт — эклогит и оливин — шпинель, а также с термическим расширением пород по мере их перемещения на глубину. Кроме того, предполагается, что на максимальных глубинах сжимающие напряжения могут быть обусловлены взаимодействием слэба с нижней мантией, в которую он упирается при субдукции.

Сейсмичность над зонами Беньофа определяется главным образом мощностью литосферы в висячем крыле, а также распределением и интенсивностью проходящего сквозь нее теплового потока, снижающего упругие свойства пород. Главный источник динамических воздействий, создающих в этой литосфере сейсмогенные напряжения, — субдукция, а следовательно, важны параметры субдукции и сила сцепления литосферных плит на конвергентной границе.

В островных дугах сейсмичность над зоной Беньофа, начинаясь у желоба, прослеживается по латерали на 500 км и более (рис. 15.10). Это преимущественно малоглубинные очаги, даже под энсиалическими дугами они размещаются в основном на расстоянии до 30 км от поверхности, и только немногие опускаются до 60–70 км. В целом сейсмические очаги образуют горизонтальную систему, приуроченную к верхам литосферы и отделенную от зоны Беньофа клином разогретых пород с температурами

до 1500 °С и низкой механической добротностью. На удалении 100–200 км от оси желоба уже вблизи от первых активных вулканов (от «вулканического фронта») очаги прерываются, проходит «*асейсмичный фронт*» (по Т. Йосю) — линия, ограничивающая почти асейсмичную полосу шириной в несколько десятков километров. Ее объясняют резким снижением упругих свойств литосферы в результате подъема изотерм, а также проникновения расплавов и флюидов в полосу островодужного вулканизма.

В таких близповерхностных сейсмофокальных системах над зонами Беньофа преобладает субгоризонтальное сжатие в направлении, перпендикулярном желобу. В очагах, расположенных близ желоба, а также в тылу вулканической дуги может наблюдаться растяжение в том же направлении. Кроме того, в случае косоориентированной (относительно конвергентной границы) субдукции в сейсмических очагах над зоной Беньофа нередко обнаруживается продольный сдвиг или сложное смещение со сдвиговой компонентой. Такова сейсмичность на о. Суматра (над Зондской зоной Беньофа), где в соответствии с косоориентированной субдукцией наблюдаются правосдвиговые сейсмогенные смещения.

На активных континентальных окраинах андского типа наличие мощной континентальной литосферы над зоной Беньофа способствует распространению сейсмических очагов в ее висячем крыле на большую глубину, но все же они размещаются главным образом в пределах верхних 100 км. Как и в островодужных системах, преобладают очаги субгоризонтального сжатия или растяжения вкрест простиранию зоны, наблюдаются те же варианты размещения этих очагов. Но в тылу окраинно-континентальных горных сооружений вместо зон растяжения могут формироваться зоны сжатия, выраженные сейсмогенными взбросами и надвигами, направленными вглубь континента. На примере современных Центральных Анд видно, что такая зона сжатия может соседствовать с сейсмогенной зоной растяжения на той же активной окраине, но ближе к глубоководному желобу.

Отметим, что модель погружающейся в мантию океанической литосферы позволила объяснить протяженность глубинных сейсмофокальных зон, их предельную глубину и угол погружения в различных дугах. Эти параметры в каждой дуге зависят от линейной скорости поддвигания и, главное, от возраста поддвигающейся океанической литосферы. С возрастом, по мере остывания, океаническая литосфера становится не только толще, но и в среднем несколько плотнее. Как позволяют считать теоретические оценки плотности, из-за более легкой океанической коры литосфера моложе 20–30 млн лет имеет положительную плавучесть относительно подстилающей ее астеносферы. Когда погружается океаническая литосфера в возрасте $30 \leq t \leq 70$ млн лет, то предельная глубина, по теоретическим оценкам, не превышает 300 км. Только при условии погружения в зоны субдукции океанической литосферы старше 70–80 млн лет и при значи-

тельной линейной скорости поддвига литосфера может достичь больших глубин. Действительно, самые глубокие и протяженные сейсмофокальные зоны расположены под теми островными дугами (Курильской, Японской, Идзу–Бонинской, Марианской, Яванской и Тонга), где погружается океаническая литосфера, образованная в меловое и юрское время (Хаин, Ломизе).

15.5. Геологическое выражение зон субдукции

Тектонический рельеф, создаваемый субдукцией, предопределяет закономерное размещение седиментационных бассейнов с характерными формациями. Особого внимания заслуживает специфика накопления осадков в глубоководном желобе, где проходит конвергентная граница литосферных плит и начинается субдукция.

Латеральные ряды седиментационных бассейнов варьируют в зависимости от тектонического типа зоны субдукции. В окраинно-материковой обстановке андского типа, начиная от океана, следуют: *глубоководный желоб, фронтальный и тыловой бассейны*. Для желоба характерны флишеидные отложения, терригенные и туфогенные турбидиты. Слагающий их материал поступает с континентального склона и нередко содержит продукты размыва гранитно-метаморфического фундамента. Характерен продольный перенос вдоль желоба на большие расстояния. Фронтальный и тыловой бассейны (прогибы) служат местом накопления континентальных и мелководно-морских толщ молассового облика мощностью до нескольких километров. При этом фронтальный бассейн, размещаясь между береговым (невулканическим) и главным (вулканическим) хребтами, заполняется асимметрично: с одной стороны — обломочным материалом, с другой — как обломочным, так и вулканогенным.

В качестве фронтального в островных дугах формируется *преддуговой бассейн*, который заполняется морскими, в том числе флишеидными туфогенно-осадочными отложениями большой мощности. В качестве тылового развивается глубокий *задуговой* или *междуговой бассейн*, где на утоненном континентальном основании или на новообразованной океанской коре накапливаются мощные морские отложения, включая флишеидные. Таким образом, молассоидные мелководно-морские и континентальные формации окраинно-материковых систем сменяются в островодужных системах более глубоководными, преимущественно флишеидными. И для одних, и для других характерно наличие вулканогенного материала, состав которого зависит от тектонического типа зоны субдукции.

Специфична тектоническая обстановка накопления осадков в глубоководном желобе. Независимо от длительности существования зоны субдукции, в нем находятся лишь очень молодые, плейстоценовые и голоцено-

вые отложения, мощность которых обычно не превышает нескольких сотен метров. В этом отношении они контрастируют с осадочным заполнением соседних прогибов континентальной окраины или островной дуги, где и возрастной диапазон, и мощности гораздо больше. Залегая почти горизонтально, осадки глубоководного желоба прислоняются к его океанскому борту, а на континентальной (или островодужной) его стороне соотношения зависят от тектонического режима субдукции. В одних случаях, как, например, в Центральноамериканском желобе у берегов Гватемалы, они пододвигаются под висячее крыло и вовлекаются в субдукцию, почти не испытывая деформаций. В других случаях, напротив, близ конвергентной границы осадки глубоководного желоба приобретают более сложную структуру (в результате — складчатую изоклинально-чешуйчатую), причленяясь к аккреционному клину. Таковы соотношения на северном отрезке того же Центральноамериканского желоба у берегов Мексики.

Таким образом, специфика накопления осадков в глубоководном желобе в любом случае состоит в том, что находящийся в движении, субдуцирующий под континентальную окраину (или островную дугу) коровый субстрат, подобно ленте транспортера, удаляет поступающий в желоб осадочный материал, освобождая место для все более молодых осадков.

Сейсмические исследования показали, что океанические осадки, расположенные на опускающейся плите, затачиваются вместе с нею под надвигающийся край. А несколько ранее российскими исследователями О. Сорохтиным и Л. Лобковским было теоретически обосновано (по аналогии со слоем вязкой смазки между двумя жесткими движущимися пластинами) условие затачивания осадков. Данные сейсмических исследований в Курильском, Японском и некоторых других желобах послужили экспериментальным подтверждением теоретического прогноза (рис. 15.11).

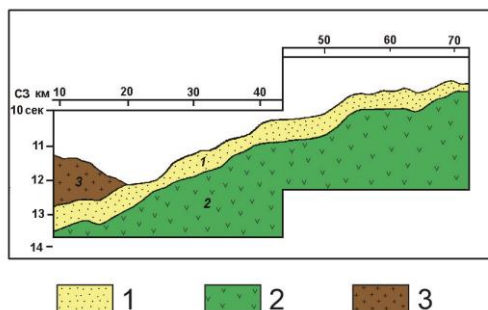


Рис. 15.11. Сейсмический разрез осевой зоны Курильского желоба, свидетельствующий о поддвигании океанических осадков в зону субдукции (по Гаркаленко, Ушакову):

1 — осадки, 2 — океаническая кора Тихоокеанской плиты, 3 — край надвигающейся плиты

При небольших скоростях поддвигания достаточно толстый осадочный слой ($h \geq 1$ км), а также наименее вязкие осадки не могут быть затянуты под наползающий край плиты, ибо он, часто деформируясь сам, срывает эти осадки с поддвигающейся плиты, тем самым присоединяет их к себе и таким путем образует и наращивает аккреционную призму в нижней части внутреннего склона глубоководного желоба (или в пограничной зоне между предгорным прогибом и горной грядой). В некоторых желобах такие аккреционные призмы настолько велики, что отдельные вершины поднимаются выше уровня океана, например, острова Ментавай и Ниас перед о. Суматра и о. Ява или остров Барбадос перед грядой Малых Антиль. В последнем случае аккреционная призма, формирующаяся с раннего эоцена, достигла ширины почти 300 км при мощности осадков до 20 км. Там, где аккреционная призма фронтальной части островной дуги поднята на поверхность, можно видеть, что она сложена сильно деформированными флишеподобными кремнисто-терригенными осадками, часто разбитыми на серию чешуй. Вероятно, каждая аккреционная призма состоит из серии отколотых от поддвигающейся плиты чешуй, при этом каждый последующий сколотый кусок оказывается подсунутым под предыдущий. В ряде районов некоторых дуг аккреционные призмы настолько разрослись, что глубоководные желоба как морфоструктуры не проявляются в рельефе дна, а фиксируются лишь в аномальном гравитационном поле и по сейсмическим данным в виде глубоко погруженного под осадками слэба океанической литосферы. Именно такая картина, как отмечалось выше, установлена, например, в районе Яванской зоны субдукции (рис. 15.12).

Аккреция на наползающем краю осадочного материала, сорванного с поддвигающейся плиты, привела к образованию острова Крит в Эллинской дуге Средиземного моря, а также к развитию осадочных горных пород в западной, примыкающей к Черному морю части Главного Кавказского хребта, ибо складки кавказского побережья в районе Туапсе как бы «вылезают» прямо со дна Черного моря. Из-за быстрого накопления и аккреции осадков желоб в кавказской переходной зоне на дне Черного моря не выражен, хотя поддвигание края Черноморской плиты под Кавказ и Южный Крым четко проявляется в виде парных поясов нарушения изостазии и менее четко — в сейсмической активности.

Осадки в зоне субдукции играют важную рельефообразующую роль. Если осадки, затянутые под наползающий край плиты, имеют небольшую плотность то, метаморфизуясь в зазоре между плитами, они вытаскиваются наружу. Такое явление принято называть экзгумацией осадков, хотя правильнее было бы назвать такой процесс просто подъемом слоя метаморфизованных осадков.

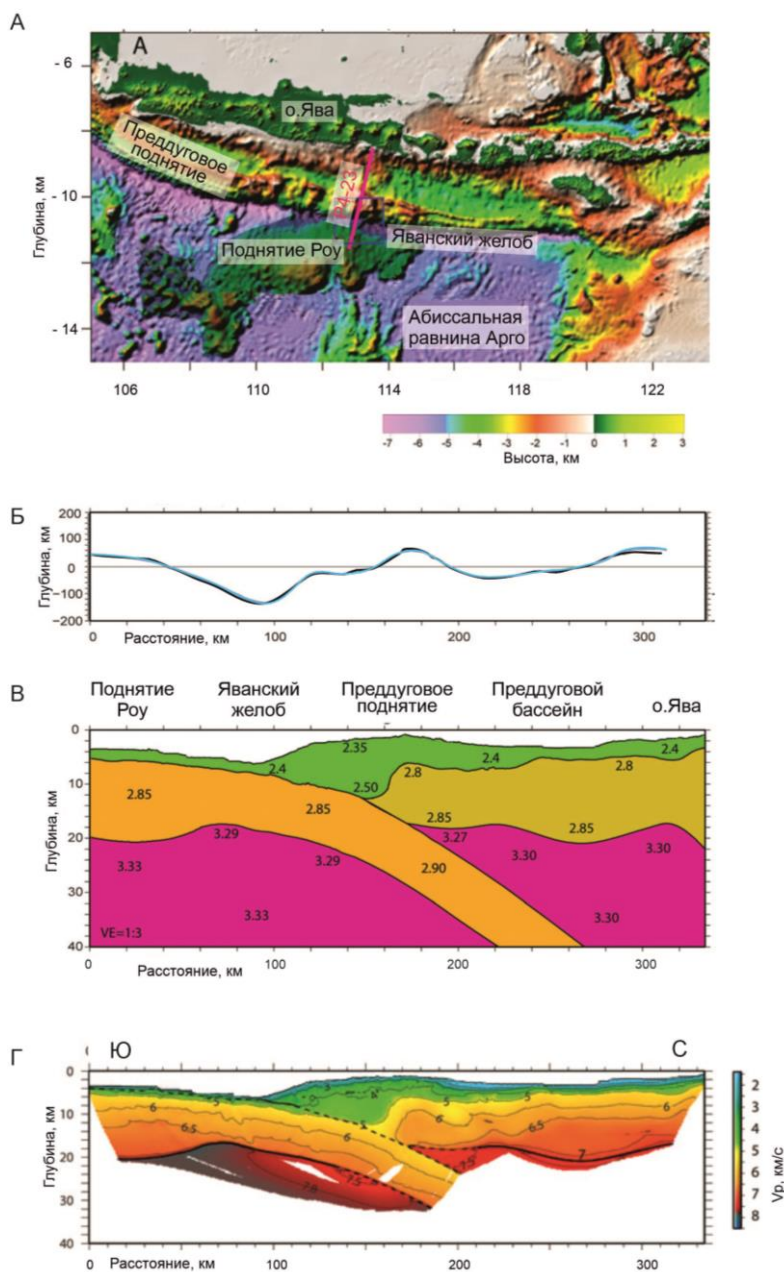


Рис. 15.12. Строение коры в районе Яванской зоны субдукции по геофизическим данным (по Shulgin et al, 2011):

А. Рельеф района Яванского желоба. Б. Гравитационные аномалии в свободном воздухе. Черная линия — наблюдаемые, точечная — вычисленные. В. Плотностная модель. Цифрами обозначены значения плотности в г/см^3 . Г. Строение коры по данным сейсмической томографии вдоль профиля Р4-23

Взаимодействие литосферных плит при субдукции сопровождается тектоническими деформациями, которые особенно выразительны вблизи конвергентной границы, но проявляются и по обе стороны от нее, особенно в висячем крыле. Многие из этих деформаций сейсмогенны (см. выше).

На субдуцирующей океанской плите чаще всего наблюдаются ступенчатые сбросы и грабены, выражающие растяжение верхов литосферы в связи с ее упругим изгибом перед началом субдукции (рис. 15.13). Они размещаются на океанском борту желоба и реже на обрамляющем его краевом валу. При образовании сбросов может происходить и обновление уже существовавших ранее продольных (параллельных линейным магнитным аномалиям) разрывов, изначально заложенных в структуру океанской коры при сбросовых смещениях в осевой рифтовой зоне срединно-океанского хребта.

В ходе субдукции грабены, образовавшиеся на океанском борту желоба, перемещаются в его осевую часть, где заполняются турбидитами. Некоторые грабены затем уходят в зону субдукции, скользя под ее главным сместителем вместе с находящимися в них осадками.

Гораздо более крупные разрывные смещения — взбросы, переходящие в надвиги, — обнаружены сейсмическими методами в океане на удалении в несколько сотен километров от оси желоба. Они направлены от конвергентной границы и, по-видимому, формируются у тех ее отрезков, где высоки силы сцепления и в субдуцирующей плите создаются большие сжимающие напряжения. Происходят скол и сдвиг стратифицированных верхов литосферы по надвигу (см. рис. 15.13).

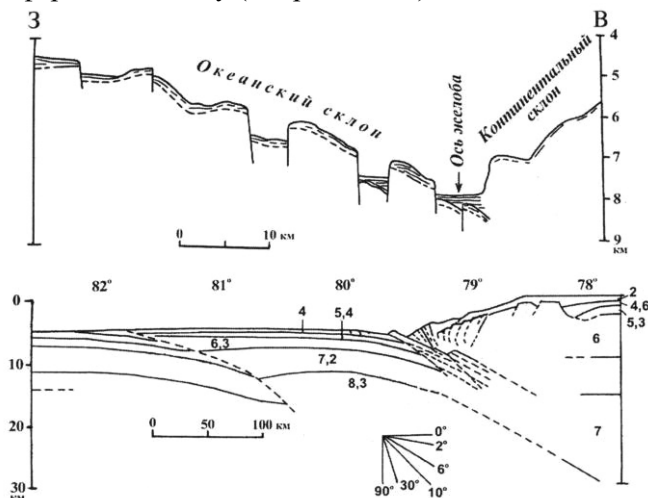


Рис. 15.13

На верхнем профиле — структуры растяжения (сбросы и грабены) на океанском борту Чилийско-Перуанского желоба у северных берегов Чили, 23°15' ю.ш. (по У. Швеллеру и Л. Кульму). На нижнем сводном профиле — структуры сжатия (надвиги) в океанской литосфере вблизи того же желоба (и под ним) у берегов Перу, 8–12° ю.ш. (по Д. Хуссонгу и др.)

15.6. Субдукционный магматизм и метаморфизм

Еще в 50-х гг. прошлого века Г. Штилле связал вулканизм «андезитового кольца» Тихого океана с плавлением океанской коры при ее пододвигании в мантию. С появлением представлений о литосферной субдукции Э. Оксбург и Д. Таркот (1968), У. Гамильтон (1969) интерпретировали магматизм островных дуг и активных окраин континентов как одно из ее проявлений. По сравнению с магматическими комплексами зон рифтогенеза субдукционные комплексы намного разнообразнее, особенности их строения и состава зависят от сочетания гораздо большего числа условий, что усложняет выявление закономерных связей магматизма и геодинамики зон субдукции.

Несколько ранее, в середине 30-х годов прошлого столетия К. Вадати (1935), впервые обнаружив сейсмофокальную зону, обратил внимание на то, что цепи активных вулканов Японии размещаются над ее среднеглубинной частью. В дальнейшем стало ясно, что это закономерность, которая прослеживается во всех зонах субдукции. Глубина залегания наклонной сейсмофокальной зоны под вулканами варьирует от 60 до 350 км, но максимум магматической активности наблюдается над интервалом 100–200 км. В соответствии с этим выдерживается и размещение вулканических поясов по отношению к смежным глубоководным желобам, маркирующим выход зоны Бенъофа на поверхность: удаленность вулканов от желоба находится в обратной зависимости от наклона этой зоны. Чем больше угол наклона, тем ближе к желобу проявляется вулканизм, такая закономерность выдерживается глобально. Линию, ограничивающую вулканический пояс со стороны желоба, А. Сугимура назвал *вулканическим фронтом*. Его расстояние от края глубоководного желоба (arc — trench gap по У. Дикинсону) варьирует от 50 до 300 км, чаще всего это 125–250 км. Ширина субдукционных вулканических поясов — от нескольких десятков километров до 175–200 км, местами даже несколько больше.

Подъем легких и легкоплавких дифференциатов погружающейся в мантию океанической коры позволяет объяснить природу области очень низкой добротности, расположенной между опускающейся плитой и вулканической грядой на наползающем краю плиты. Дифференциаты опускающейся океанической коры ответственны и за островодужный вулканизм. Геологические исследования свидетельствуют, что самые древние вулканические породы современных дуг имеют преимущественно миоценовый или олигоценный (редко эоценовый) возраст, который рассматривается как индикатор начала развития процесса поддвигания океанической литосферы в каждом конкретном регионе. Хотя в пределах современных вулканических гряд развиты очень разнообразные породы (от основных — базальтов до кислых — дацитов), но существенно преобладает известково-щелочная ассоциация вулканических пород, преимущественно андезиты.

Глубинность магмогенерирующего отрезка варьирует не только от одной зоны субдукции к другой, но и по простирацию зоны, от сегмента к сегменту. От нее зависят особенности состава вулканического материала, поступающего на поверхность.

Важной специфической чертой мамообразования при субдукции считают перемещение вещества океанской коры, в том числе ее осадочного чехла, глубоко в мантию, что придает соответствующие геохимические особенности мантийным магмам.

Состав вулканитов над современными зонами субдукции в значительной степени зависит от строения и мощности земной коры в их висячем крыле, где в фундаменте вулканического пояса завершается формирование магматических расплавов. Наибольшие различия наблюдаются между энсиалическими (японского типа) островными дугами и континентальными окраинами, с одной стороны, и энсиматическими (марианского типа) островными дугами — с другой. Влияние корового субстрата — одна из причин петрологического различия вулканических поясов, формирующихся над зонами субдукции разного типа. Как показал А. Миясиро, в энсиматических островных дугах представлены породы толеитовой и известково-щелочной серий с преобладанием толеитовой (до 90% в Марианской дуге и почти 100% в дуге Тонга). В энсиалических островных дугах к ним прибавляется шошонитовая серия, преобладает известково-щелочная.

Важная закономерность, отмеченная впервые в 60-х годах прошлого столетия Х. Куно, У. Диккинсоном, Т. Хазертоном, — это полярность островодужного вулканизма, а именно изменение состава вулканических серий в крест простирацию дуги. Например, во фронтальной части вулканических гряд наиболее распространены толеитовые базальты, в тыловых — щелочные; по мере отодвигания от фронтальной части к тыловой в вулканических продуктах возрастает содержание щелочей, прежде всего K_2O . Выявлена эмпирическая зависимость между процентным содержанием K_2O в вулканических продуктах (с одинаковым количеством Si_2O , например, 55 или 60%) и глубиной до поверхности сейсмофокальной зоны в месте их извержения. Для каждой вулканической гряды эта зависимость своя, но во всех установлено увеличение содержания K_2O с глубиной. Поэтому среднестатистическая зависимость, полученная в современных дугах, может быть использована для грубой оценки направления наклона и глубины погружения океанической литосферы, которое имело место ранее на палеоконвергентных границах плит. Необходимо отметить еще один важный эмпирический факт: андезитовый вулканизм характерен только для тех регионов, где поверхность опускающейся океанической плиты достигает глубины 150 км и более. Наиболее распространенные в современных островных дугах вулканические породы — андезиты — очень близки к среднему составу материковой коры (только содержание

K_2O в андезитах современных островных дуг почти в 2 раза меньше, чем в среднем в материковой коре (1,6 и 2,9% соответственно). Поэтому островные дуги — это зоны рождения новой континентальной коры. Хорошо известно, что продукты позднекайнозойского вулканизма Анд также андезиты (откуда и пошло название этих пород), очень близкие по составу к андезитам островных дуг. Небольшие различия, а именно повышенное по сравнению с островодужными содержание калия и литофильных редкоземельных элементов, могут быть объяснены влиянием континентальной коры Анд. Магматические продукты островных дуг отличаются от андийских еще и тем, что в последних гораздо больше лав кислого состава, а также кислых интрузий, в частности редкометалльных гранитоидов. Это различие, вероятно, обусловлено также влиянием материковой коры, толщина которой в Андах достигает 60 км. Континентальная кора рождается лишь в зонах достаточно глубокого ($h \geq 150$ км) погружения в мантию океанической плиты. Выделение легких, летучих и легкоплавких компонентов из погруженной океанической коры представляет собой эффективный механизм образования континентальной коры.

Латеральная геохимическая зональность над зонами субдукции отчетливо проявляется и в размещении связанного с магматизмом оруденения. Например, на центральном отрезке Андской активной окраины, согласно Р. Силлитое, преимущественно медное оруденение сменяется по падению зоны Беньофа полиметаллическим (главным образом свинцово-цинковым со значительным количеством серебра), далее следуют месторождения олова и вольфрама. Замечена и более дробная связь оруденения с зональностью субдукционных вулканоплутонических поясов и их латеральной миграцией.

Конвергентные края плит, в частности островные дуги и континентальные окраины, представляют собой современные зоны наиболее сильного метаморфизма горных пород, т.е. их изменения под влиянием температуры и давления. Действительно, попадая непосредственно на конвергентную границу, океаническая кора и затянутые вместе с нею осадки достаточно быстро оказываются в зоне высокого всестороннего давления, обусловленного сжатием краев плит. Как показывают оценки, в породах, проникших в зону поддвига на расстояние 50–70 км от оси желоба, температура будет еще сравнительно невысокой — 200–250 °С, тогда как обусловленное динамикой давление может достигать нескольких килобар. Согласно этой модели, на верхнем, до глубины 15–20 км, участке конвергентной границы плиты горные породы подвергаются метаморфизму в условиях высокого всестороннего давления и относительно низкой температуры. Сравнительно недалеко от этой области (на расстоянии около 100 км в крест простирания дуги) располагается вулканическая гряда, где к поверхности поднимаются и застывают расплавленные магма-

тические продукты, температура которых — около 1000 °С. Поэтому вполне естественно, что вулканическая гряда — это область развития высокотемпературного метаморфизма в условиях низкого всестороннего давления.

Итак, погружение океанической литосферы под островные дуги и под активные континентальные окраины приводит, по мнению А. Миасиро, к одновременному развитию двух метаморфических поясов: непосредственно на конвергентной границе — метаморфизма высокого всестороннего давления и сравнительно низкой температуры, а в пределах вулканической гряды — высокой температуры и низкого давления. Для первого характерна минеральная ассоциация глаукофана (фашия «голубых сланцев»). Для второго характерен метаморфизм амфиболитовой фации, образование гнейсов и палингенез, обусловленные подъемом флюидов и магм над субдуцирующей плитой, а вместе с ними и подъемом геоизотерм. В пользу справедливости этих представлений свидетельствует, в частности, распределение теплового потока в крест простираиия дуги: на внутреннем склоне желоба и в пределах невулканической гряды он аномально низкий, а близ вулканической гряды — аномальновысокий. В некоторых поясах между двумя зонами прослеживается полоса неметаморфизованных пород. Ширина парного пояса, в том числе расстояние между двумя образующими его зонами метаморфизма, находится в обратной зависимости от угла наклона субдуцирующей литосферы.

15.7. Кинематические и геодинамические особенности зон субдукции и активных континентальных окраин

15.7.1. Кинематика субдукции

Как отмечалось выше, в основе геодинамики зон субдукции лежат особенности взаимодействия краев пододвигающейся и надвигающейся литосферных плит, а также гравитационное опускание пододвигающейся океанической плиты, которое в значительной степени зависит от ее мощности, в свою очередь, зависящей от возраста плиты. Увеличение мощности океанической литосферы с возрастом влияет на увеличение эффективной плотности литосферы за счет кристаллизации астеносферного вещества при остывании плиты и, следовательно, влияет на плавучесть литосферы. Как предположил М.-Г. Гутшер, вследствие гравитационного опускания погружающейся плиты происходит откат шарнира погружающейся плиты со скоростью, зависящей от скорости и угла погружения субдуцирующей плиты. Это, в свою очередь, может приводить к локализации растягивающих напряжений в задуговой области и формированию задугового спредингового бассейна.

Исходя из векторов «абсолютных» скоростей, определяют относительные движения плит вдоль сместителя зоны субдукции, а также дополняющие их деформации (складчатость и разрывные смещения: сдвиги, взбросы и надвиги, рифтинг и спрединг) в надвигающейся литосферной плите.

На рис. 15.14 представлена обобщенная кинематическая модель субдукции Дж. Дьюи. Три главных вектора выражают скорости «абсолютных» движений: направленные горизонтально векторы V_u (скорость скольжения поддвигающейся плиты) и V_o (скорость скольжения надвигающейся плиты), а также направленный вертикально вниз вектор V_g (скорость гравитационного опускания поддвигающейся плиты в астеносферу).

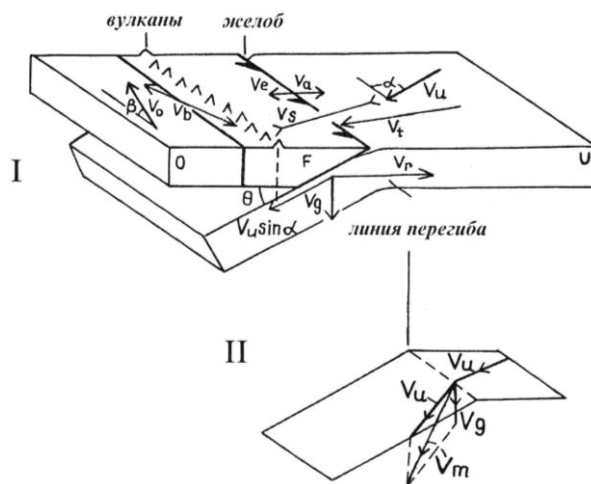


Рис. 15.14. Кинематическая модель субдукции (по Дж. Дьюи): блок-диаграмма (I), взаимодействие векторов в вертикальной (II) плоскости:

Обозначения: U — поддвигающаяся (субдуцирующая) литосферная плита; O — надвигающаяся литосферная плита; F — фронтальная часть этой плиты. Векторы скорости «абсолютных» движений: V_o — скольжение надвигающейся плиты; V_u — скольжение поддвигающейся плиты; V — гравитационное опускание этой плиты в астеносферу; V_m — «скорость субдукции», точнее, скорость погружения: суммарное движение поддвигающейся плиты ($V_m = V_u + V$); V_r — откатывание шарнира (линии перегиба) поддвигающейся плиты в сторону океана. Векторы скорости относительных движений: V — конвергенция литосферных плит; V_b — смещение между надвигающейся плитой и ее фронтальной частью; V_s — смещение между этой фронтальной частью и поддвигающейся плитой; V_t — то же с учетом скорости субдукционной аккреции всякого крыла (V_u) или его субдукционной эрозии (V_c). Углы: θ — наклон зоны субдукции; α — между азимутом скольжения поддвигающейся плиты и простиранием желоба; β — то же для надвигающейся плиты

Такое опускание возможно только при субдукции зрелой (мощной и тяжелой) литосферы, которая имеет достаточно большую плотность. По оценкам М. Клооса, океаническая литосфера теряет свою положительную плавучесть уже при возрасте около 10–20 млн лет, с этого времени появляется и нарастает инверсия плотностей относительно подстилающей астеносферы

ры. При увеличении толщины и плотности погружающейся литосферы увеличивается и ее гравитационное опускание. Как следствие такого опускания происходит упоминавшийся выше *откат шарнира* субдуцирующей плиты со скоростью $V_r = V_g \cdot \operatorname{ctg} \theta$, где θ — угол наклона плиты близ поверхности.

Противоположному, наступательному смещению шарнира субдуцирующей плиты, как полагают, препятствует погруженная часть плиты, «заякоренная» в мантии. При таком смещении происходило бы ее подворачивание и опрокидывание, однако, насколько можно судить по геофизическим данным, этого нет. Не исключено наступательное перемещение субдуцирующей литосферы (и ее шарнира) вместе с окружающим астеносферным веществом.

Векторы горизонтального движения литосферных плит могут быть ориентированы как под прямым, так и под острым углом к желобу. В последнем случае направленные вкрест простиранию желоба составляющие этих векторов равны: $V_u \cdot \sin \alpha$, $V_o \cdot \sin \beta$, где α , β — углы между вектором и простиранием желоба. Сумма этих двух составляющих представляет собой скорость конвергенции плит вкрест простиранию желоба. Полная величина скорости конвергенции плит определяется вектором V , полученным от сложения V_u с V_o и ориентированным под соответствующим углом к простиранию желоба.

При высоких скоростях движения верхней плиты, а также там, где субдуцирует относительно легкая или утолщенная океанская литосфера, верхняя плита наступает за линию шарнира нижней плиты и перекрывает ее ($V_o \cdot \sin \beta > V_r$). Образуется очень пологая приповерхностная часть зоны Беньофа, характерно выраженная под центральным отрезком Анд. В обеих литосферных плитах появляются напряжения и структуры сжатия.

Напротив, там, где субдуцирует древняя и тяжелая литосфера, возможны условия, при которых всячее крыло отстает в своем движении от откатывания шарнира ($V_o \cdot \sin \beta < V_r$). Соответствующее зияние реализуется растяжением и раздвигом по ослабленным зонам над зоной субдукции, где раскрываются задуговые или внутридуговые бассейны. Это определяется вектором относительного смещения фронтальной части надвигающейся литосферной плиты (V_b).

Рассмотренная кинематическая модель предусматривает наряду с понятием *скорость конвергенции* (V) понятие *скорость субдукции* (V_m) как результат суммирования в вертикальной плоскости двух векторов, упоминавшихся выше: V_u (скорость скольжения пододвигающейся плиты на наклонном отрезке траектории, т.е. за линией шарнира) и V_g (скорость гравитационного опускания этой плиты в астеносферу). Следовательно, вектор скорости субдукции ориентирован под большим углом к горизон-

ту, чем наклон погружающейся плиты. Такая скорость субдукции ($V_m = V_u + V_g$) определяет направление и скорость погружения нижней литосферной плиты в мантию (т.е. ее «абсолютное» движение) и вычисляется без учета движений верхней литосферной плиты (см. Хаин, Ломизе, 2005).

В большинстве работ по зонам субдукции под скоростью субдукции обычно понимают один из параметров *относительного движения* литосферных плит, а именно скорость их конвергенции вкост простиранию желоба. Величину V_m , в отличие от скорости субдукции, по предложению В.Е. Хаина и М.Г. Ломизе, лучше называть *скоростью погружения*.

15.7.2. Условия задугового спрединга

Основным механизмом формирования задуговых бассейнов в островодужных системах служит растяжение и последующий спрединг коры океанского типа. Среди причин происхождения растягивающих напряжений в задуговой области Д. Каригом, Н. Слипом, К. Тамаки и другими исследователями рассматривались подъем мантийного диапира, возбуждаемого теплом трения погружающегося слэба, и конвекция от движения субдуцирующей плиты, приводящая к утонению и разрыву литосферы и образованию впадины окраинного моря. Возможность реализации этих растягивающих напряжений зависит от внешних динамических условий, определяющих кинематику зоны субдукции. Учитывается и вероятная роль смещений континента от «заякоренного» в мантии слэба. Для задугового спрединга особенно благоприятны те зоны, где субдуцирует наиболее древняя (мощная и тяжелая) литосфера, которая с самого начала способна к гравитационному опусканию с откатом шарнира пододвигающейся плиты. Согласно кинематической модели субдукции (см. выше), где V_u , V_o и V_r — измеряемые в «абсолютных» координатах векторы движения пододвигающейся плиты, надвигающейся плиты и отката шарнира, при $V_r > (V_u + V_o)$ задуговой спрединг будет компенсировать разницу этих двух величин. Определяемые взаимодействием литосферных плит условия неустойчивы, что приводит к многократной переориентировке и смещению спрединга в пределах задугового бассейна, создает условия для рассеянного, или диффузного спрединга, при котором могут возникать не одна, а несколько локальных спрединговых осей (рис. 15.15). Такая ситуация отмечалась в Японском море в миоцене. Не исключена вероятность существования рассеянного спрединга в центральной и восточной частях моря Скотия.

Еще одна модель образования задуговых зон спрединга основана на том факте, что зоны субдукции при определенных геодинамических условиях (см. выше) имеют тенденцию смещения назад («откат назад») к океану.

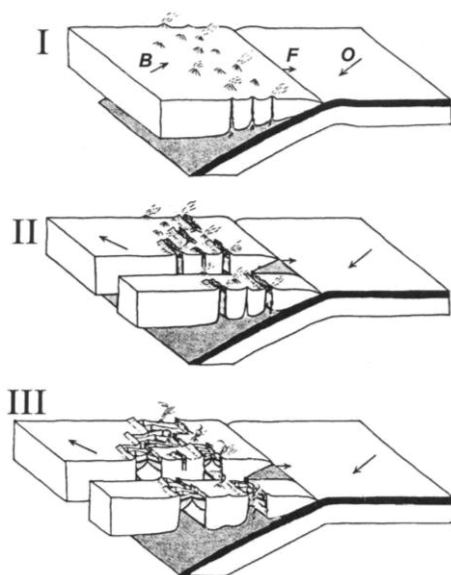


Рис. 15.15. Модель рассеянного спрединга в задуговом бассейне (по К. Тамаки):

Векторы движения: О — субдуцирующей океанической плиты;
В, F — над зоной субдукции (В — в задуговой области, F — в преддуговой полосе)

В этом случае раздвиг начинается в вулканической островной дуге по ослабленной зоне, образовавшейся под действием поднимающихся к поверхности высокотемпературных флюидов и магматических расплавов. Согласно этой модели, в результате растяжения происходит расщепление островной дуги посредством спрединга. Отделившаяся тыловая часть дуги перемещается все дальше от глубоководного желоба, отрываясь от своих магматических корней и превращаясь в остаточную дугу. Спрединговый бассейн, отделивший ее от остальной, сохраняющей свою активность части вулканической дуги, называют *междуговым бассейном*. Примером может служить Марианский трог между Марианской (активной) и Западно-Марианской (остаточной) островными дугами, который заложили в плиоцене и продолжает разрастаться (рис. 15.16). На том же пересечении Филиппинского бассейна западнее следуют отмерший междуговой бассейн Паресе-Вела (раскрывался в олигоцене — миоцене) и остаточная островная дуга Палау — Кюсю (рис. 15.16), которые свидетельствуют о подобном же, но более раннем эпизоде расщепления островной дуги над Марианской зоной субдукции. Наконец, еще западнее размещается Западно-Филиппинский бассейн — краевое море, отсеченное от океана в эоцене при образовании палео- Марианской дуги (часть которой и сохранилась в виде хр. Палау — Кюсю). Общая ширина этого разросшегося латерального структурного ряда достигает 2,5 тыс. км.

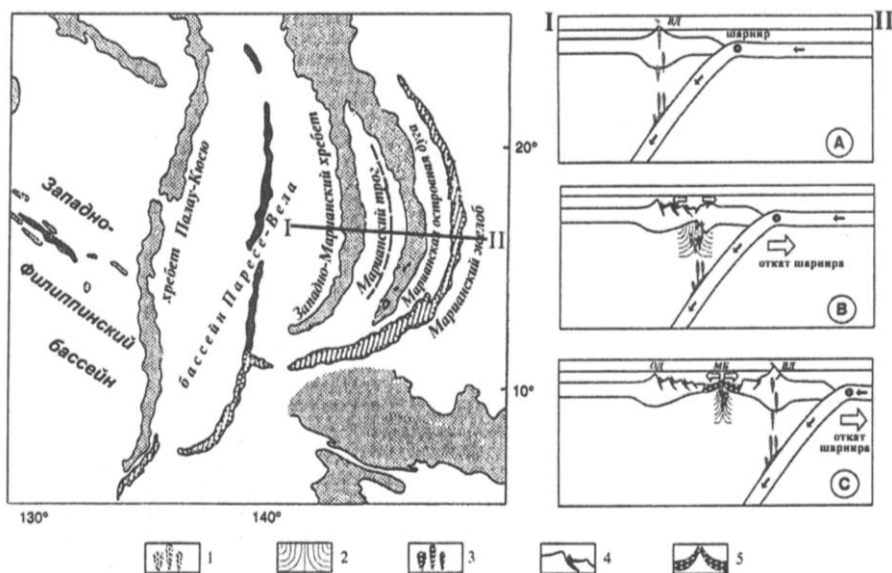


Рис. 15.16. Формирование восточной части Филиппинского окраинного моря в условиях субдукции наиболее древней (юра), мощной и тяжелой океанской литосферы, с гравитационным погружением слэба и откатом шарнира на перегибе к глубоководному желобу:

(А, В, С — последовательные стадии для пересечения I—II). Откат шарнира компенсируется растяжением в осевой зоне вулканической дуги (ВД) и обособлением остаточной дуги (ОД, Западно-Марианский хребет) в результате спрединга междугового бассейна (МБ, Марианский трог). По мере дальнейшего раскрытия этот бассейн отмирает, поскольку ось спрединга удаляется от субдуцирующего слэба и теряет активность. Продолжение отката зоны субдукции ведет к новому расщеплению вулканической дуги и к раскрытию нового междугового бассейна. Олигоцен-миоценовый бассейн Паресе — Вела, с его отмершей зоной спрединга и с эоцен-олигоценовой остаточной дугой (хребет Палау-Кюсю), вписывается в эту модель циклического разрастания Филиппинского окраинного моря (по Ф. Мартинесу и др., с дополнениями).

1 — островодужный магматизм; 2 — обусловленная растяжением астеносферная адвекция; 3 — выплавка толсит-базальтовой магмы; 4 — растяжение и рифтинг по оси вулканической дуги; 5 — спрединг океанской коры междугового бассейна

Расположенные за островными дугами краевые моря, как правило, характеризуются океанической литосферой и различными средними величинами теплового потока через дно каждой котловины. Как отмечалось, величина теплового потока при отсутствии конвективного выноса тепла — функция толщины океанической литосферы. Все котловины краевых морей можно разделить на несколько групп. В котловинах, где тепловой поток близок к нормальному, океаническая литосфера достаточно толстая; следовательно, она на протяжении значительной части кайнозоя не претерпевала существенного утонения, а только, остывая, утолщалась. Таковы котловины Карибского, большей части Филиппинского и Берингова

морей. В глубоководных котловинах Охотского и Японского морей тепловой поток повышен, а в междугловых бассейнах в тылу дуг Марианской и Тонга-Кермадек он наиболее высок; можно предполагать, что океанская литосфера здесь сравнительно тонкая.

15.7.3. Ортогональная и косая субдукция

Статистически отмечено, что схождение плит при субдукции происходит под большим углом. Угол, превышающий 60° , наблюдается в более чем 90% случаев. Оценки показали, что фрикционное сопротивление субдукции минимально при угле 90° и нарастает по мере уменьшения угла до 45° . В этом усматривают динамическое обоснование ортогональности. Согласно Кс. Люс соавторами, ей способствует и сила гравитационного затягивания литосферного слэба.

В природной ситуации нередки примеры субдукции, косоориентированной к глубоководному желобу. Как правило, такие примеры приурочены к участкам, где система глубоководный желоб — островная дуга постепенно изменяет свое простирание. Кинематический анализ некоторых зон субдукции показал, что при разложении направления относительного смещения взаимодействующих плит на нормальную (ортогональную желобу) и тангенциальную (параллельную желобу) составляющие, последняя может значительно превышать ортогональную компоненту. В этом случае косая субдукция может переходить в преимущественно сдвиговые структуры, которые были названы придуговыми трансформными разломами, относящимися к кинематическому типу, дуга — дуга (см. раздел 13.2.2). Примерами придуговых трансформных разломов могут служить Командорский участок Алеутской дуги, Андаманский участок Зондско-Андаманской дуги, участки Яп и Палау в Марианской островодужной системе и др.

В случае же, если сдвиговая компонента движения не превышает субдукционную, то в тылу островодужной системы, в области вероятного задугового растяжения, могут формироваться значительные сдвиговые смещения, параллельные простиранию зоны субдукции. Примером таких сдвигов могут служить Большой разлом Суматры в районе Зондско-Андаманской зоны субдукции, разломы в западной части Северной Америки, протягивающиеся от Аляски до Калифорнийского залива (включая трансформный разлом Сан-Андреас).

Смена ортогональной субдукции на косую может вызываться как организацией относительных движений литосферных плит, так и возможным влиянием подводных хребтов на геометрию субдукционной границы плит. Классическим примером последней ситуации может служить область сочленения Императорского хребта с Командорским и Камчатским желобом, а также область сочленения Восточно-Индийского хребта с Андаманским желобом.

15.7.4. Сегментация зон субдукции

Сегментация свойственна всем современным зонам субдукции. Она отмечается при изучении рельефа, тектонической структуры глубинных геофизических разрезов. Как правило, отчетливо выражены сегменты протяженностью в первые сотни километров, но в их пределах обычно улавливается и более дробное деление. Кроме того, намечаются крупные отрезки островных дуг или активных окраин континентов, объединяющие целый ряд сегментов. Таким образом, сегментация зон субдукции сложна и разномасштабна. Она определяется сочетанием нескольких главных условий, таких как неоднородность субдуцирующей океанской литосферы, изменение кинематических параметров на пересечениях желоба с активными трансформными разломами, неоднородность висячего крыла зоны субдукции.

Погружающаяся в зону субдукции океаническая литосфера часто осложнена пассивными следами трансформных разломов, которые подходят к глубоководному желобу. Трансформные разломы разделяют разновозрастные участки океанской литосферы, которые имеют разную толщину, среднюю плотность, температурные и механические характеристики. Это обстоятельство дает возможность предположить, что при пересечении трансформного разлома конвергентной границей возникают вариации в напряженном состоянии океанической литосферы, влияющие на углы наклона субдуцирующей плиты. Нередко в зонах палеотрансформных разломов отмечаются смещения по латерали оси желоба, изменение его глубины, что влияет на продольные мутьевые потоки и накопление турбидитов. Меняются расстояние от желоба до вулканического пояса, его ширина и состав лав. Образуются поперечные к островной дуге (или активной окраине) разрывы с преобладанием сдвиговых смещений.

Подобная сегментация наглядно проявилась в Курило-Камчатской и Алеутской островных дугах. На рис. 15.17 видно, что по разные стороны от трансформного разлома Буссоль океанская литосфера субдуцирует под различным углом: сравнительно полого под южный сегмент Курильских островов и заметно круче — под северный. Как показал Д. Журавлев с соавторами, по этой границе происходит резкое изменение геохимических, в том числе изотопных, характеристик вулканитов.

При косоориентированной субдукции океанской плиты ее палеотрансформные разломы смещаются вдоль желоба и поэтому не фиксируются как границы сегментов. Это наглядно проявилось в Командорской части Алеутской островной дуги к западу от 177° з.д., где большинство поперечных разрывов, разделяющих сегменты, не совмещается с продолжением разломов океанской плиты.

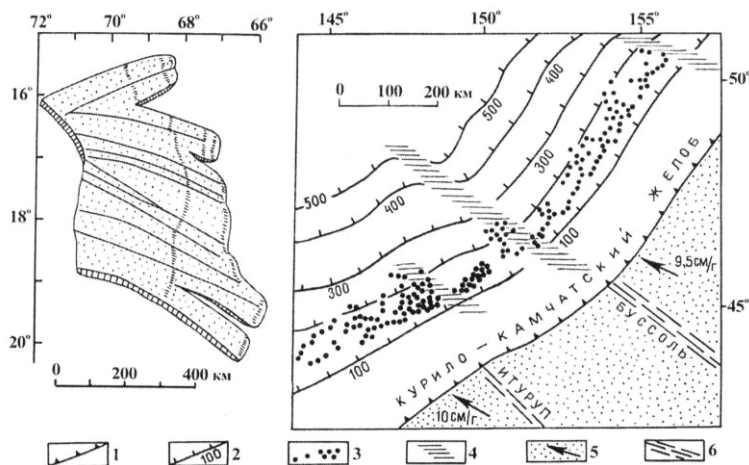


Рис. 15.17. Сегментация зон субдукции:

Слева — расщепление плиты Наска при ее погружении под «угол Арики» Андской активной окраины; разделенные трансформными разломами слэбы, судя по профилям зоны Беньофа, субдуцируют с разным наклоном (по Р. Кабре). Справа — сегментация Курильской островной дуги (по Г.П. Авдейко с изменениями). 1 — главный сместитель зоны субдукции; 2 — изолинии глубины залегания зоны Беньофа, км; 3 — современные вулканы; 4 — границы сегментов; 5 — океанская плита и направление ее субдукции; 6 — трансформные разломы

15.8. Столкновение подводных хребтов и поднятий с зонами субдукции

В настоящее время существует немало примеров столкновения подводных гор, хребтов и поднятий с зонами субдукции. В связи с этим встает вопрос: какие геодинамические последствия можно ожидать от такого столкновения и возможна ли в принципе субдукция подводных хребтов? В одном Тихом океане существует более 10 тысяч подводных гор и подводных хребтов. Это свидетельствует о том, что очень велика вероятность их попадания в зону субдукции и, более того, следует ожидать их погружения вместе с несущей субдуцирующей плитой (рис. 15.18 а). Действительно, детальные исследования, проведенные К. Кобаяши и Ж.-П. Кадетом с соавторами в области столкновения подводной горы Эримо с Японским желобом, показали, что, попадая в район внешнего склона желоба, подводная гора разрушается последовательными сбросами и затягивается в глубоководный желоб. Физическое моделирование подвига океанической литосферы, несущей как отдельно стоящие подводные горы, так и подводные хребты, проведенное А.И. Шемендой и А.Л. Грохольским в Московском университете, также показало, что они погружаются в зону субдукции, предварительно разрушаясь и «размазываясь» на контакте погружающейся и надвигающейся плит.

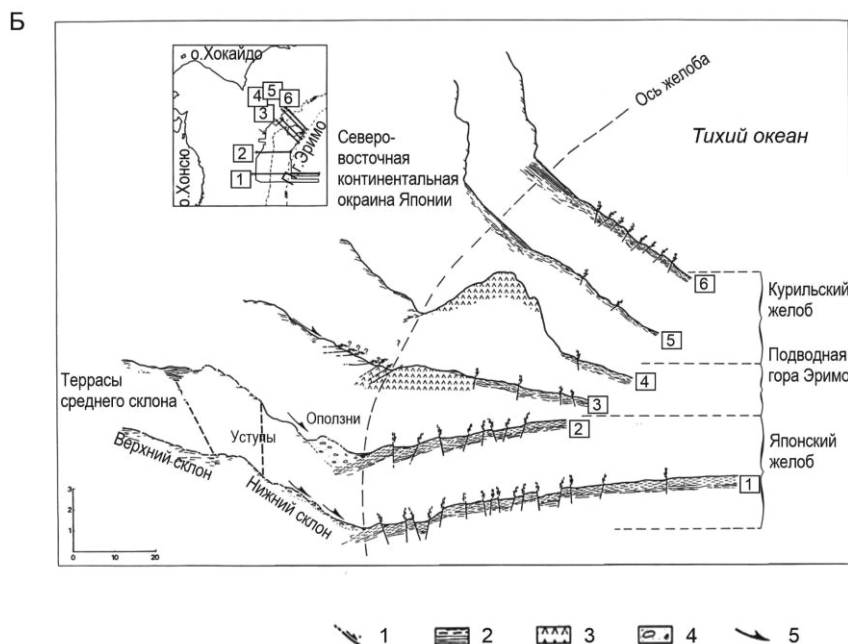


Рис. 15.18. Поддвиг подводной горы Эримо в области проекта Кайко (по К. Кобаяши и Ж.-П. Кадету с соавторами):

- А. Схематичная блок-диаграмма приближения подводных гор к глубоководному желобу.
 Б. Профили через Японский желоб. 1 — нормальные сбросы; 2 — осадки; 3 — вулканиты; 4 — оползни; 5 — гравитационные процессы

Согласно С. Мак-Гири с соавторами, в районах погружающихся подводных хребтов и иных утолщений океанической коры нередко отмечают периоды, когда отсутствуют проявления активного вулканизма, несмотря на характерную сейсмичность и другие признаки продолжающейся субдукции. Субдукция утолщенной, низкоплотностной и поэтому плавучей коры сопровождается выполаживанием слэба, который пододвигается почти горизонтально, прижимаясь к подошве висячего крыла (рис. 15.20). Между ними не остается астеносферного клина, что создает единый и обширный объем относительно холодных пород и формирует зону амагматической субдукции. Если хребет ориентирован под острым углом к желобу, то точка их пересечения смещается, а амагматический отрезок мигрирует вдоль зоны субдукции.

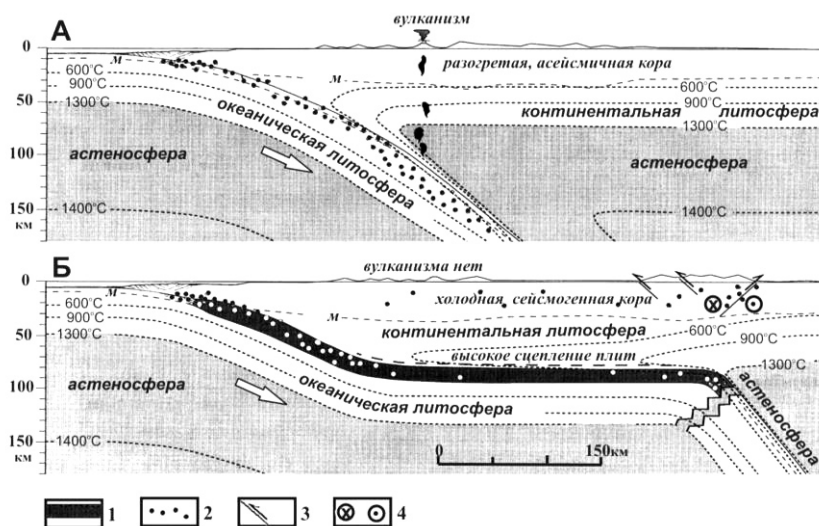


Рис. 15.20. Консолидация континентальной окраины (изменение термального режима и других условий тектонической деформации и магматизма над зоной субдукции) как результат выполаживания слэба при пододвигании утолщенной коры подводных хребтов (по М.-А. Гутшеру):

Модель «А» соответствует Центральным Андам, модель «Б» — смежным сегментам Анд, где субдуцируют подводные хребты Наска и Хуан-Фернандес. м — граница Мохоровичича. 1 — утолщенная кора океанических хребтов; 2 — очаги землетрясений; 3 — взбросы; 4 — сдвиги

Амагматическая субдукция обычно сопровождается характерными тектоническими деформациями: при возросшем сцеплении плит и изменившейся реологии пород формируются складчатость и надвиги с участием фундамента, главным образом в тылу континентальной окраины, а количество выделяемой сейсмической энергии возрастает в несколько раз.

15.9. Столкновение спрединговых хребтов с зонами субдукции

Приближение активного центра спрединга к зоне субдукции нарушает режим «нормального» пододвигания океанической литосферы. Это выражается в изменении интенсивности островодужного вулканизма, в надвигании молодой океанической коры на фронтальный склон островной дуги, в изменении характера метаморфизма пород островодужного клина, в росте геотермических градиентов как следствие контакта с относительно молодой и разогретой океанической литосферой из приосевой зоны хребта. Уменьшение возраста и мощности погружающейся океанической литосферы приводит к увеличению плавучести литосферы и изменению угла погружения плиты в мантию, а также общего характера напряженного состояния литосферы.

На активных континентальных окраинах восточной части Тихого океана имеется немало примеров столкновения спрединговых хребтов с зонами субдукции, происходящих как в настоящее время, так и происходивших в геологическом прошлом.

Каскадная переходная зона на окраине Западной Канады служит примером активной субдукции литосферы плиты Хуан де Фука под Североамериканскую плиту. Приближение хребта Хуан де Фука и более горячей океанической литосферы к Каскадной зоне субдукции уже ощущается в деформациях осадочного чехла, перестройке полей напряжений и, как следствие, структурного плана этой переходной зоны.

Область столкновения Чилийского спредингового хребта с Чилийским желобом и ее окрестности представляет собой уникальный, современный геологический пример существенного нарушения процесса субдукции в результате приближения аномально «легкой» разогретой литосферы активного центра спрединга и столкновения последнего с глубоководным желобом.

Подобная картина развития событий в недавнем геологическом прошлом была характерна и для переходной зоны Западной Калифорнии. Здесь формирование пассивной окраины произошло на месте активной зоны субдукции, после того как спрединговые сегменты хребта Тихоокеанского-Фаралон приблизились к глубоководному желобу, в результате чего прекратилась субдукция и сформировалась пассивная эписубдукционная континентальная окраина.

Начиная с палеогена спрединговый хребет Алук (Тихоокеанский-Феникс) приближался к зоне поддвига расположенной на окраине Западной Антарктиды. В результате этого процесса происходило «заклинивание» процесса субдукции и прекращение спрединга на хребте Алук. Перераспределение напряжений в литосфере приводило к «перескоку» оси

спредингового хребта на расстояние несколько сотен километров (т.е. к формированию нового спредингового хребта — Восточно-Тихоокеанского поднятия). После прекращения пододвигания океанической плиты под окраину Западной Антарктиды происходило постепенное затухание сейсмической и магматической активности, изостатическое выравнивание системы (вулканический хребет — глубоководный желоб), которое вместе с эрозивной деятельностью и аккумуляцией осадков приводило к формированию пассивной континентальной окраины.

Существенным при столкновении спредингового хребта с зоной субдукции андийского типа является геометрия спредингового хребта и угол его приближения к зоне субдукции. На рис. 15.21 показаны два примера косого столкновения. Первый тип столкновения характерен для хребта Хуан де Фука, приближающегося в настоящее время к Каскадной зоне субдукции (рис. 15.22), для северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия, приближающегося к Центрально-Американской зоне субдукции (рис. 15.23), а также для палеоспредингового хребта Тихоокеанского-Фаралон, столкнувшегося с зоной субдукции западной Калифорнии в миоцен-плиоценовое время (рис. 15.24). Характерной особенностью для подобной геометрии столкновения спредингового хребта с зоной субдукции является формирование серии микроплит, таких, например, как Эксплорер, Винона, Южная плита Горда в районе Хуан де Фука (рис. 15.22), формирующиеся микроплиты Ривера и Северная Кокос вблизи Центрально-Американского желоба (рис. 15.23), или микроплиты Гваделупа, Магдалена в районе западной Калифорнии (рис. 15.24 а, б). Все эти микроплиты ограничены с одной стороны спрединговым хребтом, с другой стороны — зоной субдукции, а с третьей стороны — формирующимся трансформным разломом типа хребет — дуга.

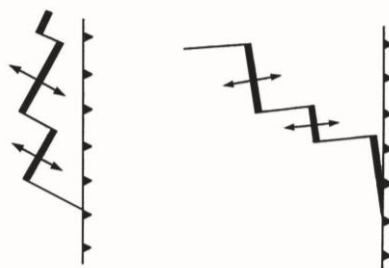


Рис. 15.21. Геометрические схемы столкновения спредингового хребта с зоной субдукции андийского типа (по Guivel et al.)

При втором геометрическом типе, характерном для столкновения Чилийского спредингового хребта с Чилийским желобом, микроплиты не образуются (рис. 15.22 б).

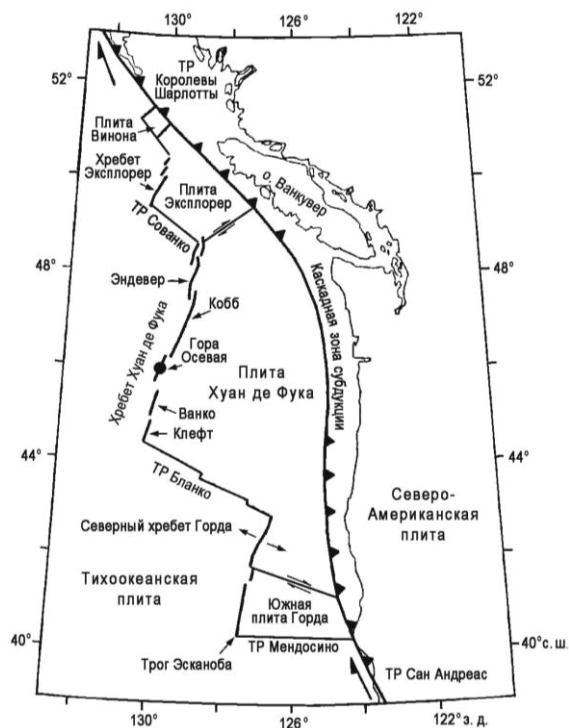


Рис. 15.22. Формирование микроплит при приближении хребта Хуан де Фука к Каскадной зоне субдукции (по Goodfellow, Franklin)

Важным вопросом в проблеме столкновения спрединговых хребтов с зонами субдукции остается выявление условий, при которых спрединговый хребет погружается в зону субдукции, и условий, при которых он останавливается в районе глубоководного желоба, при этом прекращается как процесс спрединга, так и процесс субдукции. Примеры последней геодинамической обстановки представлены в районе тихоокеанской окраины Калифорнийского полуострова, где перед глубоководным желобом остановились спрединговые сегменты Магдалена и Гваделупа, а также в районе окраины Западной Антарктиды в море Беллинсгаузена.

Однако в районах переходных зонах островодужного типа имеется немало примеров погружения спредингового хребта в зону субдукции. Об этом свидетельствует распределение магнитных аномалий, фиксирующих уменьшение возраста океанической коры по мере приближения к глубоководному желобу, например, в районе Курило-Камчатского желоба и Алеутского желоба. В последний, как свидетельствуют современные палеорекострукции, погрузился спрединговый хребет Кула. Действительно, погружение спредингового хребта в зону субдукции можно ожидать, если предварительно произойдет прекращение спрединга и остывание литосферы, приводящие к потере ее положительной плавучести. В этом случае

палеоспрединговый хребет погрузится в зону субдукции, так же как это происходит с обычными асейсмичными хребтами.



Рис. 15.23. Формирование микроплит в области приближения Восточно-Тихоокеанского поднятия к Центральноамериканской зоне субдукции (по Klitgord, Mammeriks и Stock, Lee):

1 — система рифт — трансформный разлом; 2 — зоны субдукции; 3 — палеоспрединговые хребты; 4 — зоны разломов; 5 — линейные магнитные аномалии

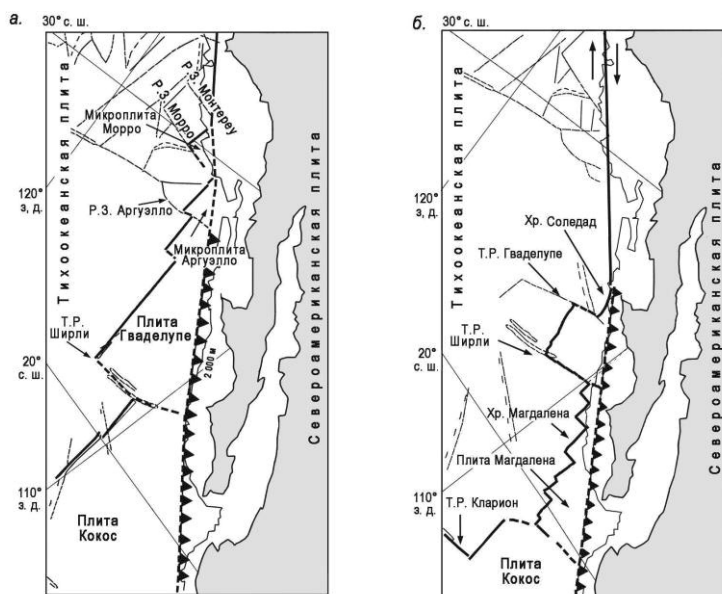


Рис. 15.24. Формирование микроплит в области приближения Фаралон-Тихоокеанского спредингового хребта к зоне субдукции Западной Калифорнии (по Martin et al.):

а — на время аномалии 6 (20,4 млн лет); б — на время аномалии 5АА (12,92 млн лет).
Условные обозначения см. на рис. 15.23

15.10. Эдукция

Если субдуцирующий хребет вытянут вдоль континентальной окраины и если свойственная ему скорость спрединга превышает скорость пододвигания хребта под континент, то продолжающаяся дивергенция может вынести оттуда обратно к поверхности тектониты и метаморфиты, образовавшиеся ранее в зоне субдукции. Такой процесс рассмотрели на примере Калифорнии Дж. Диксон и Э. Феррар, предложившие понятие и термин *эдукция* (англ. *eduction* — извлечение). Часто в литературе этот процесс определяют термином *эксгумация*, на наш взгляд, менее удачным. Эти авторы выделили и соответствующий тип границы литосферных плит (имеющий подчиненное значение) как выражение временного и локального кинематического эффекта на конвергентной границе. Там, где скорость спрединга меньше скорости пододвигания хребта, эдукция не происходит, примером чему служит современное взаимодействие Чилийского хребта с Андской окраиной.

Дж. Диксон и Э. Феррар полагают, что механизм эдукции наилучшим образом объясняет происхождение своеобразного и широко известного францисканского комплекса Калифорнии. Это в основном меланж из глубоководных осадочных пород (в том числе турбидитов) и офиолитов. Характерен метаморфизм в фации «голубых сланцев», т.е. с новообразованием глаукофановой минеральной ассоциации высоких давлений — низких температур. Эта ассоциация свойственна внешней части парных метаморфических поясов зон субдукции.

Предполагается, что эдукция меланжа и метаморфитов началась еще в раннем миоцене и по мере надвигания континентальной окраины на Восточно-Тихоокеанский хребет фронт ее расширялся, если судить по распространению францисканского комплекса. В дальнейшем правосторонний сдвиг по почти продольному разлому Сан-Андреас сокращал протяженность эдукционной границы Тихоокеанской и Северо-Американской плит, и в настоящее время сохранился только небольшой отрезок от Кейп-Мендосино до Пойнт-Арена длиной около 150 км.

Как отмечали В.Е. Хаин и М.Г. Ломизе, выдвигание из-под всячего крыла зоны субдукции, вероятно, возможно и без участия спредингового хребта в случае резкой перестройки относительного движения литосферных плит, если ортогональная конвергенция сменяется их косоориентированным или даже продольным относительным движением.

15.11. Геодинамические обстановки заложения и отмирания зон субдукции

Как видно из этого раздела, зоны субдукции на активных континентальных окраинах распространены очень широко. Каковы же механизмы, приводящие к их формированию и отмиранию? Важность понимания этих

механизмов очевидна для реконструкции этих событий в геологическом прошлом.

В настоящее время, как наиболее вероятные, рассматриваются три возможности. Согласно одной из них, новая зона субдукции закладывается непосредственно на границе континент/океан в зонах пассивных континентальных окраин рифтогенного типа (рис. 15.25 а). Такая ситуация предусмотрена и общей направленностью эволюции в рамках цикла Вилсона. При этом отмечается, что наиболее благоприятными условиями для заложения новой зоны субдукции является значительный возраст порядка 160–170 млн лет и мощность океанической литосферы, при которых, согласно оценкам О.Г. Сорохтина, океаническая литосфера приобретает отрицательную плавучесть (ее эффективная плотность становится больше плотности подстилающей астеносферы) и тонет под действием собственного веса. Если к тому же учитывать нагрузку осадков на пассивных континентальных окраинах, под действием которых в течение длительного времени (порядка десятков и даже сотен миллионов лет) происходит прогибание литосферы, то подобные условия для механического разрыва сплошности литосферы, по мнению Л. Лобковского с соавторами, представляются весьма благоприятными, но недостаточными.

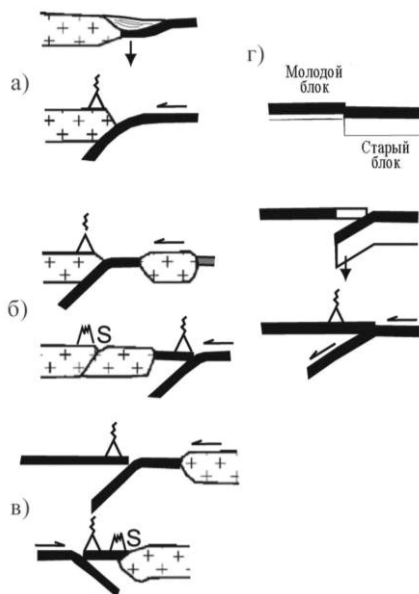


Рис. 15.25. Геодинамические обстановки возможного формирования новых зон субдукции (по R. Stern):

- а — в зонах пассивных рифтогенных континентальных окраин;
- б) и в) — в зонах столкновения пассивных окраин с фронтом островной дуги;
- г) — в зонах трансформных разломов со сжатием

Участок Атлантической пассивной окраины южнее Ньюфаундленда считают примером обстановки, когда уже назрели условия для ее преобразования в активную: зрелая и тяжелая океанская литосфера юрского возраста глубоко прогнулась у подножья континентального склона под нагрузкой почти 15 км осадков, пребывая в гравитационно неустойчивом состоянии. Другими участками возможного заложения зон субдукции такого типа могут служить участки континентальных окраин северо-западной и юго-восточной Африки, западной окраины Австралии и др. Однако при заложении зоны субдукции в этих районах пока еще нет той главной силы, которая способна инициировать субдукцию. Этот вопрос о факторах, способных инициировать субдукцию, остается предметом исследований. Оценка прочности зрелой (мощной и холодной) океанской литосферы у пассивной окраины свидетельствует против ее скола и гравитационного «обрушения» даже при максимальных существующих в настоящее время значениях инверсии плотностей и при учете напряжений изгиба под локальной нагрузкой мощных осадков. Необходимо дополнительное, приложенное извне горизонтальное сжатие, достаточное для того, чтобы там, где прочность литосферы минимальна, образовалась зона субдукции. Возможно, что такой импульс сжатия мог быть обусловлен «заклиниванием» недалеко расположенной зоны субдукции, но более вероятным представляется изменение поля напряжений, вызванное изменением абсолютного движения литосферных плит, приводящее к появлению разницы (конвергентной компоненты) на граничащих между собой континентальной и океанской частях литосферной плиты.

Вторая возможность формирования зон субдукции связывается некоторыми исследователями с эпизодами столкновения пассивной окраины с фронтом островной дуги, когда происходит изменение полярности принадлежащей ей зоны субдукции. Такое *обращение (инверсия) полярности субдукции* было описано геодинамической моделью Дж. Дьюи и Дж. Бирда: если субдукция под островную дугу идет со стороны бассейна, отделяющего дугу от континента, то при отсутствии в этом бассейне спрединга он сокращается вплоть до столкновения дуга/континент (рис. 15.25 в). При дальнейшей конвергенции континентальной и океанской плит зона субдукции смещается на другую сторону дуги, а ее наклон меняется на противоположный — под континент. Так, например, в конце плиоцена в районе о. Тайвань с пассивной континентальной окраиной столкнулась Лусонская островная дуга, фронт которой был обращен на запад. С середины плейстоцена по настоящее время в тылу этой дуги, в основании подводного склона о. Тайвань формируются сейсмогенные сколы восточной вергентности, проникающие до глубин 60 км. По этим сколам начинается пододвигание позднеэоценовой океанской литосферы, т.е. зарождается новая зона субдукции обратной полярности, которая разрастается на юг.

Близкая ко второму геодинамическому типу формирования зон субдукции может быть отнесена обстановка причленения к активной окраине крупных террейнов, которая сопровождается соответствующим смещением активной границы путем отмирания прежней и заложения новой зоны субдукции (рис. 15.25 б и 15.26). Подобная перестройка (или перескок) зон субдукции может быть вызвана и накоплением довольно мощной осадочной толщи в аккреционной призме, что приведет к уменьшению эффективной плотности и повышению плавучести погружающейся плиты и, как следствие, смещению зоны субдукции. Примером может служить, уже упоминавшийся о. Барбадос в районе Малой Антильской дуги.

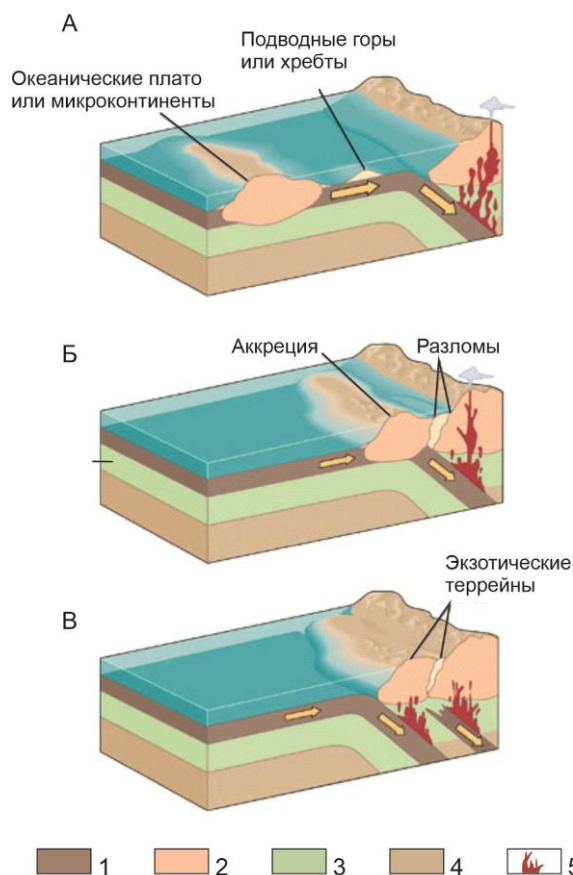


Рис. 15.26. Формирование новой зоны субдукции (перескок зоны Беньофа) в результате столкновения микроконтинента (террейна) с прежней зоной субдукции (по Thomson):

А — приближение микроконтинента к зоне субдукции; б — столкновение микроконтинента с зоной субдукции; в — «перескок зоны субдукции». 1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора; 3 — подкоровая мантия литосферы; 4 — астеносфера; 5 — интрузивы

Третья возможность формирования зон субдукции связывается с трансформными разломами со сжатием.

Как отмечалось в разделе 13, изменение относительного движения литосферных плит может приводить к появлению компоненты сжатия, ортогональной простиранию трансформной границы плит, которая превышает по величине характерную для этого типа границ компоненту сдвига. При такой кинематике вдоль простирания трансформного разлома возможно формирование конвергентной границы плит с типичными признаками скучивания и надвигания или, даже, субдукции более древнего литосферного блока под более молодой. Реализация напряжений сжатия по трансформному разлому может происходить по реологически ослабленной границе, например, серпентинитовому слою. Если зона трансформного разлома осложнена наличием трансверсивного хребта (в том числе и серпентинитовой природы), то вероятно надвигание верхних слоев коры и приразломного хребта на соседний блок литосферы по реологически ослабленной границе, которое может привести к поднятию участка океанической литосферы в зоне трансформного разлома со сжатием выше уровня моря.

Еще один пример зарождения зоны субдукции вдоль трансформного разлома типа «рифт — дуга» отмечается на участке Пюисегюр на границе Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит, где имеется уникальная возможность проследить все начальные стадии субдукции вплоть до первых вулканических проявлений. Протянувшаяся на 450 км к югу от Новой Зеландии (от побережья Фьордленда) до подводного хребта Маккуори (46–50° ю.ш.), эта зона наклонена на восток (см. рис. 13.9). Она формируется путем преобразования трансформной границы: полюс вращения плит за последние несколько миллионов лет сместился так, что появилась конвергентная составляющая движения. Субдуцирующая часть Австралийской плиты — это кайнозойская (30 млн лет) океанская литосфера дна Юго-Восточного Тасманского бассейна. Край Тихоокеанской плиты висячем крыле зоны Пюисегюр — континентальная литосфера Новой Зеландии, которая южнее переходит в океанскую литосферу эоцено-олигоценового возраста.

Субдукция началась на севере у берегов Фьордленда пододвиганием океанской литосферы под континентальную и в условиях встречного разворота плит распространяется южнее. Поэтому в обратном направлении, с юга на север вдоль границы плит можно наблюдать переход чисто трансформного (правостороннего) смещения к транспрессии (в северной части хребта Маккуори), а затем к косоориентированной (под углом до 40°) субдукции края Австралийской плиты. Ее передний край прослеживается на все большую глубину вплоть до 170 км под Фьордлендом, одновременно появляется сейсмофокальная зона Беньофа. Пологая в своей верхней части, она следует вниз под углом 80° до глубины 130 км, ниже

еще на 40 км выявлена рассеянная сейсмичность. С юга на север вдоль границы плит увеличивается и скорость субдукции — до 3,6 см/год. В плейстоцене на самом зрелом северном отрезке зоны Пюисегюр уже начался магмогенез, там над ней в 125 км от новообразованного глубоко-водного желоба появился вулканический остров Соландер с адакитовым составом лав, что считают признаком частичного плавления базальтовой коры в перегретой фронтальной части слэба (Хаин, Ломизе).

Возможность формирования симатической зоны субдукции и магматической дуги вдоль активных и пассивных участков трансформных разломов типа «хребет — хребет» со сжатием, как результат изменения относительного движения литосферных плит, при котором возникла значительная компонента сжатия, ортогональная простиранию разлома, была рассмотрена в работе Дж. Кэзи и Дж. Дьюи. На рис. 15.27 приведена модель развития зоны субдукции на активном участке трансформного разлома типа «хребет — хребет». При этом более вероятно возникновение зоны субдукции на протяженных трансформных разломах со значительным смещением отрезков срединно-океанических хребтов в силу большой разницы в возрасте и в толще блоков литосферы, контактирующих по разлому. В условиях начинающейся субдукции и сжатия краев литосферных плит происходит скучивание коры и частичное перекрытие литосферных блоков (рис. 15.27 б). Более развитая стадия субдукции представлена на рис. 15.27 в. На этой стадии еще возможен короткий период активного спрединга в преддуговой области. В дальнейшем, как считают авторы этой модели, спрединг здесь должен прекратиться, а процесс субдукции распространяется на область неактивного участка разлома (рис. 15.27 г). На этой стадии происходит формирование магматической дуги на океаническом фундаменте надвигающейся плиты. Дуга образуется на расстоянии около 100 км от желоба и отгораживает преддуговой бассейн, подстилаемый старой океанической корой, не подверженной дуговому магматизму. В рамках такой модели можно ожидать, что в области отмершего отрезка хребта с недостаточно остывшей молодой обедненной мантией будут проявляться признаки характерного бонинитового магматизма. Этому будет способствовать и достаточная обогащенность зоны флюидами за счет субдуцирования морских осадков и растрескивания коры. Со временем выплавление бонинитов в преддуговой области должно затухать по мере охлаждения палеохребта и (или) формирования хорошо выраженного магматического фронта и развитой островной дуги. Если же спрединг в преддуговой области не прекращается сразу после начала субдукции (рис. 15.27 в, г), как, по мнению Дж. Кэзи и Дж. Дьюи, происходило в западной части Филиппинского моря, то кора на разных участках преддугового бассейна может иметь различную степень концентрации бонинитов.

Эти авторы полагают, что процесс спрединга здесь почти идентичен спредингу на срединно-океанических хребтах, но химический состав излившейся магмы может сильно варьировать.

Рассмотренная выше модель встречает ряд принципиальных возражений, главное из которых заключается в следующем: возможно ли формирование океанической зоны субдукции с характерным магматизмом вдоль простираения трансформного разлома, или деформации сжатия приводят здесь лишь к скучиванию и надвиганию верхних слоев одного литосферного блока на другой? Учитывая, что трансформные разломы разделяют блоки литосферы разного возраста, естественно предположить вероятность погружения старого мощного блока литосферы под более молодой блок, имеющий меньшую толщину. Поэтому направление возможной субдукции вдоль неактивных участков трансформных разломов сомнений не вызывает. Исключения могут быть обусловлены или аномальной мощностью осадков на более древнем литосферном блоке, или наличием на нем приразломных хребтов, увеличивающих положительную плавучесть литосферы. На активных участках трансформных разломов ситуация осложняется тем, что соотношение возрастов и толщин соседних блоков литосферы изменяется вдоль простираения разлома. Так, если в правой части активного участка трансформного разлома (рис. 15.27 а) северный, молодой, блок находится в контакте с южным, старым, блоком литосферы, то в левой части разлома, наоборот, северный старый литосферный блок контактирует с более молодым, южным, а в центре активного участка разлома контактируют два одновозрастных блока с одинаковой толщиной. В связи с этим трудно определить предпочтительное направление вероятной субдукции при такой симметричной картине. Допуская подвиг старого блока литосферы под молодой, мы должны бы иметь картину разнонаправленного пододвигания вдоль простираения трансформного разлома: в правой части — южный блок должен пододвигаться под северный, а в левой части — северный под южный. В центральной же части активного участка в таком случае должен быть сформирован «подчиненный» трансформный разлом, соединяющий отрезки разнонаправленного пододвигания (см., например, ТР Маккуори, рис. 13.9). Субдукция вдоль активного участка трансформного разлома будет затруднена также в связи с тем, что длины отрезков конвергентного фронта в правой и левой частях активного участка трансформного разлома будут соизмерены с толщиной пододвигаемой литосферы.

Поэтому превращение трансформной границы плит типа «рифт — рифт» в конвергентную скорее будет сопровождаться формированием типичных структур скучивания и надвигания при коллизии блоков океанической литосферы, чем зоны субдукции с присущими ей признаками.

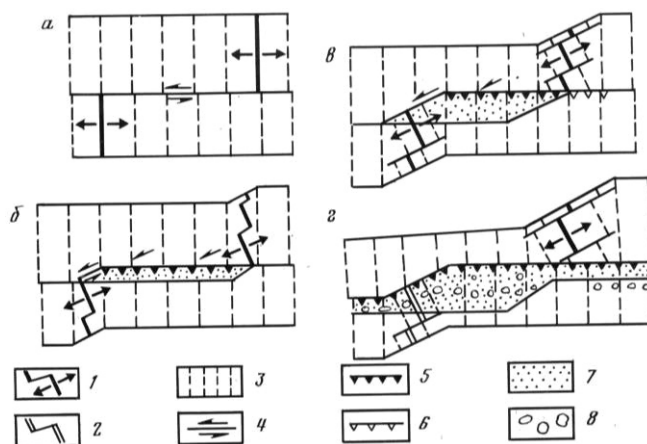


Рис. 15.27. Этапы (а–г) формирования зоны субдукции вдоль трансформного разлома типа «хребет — хребет» (по Casey, Dewey):

1 — активные отрезки СОХ; 2 — неактивные отрезки СОХ; 3 — линейные магнитные аномалии; 4 — трансформные разломы; 5 — зона субдукции (направление треугольников указывает направление поддвижения); 6 — зона палеосубдукции; 7 — область перекрытия краев литосферных плит; 8 — бониниты

Таким образом, на современных активных границах плит есть отрезки, которые в совокупности дают представление обо всех геодинамических обстановках формирования новой зоны субдукции.

Условия же отмирания зон субдукции весьма разнообразны и включают целый ряд геодинамических обстановок: 1) полное поглощение океанской литосферы перед фронтом островной дуги или активной окраины континента, как это происходит на границе Австралийской и Индокитайской плит в районе о-ва Тимор; 2) прекращение конвергенции двух плит при изменении параметров их относительного движения; 3) столкновение активной окраины континента с активным спрединговым хребтом; 4) приращение к субдукционной окраине террейнов, сложенных континентальной корой; 5) накопление мощной аккреционной призмы в зоне субдукции.

В большинстве случаев отмирание одних и заложение других зон субдукции бывает связано с *блокировкой (заклиниванием) зоны субдукции*. Это происходит там, где по мере поглощения океанской литосферы к конвергентной границе подходят тектонические структуры с утолщенной и (или) низкоплотностной корой, плавучей относительно астеносферной мантии: спрединговые хребты, микроконтиненты, островные дуги, некоторые океанические плато. Такие структуры не могут субдуцировать и заклинивают зону субдукции, приращаясь к ее висящему крылу. Поскольку движение литосферных плит, сходящихся на конвергентной границе, продолжается, активизируются соседние (в том числе внутриокеанские) зоны субдукции или закладываются новые. В последнем случае в результате блокировки зона субдукции как бы смещается в сторону океана.

15.12. Обдукция

В зонах активных континентальных окраин иногда появляется такое сочетание тектонических условий, при котором океанская литосфера бывает поднята и надвинута на континентальную окраину. В этом убеждают хорошо сохранившиеся фрагменты океанской литосферы размером в десятки и несколько сотен километров, залегающие в виде пологих тектонических покровов (относимых к категории офиолитовых аллохтонов).

Еще в 60-х годах прошлого столетия крупные офиолитовые аллохтоны (в Омане, в Папуа — Новой Гвинее, на о. Кипр) были идентифицированы как фрагменты океанской литосферы. Возник вопрос о возможных механизмах их надвигания на континентальные окраины. В 1971 г. Р. Колман предложил для обозначения этого тектонического процесса термин *обдукция*.

В большинстве случаев отмечается, что, как правило, в процесс обдукции вовлекается молодая, еще мало охлажденная океанская литосфера и поэтому, в соответствии с изостазией, находится в высоком гипсометрическом положении. Последнее, по-видимому, можно считать одним из необходимых условий обдукции.

Для суждения о механизмах обдукции важно и то, что в надвинутых фрагментах представлена только верхняя часть океанской литосферы: вся кора (осадки I слоя, базальты и долеритовые дайки II слоя, габброиды и расслоенный гипербазит-базитовый комплекс III слоя) и несколько километров перидотитов верхней мантии. Это означает, что при обдукции происходило отслаивание верхней части океанской литосферы. Только она надвигалась затем на континентальную окраину, а остальная, нижняя часть перидотитов литосферы перемещалась и деформировалась на глубине.

Отслаивание верхов литосферы начиналось в условиях океанского дна, где при сжатии формируются сколы, переходящие в надвиги. В ряде случаев по пологим надвигам происходило сдваивание разреза верхов океанской литосферы, и уже такой сдвоенный пакет обдучивал на континентальную окраину.

Геодинамические механизмы обдукции разнообразны. Следуя В.Е. Хаину и М.Г. Ломизе, можно различать два главных случая: обдукцию на границе океанского бассейна и обдукцию при его замыкании.

Обдукция на краю океанского бассейна происходит как у активных, так и у пассивных его окраин. Впервые возможность обдукции при столкновении спредингового хребта с активной континентальной окраиной была рассмотрена Н. Кристенсеном и М. Сэлсбери (рис. 15.28 I). Если хребет простирается приблизительно параллельно окраине, то в ходе субдукции континентальная плита перекроет ближайшее его крыло и придет в соприкосновение с поднятым краем другого крыла, которое в результате может оказаться надвинутым. При дальнейшем сближении литосферных плит

возможно возобновление субдукции, а на континентальной окраине останется надвинутая на нее пластина океанской литосферы.

По-видимому, именно эта модель нашла подтверждение при исследованиях отрезка Андской зоны субдукции ($46\text{--}47^\circ$ ю.ш.), где поглощается Чилийский спрединговый хребет. Многочисленные трансформные разломы делят его на сегменты, вытянутые под острым углом к желобу. Сегмент, ограниченный разломами Трес-Монтес и Тайтао, субдуцировал в конце миоцена — плиоцене в районе п-ова Тайтао. Р. Форсайт и Е. Нельсон обнаружили там пластину океанской литосферы, которая обдуцировала на континентальную окраину и находится приблизительно в 10 км от ее границы. Она сложена перидотитами, габбро и долеритовыми дайками.

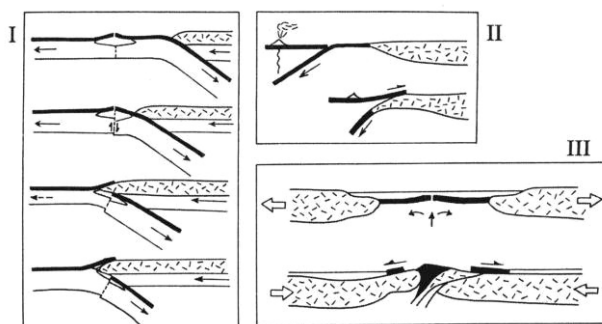


Рис. 15.28. Предполагаемые механизмы обдукции:

I — при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом (по Н. Кристенсену и М. Сэлбери); II — при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги (по Э. Мурсу); III — при закрытии бассейнов океанского типа

Геолого-геофизическое изучение подводных структур показало, что севернее п-ова Тайтао следующий сегмент гребня Чилийского хребта уже подошел к желобу и начал погружаться. Рифтовая долина там приближается к континентальному склону желоба под острым углом, заполняется турбидитами и скрывается под склоном, который в этом месте становится круче. Уже субдуцировавшее продолжение рифтовой долины обнаруживается по резкому повышению над ним теплового потока в нижней части склона. Вполне возможно, что и на этом сегменте результатом столкновения будет обдукция.

Однако самые крупные фрагменты океанской литосферы (офиолиты Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде, Семаильский в Омане) обдуцированы на пассивные континентальные окраины. Э. Муре рассмотрел модель, согласно которой надвигание на пассивную окраину обусловлено наличием вблизи нее зоны субдукции, погружающейся от континента (см. рис. 15.28 II). По мере субдукции внутриплитная граница океанской и континентальной литосферы приближается к желобу, и наступает мо-

мент, когда край континента пододвигается под островодужное крыло. Низкая плотность гранитного слоя препятствует его опусканию в астеносферу, происходит изостатическое всплывание континентальной окраины вместе с надвинутой на нее пластиной океанской литосферы. При дальнейшей конвергенции двух плит океанская плита уходит на глубину, закладывается новая зона субдукции встречного направления. Пассивная континентальная окраина тем самым преобразуется в активную.

Геологические условия нахождения многих обдуцированных фрагментов океанской литосферы вблизи глубинных офиолитовых швов Средиземноморско-Гималайского и других складчатых поясов позволяют связать их происхождение с замыканием малых океанских бассейнов (см. рис. 15.28 III). Раскрытие таких бассейнов непосредственно сменяется их сжатием. Сравнительно высокое гипсометрическое положение молодой океанской литосферы и погруженные под уровень моря плечи утоненной континентальной коры на краях таких спрединговых бассейнов способствуют обдукции. При полном смыкании континентального обрамления структурный шов воздымается.

Обдукция молодой океанской литосферы возможна и при замыкании краевых морей.

Каждый эпизод обдукции оставляет в строении континентальной окраины отчетливый след в виде перемещенного на нее фрагмента океанской литосферы. И все же относительная роль этого тектонического процесса на конвергентных границах плит чрезвычайно мала. Согласно оценкам Р. Колмана, все обдуцированные породы фанерозоя составляют около 0,001% от современной коры дна океанов. Если учесть приблизительное количество океанской коры, субдуцировавшей в позднем мезозое и кайнозое, то окажется, что оно в сотни тысяч раз превышает объем пород, обдуцированных за это же время. И даже среди этих пород сравнительно мало таких, которые по геохимическим характеристикам соответствуют нормальной литосфере срединно-океанских зон спрединга: на конвергентных границах такая литосфера почти полностью поглощается субдукцией.

ЧАСТЬ III

ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТОНИКА

Глава 16. Пассивные континентальные окраины

Традиционно континентальные окраины, включающие переходные зоны от океана к континенту, разделяли на два главных типа: активный, или тихоокеанский, и пассивный, или атлантический. Первый, как теперь хорошо известно, обусловлен процессом субдукции и пододвигания океанической литосферы под континентальную; он характеризуется активной сейсмической и вулканической деятельностью (см. гл. 15). Образование второго типа окраин связывали с рифтогенным расколом континентов и опусканием его краев по мере расширения новой океанской впадины. Переходные зоны этого типа не представляют собой зоны современных границ плит, они не являются сейсмически и вулканически активными, и поэтому эти континентальные окраины называют пассивными. Однако в дальнейшем оказалось, что пассивные континентальные окраины разнообразны по своему генезису, глубинному строению, времени формирования и истории развития, и не все из них связаны с процессом континентального рифтинга

По происхождению и истории развития можно выделить следующие геодинамические типы пассивных континентальных окраин (рис. 16.1):

1) рифтогенные, или эпирифтовые, формирование которых связано с процессами континентального рифтинга, приведшего к расколу крупных континентальных блоков и к последующему спредингу океанической коры между ними;

2) сдвиговые, или эпитрансформные, эволюция которых сопровождалась сдвиговыми перемещениями континентальных блоков литосферы на ранней стадии их раскола;

3) эписубдукционные, также представляющие в настоящее время пассивные континентальные окраины, однако генетически и эволюционно отличные от двух первых типов; отличие их состоит в том, что до того, как стать пассивными окраинами, они представляли собой активные конвергентные субдукционные окраины.

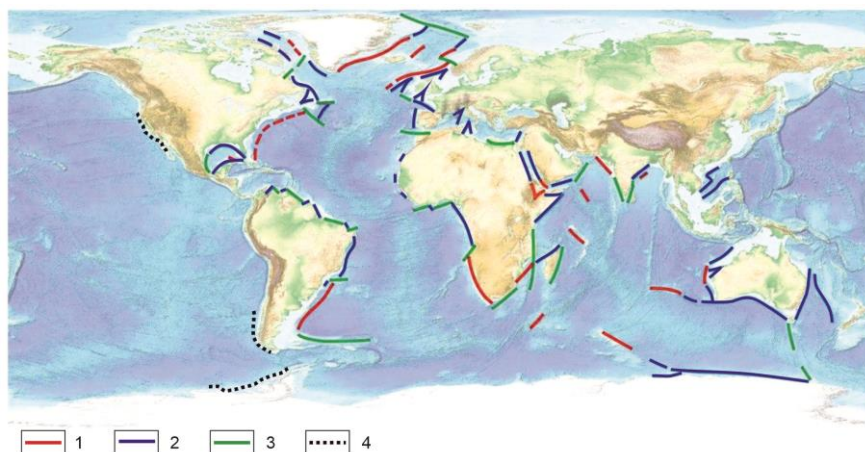


Рис. 16.1. Распространение пассивных континентальных окраин
(по Haupert, et al. с изменениями)

Все перечисленные выше континентальные окраины включают следующие основные морфологические элементы: прибрежная равнина, континентальный шельф, континентальный склон и континентальное подножье.

1. Прибрежная равнина — наземное распространение континентального шельфа, включающее области дельт, лагун, барьерных островов и т.д.;

2. Континентальный шельф — подводное продолжение прибрежной равнины материка, шириной обычно 60–100 км (местами достигает 1200 км), глубиной 130–150 м (местами превышает 500 м, с углом наклона поверхности дна не более 1°).

3. Континентальный склон, шириной от края шельфа до абиссальных глубин обычно 15–100 км, с углом наклона $2\text{--}6^\circ$. Граница между шельфом и склоном называется шельфовым разрывом.

4. Континентальное подножье. Ширина от 0 до 600 км, глубина 1400–5000 м. Далее ложе океана подстилается океанической корой.

Несмотря на, казалось бы, морфологическое сходство и сходство морфометрических параметров этих структур в разных океанах, они имеют существенные различия по своему глубинному строению, которое определяется генетическим типом континентальных окраин и геологическими особенностями их формирования и развития даже в пределах окраин одного типа. В связи с этим встает вопрос, какие процессы определяют формирование структур континентальных окраин и выдержанность параметров их структурных элементов в пределах разных генетических типов переходных зон от континента к океану.

Зоны перехода от континентальной к океанической литосфере, по сути, представляют собой шовные зоны, разделяющие блоки литосферы, которые прошли разные стадии эволюции и имеют различное глубинное строение.

Эти шовные зоны контакта океанической и континентальной литосферы отчетливо проявляются в глубинном строении и аномальных геофизических полях. В рельефе дна они, как правило, трудно различимы вследствие значительной активности экзогенных процессов и большого количества осадков, сносимых с континента и скрывающих рельеф фундамента.

16.1. Рифтогенные окраины атлантического типа

16.1.1. Геодинамические и термические аспекты формирования рифтогенных континентальных окраин

Строение и эволюция рифтогенных континентальных окраин атлантического типа в настоящее время неплохо изучены. Их образование связано с процессами континентального рифтогенеза и последующего спрединга дна океана. Имеется немало геодинамических моделей процессов, формирующих глубинную структуру и рельеф дна в эпирифтовых переходных зонах на границах континентальной и океанической литосферы.

Процесс создания литосферы особого типа, характерного для зоны перехода от континентальной к океанической, можно представить для удобства геофизического анализа в виде двух стадий. Первая стадия — активная, когда происходит образование рифтовой трещины от самых начальных проявлений растяжения вплоть до полного раскола континентальной и начала образования нормальной океанической литосферы. Геологическое строение зон континентального рифтогенеза и анализ геодинамических процессов, приводящих к расколу континентальной литосферы, изучены довольно неплохо и представлены в ряде фундаментальных монографий и учебников (Милановский, Грачев, Логачев, Ушаков, Галушкин, Никишин, Лобковский и др.). Вторая стадия — пассивная, в течение которой, по мере расширения новообразованной впадины океана, происходит отодвигание дивергентной границы от места своего зарождения, и в переходной зоне, в результате постепенного остывания литосферы, идет преимущественное опускание ее поверхности и аккумуляция осадков. Ряд регионов, на которых можно проследить эволюцию литосферы на различных этапах первой стадии, — это Байкальская и Африканская внутриконтинентальные рифтовые зоны, а также регион Красного моря, хотя его современное развитие можно рассматривать как переходное от активной стадии эволюции литосферы в краевой зоне континента к пассивной. Переходная зона Аденского залива находится в начальной стадии пассивной эволюции. О дальнейшем развитии литосферы в переходных зонах молодого океана говорят примеры Северной и Южной Атлантики и Индийского океана.

Рассмотрим модель формирования рифтовой трещины, обусловленной внутриконтинентальным напряжением, приводящим к растягиванию коры

и литосферы в некоторой зоне. На основании существующих представлений о характере распределения температуры и давления в континентальной литосфере можно с достаточной уверенностью считать, что в верхних 10–20 км преобладают хрупкие разломы, тогда как на больших глубинах разломы формируются после значительной деформации ползучести. Эти теоретические представления получили качественное подтверждение, благодаря экспериментальным исследованиям разломов, образованных на разной глубине, а затем, после подъема и денудации вышележащих пород, оказавшихся близ поверхности. В таких реологических условиях растяжение литосферы первоначально приводит к образованию «шейки». Возникающие на поверхности хрупкие и почти вертикальные трещины с глубиной постепенно выполаживаются, приобретая в разрезе вогнутую, обращенную к «шейке» форму (листрические разломы). На этом самом начальном этапе растяжения литосферы оно будет проявляться на поверхности в виде отдельных не очень глубоких (~0,5–1 км) и достаточно широких в сечении $L \sim 50\text{--}100$ км впадин, расположение которых на местности в значительной степени предопределено ослабленными (всем предшествующим геологическим развитием) зонами в напряженной области континентальной литосферы.

На этой стадии растяжение континентальной литосферы и коры будет вызывать противоположные изостатические реакции. Утонение литосферы и замещение ее нижней части менее плотным веществом астеносферы будет приводить, наряду с термическим расширением, к региональному подъему поверхности. В то же время утонение континентальной коры и замещение ее более плотным веществом мантии, в свою очередь, будет приводить к локальному погружению поверхности литосферы.

Постепенное утонение литосферы по мере растяжения может привести к полной потере ее сплошности и образованию разрыва «шейки». На поверхности такой разрыв выражается в виде узкой, протяженной и достаточно глубокой впадины, быстрота образования которой такова, что резко отрицательная форма рельефа не успевает скомпенсироваться даже за счет сравнительно быстрого накопления грубообломочных осадков. Можно считать, что на пути к такому полному разрыву литосферы находятся сейчас северная и южная впадины озера Байкал. Из геологических данных известно, что быстрое углубление началось всего несколько миллионов лет назад. Одновременно с быстрым углублением впадин должен происходить подъем кровли астеносферы. В настоящее время под самыми глубокими участками байкальских впадин кровля астеносферы находится на глубине 35–40 км. Астеносфера существенно гетерогенна; сейсмологические и сейсмические данные, а также результаты магнитотеллурических исследований позволяют предполагать, что на небольшой глубине от кровли астеносферы в ней могут еще находиться блоки литосферы, кото-

рые не успели пока ни глубоко погрузиться, ни расплавиться, благодаря быстрому подъему астеносферного расплава по отдельным трещинам. В пользу значительного приближения к поверхности, по сравнению с обрамлением, кровли астеносферы свидетельствует аномально-высокий тепловой поток через дно озера Байкал.

Подъем по трещине снизу аномального горячего мантийного вещества повышает температуру в окружающей трещину области литосферы, приводит к термическому расширению вещества в этой области и, в итоге, к расширению поднятой астеносферной зоны (рис. 16.2 а). До тех пор, пока разрастание трещины не приводит к полному разделению плиты на две и к образованию новой океанической коры, трещина продолжает движение вместе со всей литосферной плитой, которую она ломает.

Количественные оценки С. Ушакова и Ю. Галушкина показывают, что при заполнении узкой трещины поднимающимся снизу горячим мантийным веществом с температурой $\sim 1200^\circ\text{C}$ литосфера по периферии трещины за первые миллионы лет прогревается на расстояние порядка десяти километров. Максимальный подъем поверхности литосферы, обусловленный таким прогревом, при полной изостазии может достигать 3–3,5 км, из них 2–2,5 км — результат термического расширения, а около 1 км — следствие постепенного подъема границы «астеносфера-литосфера» во всей околотрещинной области и опускания границ раздела фаз в пределах литосферы. Таким образом, термическое расширение пород литосферы является одним из важных факторов рельефообразования в зонах континентального рифтогенеза. Эволюция распределения температуры в литосфере и положения фазовых границ и топографии поверхности литосферы в период активной жизни трещины свидетельствуют о том, что существует некоторая конечная ширина сечения термических пририфтовых гор, которая близка к 100 км.

В природе потеря сплошности литосферы приводит к декомпрессии мантийного вещества и, как следствие, к подъему границы ее плавления до глубины в несколько километров. Дифференциаты мантийного расплава могут аккумулироваться в магматических камерах в пределах коры, из которых магма для рифтогенных вулканов типа Килиманджаро (5895 м), Високе (3711 м) и др. Местами в узкой зоне происходит провал ее поверхности, приводящий к формированию рифтовой долины и локальных глубоководных рифтогенных озер, характерных для зон континентального рифтогенеза (например, озера Байкал, Виктория, Ньяса, Танганьика). Максимальная амплитуда такого провала определяется глубиной до поверхности свободной мантии, то есть уровнем, до которого мантийное вещество, если его рассматривать как вязкую жидкость, смогло бы подняться согласно закону Паскаля. Без учета эффекта декомпрессии глубина поверхности свободной мантии в среднем на 6,5 км ниже уровня океана.

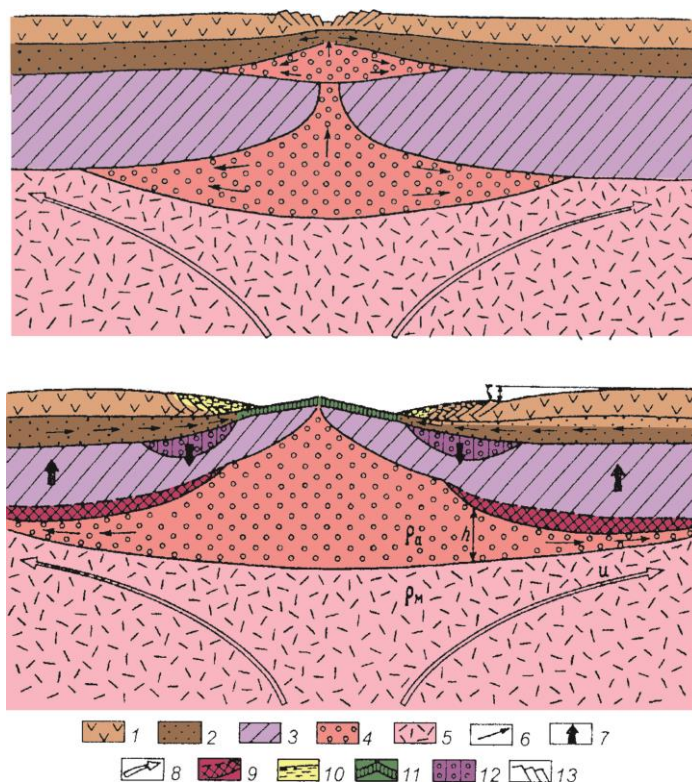


Рис. 16.2. Модель перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу и формированию пассивных рифтогенных континентальных окраин:

А. Стадия континентального рифтинга. Растяжение континентальной литосферы приводит к образованию «шейки». По мере растяжения происходит постепенное утонение литосферы вплоть до полной потери сплошности (разрыва «шейки»), что приводит к декомпрессии и, как следствие, к подъему границы ее плавления до глубины в несколько км.

Б. Пассивный этап развития эприфтовой континентальной окраины. На пассивном этапе развития континентальной окраины основное влияние на ее развитие оказывают два процесса: 1) охлаждение, увеличение толщины и, как следствие, погружение поверхности в пределах всей термически и механически возмущенной области литосферы и 2) заполнение впадины осадками.

1, 2 — слои континентальной коры: 1 — верхний хрупкий, 2 — нижний вязкопластичный; 3 — квазижесткая часть подкоровой литосферы; 4 — аномальная мантия (разогретая астеносфера); 5 — нормальная мантия (астеносфера); 6 — течение вещества в аномальной мантии и нижней коре; 7 — вертикальные смещения литосферы; 8 — конвективные течения в мантии; 9 — область термической эрозии (плавления) у подошвы литосферы; 10 — осадки; 11 — океаническая кора; 12 — охлажденные подкоровые линзы аномальной мантии; 13 — листрические сбросы

Но как показывают оценки, а также генеральный рельеф дна океанических впадин, разуплотнение мантии при декомпрессии приводит к подъему поверхности «свободной мантии» до глубины, близкой к 3 км. На реальную глубину провала существенное влияние оказывает также толщина слоя

заполняющих его осадков. Наиболее значительные изменения в рельефе поверхности около каждой из щелевых рифтовых впадин происходят в первые миллионы лет с начала образования сквозной литосферной трещины. В этот период скорость подъема поверхности материка в околорифтовой области может характеризоваться величиной порядка нескольких миллиметров в год. Одна из причин подъема поверхности — постепенное «термическое разъедание» континентальной литосферы снизу более горячим восходящим мантийным потоком; т.е. постепенный фазовый переход литосферы в астеносферное состояние (рис. 16.2 а). Характерное время такого «разъедания» или термомеханической эрозии — десятки миллионов лет, а максимальная амплитуда подъема поверхности литосферы может достигать 2,5–3 км. По мнению Г. Ранали с соавторами, термомеханическая эрозия литосферной мантии или ее астеносферизация может приводить к уменьшению мощности литосферной мантии и, следовательно, к существенному (более 50%) уменьшению ее эффективной прочности (при приближении астеносферы к границе Мохо). Последнее обстоятельство может привести к разрушению всей литосферы внутри короткого промежутка времени (1–2 млн лет) и, следовательно, к переходу от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

Подъем поверхности в околорифтовой области связан с аномально высоким уровнем стояния свободной мантии в области более легкого восходящего потока. Суммарный эффект воздействия на континентальную литосферу аномально горячего и менее плотного восходящего мантийного потока может дать подъем ее поверхности до первых километров. Высота отдельных гор в треугольнике Афар в Эфиопии, где соединяются три рифтовые ветви: Главный эфиопский рифт, Красноморская и Аденская — более 4,5 км, а значительная часть площади Абиссинского нагорья имеет высотные отметки больше 3 км. В этой зоне тройного соединения рифтов континентальный рифтогенез осложнен термическим и магматическим влиянием мантийного плюма. На севере Красного моря также соединяются три рифтовые ветви (Красноморская, Акаба и Суэцкий рифт), но в отличие от примера области Афар, здесь нет влияния мантийного плюма.

По мере дальнейшего раздвижения происходит полный разрыв сплошности континентальной литосферы. При этом реализуются типичные ситуации раскола континентальной литосферы. Первая, когда раскол и раздвижение произошли по всем трем трещинам; например, разделение Антарктиды, Африки и Южной Америки. Вторая ситуация, встречающаяся более часто, когда разделение материков происходит по двум трещинам, а третья после этого постепенно залечивается. Характерным примером может служить район Гвинейского залива, где по двум трещинам в середине нижнего мела произошло разделение Африки и Южной Америки, а третья так и осталась в виде авлакогена в пределах Африканского

континента, породив современный трог Бенуэ. Часто по таким трогам проходят русла крупных рек, а близ их окончания образуются конусы выноса этих рек. Оба эти обстоятельства важны как для палеотектонических реконструкций, так и для анализа нефтегазоносности бассейнов, ибо эти районы являются благоприятными для их образования.

16.1.2. Изостатические модели рифтогенных континентальных окраин

При формировании дивергентных границ и рифтогенных континентальных окраин одновременно с началом раскола, прогревом и подъемом поверхности континентальной литосферы по обе стороны от рифта (т.е. одновременно, с активным процессом рифтогенеза, приводящим к образованию новой дивергентной границы плит) начинают действовать процессы, регулирующие и постепенно нивелирующие возмущенное (динамическое, термическое) состояние литосферы переходной зоны. Будем называть эти процессы пассивными. В их число входят эрозия и денудация пород с поднятых участков поверхности и накопление осадков на опущенных, что приводит к перераспределению нагрузки, к изостатическому выравниванию соседних участков литосферы и, следовательно, противоположно направленным вертикальным перемещениям внутри литосферной плиты.

Другим пассивным процессом, который, вероятно, происходит преимущественно на начальной стадии, сразу после раскола, является, отмеченное еще С. Ушаковым и М. Крассом, расползание края континентальной коры в поле силы тяжести.

Наконец, еще один исключительно важный процесс, который может длиться достаточно продолжительное время (несколько десятков миллионов лет), — это остывание и увеличение толщины аномально горячей литосферы, приводящие к опусканию ее поверхности, которое усиливается под действием веса осадков. Рассмотрим каждый из этих процессов.

На скорость эрозии, как известно, влияют три главных фактора: 1) средняя высота и горизонтальные градиенты рельефа поверхности литосферы; 2) климат; 3) прочность пород, которая определяется их составом и тектонической раздробленностью. Так как для средней оценки по поверхности Земли два последних фактора усредняются (хотя, конечно, при анализе эрозии в каждом отдельном районе необходим их конкретный учет), то остановимся на зависимости эрозии от рельефа. Из-за трудностей подсчета по крупным регионам экспериментальные оценки дают результаты, которые, вероятно, следует рассматривать лишь как первое, достаточно грубое приближение. Обычно принимают, что скорость эрозии изменяется от первых сантиметров за 1000 лет при высотах около 2 км над уровнем моря до 15–20 см за 1000 лет при высотах до 5–6 км. Принимая

среднюю скорость эрозии, близкую к 5 см / 1000 лет, и продолжительность времени аномального подъема поверхности континентальной литосферы (за счет термического расширения при образовании дивергентной границы) около 60 млн лет, получим амплитуду денудации около 3 км. Пока литосфера аномально нагрета, из-за быстрого восстановления изостазии денудация пород не очень заметно отразится на средней высоте рельефа поверхности. Но после полного восстановления стабильного термического состояния литосферы, которая до аномального прогрева имела поверхность близ уровня моря, утонение континентальной коры на 3 км приведет к формированию депрессии глубиной около 0,4 км без заполнения ее водой и несколько более 0,6 км при давлении веса воды.

Другой возможной причиной уменьшения толщины континентальной коры в переходной зоне может быть ее растяжение в процессе рифтогенеза, а также последующего сползания в зоне значительных горизонтальных градиентов ее толщины (образовавшейся в результате раскола). Пластическое растяжение континентальной коры, вероятно, не очень велико, и гораздо большую роль в ее утонении на начальных стадиях рифтогенеза играет раздвигание отдельных блоков по трещинам. Количественные теоретические оценки этого явления затруднены из-за слабого знания реологических свойств. Актуалистические примеры, в частности байкальских впадин и Красного моря, позволяют предполагать, что в областях с характерным линейным размером порядка десятков километров возможно утонение континентальной коры на первые километры, что приведет к опусканию поверхности коры на первые сотни метров.

При анализе характера расползания континентальной коры в зоне больших горизонтальных градиентов ее толщины (таких, как борта впадин озера Байкал или край континента сразу после раскола) следует учитывать, что значительное повышение температуры, обусловленное подъемом кровли астеносферы до глубины в первые десятки километров, создает благоприятную предпосылку для ползучести края континента лишь в первые десятки миллионов лет после раскола. Постепенное охлаждение края континентальной коры после удаления от него дивергентной границы и (или) прекращения активного рифтогенеза увеличивает прочность и эффективную вязкость.

При расколе континентальной литосферы верхние 5–7 км материковой коры всегда остаются достаточно холодными, жесткими и хрупкими, поэтому они поддаются преимущественно вертикальным усилиям, а горизонтальные перемещения испытывает в основном вещество в нижней части коры, то есть под действием выталкивающих сил происходит пластичное, почти латеральное перетекание в низах континентальной коры, тогда как верхняя ее граница подвергается преимущественно вертикальным деформациям, образуя симметричную систему сбросов и полу-

грабенов (модель чистого сдвига Макензи) (рис. 16.3 а). В хорошо прогретой литосфере с повышенной магматической активностью такие системы грабенов и горстов могут охватывать довольно широкую область (рис. 16.3 б). В нижней части континентальной коры под действием выталкивающих сил может происходить пластичное, почти латеральное перетекание вещества (рис. 16.2 а), приводящее к горизонтальным срывам по листрическим разломам и крупным разделительным транслитосферным или транскоровым разломам-детаachment (detachment faults) (рис. 16.3 в-д) (модель простого сдвига Вернике) и, как следствие, к асимметричному строению сопряженных континентальных окраин. На одной окраине остается нижняя плита («лежачий» блок), а на другой — верхняя плита («висячий» блок), различающиеся разным строением (рис. 16.4).

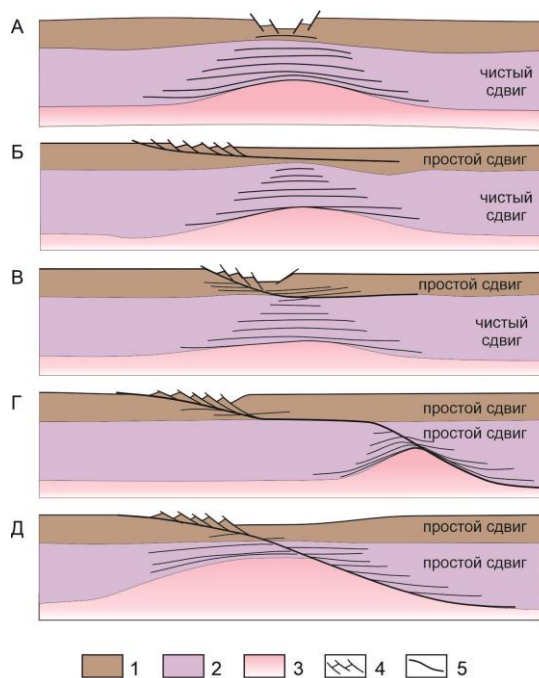


Рис. 16.3. Модели континентального рифтинга:

а) модель симметричного растяжения и утонения коры и литосферы в узкой рифтовой зоне (модель чистого сдвига Маккензи); б) то же в широкой рифтовой зоне (по Buck и Rozenbaum); в-д) модели простого сдвига и асимметричного раскола по крупным разломам detachment при их различной геометрии (модель Вернике): в) detachment, разделяющий среднечерный метаморфический комплекс (по Lister and Davis), г) транслитосферный detachment, ведущий к эксгумации мантийного корового комплекса (по Wernike, Reston et al. and Whitmarsh et al.), д) мантийный detachment, проходящий в хрупко-пластичном переходе в верхней мантии, дающий в результате мантийный коровый комплекс (по Weinberg, Regenauer-Lieb). Характер раскола континентов при рифтогенезе определяет симметричное или асимметричное строение литосферы, а следовательно, и глубинное строение переходной зоны. 1 — континентальная кора; 2 — литосферная мантия; 3 — астеносфера; 4 — горсты и грабены; 5 — detachment и листрические разлом

Следует отметить, что вариации в реологических свойствах континентальной литосферы, определяемых ее толщиной, прогремостью, свойствами, слагающих ее пород и многими другими факторами, могут вносить значительные осложнения в механизмы раскола континентов и предопределять разнообразие структурной выраженности процессов континентального рифтогенеза, типов рифтогенных окраин и расположенных в их пределах осадочных бассейнов. Детачменты могут быть транслитосферными, ведущими к эксгумации мантийного корового комплекса (рис. 16.3 в), а также формироваться в пределах коры (в случае толстой коры), разделяя среднекоровый метаморфический комплекс (рис. 16.3 г), или мантии, проходя в зоне хрупко-пластичного перехода и формируя мантийный коровый комплекс (рис. 16.3 д). В этих случаях характерным является мантийное вскрытие («*mantle unroofing*») — подъем и обнажение мантийных серпентинизированных пород в условиях экстремального (гипер-) растяжения и разрыва земной коры. При этом характерны места выхода мантийных пород на поверхность земной коры «мантийные окна».

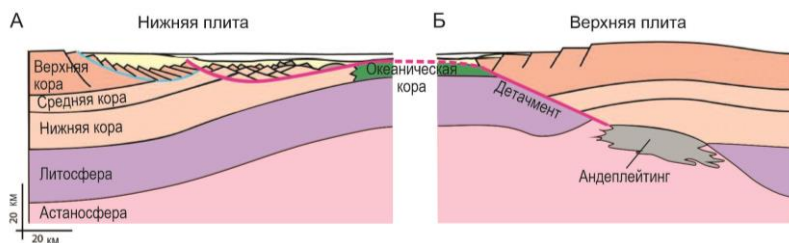


Рис. 16.4. Модель строения (а) нижней и (б) верхней плиты, разделенных разломом детачментом (по Haupert et al.)

На рис. 16.5 показаны последовательные стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу при асимметричном расколе литосферы. Видно, что зона сфокусированного поднятия астеносферы в этом случае смещена от первоначальной оси рифтогенного раскола. Это обстоятельство предопределяет асимметрию в особенностях магматических проявлений на сопряженных окраинах.

Механизм разрушения коры, так же как и при разрушении коры в спрединговых хребтах, здесь может быть связан с деформацией литосферного клина, как представлено на рис. 7.11 А. При растягивающих напряжениях в литосфере могут закладываться две косые трещины — будущие детачменты с равновероятной реализацией деформаций по одной из них. Перемещение и вращение литосферного клина по активной трещине приведет к асимметричному разрушению коры и эксгумации мантийных пород. Комбинации слоев с разными реологическими свойствами могут приводить к формированию сложной картины детачментов на разных глубинных уровнях.

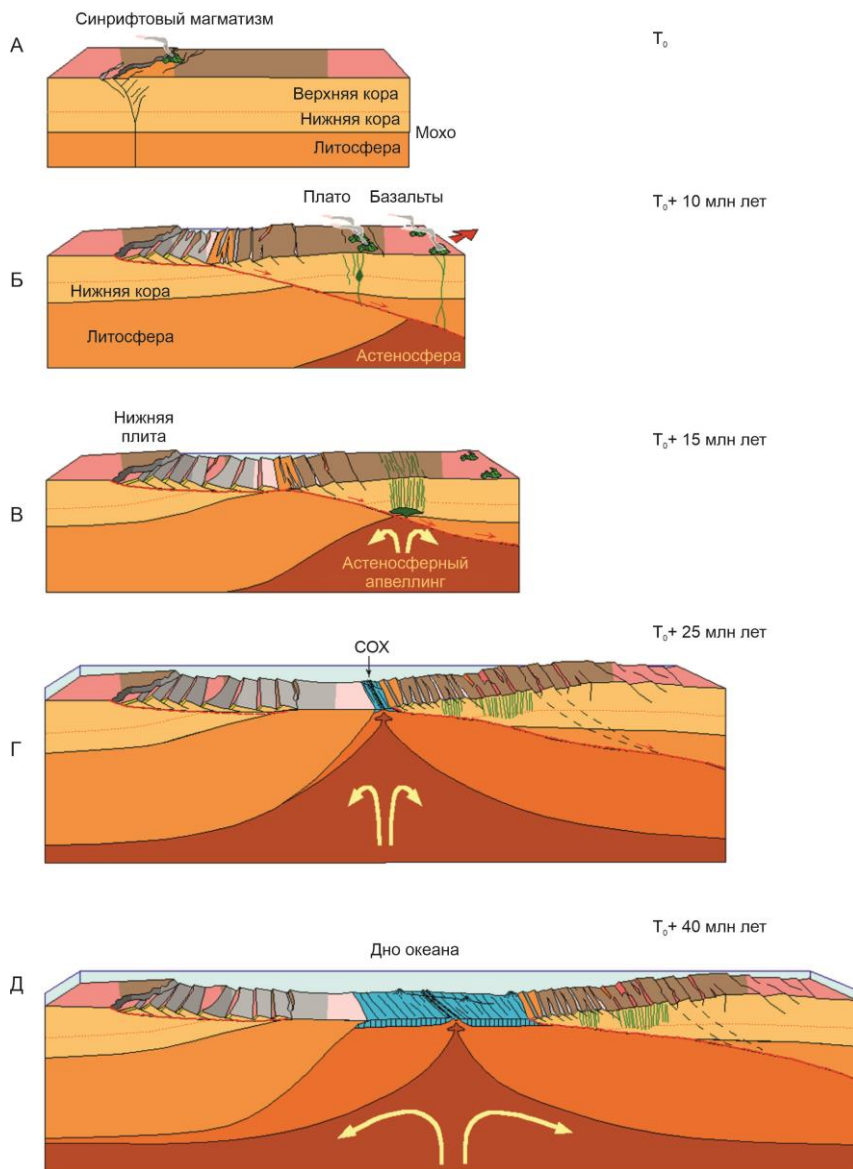


Рис. 16.5. Блок-диаграммы, иллюстрирующие последовательные стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу согласно модели Вернике:

А — начальная стадия растяжения континентальной литосферы; Б — формирование листрических разломов и раскол литосферы по крупному детачменту; В — разрыв сплошности континентальной литосферы, область сфокусированного подъема астеносферы и утоненной литосферы смещена относительно оси рифта; Г — начало спрединга; Д — развитие спрединга и формирование молодой пассивной окраины

Д. МакКензи предложил модель симметричного развития рифтогенных переходных зон, включающую существование двух стадий в развитии и образовании окраин и осадочных бассейнов: первая — рифтовая и вторая — пострифтовая. В течение первой стадии развития бассейна происходит растяжение литосферы, на которой развивается бассейн (фундамент бассейна). Вводится параметр растяжения (или океанизации) β , равный отношению толщины не утоненной коры к толщине коры, утоненной за счет рифтогенного растяжения. Растяжение предполагается однородным по толщине литосферы. Такое растяжение имеет следствием утонение литосферы в β раз. Соответственно утоняется и кора (рис. 16.6 а). Если степень растяжения литосферы невелика, то эффект проседания поверхности от замещения вещества коры плотной мантией будет перекрываться воздыманием поверхности в ответ на более высокий градиент температур, установившийся в литосфере после растяжения. В итоге будем иметь поднятый рельеф поверхности бассейна. При достаточно большом растяжении проседание поверхности, вызванное замещением легких пород низов коры породами мантии, будет превалировать над термическим воздыманием, и в итоге получится грабен с достаточно мощным слоем осадков (> 4 км), отложившихся за относительно короткий рифтовый период растяжения бассейна (рис. 16.6).

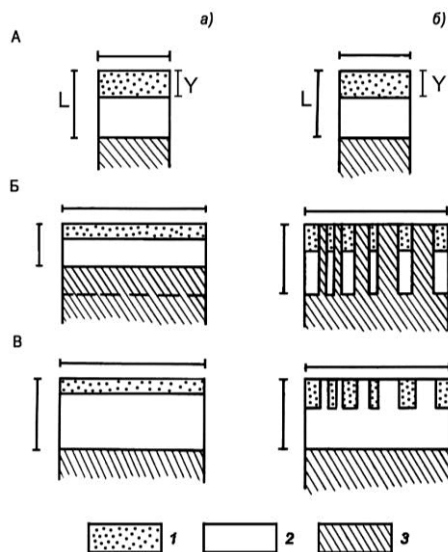


Рис. 16.6. Модели растяжения на рифтовом этапе развития бассейна (по Pitmann et al.) с дополнениями:

а) модель однородного растяжения литосферы (модель Маккензи); б) модель интрузий (модель Ройдена, Кина). А — невозмущенное состояние литосферы; Б — состояние на конец периода растяжения; В — состояние после большого периода остывания литосферы ($t \rightarrow \infty$). L — толщина литосферы; Y — толщина коры. Условные обозначения: 1 — кора, 2 — мантия, 3 — астеносфера, которая при остывании до температур 1330°C переходит в мантию

В зависимости от степени растяжения коры и литосферы значительное влияние на рельеф поверхности и распределение плотностей оказывают фазовые переходы в мантии. На начальной стадии рифтинга (небольшой коэффициент утонения β) важную роль играет переход гранатового перидотита в шпинелевый со скачком плотностей от 3.26 до 3.30 г/см³ и шпинелевого перидотита в гранатовый со скачком плотностей от 3.30 до 3.38 г/см³. Первый фазовый переход приходится на интервал глубин от 12 до 32 км. Поэтому в континентальной литосфере он оказывается в пределах коры и, следовательно, не дает вклада в изменение пород мантии и в формирование рельефа поверхности литосферы. Второй фазовый переход приурочен к глубинам от 24 до 70 км, и вклад, обусловленный вариациями в глубине этого перехода в процессе эволюции континентального бассейна, может объяснить погружение поверхности фундамента на 200–400 м. Это же подтверждается и результатами работы Н. Симон и Ю. Подладчикова, показавшими, что на начальной стадии рифтинга (небольшой коэффициент утонения β) важную роль играет переход гранатового перидотита в шпинелевый, который может вызвать синрифтовое поднятие (возможно, частично интерпретируемое, как дорифтовое), за которым следует ускоренное погружение. В отличие от этого при сильном растяжении в районах утоненной коры и высокого теплового потока (большой коэффициент утонения β) важную роль играет шпинель–плагиоклазовый переход. По мнению этих авторов, его влияние на уменьшение плотности вследствие наличия большой доли плагиоклаза в мантии может быть того же порядка, что и изменение плотности за счет термического расширения. Поэтому поднятие, обусловленное мантийными фазовыми переходами будет наиболее существенно проявляться для плотной или тонкой начальной коры. В океанической литосфере и литосфере краевых морей вклад в рельеф поверхности литосферы дают оба фазовых перехода, и он может достигать, согласно оценкам Ю. Галушкина, 800 м.

Другая модель развития бассейна на рифтовом этапе растяжения литосферы предложена Л. Ройденом и К. Кином. Эти авторы рассмотрели модель интрузий (рис. 16.6 б), когда растяжение литосферы идет за счет внедрившихся даек конечной ширины, а толщина коры может при этом не меняться. В моделях предполагалось линейное распределение температур в литосфере, постоянная температура в астеносфере, а также то, что вещество астеносферы идентично веществу мантии литосферы, отличаясь от него только температурой. Рассматривая равенство веса столбцов литосферы (рис. 16.6 а, б) до и после растяжения, нетрудно оценить начальное проседание литосферы ΔL в результате утонения коры и замещения ее вещества более плотными породами мантии.

Начальное проседание бассейна сопровождается большими скоростями осадконакопления в течение короткой рифтовой стадии термического

остывания литосферы бассейна. Эта стадия сменяется периодом медленного проседания бассейна и, соответственно низких скоростей накопления осадков. На рис. 16.7 приведен схематический разрез континентальной окраины на конец первого и последнего этапа развития бассейна. Показано пространственное положение зоны растяжения литосферы, области отложения осадков рифтового и послерифтового этапов, их соотношение с основными морфоструктурными элементами пассивной окраины. Проседание поверхности фундамента, показанное на рис. 16.7 б, является следствием процессов растяжения и нагрева литосферы на этапе континентального рифтогенеза и последующего остывания переходной зоны на этапе раскрытия океана. Мощная линза осадков, отложившихся в период континентального рифтогенеза и расположенных в настоящее время в нижней части разреза была сформирована достаточно быстро. Отложение последующей толщи проходило в условиях медленного погружения поверхности постепенно остывающей литосферы. Конечно, процесс термического остывания литосферы имел место и на этапе растяжения бассейна, но его влияние было пренебрежимым при условии, что продолжительность процесса рифтового растяжения составляла 10–20 млн лет.

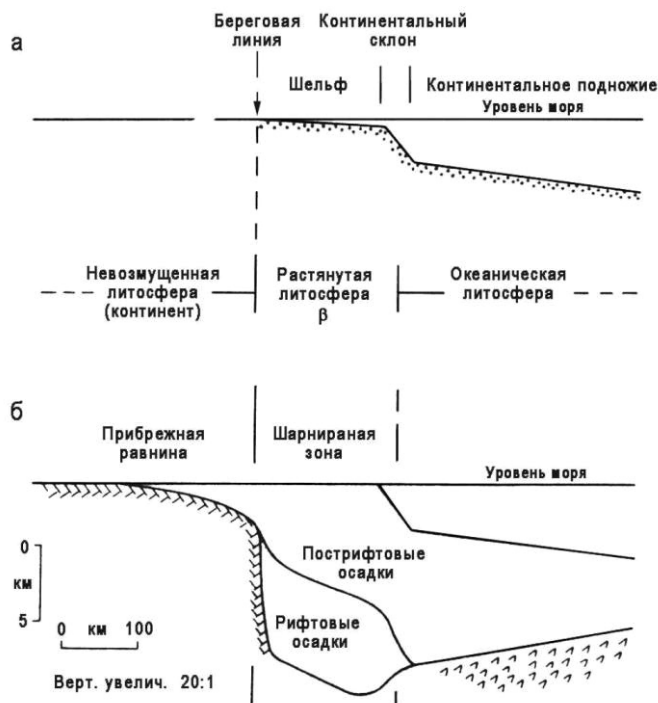


Рис. 16.7. Основные морфоструктуры и положение зоны растяжения литосферы пассивной континентальной окраины в процессе двух этапов осадконакопления (по Karner, Watts)

По мнению Е. Артюшкова и ряда других исследователей, помимо растяжения и термического остывания литосферы, определяющую роль в истории погружения бассейнов переходных зон играют фазовые переходы пород основного состава в нижней части коры в гранулитовые и эклогитовые фации. Эклогиты представляют собой породы верхней мантии, богатые Al_2O_3 . Под континентами они слагают верхнюю мантию в интервале глубин от 70 до 400 км или давлений от 20 до 120 кбар. При эклогитизации полевой шпат — наиболее распространенный минерал коры — замещается на более плотную фазу типа жадеита, кианита, клиноцоизита и кварца, что ведет к возрастанию плотности на несколько процентов. Степень роста плотности сильно зависит от минерального состава пород, претерпевающих эклогитизацию. Полная эклогитизация базальтовых пород нижней коры приведет к плотностям около $3,5\text{--}3,6 \text{ г/см}^3$, что заметно превосходит плотность пород верхней мантии $3,3 \text{ г/см}^3$. Процесс эклогитизации может на несколько порядков ослабить прочность пород. Особенно эффективно процесс эклогитизации используется для объяснения погружения внутрикратонных бассейнов, где механизмы растяжения и последующего термического остывания литосферы могут быть недостаточно удовлетворительными.

Основная трудность в обосновании предложенного механизма погружения бассейнов заключается в оценке скоростей фазовых переходов, которые зависят от температуры и давления. Чтобы обойти эту трудность, Л. Лобковский и В. Керчман предположили, что особенности вязкопорового течения жидкой базальтовой составляющей в нижних горизонтах литосферы и в подстилающей астеносфере могут приводить к формированию линз базальтового расплава на границе «литосфера — астеносфера». Формирование таких линз могло бы иметь место на той стадии континентального рифтогенеза при общем растяжении литосферы, когда развиваются процессы фильтрации магматического расплава из верхней мантии. Далее, как и в предыдущей гипотезе, авторы предполагали, что в процессе остывания происходит кристаллизация магматической линзы, сформированной в основании литосферы, в эклогитовое тело, что сопровождается погружением бассейна.

Однако, как отмечал Ю. Галушкин, в таком подходе остаются проблемы, связанные с неопределенностью в оценках положения базальтового тела в пределах $P\text{--}T$ поля устойчивости «базальт — гранат — гранулит — эклогит», в определении скоростей соответствующих фазовых переходов и степени преобразованности вещества линз. Это имеет следствием неопределенность в количественных оценках изменений плотности вещества в пределах зоны перехода «базальт — эклогит» и делает практически невозможной оценку количества прореагировавшего материала, а также численный анализ глубинной и временной эволюции распределения плотно-

стей в литосфере. Очевидно, что это, несомненно, перспективное направление требует дальнейших исследований, но оно заставляет признать существование механизмов сокращения мощности коры, отличных от простого растяжения литосферы.

В рамках рассмотренных классических моделей эволюции бассейнов континентальных окраин выделяют два этапа. Первый этап быстрого осадконакопления проходит на ослабленной трещинами растяжения, прогретой литосфере. Здесь вряд ли следует ожидать больших отклонений от состояния локального изостатического равновесия. Другое дело — второй этап осадконакопления.

В переходной зоне на достаточно древней океанической литосфере (возраст > 100 млн лет) может накопиться слой осадков толщиной около 20 км. Опускание литосферы в Атлантической переходной зоне под тяжестью осадков моделируют как прогибание упругой плиты, плавающей на жидкой астеносфере. В такой флексурной модели компенсация поверхностной осадочной нагрузки достигается изгибом литосферной плиты, несущей эту нагрузку. Медленное остывание литосферы приводит здесь к увеличению эффективной упругой толщины литосферы и ее изгибной (флексурной) жесткости (D), что в свою очередь приводит к увеличению горизонтальных размеров области изостатической компенсации, которая из локальной переходит в региональную. В такой флексурной модели компенсация поверхностной осадочной нагрузки достигается изгибом литосферной плиты, несущей эту нагрузку. Этот процесс хорошо подтверждается анализом распределения гравитационных аномалий над пассивными окраинами различного возраста.

В общем случае гравитационные аномалии $\Delta g_{\text{св}}$ над континентальными окраинами атлантического типа характеризуются положительным пиком (порядка +50 мГал) над внешней кромкой континентального шельфа и минимумом аномалий (-50 мГал) над континентальным склоном. Континентальные окраины, как и многие другие структурные элементы дна океана, находятся в состоянии региональной изостазии. Наиболее предпочтительным механизмом изостазии является флексурная изостазия. Этот тип близок к модели локальной изостазии, предполагающей, что каждый отдельный блок плавает на эффективно жидкой астеносфере и отсутствует боковое трение между блоками. Однако, в отличие от нее, модель флексурной изостазии предполагает конечную жесткость литосферы на изгиб D .

Оценки изгибной жесткости D и эффективной упругой толщины литосферы H_3 показали, что относительно старые окраины восточной части США характеризуются самыми высокими значениями толщины эффективной упругости литосферы $H_3 \approx 10\text{--}20$ км, тогда как молодые окраины Австралии (Коралловое море, возвышенность Лорд Хау) обладали наименьшими значениями $H_3 \approx 5$ км. Эти значения H_3 близки к наблюдае-

мым в срединно-океанических хребтах и значительно меньше значений, характерных для старой океанической литосферы, что говорит о раздробленности и прогревании литосферы пассивных окраин в период рифтогенеза. Изменение значений H_2 для различных окраин хорошо согласуется с моделью флексурной изостазии на литосфере с увеличивающейся эффективной упругой толщиной по мере остывания окраины. Оно объясняет также изменение общего вида осадочного бассейна с его возрастом от узкого — для молодых окраин к широкому — для окраин старшего возраста. Указанные изменения структуры бассейна с возрастом находят отражение в профилях гравитационных аномалий $\Delta g_{св}$, которые также меняются по амплитуде и длине волны со временем развития бассейна. Причем характерный вид профилей аномалий $\Delta g_{св}$ зависит и от типа осадконакопления в бассейнах (рис. 16.8).

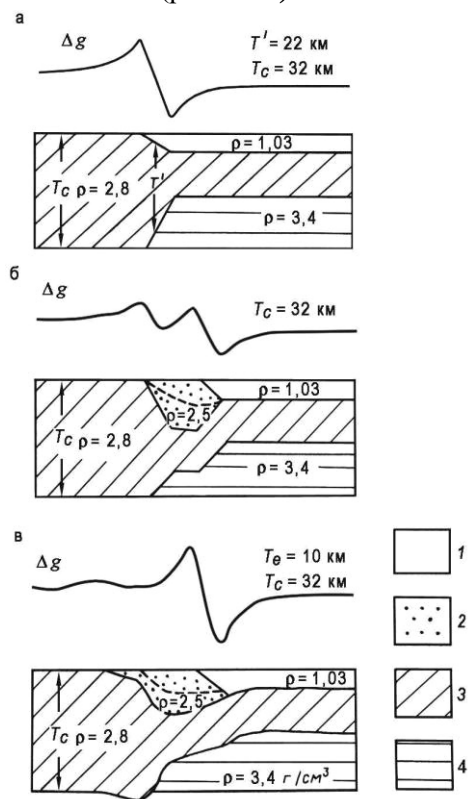


Рис. 16.8. Модель нагружения литосферы пассивной окраины осадками и отражение этого процесса в гравитационных аномалиях.

Характерно постепенное смещение гравитационного максимума в сторону океана вслед за продвижением края шельфа по мере развития бассейна:

$T_c \approx 32$ км — глубина компенсации,
 $T_e = 10$ км — эффективная упругая толщина литосферы. 1 — вода; 2 — осадки; 3 — кора; 4 — мантия, аномалии $\Delta g_{св.в}$.
 (по Karner, Watts)

На этом рисунке приведено распределение теоретических аномалий $\Delta g_{св}$ для бассейнов двух типов: 1) с отложением осадочных слоев преимущественно сверху и 2) с отложением слоев, в основном, с морской стороны бассейна в результате продвижения шельфового края. Видно, как растут амплитуда и длина волны аномалий $\Delta g_{св}$ с эволюцией бассейна, когда

увеличивается флексурная жесткость литосферы. Максимум $\Delta g_{\text{св}}$ связан с нагрузкой осадков и следует за краем шельфа, резко отделяясь от гравитационного эффекта шарнирной зоны (см. рис. 16.8). Наибольшая амплитуда аномалий $\Delta g_{\text{св}}$ наблюдается над поверхностью старой литосферы, свидетельствуя о (локальной) некомпенсированности осадочных структур старых окраин. Для старых окраин здесь наблюдаются соответственно и наибольшие амплитуды изостатических гравитационных аномалий.

В модели, рис. 16.8 б, в соответствии с типом поступательного (проградационного) осадконакопления, гравитационный максимум заметно смещается с возрастом бассейна в сторону моря.

Итак, концептуальная модель термической эволюции литосферы в эпирифтовой переходной зоне сравнительно проста. «Пассивная» стадия формирования переходной зоны начинается тогда, когда произошел полный раскол континентальной литосферы и переход от материкового рифтогенеза к океаническому спредингу (рис. 16.2 Б). На этой стадии расплавленное вещество, формирующее океаническую кору, «припаивается» к краю утоненной континентальной литосферы. Скорость спрединга постепенно увеличивается от почти нулевых значений до некоторой величины. На этой стадии разрыва сплошности сильно трещиноватой континентальной коры при поднятой разогретой мантии, нередко возникают условия, благоприятные для серпентинизации мантийных перидотитов и эксгумации их в верхние горизонты коры и даже на поверхность дна. Вероятность участия мантийных серпентинитов в формировании глубинной структуры коры в переходной зоне особенно велика при асимметричном расколе литосферы по модели Вернике. В дальнейшем активная дивергентная граница (осевая зона срединно-океанического хребта) постепенно удаляется от краев расколотого континента, а литосфера новой океанической впадины, постепенно остывая, сжимается и утолщается, что, как известно, и приводит к углублению дна океана по мере увеличения возраста коры. Известный закон углубления дна океана с возрастом коры нарушается в переходной зоне из-за латерального теплопереноса от более молодой и горячей океанической литосферы к более холодной континентальной. В результате чего в переходной зоне океаническая литосфера остывает и погружается несколько быстрее, чем при ее охлаждении только через поверхность. Соответственно охлаждение континентальной литосферы и опускание ее поверхности происходит немного медленнее. Примерно через 70–80 млн лет после раскола континента можно пренебречь аномальным влиянием латерального теплопереноса на скорость погружения поверхности континентального края и океанической коры. Простые оценки показывают, что за 70–80 млн лет дно океана только за счет остывания литосферы должно погрузиться не менее чем на 3–5 км, тогда как

край континента — только на 1,5 км. Этот факт предполагает вертикальные перемещения в переходной зоне (из-за большей скорости погружения дна океана) на величину, близкую к 2 км. В действительности из-за влияния веса осадков, отлагающихся на океанической коре у континентального подножия, скорость и общая величина погружения океанического края переходной зоны в несколько раз больше, чем при простом термическом погружении. Отложение осадков начинается еще на рифтовой стадии, а затем продолжается на стадии оползания материковой окраины в процессе развития листрических разломов. На начальном этапе вдоль сбросовых плоскостей отлагаются конгломераты, которые перекрывают осадки флювиального, дельтового и продельтового происхождения. Эти осадки, хотя и отлагаются почти горизонтально, но каждое новое проседание отдельного блока с поворотом по разлому приводит к отложению следующей осадочной серии с угловым несогласием к предыдущей. В некоторых случаях проседание и поворот отдельных блоков фундамента может привести к тектоническому экранированию осадочной толщи, накопленной на поверхности одного блока, от соседних, отложенных выше и ниже на континентальном склоне. Опускание таких наклонных блоков происходит неравномерно, и блоки, которые опускаются медленнее, создают внутрибассейновые горстоподобные морфоструктуры. На таких наименее опущенных участках формирующегося континентального склона в тропических условиях могут развиваться коралловые рифы.

На ранней стадии эволюции эпирифтовой переходной зоны начинается разрастание молодой океанической впадины, которая может иметь структуру замкнутого или полузамкнутого бассейна. В таком бассейне в условиях аридного климата отлагаются мощные толщи эвапоритов. Актуалистический пример накопления эвапоритов — Красное море. Хорошо известно, что эвапориты в разрезе переходных зон западной Африки и Южной Америки в раннемеловое время отлагались на дне замкнутого (или почти замкнутого) единого бассейна молодой Атлантики. Позднее в процессе спрединга произошло разделение единой эвапоритовой толщи на две и их перекрытие типично морскими более плотными глинистыми осадками. Гравитационная неустойчивость приводит к инверсии плотностей, т.е. к развитию солянокупольной тектоники.

В процессе дальнейшего формирования переходной зоны (атлантического типа) продолжается термическое сжатие континентальной и океанической литосферы и опускание поверхностей континентального и океанического фундаментов с разной скоростью. Это различие в скоростях увеличивается из-за разной скорости накопления морских осадков на континентальной и океанической литосфере. В результате прибрежная равнина опускается, шельфовая зона расширяется, а континентальный склон

и подножие становятся более обширными и более пологими и формируются зрелая континентальная окраина.

Статистический анализ геоморфологических данных в переходных зонах Атлантики показал, что в среднем угол наклона континентального склона не превышает $2\text{--}3^\circ$. При переходе от континентального склона к подножию крутизна рельефа уменьшается до 1° и меньше. Такая малая крутизна склона обусловлена пределом гравитационной устойчивости осадков. Их перемещение вниз по склону происходит не только путем лавинной седиментации, но и большими оползневыми массами. На американском континентальном склоне Атлантического океана, северо-восточнее мыса Гаттерас, оползневое тело, по сообщению Д. Приора с соавторами, имеет характерные размеры около 30 км в ширину и по простиранию (вниз по склону), а также общий объем соскользнувших осадков около 130 км^3 .

16.1.3. Вулканические и невулканические рифтогенные континентальные окраины

Переход от континентального рифтинга к океаническому спредингу сопровождается растяжением и утонением литосферы и сложным взаимодействием тектонических и магматических процессов, результатом которого является разнообразие типов окраин и различное строение переходных зон. Однако особенности строения и эволюции коры переходных зон еще не достаточно хорошо изучены и вызывают немало дискуссий и альтернативных моделей. В зависимости от интенсивности магматического снабжения пассивные рифтогенные окраины подразделяются на две группы: невулканические (*magma-poor margins*) и вулканические (*magma-rich margins*). Невулканические окраины образуются благодаря конвективным движениям мантии, растягивающим литосферу, и характеризуются очень сильным растяжением (*hyper-extended*) континентальной коры и выходом на поверхность в переходной зоне мантийных серпентинизированных пород (рис. 16.9, таблица 16.1). По обилию магматических проявлений магматические окраины, в свою очередь, можно разделить на окраины с обильным магматизмом, связанным с подъемом аномально горячего астеносферного вещества под действием мантийного плюма, и окраины с ограниченным магматизмом, рифтовый этап развития которых не сопровождался интенсивной магматической активностью с накоплением мощных базальтовых толщ на поверхности и внедрением мафических интрузий и фрагментов серпентинизированной мантии в нижнюю часть коры (гибридный тип коры).

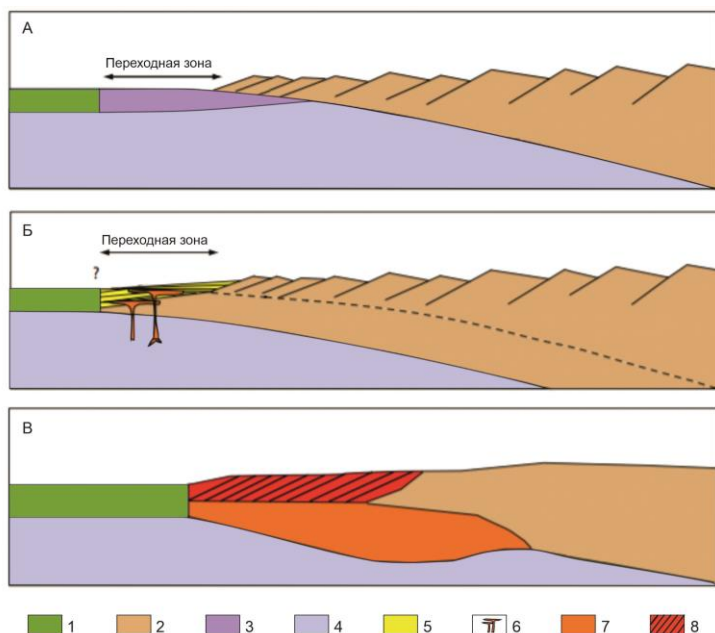


Рис. 16.9. Схематичные разрезы разных типов континентальных окраин (по Sawyer et al.):

А — невулканические окраины с гиперрастянутой континентальной корой; Б — окраины с ограниченной магматической активностью; В — вулканические окраины с обильным магматизмом, вызванным плюмовой активностью. 1 — океаническая кора; 2 — континентальная кора; 3 — серпентинизированная мантия; 4 — мантия; 5 — осадки; 6 — силлы; 7 — андерплейтинг; 8 — вулканогенно-осадочная толща (комплексы SDR)

Таблица 16.1

Характеристики трех типов коры и связанных процессов
(по Gillard et al.)

Тип коры	Характеристика	Процессы
Эксгумированная	Мафит/ультрамафитовый фундамент, сложенный гидратированной нижней корой или серпентинизированной мантией. Немного магматических проявлений. Нет четкой границы Мохо. V в низах верхнего фундамента 6 км/сек и постепенно увеличиваются с глубиной к нижней части фундамента. Нет четких магнитных линейментов	Низкий магматический бюджет. Эксгумация глубинных пород вдоль протяженных детачментов. Низкие скорости растяжения

Тип коры	Характеристика	Процессы
Гибридная	Фундамент из основных и ультраосновных пород, сложенный эксгумированной серпентинизированной мантией со значительными магматическими включениями (базальтов и габбро). Нет четкой границы Мохо. Сложная внутренняя структура и сложное соотношение тектонических и магматических процессов. Возможно наличие андеплейтинга в нижней коре. Возможно наличие четких магнитных линеаментов	Комбинация тектонической эксгумации и магматической аккреции. Эксгумация глубинных пород вдоль детачментов растяжения с магматическими добавлениями (вулканы, интрузии, андеплейтинг)
Магматическая аккреция	Мафитовый фундамент с типичным трехслойным строением коры (базальты, щитовые дайки, габбро). Четкая граница Мохо. Типичная мощность коры ≈ 7 км. Высокие скорости в фундаменте (6–7 км/с). Наличие четких магнитных линеаментов	Высокий магматический бюджет. Адиабатическая декомпрессия и частичное плавление астеносферной мантии

Невулканические окраины с гиперрастяжением континентальной коры

Кора переходных зон с гиперрастяжением континентальной коры и обедненным магматизмом первоначально была определена Мохриаком и Розендалем как «прото-океаническая кора» или «изверженная кора», Аслоньяном с соавторами — как «эксгумированная кора среднего и нижнего слоя», а Манатсчалом с соавторами — как эксгумированная серпентинизированная субконтинентальная мантия.

Сопряженные окраины Западной Иберии и Ньюфаундленда являются эталонным примером окраин, сформированных в результате длительного континентального рифтогенеза и очень сильного растяжения (гиперрастяжения) и утонения континентальной коры с последующим ее асимметричным расколом по разлому-детачменту в условиях относительно холодной мантии и обедненного магмоснабжения (рис. 16.10). Эти окраины почти полностью лишены синрифтовых магматических образований и характеризуются эксгумацией серпентинитов вдоль границы «континент – океан»,

а в пределах самой окраины, в области утоненной континентальной коры, — значительной тектонической раздробленностью. Длительное рифтогенное растяжение континентальной коры переходит в ультрамедленный, а затем медленный спрединг с формированием океанической коры с разной степенью расчлененности рельефа фундамента. Примерами окраин такого же типа могут служить также сопряженные окраины Австралии и Антарктиды, окраины Антарктиды в районе моря Содружества и окраины восточной Индии в районе бассейна Кришна-Годавари, окраины Западной Африки в районе Ангольского бассейна и Восточной Бразилии в районе бассейна Эспирито Санто.

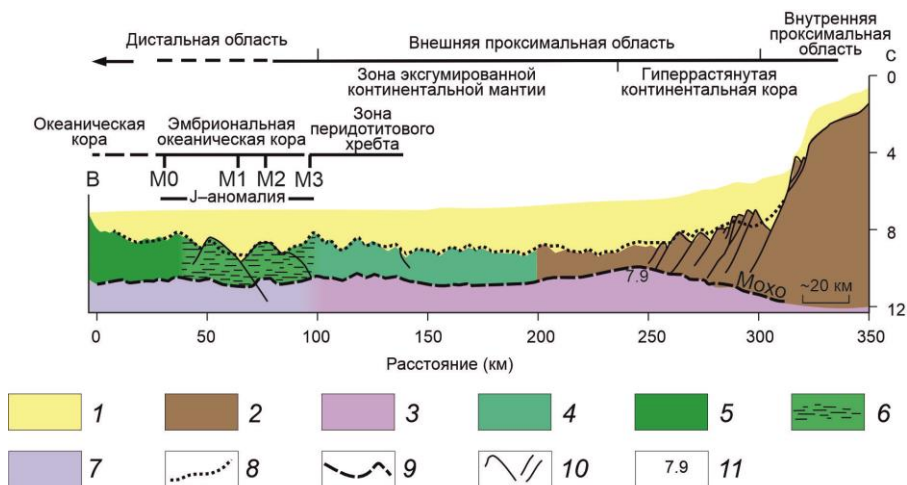


Рис. 16.10. Строение коры через Иберийскую окраину с гиперрастяжением континентальной коры (по Sutra et al., с изменениями):

1 — осадки, 2 — континентальная кора, 3 — субконтинентальная мантия, 4 — серпентинизированная мантия, 5 — океаническая кора, 6 — эмбриональная океаническая кора, 7 — океаническая мантия, 8 — кровля фундамента, 9 — подошва фундамента, 10 — сбросы, 11 — скорости сейсмических волн (км/с)

В строении невулканических пассивных окраин выделяют три зоны (рис. 16.10):

1. Внутреннюю проксимальную зону, характеризующуюся наименьшим фактором растяжения континентальной коры β . Эта зона представляет собой стабильную континентальную платформу, на которую накладываются пострифтовые осадки.

2. Внешнюю проксимальную зону, характеризующуюся гиперрастяжением, сильным утонением (до 10 км) и погружением континентальной коры и выходом на поверхность (эксгумацией) пород серпентинизированной континентальной мантии. Нередко в этой зоне формируются перидотитовые хребты.

3. Дистальную зону, в которой начинается аккреция новой океанической коры с ультрамедленным спредингом, с резко расчлененным рельефом (протогора), переходящим в дальнейшем в стационарный спрединг с генерацией нормальной океанической коры.

В связи с этим выделяют несколько стадий развития окраин этого типа и формирования соответствующих областей, проиллюстрированных на рис. 16.11 для сопряженных окраин Восточной Бразилии и Западной Африки. Стадия начального растяжения континентальной коры с образованием внутренней проксимальной области, характеризующейся наименьшим фактором растяжения континентальной коры β . Мощность коры здесь составляет 25–30 км. Кора разбита разломами-детаachmentами, закладывающими асимметричное развитие сопряженных окраин, и листрическими разломами, выполаживающимися с глубиной, обеспечивая разворот (запрокидывание) блоков и формируя систему горстов и грабенов (рис. 16.11 А). На этой стадии возможна аккреция магматического вещества в нижнюю часть коры. Далее происходит длительная фаза утонения и погружения континентальной коры, подъем границы Мохо. При растяжении мантия литосферы утоняется, что приводит к подъему астеносферы; растяжение сопровождается хрупкими деформациями в верхней коре и вязкими деформациями — в нижней. Рифтовые грабены заполняются осадками континентального и мелководно-морского генезиса (син-рифтовые отложения). Эта стадия ассоциируется с внешней проксимальной областью, характеризующейся локализацией растяжения по тектоническому транслитосферному detachmentу, способствующему вскрытию мантии и выведению на поверхность серпентинизированных перидотитов (рис. 16.11 Б).

По данным Г. Лейченкова и С. Дина с соавторами, основанным на результатах сейсмических исследований МПВ, скважинных наблюдений и лабораторного изучения кернов, установлено, что физические свойства ультраосновной коры невулканических окраин сильно варьируют в зависимости от степени метаморфизма пород. В среднем верхняя ее часть, мощностью менее 3 км, характеризуется скоростями от 4,3–5,2 км/с до 6,5 км/с и плотностью 2,6–2,8 г/см³, а нижняя, мощностью до 4 км, — скоростями от 7,2 км/с до 7,6 км/с и средней плотностью 3,15 г/см³. Относительно низкоскоростной слой верхней коры соответствует степени серпентинизации от 25% до 100%, тогда как в высокоскоростном слое серпентинизация предположительно не превышает 25%. Следующая стадия развития окраины связана с формированием дистальной области континентальной окраины. Она характеризуется разрывом сплошности континентальной коры и началом аккреции новой океанической коры при ультрамедленном спрединге с сильно расчлененным рельефом. Астеносфера поднимается к поверхности Земли, и магматические расплавы новообра-

зованного спредингового хребта внедряются и изливаются на субконтинентальную мантию (рис. 16.11 Б). В дальнейшем скорость спрединга может увеличиваться до медленных и средних значений, при этом будут меняться структурный план новообразованной океанической коры и изрезанность рельефа дна.

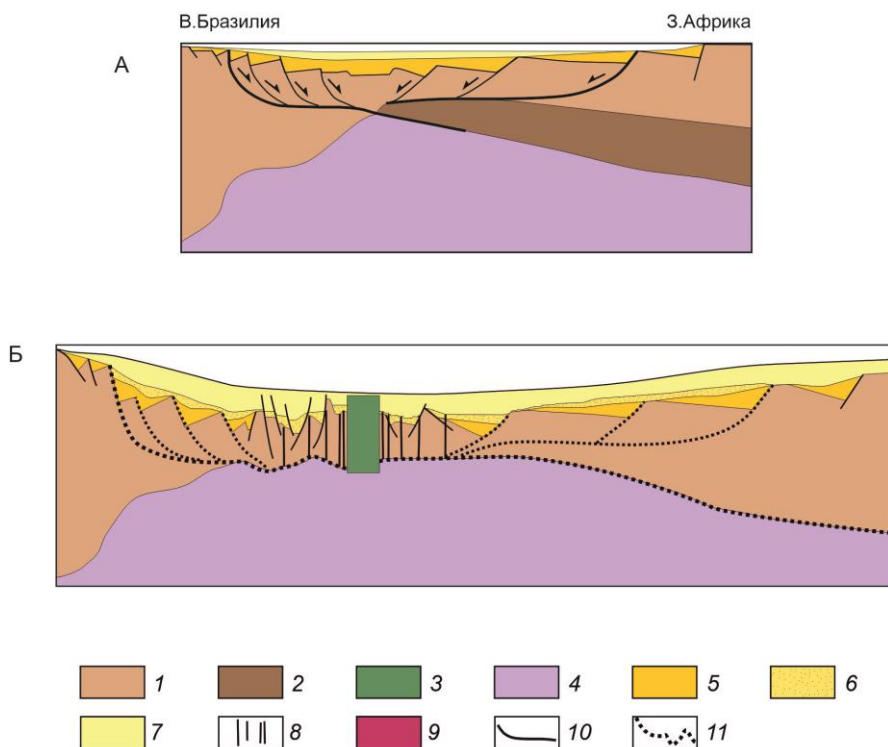


Рис. 16.11. Модель развития невулканических окраин (по Blaiх et al.):

А — начальная стадия рифтогенеза и, формирование внутренней проксимальной зоны; Б — главная стадия рифтогенеза — формирование внешней проксимальной зоны, утонение континентальной коры, вскрытие пород континентальной мантии и начало океанического раскрытия в дистальной зоне. 1 — континентальная кора, 2 — высокоплотная континентальная кора, 3 — океаническая кора, 4 — мантия, 5 — до и синрифтовые отложения, 6 — вулканогенно-осадочные отложения (комплекс SDR); 7 — пострифтовые отложения, 8 — дайки, 9 — область андерплейтинга, 10 — разлом — детачмент, 11 — отмерший детачмент

Вулканические континентальные окраины

Вулканические окраины составляют более 30% общей протяженности пассивных окраин и характеризуются развитием обширных магматических комплексов.

Магматическая активность на вулканических окраинах связывается с пассивным апвеллингом горячей астеносферы (т.е. внедрением вещества мантийных плюмов / горячих точек под литосферу суперконтинентов)

и/или с локальной конвекцией мантийного материала, вызванной рифтогенезом. В том и другом случае происходит плавление пород верхней мантии и обильный магматизм в пределах рифтовых зон, нередко приводящий к формированию крупных трапповых провинций на стадии разделения континента. Согласно данным бурения и сейсмическим данным, для вулканических окраин характерны так называемые SDR-комплексы — «*Seaward dipping reflector Sequences*» — наклоненные и расходящиеся в сторону океана сейсмические рефлекторы, отражающие горизонты вулканических комплексов рифтогенных континентальных окраин, представленных переслаивающимися толщами базальтов, туфов и вулканокластических осадков, сформированные в результате постепенного прогибания отдельных блоков земной коры под действием увеличивающейся нагрузки отлагаемого магматического и осадочного материала (рис. 16.12).

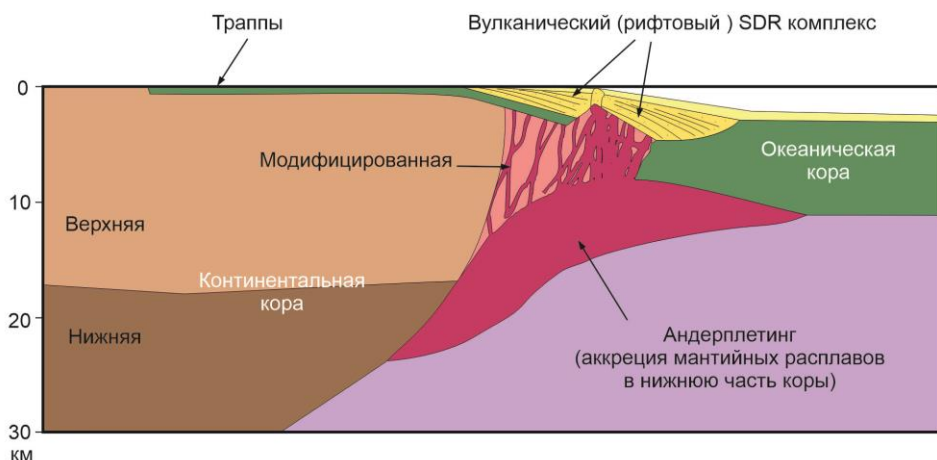


Рис. 16.12. Строение пассивных вулканических окраин
(по Geoffroy, с дополнениями Г. Лейченкова)

По данным Г. Лейченкова и С. Планке с соавторами, скорость сейсмических волн изменяется в них от 3,5 до 5,6 км/с, но нижние горизонты могут иметь и более высокие значения скоростей. С районами развития вулканических комплексов обычно связаны высокоамплитудные магнитные аномалии, которые генерируются толщами базальтов. Средняя плотность всей массы вулканогенных пород составляет 2,5–2,6 г/см³. Кровля этих комплексов обычно рассматривается в качестве акустического фундамента.

Нижняя часть континентальной коры вулканических окраин отличается присутствием слоя с высокой скоростью сейсмических волн (7,2–7,7 км/с) и плотностью (3,0–3,15 г/см³). Его образование связывается с аккрецией магматических пород, представляющих собой продукты дифференциации верхней мантии вследствие декомпрессионного плавления в области мантийного апвеллинга. Как отмечалось выше, процесс кри-

сталлизации магматических пород и наращивания коры снизу получил название андерплейтинг («underplating»).

Развитие вулканических окраин показано на рис. 16.13 на примере сопряженных окраин Аргентины и Южной Африки. На первой стадии происходит растяжение и утонение континентальной коры, сопровождаемое подъемом астеносферы и образованием detachментов и листрических сбросов. Вторая стадия характеризуется разрывом сплошности континентальной литосферы и магматической активностью, сопровождаемой отмиранием главного detachмента, внедрением большого объема изверженного материала в нижнюю кору (андерплейтинг) и излиянием плато базальтов. Завершается эта стадия аккрецией новой океанической коры.

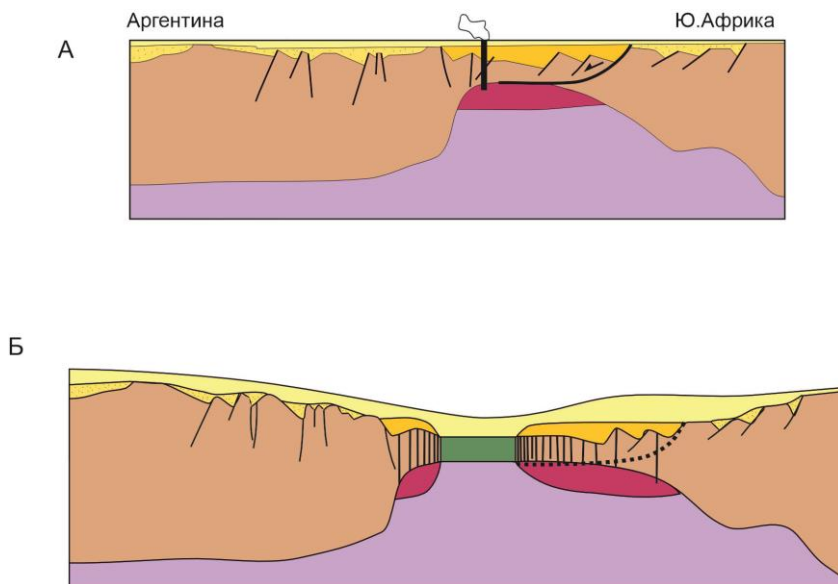


Рис. 16.13. Эволюция вулканических окраин (по Blaich et al.):

А — стадия растяжения и утонения континентальной коры; Б — стадия раскола континента и магматической активности. Усл. обозначения см. на рис. 16.11

Можно выделить еще третий тип рифтогенных континентальных окраин, который представляет собой промежуточный гибридный вариант между окраинами вулканического и невулканического типов. Он характеризуется умеренным магматизмом и возможными протрузиями серпентинизированных ультраосновных пород мантии.

Обратимся теперь к рассмотрению переходной зоны, образовавшейся в результате раскола континентальной литосферы над восходящим аномально горячим мантийным потоком (плюмом). В результате воздействия такого плюма обширная область литосферы будет значительно прогрета еще до своего полного раскола, поверхность ее высоко поднята и эродирована.

Если область литосферы, расположенная над восходящим мантийным потоком, разрывается и дает начало развитию молодой расширяющейся океанической впадине, то проявляются и другие отличительные особенности по сравнению с примерами разрыва по щелевой рифтовой трещине. Во-первых, само охлаждение и опускание континентальной литосферы будут происходить в обширной области, во-вторых, изменение геометрии уже существующих рифтовых систем может приводить к «откалыванию» отдельных континентальных блоков, которые в последующей эволюции могут погружаться ниже уровня океана (например, блок Ян-Майен в Северной Атлантике, часть плато Кергелен и др.) или оставаться выше уровня моря в виде островов (например, о. Тасмания, о. Шри-Ланка) (см. раздел 16.1.4).

Гетерогенность строения литосферы, на которой развиваются рифты, является важнейшим фактором, определяющим развитие континентального рифтогенеза, особенности его перехода к спредингу и строение переходных зон. В поле напряжений растяжения хрупкая континентальная литосфера разрушается по механизму продвижения «бегущей трещины», за которой следует термический фронт — область декомпрессионного подъема астеносферы и плавления. В относительно маломощной изотропной литосфере продвижение рифтовой трещины является в целом непрерывным процессом. Характер растяжения сильно не изменяется вдоль рифтовой оси, и удлинение рифтовой зоны не сопровождается увеличением сдвиговых напряжений. Однако, как отмечалось в разделе 13, продвигающаяся рифтовая трещина, разрушающая гетерогенную континентальную литосферу, может на своем пути встречать различные структурно-вещественные неоднородности («барьеры») или препятствия, затрудняющие ее продвижение и приводящие к временному прекращению продвижения или даже отмиранию развивающегося рифта. Такие структурно-вещественные «барьеры» могут быть связаны с участками более мощной литосферы, сложенными прочными породами, связанными с древними кратонами, или древними рифтовыми или складчатыми зонами. Растяжение за пределами окончания рифта не локализовано, а происходит в пределах очень широкой зоны, существование которой допускает изменение геометрии рифта в области его окончания и значительные внутриплитные деформации.

Прекращение продвижения рифта вблизи структурного барьера в течение определенного промежутка времени приведет к перераспределению напряжений, в частности, к увеличению сдвиговых напряжений вблизи конечности рифта. Столкновение с такого рода препятствиями испытывает любая рифтовая трещина в процессе своего развития. Геодинамические последствия такого столкновения будут определяться размерами встреченных препятствий, величиной растяжения литосферы и ее прогрессом

тостью, определяющими скорость миграции мантийного потока вдоль продвигающейся рифтовой трещины. В случае значительного растяжения и высокой прогретости поднятой астеносферы под рифтовой трещиной формируется фракция расплава, которая при наличии градиента давления будет перемещаться вдоль простирания рифта вплоть до его «столкновения» со структурным барьером или препятствием. Структурный барьер, по аналогии с трансформными разломами, препятствующими миграции расплава вдоль оси спрединга, будет играть роль дамбы, не позволяющей проникнуть расплаву за его пределы (см. рис. 13.25). В этом случае в зоне пересечения временно остановившегося рифта со структурным барьером может произойти скопление значительной фракции расплава, которая впоследствии может проявиться в виде обширных магматических провинций. Примером такой ситуации могут служить траппы Параны-Этендеки, проявившиеся 127 млн лет назад в результате продвижения к северу рифтовой трещины Южной Атлантики (на доспрединовой стадии) и ее «столкновения» с литосферой древнего коллизийного орогена Рибейра-Дамара. Предпосылкой появления этой крупной магматической провинции явилось формирование внутрилитосферного магматического резервуара, эрозия низов консолидированной коры в условиях подъема мощного теплового фронта, перераспределение растягивающих напряжений на область синеклизы Параны. В результате этих процессов был взломан и преодолен «структурный барьер» и осуществилось встречное (с севера и с юга) продвижение рифтовой трещины и дальнейшее раскрытие впадины Атлантического океана.

Итак, особенности эволюции континентальной литосферы на стадии континентального рифтинга включают несколько механизмов ее разрушения (симметричное, асимметричное, магматическое, амагматическое), зависящих от термореологических свойств (прочность, эффективная вязкость), определяемых прежде всего мощностью литосферы, температурой мантии, составом слоев коры и скоростью растяжения. Эти особенности перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу предопределяют глубинное строение переходных зон, интенсивность тектонического прогибания литосферы и, как следствие, интенсивность осадконакопления.

16.1.4. Погруженные краевые плато и острова в пределах рифтогенных континентальных окраин

В процессе раскола континентальной литосферы нередко происходит полное или частичное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента. В первом случае образуются микроконтиненты, представляющие собой блоки континентальной коры, со всех сторон

окруженные океанической корой. Если эти блоки не полностью отделены от материка, т.е. полного разрыва сплошности континентальной коры не произошло, то они представляют собой выдвинутые в сторону океана погруженные краевые плато, подстилаемые утоненной континентальной корой, или не погруженные острова в пределах континентальных окраин.

Погруженные краевые континентальные плато и островные блоки, расположенные в пределах континентальных окраин, довольно широко представлены в Атлантическом и Индийском океанах (рис. 16.14, таблица 16.2).

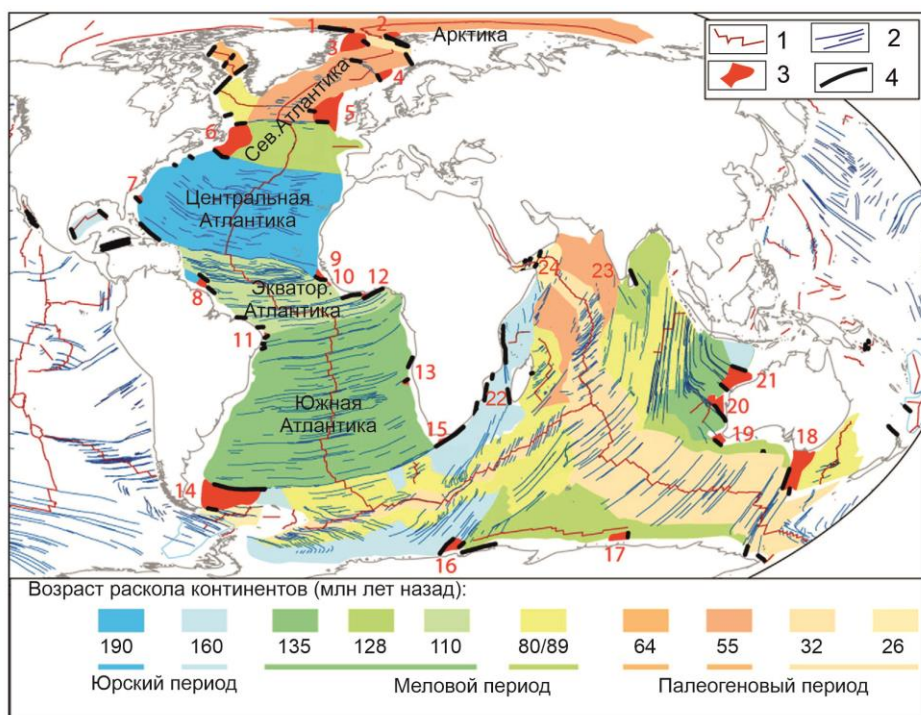


Рис. 16.14. Распределение краевых плато, банок и хребтов в пределах континентальных окраин (по Mercier de Lepinay et al. с небольшими изменениями):

1 — осевые зоны спрединговых хребтов; 2 — трансформные разломы и их пассивные следы; 3 — краевые плато; 4 — палеотрансформные континентальные окраины. Цифрами обозначены: 1 — плато Моррис-Джесуп, 2 — плато Ермак, 3 — окраина СВ Гренландии, 4 — плато Воринг, 5 — банка Роколл, 6 — Ньюфаундлендское плато, 7 — плато Блэк Спур, 8 — плато Демерара, 9 — Гвинейское плато, 10 — Сьерра Леоне, 11 — Сержили, 12 — Кот-де-Вуар — Гана, 13 — Китовый хребет, 14 — Фолклендское плато, 15 — плато Агульяс, 16 — хребет Гуннерус, 17 — поднятие Брюса, 18 — Тасманово плато, 19 — плато Натуралист, 20 — плато Валлаби, 21 — плато Эксмут, 22 — Мозамбикский хребет, 23 — хребет Чагос-Лаккадивский, 24 — плато Гвардафуй, 25 — банка Галиция

Таблица 16.2

**Геодинамические обстановки и условия формирования
погруженных краевых плато, хребтов и островов в пределах
континентальных окраин**

№	Геодинамические условия	Краткая характеристика	Примеры
Погруженные континентальные плато и хребты			
1	Погруженные континентальные плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах континентальной литосферы в условиях сильного растяжения и ограниченного магматизма	Начальный этап формирования спрединговых хребтов континентального заложения и новой океанической коры определяется механизмом раскола континента и прогремостью мантии	Плато Эксмут, Валлаби, в северо-восточной части Индийского океана, плато Воринг, банки Роккол, Поркьюпайн, Флэмиш Кэп, Галиция, в Северной Атлантике, поднятие Морриса Юинга, Фолклендское плато — в Южной Атлантике
2	Погруженные континентальные плато, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах континентальной литосферы в условиях растяжения и аномального магматизма	Формируются крупные магматические провинции с корой, утолщенной за счет андеплейтинга, в окрестности краевого плато с утоненной континентальной корой	Вероятно, южная провинция плато Кергелен, плато Агульяс. Пример начальной стадии — горст Данакиль
3	Сопряженные пары погруженных краевых плато, сформированные при взаимодействии спредингового хребта с континентальной окраиной	Продвижение рифта из океана в пределы континентальной окраины	Сопряженные краевые плато Моррис-Джесуп и Ермак, сформированные при продвижении хр. Гаккеля в пределы континентальной окраины Гренландии
4	Сопряженные пары погруженных краевых плато, сформированные при продвижении континентального рифта в пределы океанической литосферы через континентальную окраину	При продвижении рифта из континента в океан	Сопряженные краевые плато Натуралист и Брюса, сформированные при развитии Юго-Восточного Индийского хребта

№	Геодинамические условия	Краткая характеристика	Примеры
5	Линейно вытянутые краевые хребты, сформированные при перескоке рифтовой оси в пределы молодой континентальной окраины в условиях аномального магматизма, вызванного плюмовой активностью	Хребты с утоненной континентальной корой частично отделены от материка отмершей рифтогенной структурой — авлакогеном	Хребты Мозамбикский, Чагос-Лаккадивский
Острова			
6	Не погруженные континентальные блоки, сформированные в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах гетерогенной континентальной литосферы в амагматичных условиях	Вследствие незначительного растяжения и малой прогретости литосферы эти блоки частично остаются выше уровня моря и выступают в виде островов, расположенных в пределах континентальных окраин. Они формируются, как правило, в условиях амагматичного рифтинга	Острова Шри-Ланка, Тасмания, Сокотра, Ньюфаундленд. Пример начальной стадии развития — Синайский п-ов

Экспериментальное моделирование подтверждает, что, как правило, они образуются в процессе встречного продвижения двух рифтовых трещин в пределах континентальной литосферы (рис. 16.15). Продвигающиеся навстречу друг другу рифтовые трещины формируют область перекрытия, которая подвергается значительному растяжению, латеральному и вертикальному вращению и деформациям. Области перекрытия представляют собой частично отторженные континентальные блоки, которые не полностью отделены от материнского континента. В процессе развития перекрывающихся рифтовых ветвей одна из них остается активной, и вдоль нее происходит утонение и разрыв сплошности континентальной литосферы и последующее формирование новой океанической коры, а вторая рифтовая ветвь постепенно «отмирает», и на ее месте формируется грабенообразная структура авлакогена, сопровождаемая остыванием литосферы, погружением фундамента и осадконакоплением.

Еще одна возможность формирования погруженных или не погруженных литосферных блоков в пределах континентальной окраины может быть связана с асимметричным расколом континентальной литосферы по крупному транслитосферному разлому детачменту, когда область локализации сфокусированного подъема астеносферы смещена от места первоначального ее раскола (см. рис. 16.5 б, в).

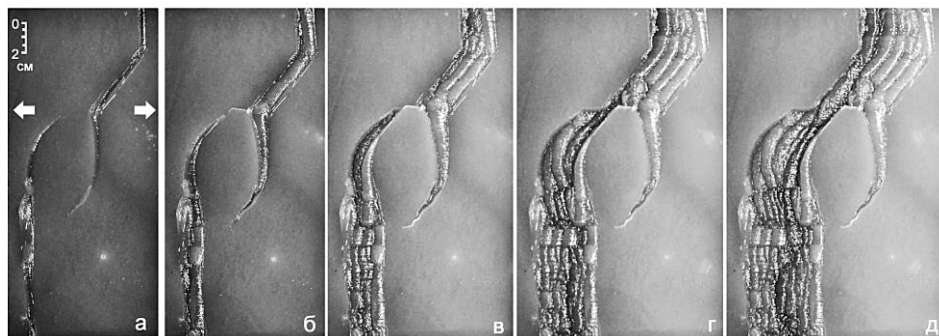


Рис. 16.15. Экспериментальная модель формирования краевых плато в процессе продвижения рифтовых трещин навстречу друг другу:

а–б — образование области перекрытия двух рифтовых трещин при растяжении континентальной литосферы; в — переход от рифтинга к спредингу и полный разрыв сплошности континентальной литосферы на левой рифтовой ветви; г–д — спрединг и формирование новой океанической коры на левой ветви и прекращение растяжения на правой рифтовой ветви без полного разрыва сплошности континентальной литосферы

В зависимости от степени растяжения и утонения континентальной коры эти блоки или бассейны перекрытия, заключенные между двумя рифтовыми ветвями, могут быть представлены в виде островов при малой степени растяжения коры (например, острова Шри-Ланка, Тасмания, Сокотра, Ньюфаундленд и др.) или, что более распространено, представлять собой погруженные континентальные краевые плато (например, плато Воринг, Галиция, Флэмиш-Кэп, поднятия Ермак и Моррис Джесуп в Северной Атлантике, Экмут, Натуралист, Валлаби, расположенные вблизи западной окраины Австралии и др.) (см. рис. 16.14). Очевидно, что вероятность того или иного исхода будет зависеть от особенностей континентального рифтинга, который, в свою очередь, будет определяться гетерогенностью геологического строения и реологической стратификацией континентальной коры и литосферы с одной стороны, и прогретостью мантии и ее магмонасыщенностью — с другой.

Если процесс рифтинга континентальной литосферы сопровождается значительными проявлениями магматизма и утонением континентальной коры, то область, заключенная между двумя перекрывающимися рифтовыми ветвями, будет представлять собой изостатически погруженный ниже уровня моря блок континентальной коры, формирующий подводное

плато в пределах переходной зоны. Со стороны континента он будет ограничен рифтогенной депрессией (авлакогеном) заполненной осадками.

Если процесс рифтогенеза сопровождается аномально высоким магмоснабжением, то образование погруженных плато может осложняться формированием крупных магматических провинций, которые в значительной степени осложняют утоненную за счет растяжения континентальную кору погруженного плато. Аномальный пострифтовый магматизм вносит существенный вклад в структуру и толщину коры за счет внедрения интрузий и андеплейтинга — наращивания океанической коры снизу. По геофизическим характеристикам довольно трудно различить утоненную за счет растяжения континентальную кору и утолщенную за счет андеплейтинга океаническую кору. Примерами подобной ситуации могут служить погруженные плато Агульяс и южная (а возможно и центральная) провинция плато Кергелен. Структуры палеорифта, отделяющие плато от материка, как правило, характеризуются значительным утонением континентальной коры.

Еще одна возможность формирования погруженных плато континентальных окраин связана с продвижением рифтовой трещины формирующегося спредингового хребта в пределы континентального шельфа. В этом случае попытки проникновения рифтовой трещины в пределы шельфовых зон с мощной континентальной корой могут сформировать серию грабенов (как, например, в случае попыток проникновения спредингового хребта Гаккеля в шельфовую зону моря Лаптевых или в шельфовую зону Гренландии). В случае же продвижения рифтовой трещины далее в пределы континента или ее смещения по транзитной трансенсивной зоне для соединения с другим рифтом (например, соединение хребта Гаккеля и хребта Мона) могут быть сформированы сопряженные погруженные плато, такие как Моррис Джесуп и Ермак (см. рис. 16.16).

Если же рифтовая трещина продвигается с континента в пределы старой океанической литосферы, то также могут быть образованы сопряженные погруженные плато (например, плато Натуралист и плато Брюса, сформированные в результате раскола Австралии и Антарктиды и продвижения рифтовой трещины в пределы океанической литосферы в сторону плато Кергелен) (см. рис. 16.14).

В пределах проксимальных частей континентальных окраин Северной Атлантики встречаются погруженные структуры в виде узких полос слегка растянутой и погруженной континентальной коры (“continental ribbons”), формирующие банки Поркьюпайн, Роккол, Хаттон (рис. 16.16). Они отделены от главной континентальной области и друг от друга V-образными рифтогенными бассейнами, ограниченными detachментами и подстилаемыми сильно утоненной континентальной корой, и, возможно, небольшими участками новообразованной океанической коры. Развитие

таких слабо деформированных континентальных блоков, формирующихся между сопряженными окраинами на ранней стадии рифтинга, может быть связано с диффузным или рассеянным рифтингом и включать несколько стадий (рис. 16.17): стадию растяжения и утонения континентальной коры, стадию прекращения утонения и эксгумации мантии и стадию аккреции новой океанической коры. В зависимости от различных параметров, таких как структурная унаследованность, скорость растяжения, термическое состояние литосферы, разнонаправленное развитие detachментов, такие блоки могут иметь различную форму, размеры и толщину литосферы.

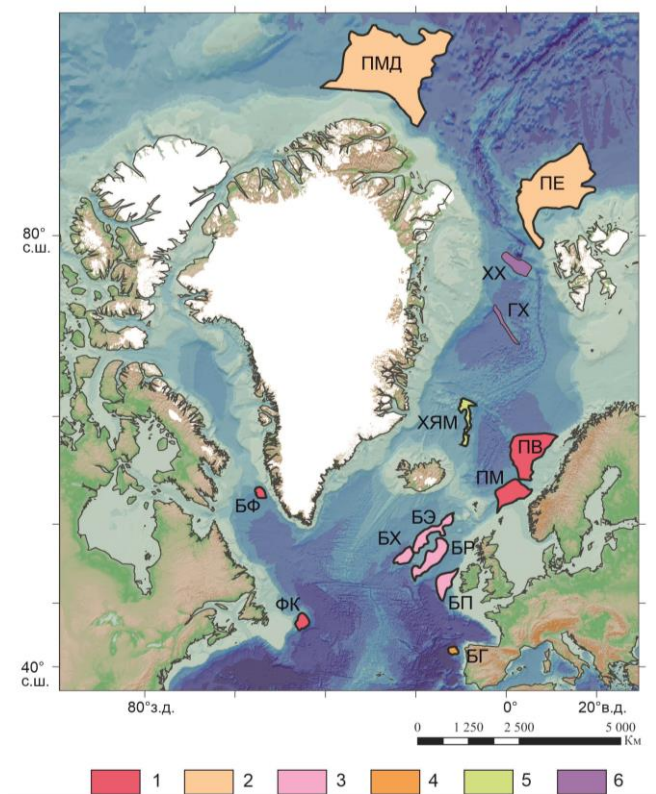
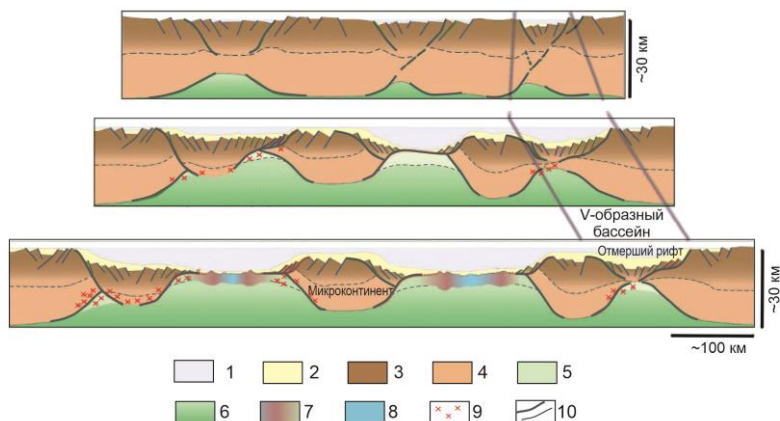


Рис. 16.16. Расположение погруженных плато и микроконтинентов в Северной Атлантике (по Peron-Pinvidic et al.).

1 — краевые плато, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия рифтовых ветвей; 2 — краевые плато, сформировавшиеся в результате раскола континентального выступа; 3 — краевые плато, сформировавшиеся в результате развития detachмента; 4 — микроконтиненты, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия рифтов; 5 — микроконтиненты, сформировавшиеся в результате развития зоны перекрытия и действия горячей точки; 6 — микроконтиненты, сформировавшиеся в результате развития трансформных разломов. Цифрами обозначены: ПМД — плато Моррис-Джесуп, ПЕ — плато Ермак, ХХ — хр. Ховгаард, ГХ — Гренландский хр., ХЯМ — хр. Ян-Майен, ПВ — плато Воринг, ПМ — плато Море, БЭ — банка Эдорас, БХ — банка Хаттон, БР — банка Роккол, БП — банка Поркьюпайн, БФ — банка Фила, ФК — о. Флэмиш-Кэп, БГ — банка Галиция



16.17. Схематичная модель эволюции рифтинга и формирование блоков коры с разной степенью растяжения (по Peron-Pinvidic & Manatschal):

А — стадия растяжения и утонения континентальной коры. Б — стадия эксгумации мантии и В — стадия аккреции новой океанической коры. 1 — вода, 2 — син/пост рифтовые отложения, 3 — верхняя континентальная кора, 4 — нижняя континентальная кора, 5 — серпентинизированная мантия, 6 — мантия, 7 — переходная зона «континент-океан», 8 — океаническая кора, 9 — магматические проявления: внедрение даек и андерплейтинг, 10 — структуры полифазных деформаций (детаachment, листрические сбросы)

Можно назвать несколько причин современного достаточно глубокого погружения поверхности континентальных блоков. Во-первых, эрозия континентальной коры сверху в период их наивысшего подъема над «горячим пятном». Оценки показывают, что уменьшение толщины континентальной коры путем эрозии может достигать 5–7 км. Поэтому, если не произойдет полный раскол, то после остывания аномально прогретой литосферы на ее поверхности образуется обширная депрессия с несколькими более глубокими (так до конца и не раскрывшимися) палеорифтовыми трещинами. Эта депрессия будет опускаться и заполняться осадками, причем скорость опускания и заполнения осадками рифтовых впадин будет выше, чем во всей остальной области, т.е. здесь происходит дифференцированное вертикальное перемещение отдельных блоков литосферы по разломам. Во-вторых, эрозия и последующее изостатическое погружение континентальной коры снизу, если кровля астеносферы поднималась выше границы Мохо. В-третьих, расползание континентальной коры этих обколотых микроконтинентов в поле силы тяжести, сразу после их образования благодаря высокотемпературной ползучести нижних слоев. В-четвертых, изостатическое погружение блоков с утоненной континентальной корой за счет замещения утоненного пространства нижней коры более плотными породами мантии, причем погружение будет тем больше, чем больше будет растянута континентальная кора. В-пятых, остывание, увеличение толщины и опускание поверхности океанической литосферы,

в которую эти континентальные микроблоки оказались впаянными. Отметим, что соседние пониженные океанические участки, где накапливается больше осадков, будут опускаться быстрее. Таким образом, на пассивном этапе эволюции переходной зоны первичная неоднородность литосферы — это существенная причина внутриплитовой тектоники.

Формирование островных структур происходит в условиях небольшого растяжения коры и обедненного магмоснабжения. Об этом свидетельствует актуалистический пример рифтогенеза с двумя перекрывающимися рифтовыми трещинами, ограничивающими блок Синайского полуострова, который является примером стадии небольшого рифтогенного растяжения и трансенсивного сдвига вдоль двух перекрывающихся ветвей — отмирающего рифта Синайского залива и развивающегося рифта Акаба, соответственно (см. рис. 16.18). В предположении дальнейшего развития этой рифтовой системы, подтвержденного экспериментальными результатами, Суэцкий рифт должен «отмереть» и сформировать структуру палеорифта — авлакогена, а рифт Акаба вместе с пулл-эпарт бассейном Мертвого моря будет служить областью продвижения и развития спрединговой системы Красного моря (рис. 16.19). В случае успешного развития океанического бассейна вдоль Левантийской разломной зоны Синайский полуостров будет ожидать судьба острова, расположенного в пределах переходной зоны Африканской плиты и отделенного от суши проливом с утоненной вследствие рифтогенеза и погруженной континентальной корой. Подобный сценарий развития, видимо, имел место и при формировании о. Шри-Ланка, отделенного от материковой Индии рифтогенным проливом Манар, и о. Тасмания, отделенного от материковой части Австралии Бассовым проливом.

При рифтогенезе с обедненным магмоснабжением возможна геодинамическая обстановка длительного (гипер) растяжения континентальной коры, которая сопровождается ее утонением и эксгумацией серпентинизированной континентальной мантии. В этом случае островные блоки могут располагаться в пределах обширных погруженных плато, подстилаемых утоненной континентальной корой. Примером такой обстановки, возможно, может служить Большая банка Ньюфаундленда в Северной Атлантике и о. Сокотра в Аденском заливе, расположенный на обширном плато, отделенном грабеном Гвардафуй от Сомалийского рога (см. рис. 16.18).

В случае, если континентальные рифты развиваются вблизи активного мантийного плюма, литосфера прогревается и утоняется по широкой области. Здесь типичны локальные перескоки и изменения геометрии рифтовой трещины, приводящие к формированию нескольких частично обособленных микроконтинентальных блоков, погруженных ниже уровня моря.

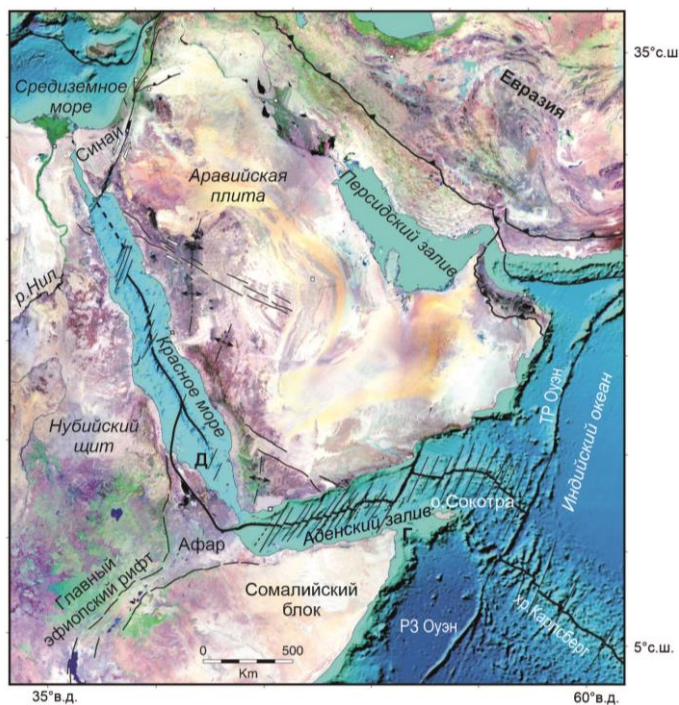


Рис. 16.18. Начальные стадии континентального рифтинга для формирования островных (Синай) и погруженных (Данакиль) континентальных блоков в пределах континентальных окраин (по Bosworth et al., 2005, Rasul et al., 2015):
Д — Данакиль, Г — грабен Гвардафуи

Современным примером начального этапа формирования погруженного плато может служить «горст» Данакиль, поверхность которого после прекращения воздействия горячего мантийного плюма в зоне Афар, вероятно, будет опущена ниже уровня океана. Три рифтовые ветви Восточно-Африканской рифтовой системы: Главный Эфиопский рифт, Красноморский рифт и рифт Аденского залива стремятся соединиться в области активного функционирования мантийного плюма Афар (рис. 16.18). Рифт Аденского залива в своей западной части продвигается к западу в залив Таджура, в то время как рифт Красного моря изначально стремящийся разделить Африканскую и Аравийскую плиты в районе Баб-эль-Мандебского пролива, изменил свое простирание к западу, в сторону эпицентра Афарского плюма, отделяя Данакильский блок от Африканского материка. Если развитие всей этой рифтовой системы будет продолжаться в направлении, соответствующем современному полю напряжений, то в дальнейшем Данакильский блок будет представлять структуру погруженного краевого плато вследствие сильного утонения коры и остывания литосферы и входить в состав континентальной окраины Аравийской плиты.

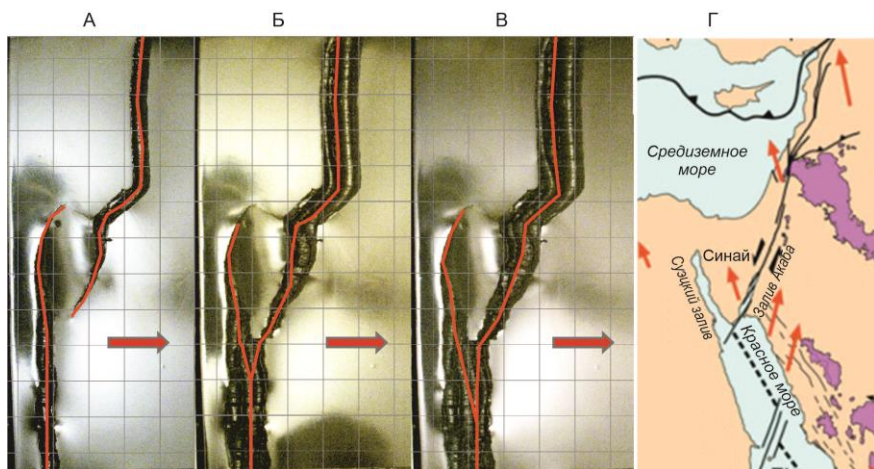


Рис. 16.19. Модель формирования микроблока Синайского полуострова в результате продвижения двух рифтовых трещин навстречу друг другу:

А–В — стадии развития рифтовых трещин, Г — структурная схема региона. Стрелками показаны направления движения плит

Итак, в пределах рифтогенных переходных зон атлантического типа в действительности происходят сложные внутриплитные геодинамические процессы. В течение первых десятков миллионов лет после начала разрастания океанского бассейна, т.е. на первом этапе внутриплитной эволюции литосферы переходной зоны, в рельефе ее поверхности наиболее контрастно проявляются последствия процессов расползания континентальной коры и остывания литосферы. В дальнейшем, по мере накопления осадков, крутизну континентального склона определяет предел их гравитационной устойчивости. Известно, что формирование осадочной толщи переходной зоны обусловлено экзогенными процессами, но внутриплитные геодинамические процессы (тектоническое проседание, развитие складчатости, разломов, магматической активизации) проявляются в рельефе поверхности как результат эндогенных процессов.

Таким образом, региональные тектонические условия (наличие древних ослабленных зон, неоднородности в строении литосферы) и особенно континентального рифтогенеза (термомеханический режим литосферы, степень ее утонения, длительность развития рифта и др.) в конкретных районах существенно осложняют и разнообразят глубинное строение переходных зон. В результате раскола континентальной плиты и последующего спрединга океанической литосферы активная дивергентная граница (осевая зона молодого срединно-океанического хребта) постепенно удаляется от краев соответствующих континентов, так что зона перехода от континента к океану представляет собой палеоположение этой границы и развивается как пассивная рифтогенная континентальная окраина атлан-

тического типа. Линейные магнитные аномалии фиксируют это удаление: номера аномалий увеличиваются по мере приближения к континенту. Накапливающиеся осадочные отложения перекрывают фундамент переходной зоны, формируя мощные осадочные бассейны. Форма и строение осадочных бассейнов в значительной степени определяются строением фундамента и историей развития континентальной окраины на стадии перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу, когда скорость раздвижения изменяется от почти нулевых значений до некоторой величины. Границы шовной зоны контакта океанической и континентальной литосферы (переходной зоны) фиксируются в аномалиях гравитационного и магнитного полей.

Итак, особенности эволюции континентальной литосферы на стадии континентального рифтинга включают несколько факторов, влияющих на механизмы ее разрушения (симметричное, асимметричное, магматическое, амагматическое), зависящие от термореологических свойств (прочность, эффективная вязкость), определяемых прежде всего мощностью, составом слоев коры, температурой мантии и степенью растяжения коры. Эти особенности перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу предопределяют глубинное строение переходных зон, интенсивность тектонического прогибания литосферы и, как следствие, тип осадочных бассейнов и интенсивность осадконакопления.

16.1.5. Глубинное строение пассивных рифтогенных континентальных окраин

В свете изложенных выше положений, описывающих строение и эволюцию литосферы эпирифтовых переходных зон атлантического типа, кратко рассмотрим современные примеры различных этапов пассивной динамики. Примером очень молодых переходных зон рифтового типа являются переходные зоны Красного моря и западной части Аденского залива. Здесь пока еще практически нет шельфа, континентальный склон крут, перепад глубины в 4 км происходит на участке шириной в плане около 70 км; из них (насколько позволяет судить анализ аномального магнитного поля в этом районе) полоса около 20 км сложена океанической корой, а около 50 км — утоненной континентальной. На этом сравнительно узком участке произошло утонение континентальной коры от толщины 25–30 км до нуля.

Раскрытие восточной части Аденского залива произошло раньше ≈ 17 млн лет назад, и здесь континентальные окраины более развиты. Континентальные окраины о. Сокотра в восточной провинции Аденского залива амагматичны, асимметричны и нарушены сериями сбросов и разломов-детачментов (рис. 16.20 а, б).

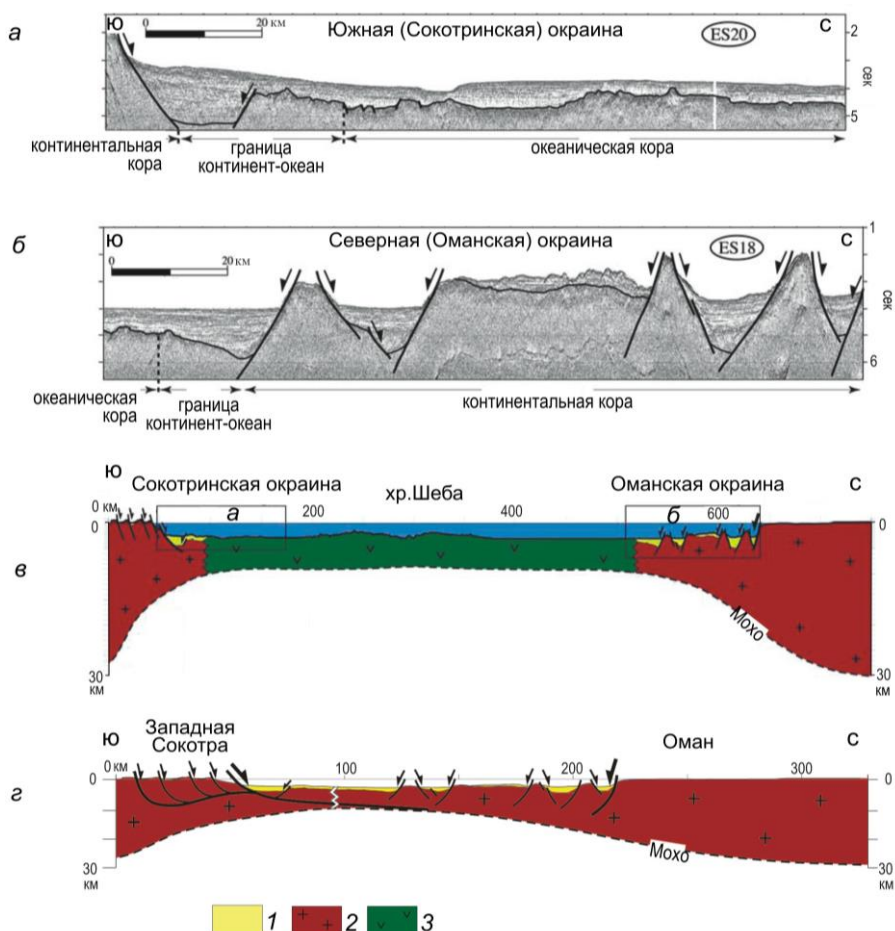


Рис. 16.20. Строение сопряженных окраин Омана и о. Сокотра (по Fournier et al.):

а — сейсмический профиль через сокотринскую окраину; б — сейсмический профиль через оманскую окраину; в — разрез коры через восточную провинцию Аденского залива, вертикальное увеличение $\times 5$; г — дораскольная реконструкция рифта восточной провинции Аденского залива, иллюстрирующая асимметричное строение сопряженных окраин без вертикального увеличения. 1 — осадки; 2 — континентальная кора; 3 — океаническая кора

Впадины заполнены синрифтовыми и пострифтовыми отложениями, а также отложениями, сформированными во время образования зоны перехода от континента к океану. Сопряженные окраины имеют разное глубинное строение (рис. 16.20 в). Южная континентальная окраина о. Сокотра узкая и крутая с преобладанием нормальных сбросов, наклоненных к северу под большими углами (рис. 16.20 а). Северная (Оманская) окраина отражает серию горстов и грабенов, ограниченных сбросами. Такое сильное различие объясняется особенностью перехода от континентального рифтинга к спредингу, унаследованностью структур и наличием глубо-

кого мезозойского бассейна Гвардафуй. Вероятно, асимметрия связана с тем, что растяжение проходило по крупному детачменту (зоне срыва). Южная окраина, вместе с платформой Сокотры, расположена на лежащем крыле, а северная — на висячем (рис. 16.20 г), что подтверждается их геологическим и геофизическим строением региона. Шельф Аравийского полуострова очень узкий, почти не выражен. А с африканской стороны он представлен почти полностью погруженным плато, на котором располагается о. Сокотра. Ширина северной окраины по данным (d'Acremont et al.) составляет 140 км, а на южной — около 300 км.

На примере асимметричного строения сопряженных окраин о. Сокотры и Омана хорошо иллюстрируется справедливость концепции Дж. Листера с соавторами о наличии верхней и нижней пластин, разделенных крупным разломом-детачментом. Нижняя (Сокотринская) пластина характеризуется многочисленными поворачивающимися наклонными блоками и грабенами, погружающимися в сторону океана. Верхняя (Оманская) пластина нарушена многочисленными разломами и так называемыми «маргинальными антиклиналями».

Важная информация получена в результате геолого-геофизических исследований древних рифтогенных континентальных окраин в Атлантике. Детальный анализ сейсмических данных и аномальных гравитационного и магнитного полей в переходной зоне позволяет достаточно уверенно установить границу континентальной и океанической коры и, тем самым, реконструировать совместное положение около 170 млн лет назад краев Северо- и Южно-Американских и Африканского континентов, ныне расположенных по разные стороны Атлантики. Кроме того, здесь находятся такие подводные морфотектонические структуры (банка Галиция и Орфан, плато Блейк), которые можно рассматривать как погруженные краевые плато или микроконтиненты.

Преимущественно рифтогенные континентальные окраины Атлантического океана имеют в своих общих чертах сходную эволюцию, включающую три главных этапа: этап континентального рифтогенеза, этап перехода от континентального рифтогенеза к спредингу и этап спрединга и образования новой океанической впадины. Однако, несмотря на общее эволюционное сходство, каждая из рифтогенных окраин сохраняет в своей структуре характерные особенности, связанные с асимметрией процесса раскола континентальной литосферы, с унаследованностью геологического строения континентальной коры, со скоростью растяжения континентальной литосферы при переходе от рифтинга к спредингу, с наличием подводных разломов, плато, мощных конусов выноса, соляных диапиров и множества других геологических факторов, которые определяют строение переходной зоны, контролируют особенности осадконакопления, геометрию и эволюцию осадочных бассейнов, формирующихся в рифтогенных

переходных зонах Атлантики. На рис. 16.21–16.24 приведены разрезы глубинного строения континентальных окраин Северной Америки, отражающие их особенности.

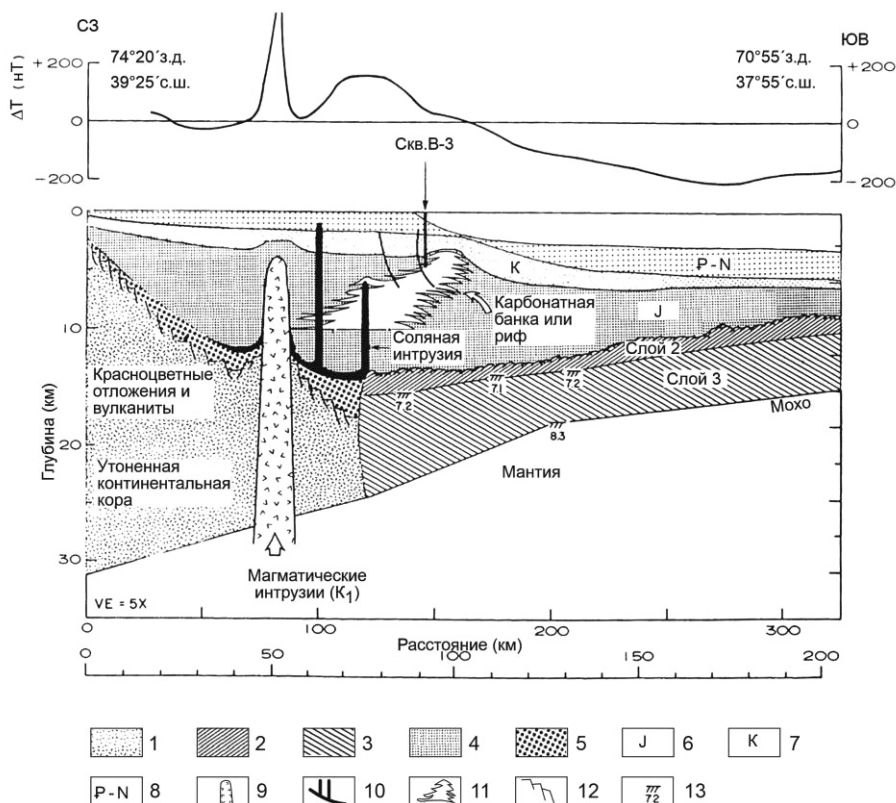


Рис. 16.21. Глубинное строение коры через переходную зону в районе бассейна Балтимор Каньон (по Grow et al., Bally et al.):

1 — континентальная кора, 2 — слой 2 океанической коры, 3 — слой 3 океанической коры, 4 — син/пост-рифтовые отложения, 5 — красноцветные отложения и вулканиды, 6 — юрские отложения, 7 — меловые отложения, 8 — палеоген-неогеновые отложения, 9 — магматические интрузии, 10 — эвапориты, 11 — карбонатная банка или риф, 12 — сбросы, 13 — сейсмические границы и значения скоростей сейсмических волн в км/с

Бассейн каньона Балтимор отличается интрузивная активность на стадии рифтогенеза и наличие соляного диапиризма (рис. 16.21).

Бассейн банки Джорджес характеризуется вулканической активностью на стадии континентального рифтогенеза и формированием карбонатной рифогенной структуры на утоненной континентальной коре (рис. 16.22).

Резкое уменьшение глубины границы Мохо в окрестности переходной зоны и формирование карбонатной банки отмечается в бассейне Северной Каролины (рис. 16.23).

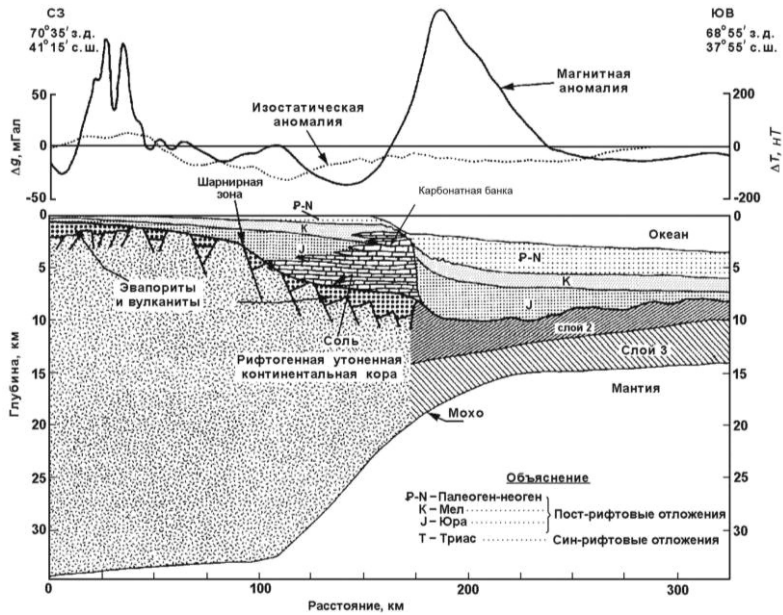


Рис. 16.22. Глубинное строение коры через переходную зону Северной Америки в районе бассейна банки Джорджес (по Grow et al., Bally et al.):

Вверху — магнитные (пунктирная линия) и гравитационные (наблюдаемые — сплошная и вычисленные — пунктирные линии) аномалии. Усл. обозначения см. на рис. 16.21

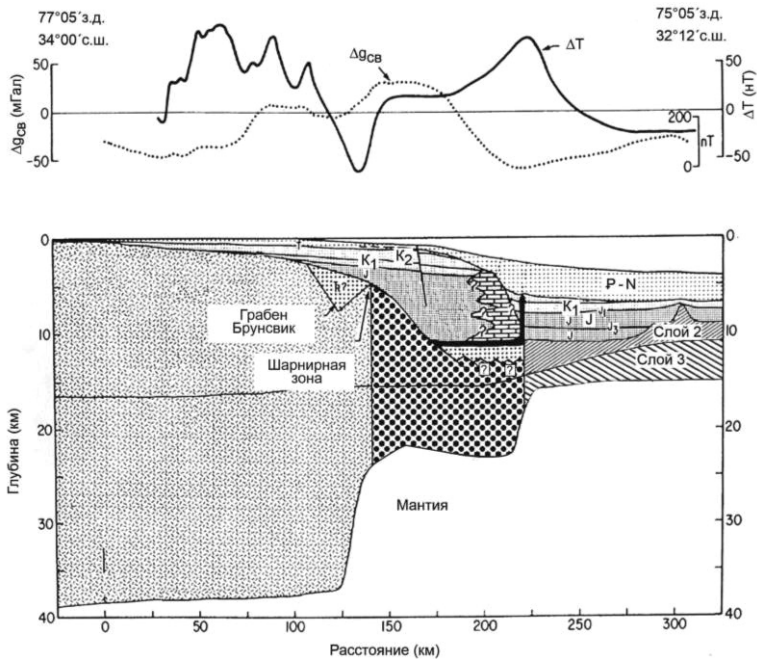
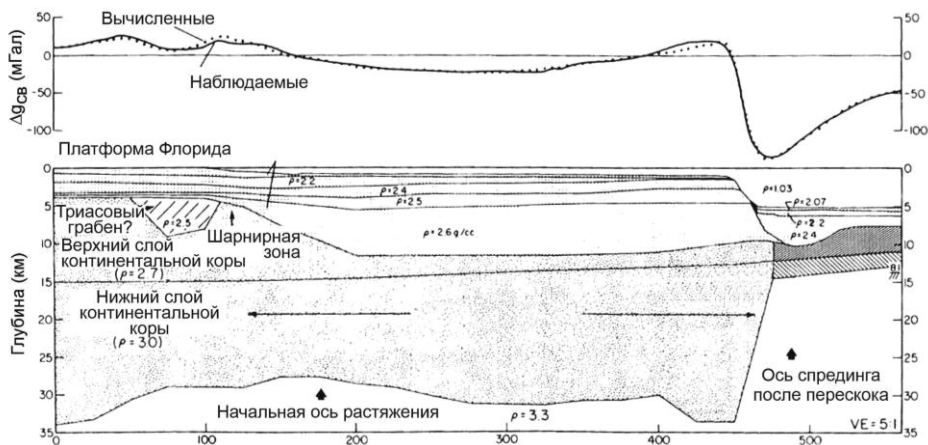


Рис. 16.23. Глубинное строение коры через переходную зону в районе бассейна Северной Каролины (по Grow et al., Bally et al). Усл. обозначения см. на рис. 16.21

Плато Блейк, выдвинутое в сторону океана от береговой линии Флориды на несколько сотен километров, сложено мощными осадочными отложениями, залегающими на сильно утоненной континентальной коре (рис. 16.24).



16.24. Глубинное строение коры через переходную зону в районе плато Блейк (по Grow et al., Bally et al, Kent):

Значения плотностей в г/см^3 . Усл. обозначения см. на рис. 16.21

Сравнительный анализ сопряженных окраин Южной Америки и Африки, проведенный [Blaich et al., Moulin et al., Aslsnian et al.] показал, что здесь, как и в Северной Атлантике, присутствуют окраины с обедненным — центральный сегмент, заключенный между разломными зонами Риу-Гранди и Вознесения, так и с обогащенным — южный сегмент — магмоснабжением.

Гиперрастянутые переходные зоны центрального сегмента характеризуются обособленными блоками утоненной континентальной коры, ограниченными сбросами, которые испытывали вращение, приводящее к ундуляции поверхности Мохоровичича. Серпентинизированная мантия может иметь широкий диапазон вариаций плотности.

Асимметричное строение континентальных окраин центрального сегмента выражается в резком утонении коры вдоль Бразильской окраины в бассейнах Камаму и Эспирито Санто, которая сопряжена с пологим залеганием поверхности коры вдоль окраин южного Габона и северной Анголы (рис. 16.25). Более того, растяжение литосферы проявилось здесь в асимметричной и утоненной области континентальной коры и приблизительно симметричной области переходной зоны. Подобно сопряженным окраинам Иберии и Ньюфаундленда с обедненным магмоснабжением, асимметричное строение, наблюдаемое на сопряженных окраинах вдоль центрального сегмента, контролировалось наличием унаследованной прочной нижней коры вдоль границ Западной Африки, а также разломом-детаachmentом.

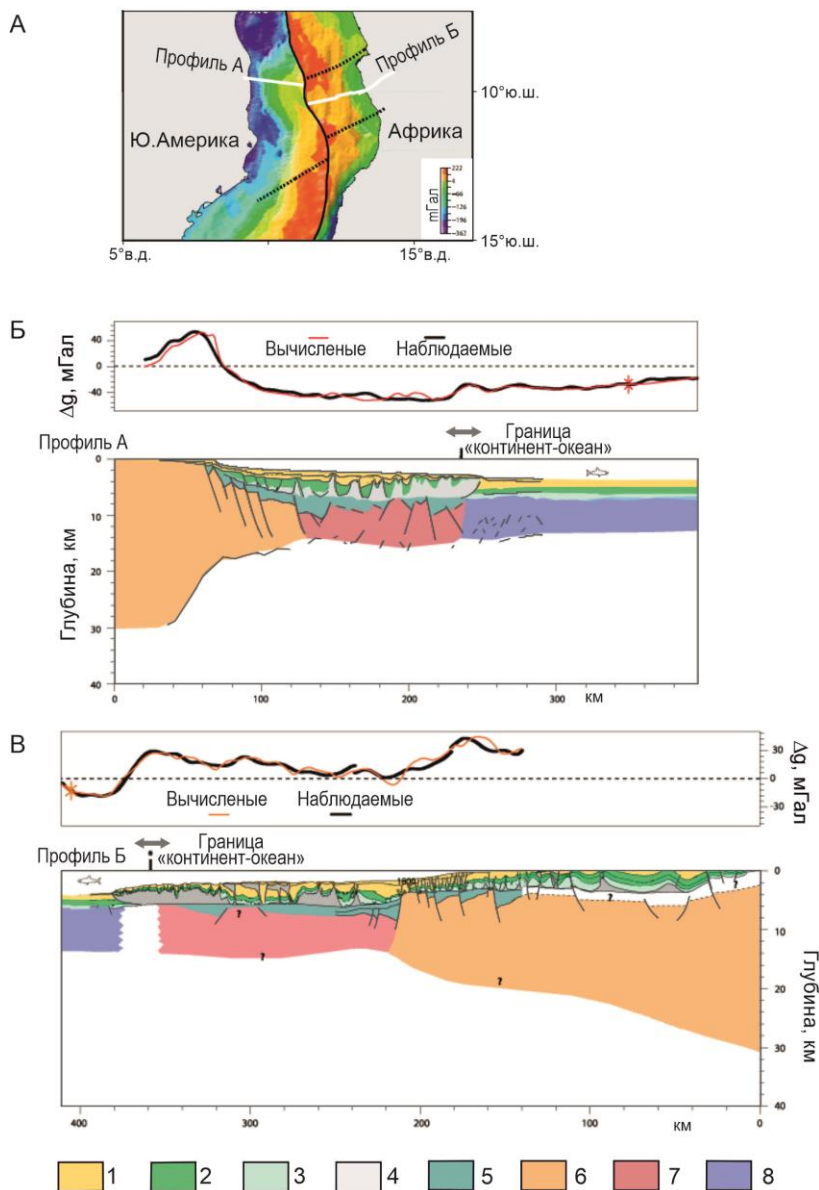


Рис. 16.25. Сопряженные разрезы через бассейны Эспирито Санто и Кванза (по Blaiх et al.):

А) расположение профилей. Глубинное строение коры и гравитационные аномалии через бассейн Эспирито Санто (Б) и бассейн Кванза (В). 1–3 — осадочные отложения; 1– Kz, 2– K2, 3 — K1–2; 4 — соль; 5 — до/син рифтовые отложения; 6 — континентальная кора; 7 — кора переходной зоны; 8 — океаническая кора

Вулканический характер Аргентинской континентальной окраины и соответствующей ей Южноафриканской подтверждается обширными экструзивными проявлениями, которые слагают крупную южноатлантическую магматическую провинцию (рис. 16.26). Она включает трапповую провинцию Парана-Этендека и морские эффузивные комплексы, простирающиеся вдоль берегов Аргентины и юго-западной Африки. Весьма вероятно, что причиной такой магматической активности в ходе рифтинга и разрыва материков была горячая точка Тристан-да-Кунья, следами действия которой являются возвышенность Рио-Гранди и Китовый хребет.

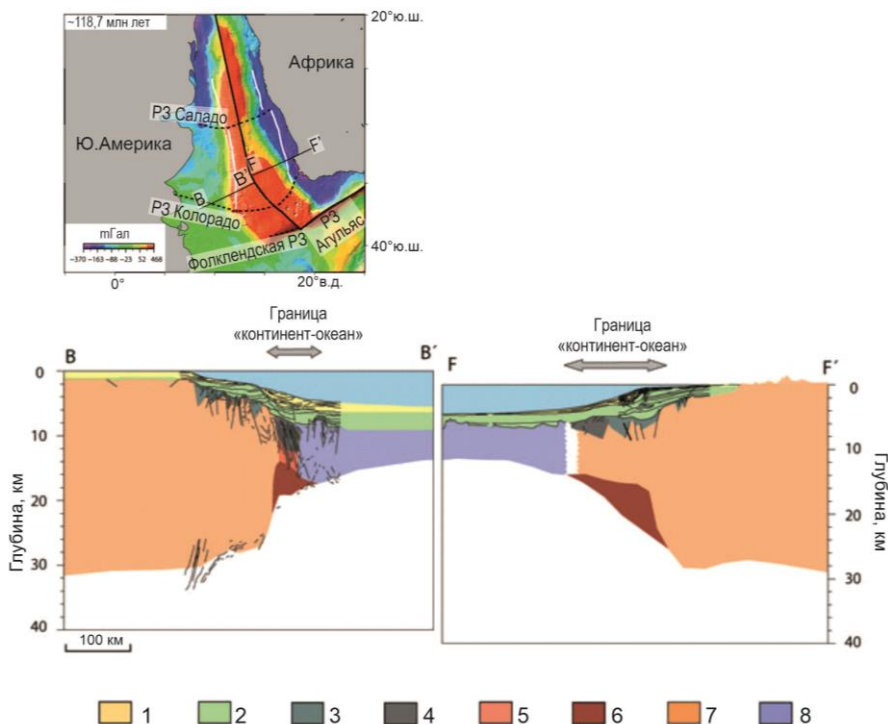


Рис. 16.26. Сопряженные разрезы через Аргентинскую и Южно-Африканскую переходные зоны (по Blaiх et al.):

Положение профилей см. на вставке: 1 — кайнозойские отложения, 2— меловые отложения; 3 — до/син рифтовые отложения; 4 —SDR- комплексы; 5— интрузивы; 6 — высокоскоростной слой нижней коры (андерплейтинг); 7 — континентальная кора; 8 — океаническая кора

Типичная рифтогенная вулканическая окраина характеризуется здесь переходной зоной, которая имеет большие скорости прохождения волн в нижней части коры. Эта часть коры интерпретируется как тело, появившееся в результате андерплейтинга. Структуры андерплейтинга коррелируют с другими условиями раскола континента, такими как SDR-комплексы, формирующие экструзивную часть коры.

16.2. Сдвиговые палеотрансформные континентальные окраины

Помимо рифтогенных окраин широко распространены палеотрансформные или сдвиговые пассивные континентальные окраины (рис. 16.1).

Многие исследователи, начиная с Дж. Т. Уилсона, заметили, что смещение рифтовых сегментов и срединно-океанических хребтов находит отражение в смещении окраин соответствующих континентов. Исследования в Аденском заливе, в Северной и Южной Атлантике показали, что такие смещения в континентальных окраинах маркируются следами трансформных разломов, пересекающих весь океан и заложившихся еще на континентальной стадии рифтогенеза. Как правило, продолжения таких разломов вглубь континента хорошо документируются. Они приурочены обычно к древним структурно-вещественным неоднородностям первоначального суперконтинента, на котором заложился рифт.

Трансформные разломы Атлантики в начальной фазе раскрытия океана также закладывались по таким неоднородностям суперконтинента, имевшим простираие, аналогичное или близкое к эйлеровым широтам начального полюса раскрытия. Так, продолжения пассивных следов крупных трансформных разломов Атлантики видны в структурах соответствующих континентов Африки и Южной Америки. Почти ко всем таким трансформным разломам приурочены смещения континентальных окраин, хотя зачастую пассивные следы этих разломов перекрыты мощными осадками, что затрудняет их выделение. Особенно хорошо смещения континентальных окраин по палеотрансформным разломам видны в батиметрических картах Атлантики (рис. 16.27).

Нередко рифтовая трещина, продвигающаяся в пределах гетерогенной континентальной литосферы, встречает на своем пути структурно-вещественные неоднородности, которые могут представлять собой «барьер», затрудняющий ее дальнейшее продвижение. Чтобы обойти это препятствие, рифтовая ось испытывает сдвиговые смещения, формируя структуры сдвигов, которые в дальнейшем, на стадии спрединга, дают начало формированию крупных трансформных разломов и фиксируются в сдвиговых континентальных окраинах.

Сдвиговые переходные зоны атлантического типа образуются и развиваются одновременно с рифтогенными переходными зонами. В чем состоит отличие переходной зоны атлантического типа при разрыве континента по рифтовой трещине от таковой, если разрыв произошел по трансформному разлому? Континентальные края, разошедшиеся по трансформному разлому, меньше прогреты, чем рифтовые, а следовательно, меньше подняты и эродированы. Кроме того, расползание края континентальной коры также будет меньшим.

Длина трансформного смещения и палеотрансформной окраины контролируется тремя параметрами: углом между региональным простиранием и направлением относительно движения плит, шириной континентального рифта, длиной структурной неоднородности, которую должен обойти или разрушить развивающийся рифт и продолжительностью сдвиговых деформаций.

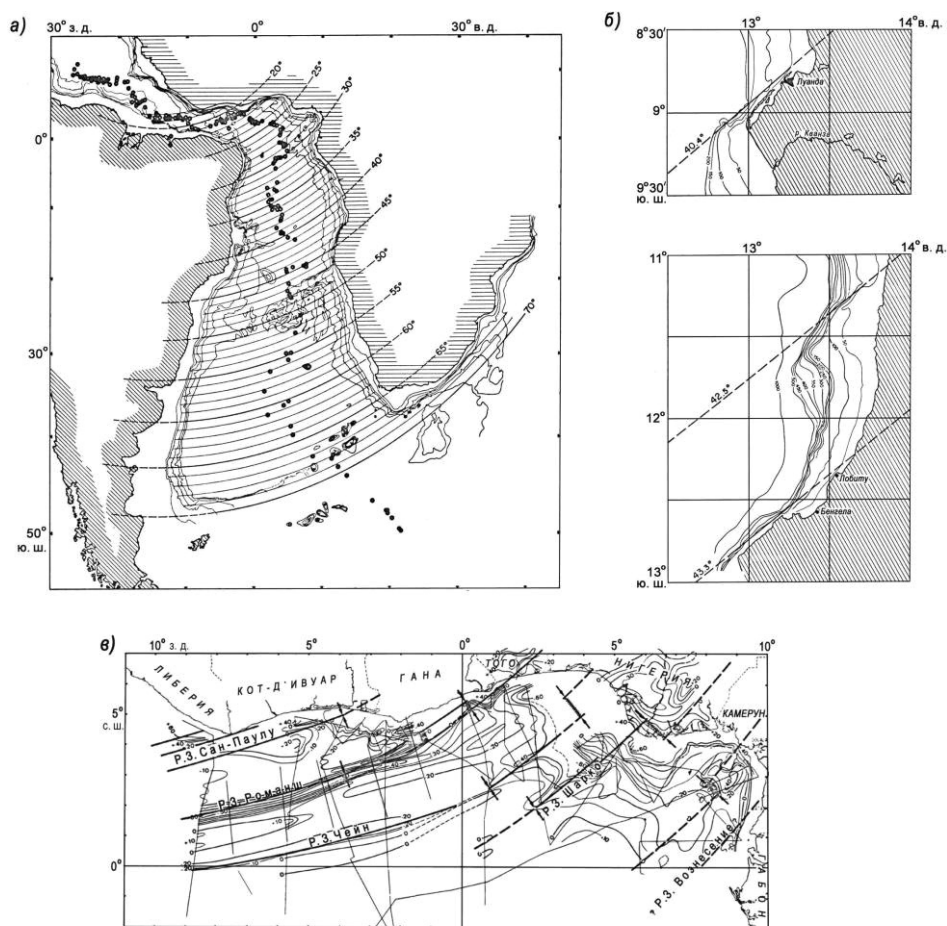


Рис. 16.27. Смещения континентальных окраин по палеотрансформным разломам, расположенным на эйлеровых широтах полюса относительного вращения Африканской и Южноамериканской плит — (а) и их отражение в батиметрических картах переходной зоны Анголы — (б) (по Francheteau, Le Pichon) и гравитационном поле Гвинейского залива — (в) (по Sibuet, Mascle).

Изолинии аномалий в свободном воздухе проведены через 10 мГал

Чем протяженнее смещение по зарождающемуся трансформному разлому, тем больший период времени он испытывает внутриконтинентальную и активную стадии. Длина идентифицируемых трансформных окраин, согласно М. Марсье с соавторами, очень разнообразна и варьирует от 30 до 1310 км. 74% трансформных окраин имеют длину 45–400 км (средняя 320 км). Продолжительность активной сдвиговой стадии развития окраины в среднем 12 млн лет, но в большинстве случаев короче 10 млн лет. Это зависит от величины смещения по трансформному разлому. Максимальная продолжительность — 50 млн лет (для наиболее длинного Фолклендского разлома, ограничивающего Фолклендское плато с севера).

Морфологически континентальные края палеотрансформных окраин меньше подняты и эродированы по сравнению с рифтогенными вследствие меньшей прогретости. Соответственно, если раскол происходил по сдвиговой окраине, то ширина шельфовой зоны должна быть меньше и уже, континентальный склон — круче, а континентальное подножье должно быть хуже развитым, в отличие от соседнего участка, где раскол происходил по рифтовой трещине.

Как правило, окраины этого типа характеризуются узким континентальным шельфом, довольно крутым склоном и плохо развитым континентальным подножием (рис. 16.28). Нередко палеотрансформные границы маркируют сдвиговые окраины краевых плато (рис. 16.28 и 16.29). На рис. 16.30 и 16.31 изображены глубинные разрезы литосферы через палеотрансформные пассивные окраины континентов. Переходная зона от континентальной литосферы к океанической очень узкая (первые десятки км) и не имеет явного утонения коры, обычного для типичной рифтогенной окраины. Кроме того, вулканическая активность на трансформных окраинах, как и роль вулканогенных отложений в формировавшихся здесь осадочных бассейнах, была явно несущественна по сравнению с рифтогенными окраинами. Вдоль крупных смещений континентальных окраин, а также пассивных следов трансформных разломов нередко располагаются приразломные поднятия или хребты (рис. 16.32). Их происхождение связывают со смещением континентальных окраин по трансформным разломам на ранней стадии раскрытия, когда сдвиг происходил на контакте с мощной континентальной корой. В этом случае, возможно, формировались высокие приразломные хребты с породами, в значительной степени включающими континентальные компоненты или мантийные серпентинизированные перидотиты. Длина таких приразломных окраинных хребтов сопоставима с длиной первоначального смещения рифтовых долин. Амплитуда смещения оси срединно-океанического хребта по трансформному разлому, как правило, сопоставима с величиной смещения окраин, но иногда эта закономерность нарушается или вследствие перескока оси хребта, или из-за значительного воздействия экзогенных процессов, изменяющих первоначальное очертание континентальной окраины.

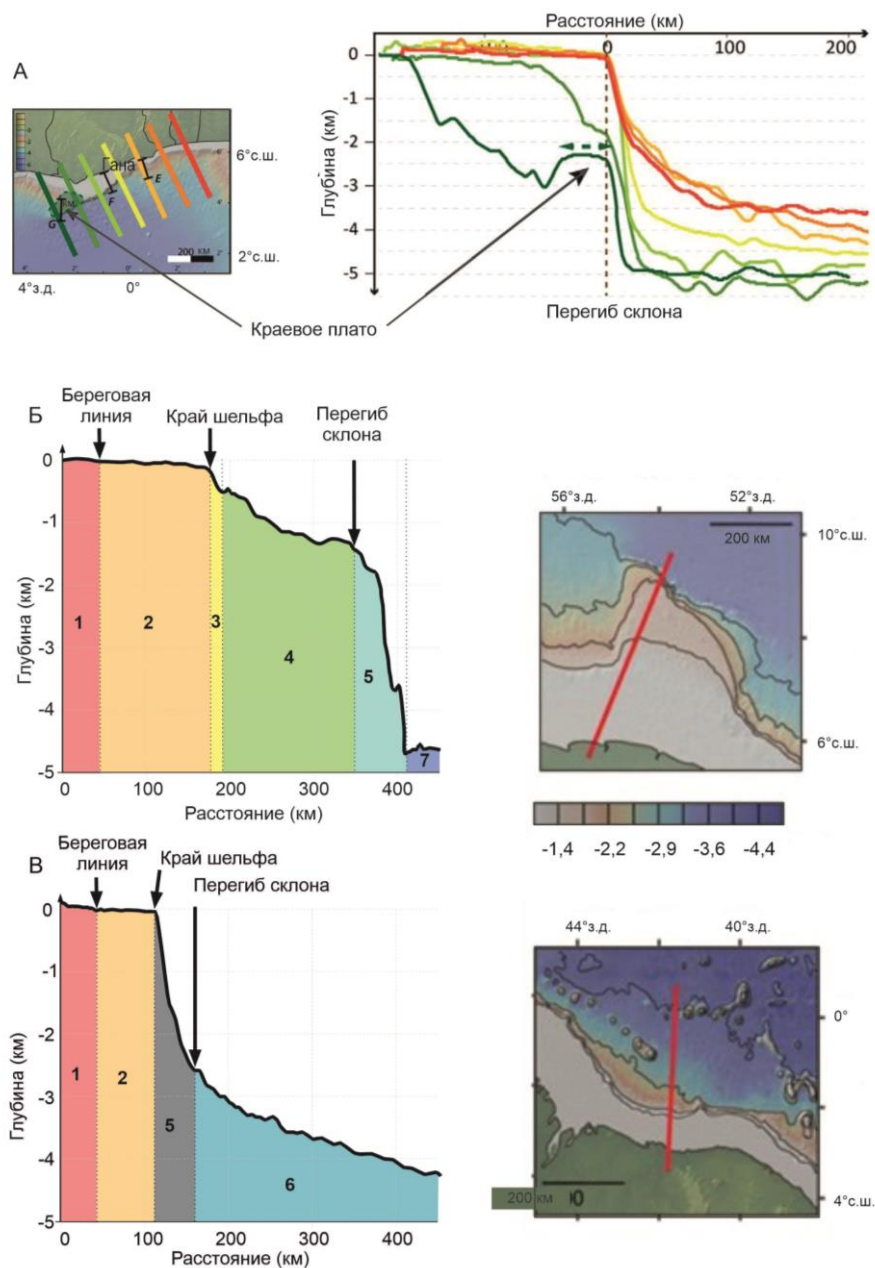


Рис. 16.28. Профили через сдвиговые палеотрансформные окраины (по de Lépinay et al.):

А) западной Африки и восточной окраины Южной Америки в районе Суринам (Б) и Бразилии (В). 1. Прибрежная равнина. 2. Шельф. 3. Мелкий склон. 4. Краевое плато. 5. Континентальный склон. 6. Континентальное подножье. 7. Абиссальная равнина

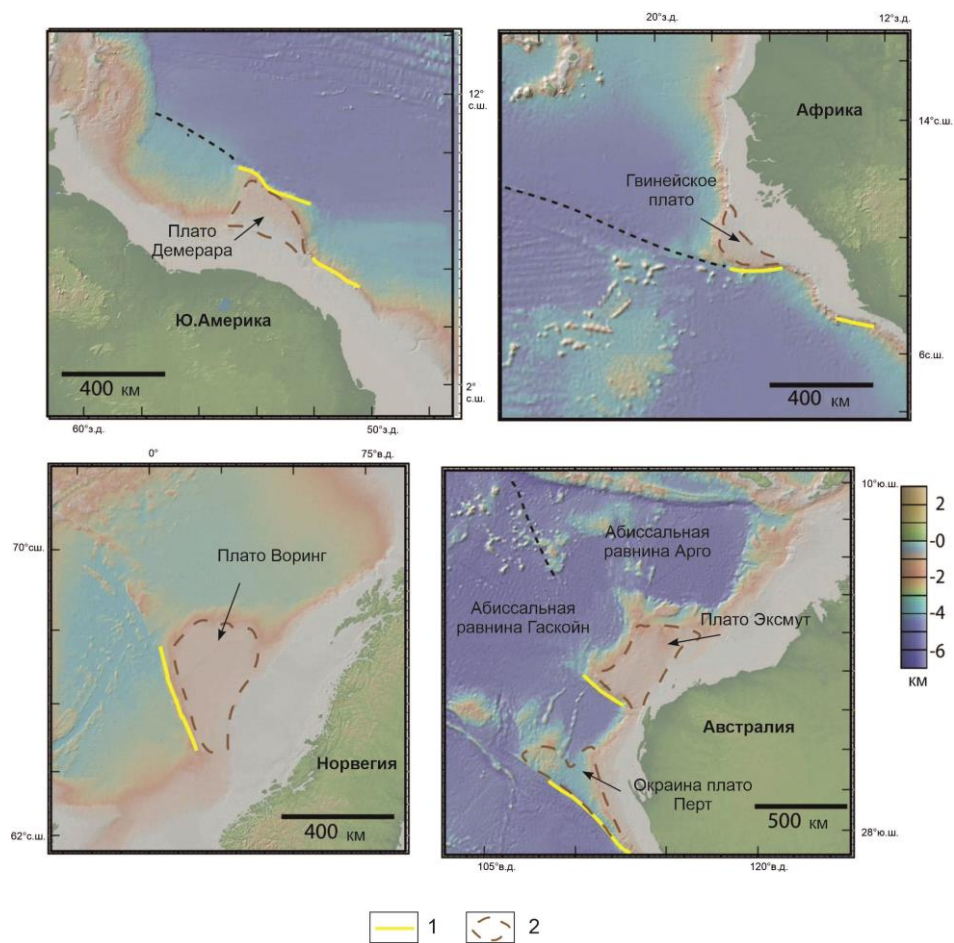


Рис. 16.29. Палеотрансформные сдвиговые окраины краевых плато
(по de Lépinay et al. с упрощениями)

1 — палеотрансформные окраины; 2 — границы краевых плато

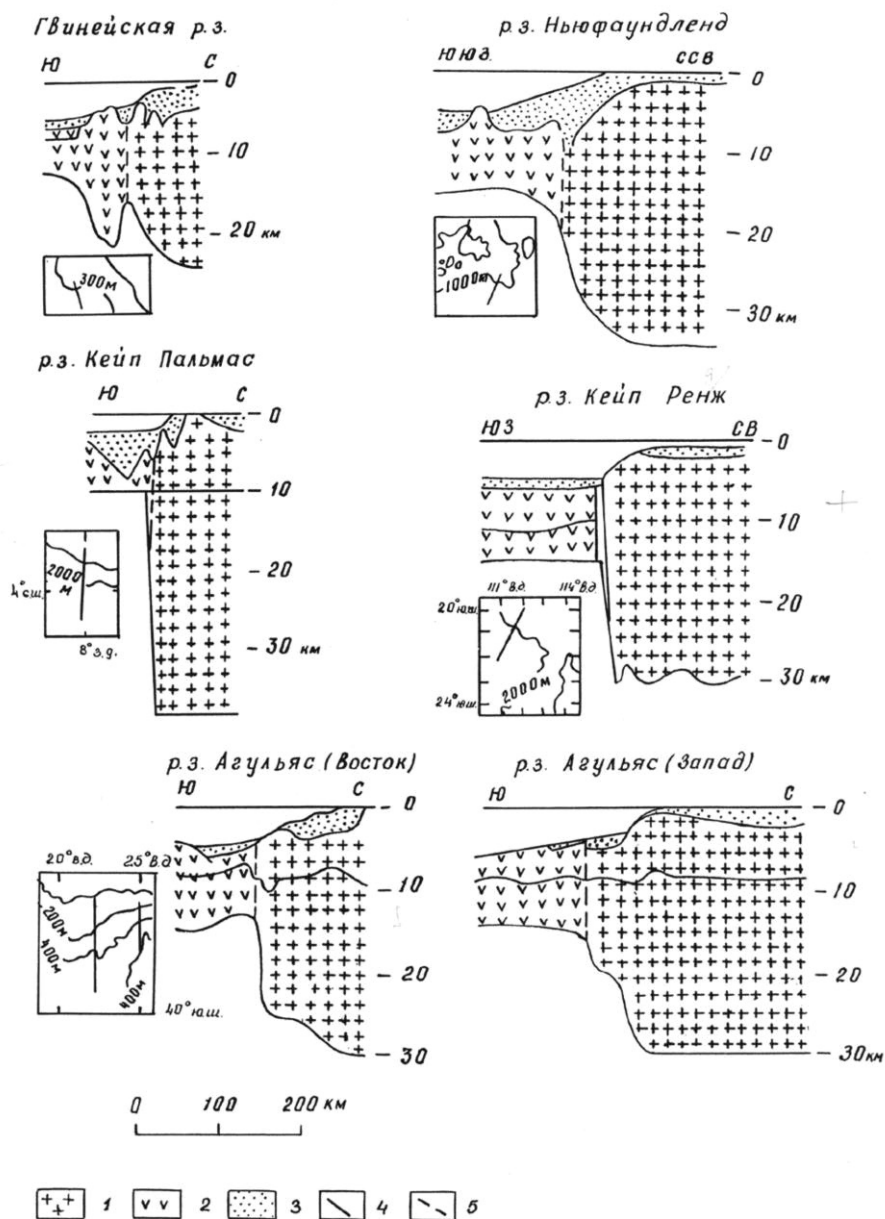


Рис. 16.30. Глубинные разрезы через сдвиговые палеотрансформные континентальные окраины (по R. Scrutton):

- 1 — континентальная кора; 2 — океаническая кора; 3 — осадки;
4 — внутрикоровые границы; 5 — граница «континент — океан»

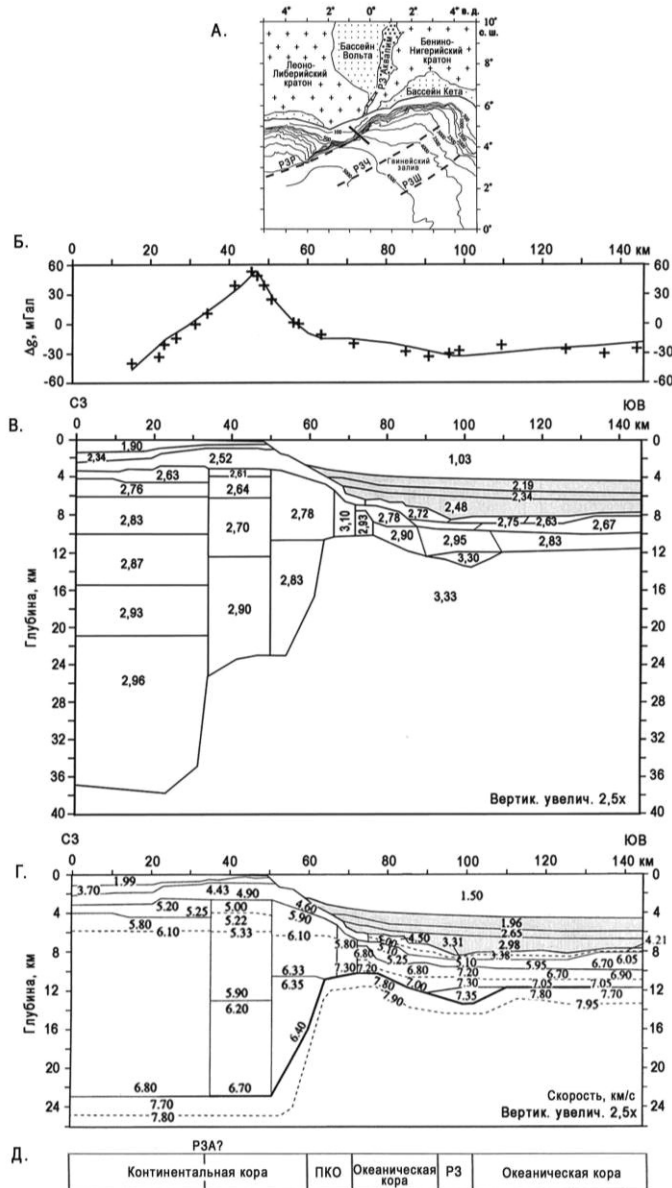


Рис. 16.31. Глубинное строение литосферы через сдвиговую окраину Западной Африки в районе Ганы — Кот-Дэвуара (по Edwards et al.):

А. Упрощенная тектоническая схема сдвиговых континентальных окраин Западной Африки в районе Гвинейского залива. Положение главных разломных зон Романш, Чейн и Шарко показано пунктирными линиями, положение геофизического профиля — жирной линией. Б. Гравитационные аномалии в свободном воздухе (сплошной линией — наблюдаемые, крестиками — вычисленные). В. Плотностная модель, основанная на скоростной модели (г/см³). Г. Распределение скоростей сейсмических волн (км/с). Граница Мохо ограничена жирной линией. Д. Расположение геологических провинций в районе переходной зоны. РЗА — разломная зона Аквапим, ПКО — переходная зона континент — океан

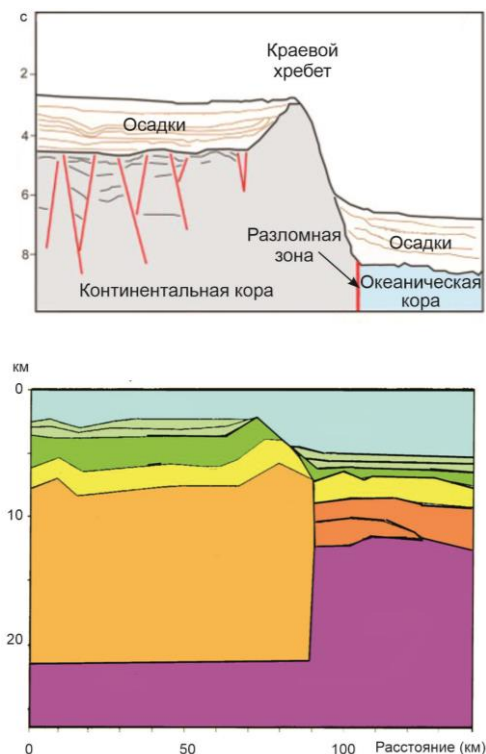


Рис. 16.32. Краевое поднятие и глубинное строение коры в районе палеотрансформной окраины севера Гвинейского залива (по Rodriguez et al.)

Модель развития палеотрансформных континентальных окраин на примере Экваториальной Атлантики приведена на рис. 16.33. На ранних этапах формирования и развития она включает четыре стадии эволюции. Стадия 1 (125 млн лет) (рис. 16.33 А): продвигающаяся с юга на север рифтовая зона «сталкивается» с прочной литосферой Бразильского — Западно-Африканского щита. Перераспределение напряжений приводит к формированию косога рифтинга в районе будущего Гвинейского залива и сдвиговых смещений континентальных блоков между Бразилией и Африкой. Стадия II (110 млн лет) (рис. 16.33 Б): рифтогенное растяжение континентальной коры при наличии сдвиговых смещений рифтовой оси привело к формированию небольших изолированных бассейнов растяжения (пул-эпарт), которые быстро заполнялись осадками. Стадия III (100 млн лет) (рис. 16.33 В): начало акреции новой океанической коры. Бразилия полностью отделилась от Западной Африки. Спрединговый хребет проходит вдоль окраины Ганы. Главная фаза тектонической активности на окраине отмечалась региональным тектоническим несогласием. Стадия IV (85 млн лет) (рис. 16.33 Г): соединение между Центральной

и Южной Атлантикой. Южный спрединговый центр прошел вдоль всей континентальной окраины. С этого времени окраина развивалась, как и другие типичные пассивные окраины, испытывая термическое погружение и интенсивное осадконакопление.

В процессе ранних этапов своего формирования и развития палеотрансформные окраины испытывали разные геодинамические обстановки, которые включали сдвиговые смещения двух континентальных блоков литосферы, сдвиговые смещения континентальных блоков и разновозрастных блоков океанической литосферы с разной степенью прогретости, латеральные перемещения спредингового хребта вдоль формирующейся окраины. Все это создавало термические и динамические аномалии в процессе формирования окраины.

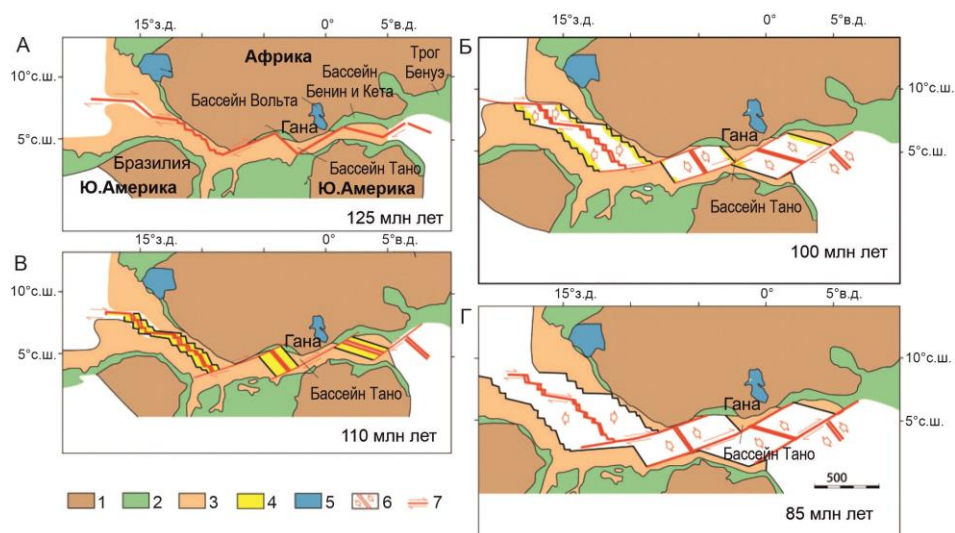


Рис. 16.33. Формирование и ранние этапы эволюции палеотрансформных окраин в районе Гвинейского залива (по Mascle et al.; Rupke et al.):

1 — Западно-Африканский и Бразильский щиты; 2 — мезозойские и кайнозойские прибрежные бассейны; 3 — области с сильно растянутой континентальной корой; 4 — рифтогенные бассейны типа пул-эпарт с сильно утоненной континентальной корой; 5 — области с океанической корой и СОХ. Стрелками показано направление растяжения; 6 — сдвиговые трансформные зоны

На рис. 16.34 приведена схема эволюции сдвиговых континентальных окраин для примера медленно раздвигающегося СОХ с полной скоростью спрединга 2 см/год и с величиной первоначального смещения по трансформному разлому $AB'=400$ км. Такое смещение типично для крупных, трансформных разломов и близко к длине наблюдаемых сдвиговых окраин. Предполагается, что длина смещения существенно не менялась со временем.

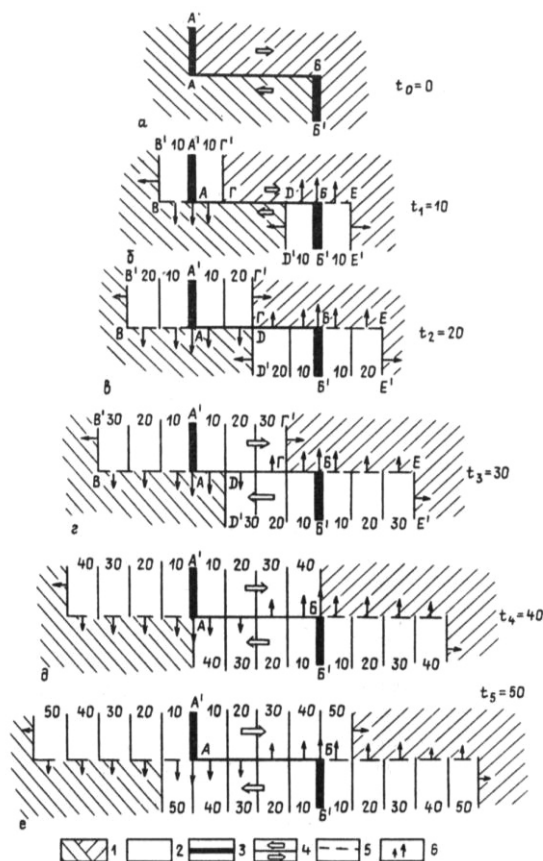


Рис. 16.34. Модель развития палеотрансформной континентальной окраины:

1 — континентальная литосфера; 2 — океаническая литосфера (цифры указывают возраст в млн лет); 3 — осевые зоны СОХ; 4 — ТР; 5 — пассивные участки ТР; 6 — направление и относительная величина теплообмена

В общей эволюционной схеме можно выделить шесть этапов, включающие четыре стадии, рассмотренные выше на рис. 16.33. На первом ($t_0=0$) происходит формирование отрезков континентального рифта (АА' и ВВ') и заложение трансформного разлома (АВ), соединяющего эти отрезки и разделяющего два континентальных блока. Формирование разлома, видимо, происходит по древним ослабленным, а возможно, и более прочным зонам континентальной литосферы. Рифтовые сегменты характеризуются типичными процессами растяжения континентальной литосферы, ее утонения, термическим прогреванием и воздыманием поверхности.

Второй ($t_1=10$ млн лет) и третий ($t_2=20$ млн лет) этапы характеризуются переходом от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Он сопровождается разрывом сплошности континентальной литосферы и формированием молодой горячей океанической коры. Молодая океани-

ческая литосфера припаивается к континентальной литосфере и формирует пассивную рифтогенную переходную зону атлантического типа на отрезках ВВ', ГГ', ДД' и ЕЕ'. Этот процесс сопровождается теплообменом между океанической и континентальной литосферой. Вдоль трансформного участка АБ происходит перемещение одной плиты относительно другой с выделением тепла трения. На участках АГ и ДБ, расположенных в пределах трансформного участка, океаническая литосфера контактирует с континентальной и отдает последней часть тепла в условиях периодических смещений. Аналогичная ситуация наблюдается на отрезках ВА и БЕ, только при отсутствии сдвиговых перемещений. Особый интерес представляют точки А и Б и их окрестности. Здесь происходит контакт осевой зоны СОХ с перемещающейся относительно нее континентальной литосферой, и создаются максимальные термические аномалии в структуре литосферы и в рельефе, вызванные кондуктивным теплопереносом. На трансформном участке, вероятно, формируются приразломные хребты, возможно, сложенные серпентинитами.

Четвертый этап ($t_3 = 30$ млн лет) в дополнение к процессам, определяющим 2-й и 3-й этапы, характеризуется ситуацией, когда контактируют два разновозрастных блока океанической литосферы (отрезок ДГ).

Пятый этап ($t_4 = 40$ млн лет) характеризуется удалением континентального блока из трансформного отрезка (АБ). В окрестности точек А и Б происходит контакт осевой зоны СОХ с краем континентальной литосферы.

На шестом этапе ($t_5 = 50$ млн лет) спрединговая система СОХ — трансформный разлом удаляется от окраины континента. Сдвиговая континентальная окраина полностью находится в стадии пассивного остывания без сдвиговых деформаций. Эрозия и осадконакопление создают характерные осадочные бассейны.

Как следует из рассмотренной эволюционной схемы, существенную роль в модели играют термомеханические процессы, определяющие геодинамику трансформной зоны и влияющие на ее глубинную структуру и рельеф. Среди них имеются два наиболее важных: тепло трения, выделяемое при сдвиге соседних плит по трансформному участку, и латеральный теплоперенос между литосферными блоками разного строения и возраста. Согласно оценкам Б. Тода и К. Кина, максимальные термические аномалии, вызванные трением блоков литосферы на трансформной стадии эволюции сдвиговой континентальной окраины, создают аномалию в рельефе высотой 120 м и шириной 20 км. Эта величина очень мала (всего несколько процентов) по сравнению с термическими аномалиями, обусловленными процессами латерального теплопереноса.

Латеральный теплообмен между блоками континентальной и океанической литосферы является наиболее важным фактором, определяющим структуру сдвиговой континентальной окраины на всех этапах ее эволю-

ции. Судя по рис. 16.34 и его описанию, здесь наблюдаются четыре варианта задачи латерального теплопереноса:

1) теплообмен между океанической и континентальной литосферой на рифтогенных пассивных окраинах;

2) теплообмен через нетрансформный участок разлома (при отсутствии сдвиговых нарушений) между океанической и континентальной литосферой и между разновозрастными блоками океанической литосферы;

3) теплообмен через трансформный участок разлома (в условиях периодических смещений плит) между океанической и континентальной литосферой и между разновозрастными океаническими литосферами;

4) теплообмен между осевой зоной СОХ и континентальной литосферой.

Постановка задачи и ее корректное решение для любого из этих вариантов даже в отдельности довольно сложны и требуют существенных упрощений.

В реальной обстановке на разных стадиях развития сдвиговой континентальной окраины мы имеем дело с комбинацией нескольких рассмотренных вариантов теплопереноса, что непременно требует рассмотрения трехмерной модели и делает постановку задачи неоднозначной, а ее решение неустойчивым.

Количественная оценка термических аномалий в пределах континентальной литосферы, обусловленных кондуктивным теплообменом между океанической и континентальной литосферой на трансформных окраинах, проведенная Б. Годом и К. Кином, показала, что ширина зоны температурного возмущения литосферы за счет теплообмена увеличивается со временем и изменяется от 60 км в зоне контакта оси СОХ с континентальной литосферой до 100 км через 25 млн лет после такого контакта. В то же время максимальное термическое поднятие рельефа достигает 2400 м и уменьшается до 1450 м через 25 млн лет. Приведенные оценки можно рассматривать лишь как первое приближение.

Рассмотренные стадии термического развития литосферы сдвиговых континентальных окраин несомненно имеют свои геологические следствия, которые требуют дальнейших детальных полевых исследований.

16.3. Палеосубдукционные континентальные окраины

Формирование палео-, или эписубдукционных континентальных окраин предполагает прекращение процесса субдукции и переход в пассивную стадию развития субдукционных границ литосферных плит. Современные палеосубдукционные окраины встречаются по периферии Тихого океана особенно в его западной части, где преобладает субдукция андийского типа (рис. 16.1). Эти зоны палеосубдукции можно разделить на три главных типа: зоны контакта континентальной и океанической литосферы (после

прекращения субдукции андийского типа), зоны контакта океанической и островодужной литосферы (после прекращения субдукции островодужного типа) и зоны контакта двух блоков океанической литосферы (после прекращения субдукции марианского типа). В рамках данного раздела мы рассмотрим лишь первый тип зон палеосубдукции, который непосредственно связан с образованием палеосубдукционных континентальных окраин. Формирование континентальных окраин этого типа связано с приближением (параллельным или под небольшим углом) осевой зоны срединно-океанического хребта, обладающей положительной плавучестью, к зоне субдукции андийского типа, в результате чего прекращается как процесс спрединга, так и процесс субдукции (см. раздел 15). Последующее изостатическое выравнивание, денудация и осадконакопление приводят к формированию профиля рельефа дна, близкого к таковому в пределах пассивных рифтогенных континентальных окраин атлантического типа с характерными элементами континентального шельфа, склона и поднятия. Примерами такой ситуации могут служить переходные зоны Северной Америки, расположенные к западу от Калифорнийского полуострова, переходные зоны западной Антарктиды в районе моря Беллинсгаузена, тихоокеанской окраины Южной Америки, расположенной южнее Чилийского поднятия. Главным индикатором формирования эписубдукционных континентальных окраин является уменьшение возраста океанической литосферы, по мере приближения к континенту, что четко фиксируется в соответствующем уменьшении номеров линейных магнитных аномалий. Заметное изменение возраста и мощности погружающейся океанической литосферы с приближением центра спрединга к зоне субдукции приводит к изменению угла погружения плиты в мантию, а также общего характера напряженного состояния краев контактирующих плит.

Область столкновения Чилийского спредингового хребта с Чилийской зоной субдукции представляет собой современный пример уникальной геодинамической обстановки столкновения спредингового хребта с зоной субдукции ведущей к формированию палеосубдукционных пассивных континентальных окраин. На этом примере можно проследить эволюцию активной континентальной окраины с типичной зоной субдукции андийского типа до стадии ее «отмирания» и формирования палеосубдукционной пассивной континентальной окраины.

Современная область столкновения хребта и желоба фиксируется как место соединения трех литосферных плит: Антарктической, Наска и Южноамериканской (рис. 16.35). На основании модели мгновенной кинематики подсчитано, что плита Наска пододвигается под Южноамериканскую плиту со скоростью около 90 мм/год. Средняя скорость спрединга на Чилийском хребте за последние 5 млн лет составляла около 6,6 мм/год. Граница между Антарктической и Южноамериканской плитами четко не определена. Она только формируется и находится в еще не установившемся состоянии.

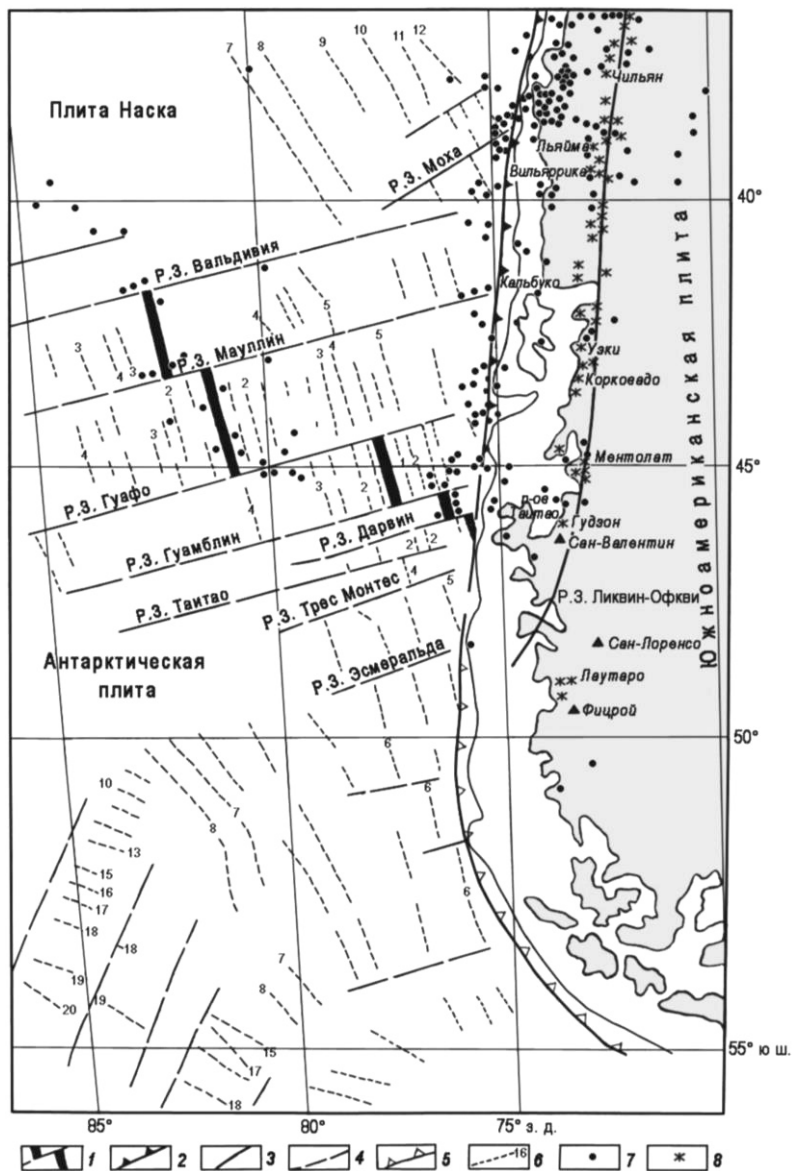


Рис. 16.35. Положение активных и палеограниц плит в зоне столкновения Чилийского хребта и Чилийского желоба (по Cande et al.):

1 — ось спрединга Чилийского хребта; 2 — зона субдукции андийского типа; 3 — трансформные разломы; 4 — пассивные следы трансформных разломов; 5 — палеосубдукционные шовные зоны; 6 — линейные магнитные аномалии (по Cande et al.); 7 — эпицентры землетрясений; 8 — вулканы

Впервые, по данным С. Канде с соавторами, Чилийский хребет столкнулся с Чилийским желобом около 15 млн лет назад (рис. 16.35). Зона столкновения постепенно перемещалась к северу до ее современного по-

ложения вблизи п-ова Таитао. Так как сегменты хребта почти параллельны желобу, то зона сочленения быстро мигрирует к северу, когда с желобом сталкивается сегмент спредингового хребта, и медленно мигрирует к югу, когда с желобом сталкивается трансформный разлом. Самое последнее столкновение хребта (до современного этапа) произошло в окрестности п-ова Трес-Монтес около 3 млн лет назад. Около 0,1 млн лет назад западное пересечение Чилийского хребта и трансформного разлома Таитао подошло к оси желоба. Это пересечение располагается сейчас под внутренним склоном желоба.

Таким образом, в южно-чилийской переходной зоне можно выделить три геодинамические провинции, различающиеся типом морфотектогенеза, рельефом и глубинным строением: северную, центральную и южную. Северная провинция располагается к северу от зоны сочленения спредингового хребта и желоба (севернее 45° ю.ш.). Она характеризуется пододвиганием молодой океанической литосферы с возрастом 35–10 млн лет. Процесс субдукции сопровождается здесь интенсивной сейсмической и вулканической активностью. Морфологически он выражен в характерной последовательности морфоструктур: краевой вал, глубоководный желоб, вулканический хребет (последний располагается уже в пределах континентального края надвигающейся Южноамериканской плиты). Механизмы в очагах землетрясений и резкое нарушение изостазии (асимметричное распределение аномалий гравитационного поля высокой амплитуды) свидетельствуют о преобладающем влиянии динамического сжатия на формирование нескомпенсированной системы хребет – желоб. Сжатие краев плит является ведущим эндогенным рельефообразующим фактором на этом участке. Возраст пододвигающейся океанической коры уменьшается здесь с севера на юг вдоль простирания желоба (см. рис. 16.35), и в соответствии с теоретической зависимостью глубины океана от возраста литосферы, следует, что глубина фундамента и подошвы литосферы будет также уменьшаться с севера на юг вплоть до пересечения желоба с Чилийским спрединговым хребтом. Данное теоретическое положение замечательно подтверждается наблюдаемой закономерностью уменьшения глубины желоба с севера на юг (рис. 16.36), что можно объяснить возрастанием термического вклада в региональный рельеф по мере приближения к осевой зоне СОХ.

В центральной провинции, в области сочленения Чилийского хребта и Чилийского желоба, охватывающей отрезок континентальной окраины от 45 до 47° ю. ш., главным рельефообразующим фактором наряду с динамическим сжатием является термический. Последний обусловлен термическим расширением литосферы, вызванным близостью осевого магматического очага и, как следствие, поднятием изотерм и, соответственно, кровли фундамента. Это выражается в резком уменьшении глубины желоба (на 1,5–2,0 км)

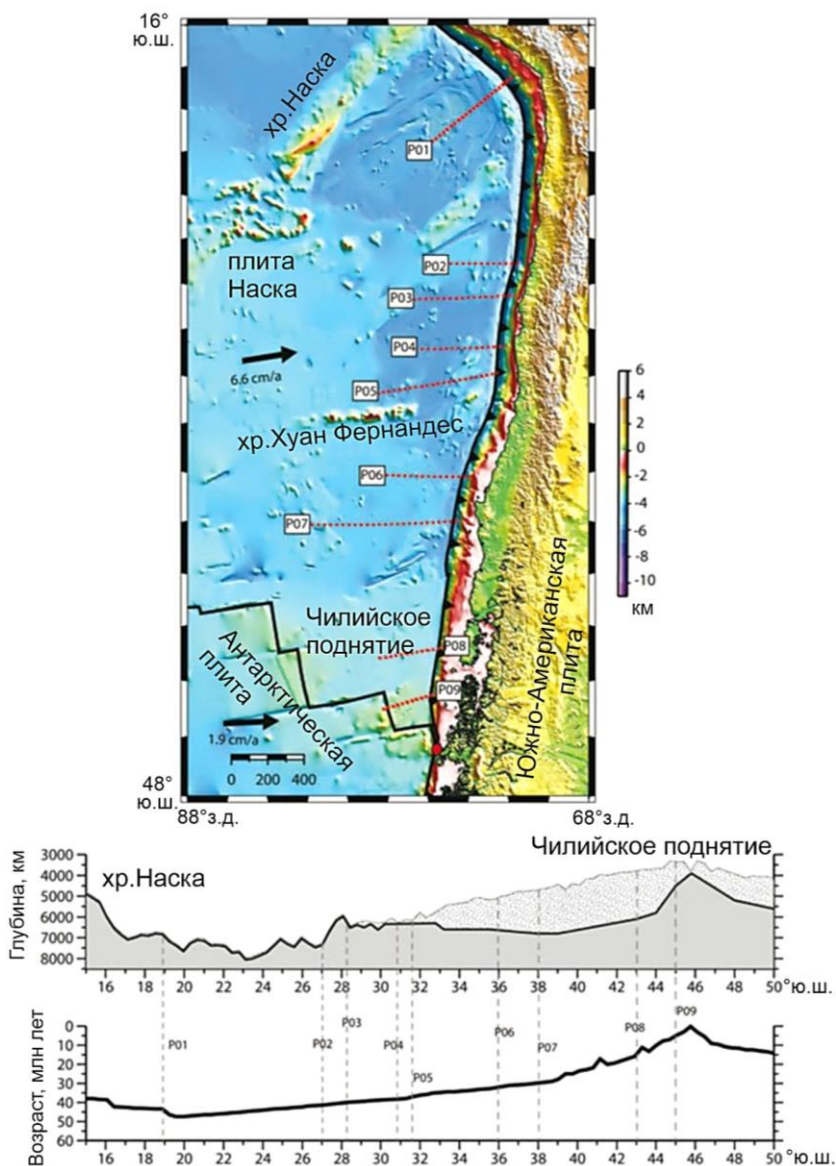


Рис. 16.36. Изменение глубины дна и возраста океанической коры вдоль оси Чилийского жёлоба (по Contreras-Reyes, Osses)

и поверхности краев прилегающих плит в районе 46° ю.ш. и аномально высоких значениях теплового потока, достигающих, по данным С. Канде, 350 мВт/м^2 .

К югу от зоны столкновения (южнее 47° ю.ш.) наблюдается резкое сокращение сейсмической и вулканической активности, что свидетельствует о существенном перераспределении поля напряжений в литосфере и почти

полном прекращении пододвигания океанической литосферы под континентальную. Важнейшими эндогенными рельефообразующими факторами в этой области являются, с одной стороны, изостатическое выравнивание некомпенсированной системы вулканический хребет — желоб — краевой вал, приводящее к уменьшению глубины желоба и высоты вулканического хребта. С другой стороны, остывание литосферы осевой зоны хребта приводит к постепенному погружению поверхности литосферы, морфологически выраженному в постепенном увеличении глубины желоба на 1,5–2 км (по сравнению с областью сочленения на 46° ю.ш.). Со временем совокупное воздействие двух факторов дает в результате термически и изостатически уравновешенную литосферу, а аккумулятивные процессы формируют профиль, сходный с пассивными рифтогенными окраинами атлантического типа.

В теоретической модели эволюции Чилийского тройного соединения, сформированного в результате столкновения Чилийского спредингового хребта с Чилийским желобом, предложенной Ж.-И. Лагабриеллем с соавторами отмечаются следующие особенности: субдукция сегментов активного спредингового хребта, вмещение офиолитов и андеплейтинг (наращивание снизу) материала молодой океанической коры под окончечностью напозлающей континентальной окраины, отрыв слэба и вмещение карбонатно-щелочных пород вблизи желоба. На рис. 16.37 показаны стадии развития палеосубдукционной континентальной окраины от зоны современного столкновения Чилийского спредингового хребта с глубоководным желобом до формирования молодой палеосубдукционной окраины, расположенной к югу.

Еще одним примером молодой палеосубдукционной окраины в восточной части Тихого океана является западная окраина Калифорнийского полуострова (рис. 16.38). Эта окраина также сформирована в результате приближения сегментов спредингового хребта Фаралон (рис. 16.39 А) с положительной плавучестью к зоне субдукции, в результате чего прекратились как спрединг, так и субдукция. Реликтовые сегменты Магдалена, Гваделупа и др. спредингового хребта Фаралон зафиксированы на океанической стороне вблизи окраины Калифорнийского полуострова (см. рис. 15.24). В дальнейшем произошел отрыв слэба (рис. 16.39 Б) так, что под краем континентальной литосферы сформировалось «астенсферное окно» и мантийный апвеллинг, что привело к утонению континентальной литосферы, ослаблению ее механической прочности и к перескоку оси спрединга в сторону континента и раскрытию Калифорнийского залива (рис. 16.39.В). Переходная зона характеризуется резким контактом континентальной и молодой океанической литосферы, крутым континентальным склоном, невыраженным шельфом и континентальным подножьем с малой мощностью осадочного чехла.

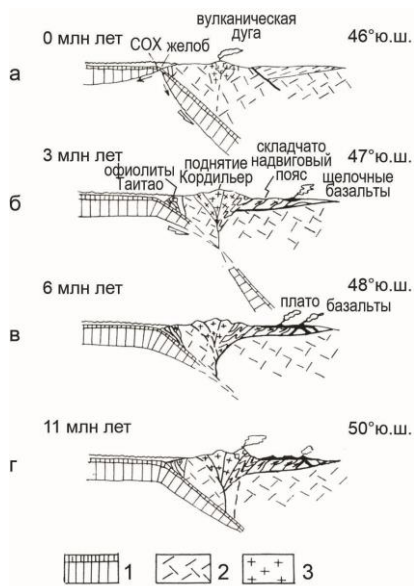


Рис. 16.37. Схематические разрезы, показывающие последовательные стадии (а-г) эволюции Южно-Чилийской переходной зоны:

Слева от разрезов дается относительное время столкновения хребта и желоба (по Y. Logabriele et al.).

- 1 — океаническая литосфера;
- 2 — континентальная литосфера;
- 3 — эффузивы

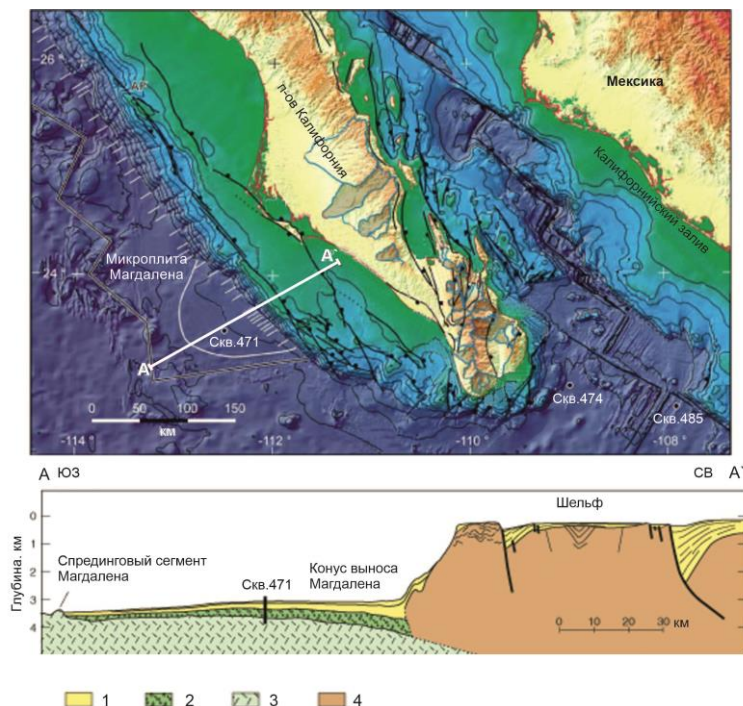


Рис. 16.38. Палеосубдукционная окраина Калифорнийского полуострова (по Fletcher et al.):

а) — положение в плане, б) — разрез земной коры через окраину Калифорнийского полуострова. 1 — осадки (<13 млн лет); 2 — турбидиты (14,5–13 млн лет); 3 — океаническая кора; 4 — аккреционная призма

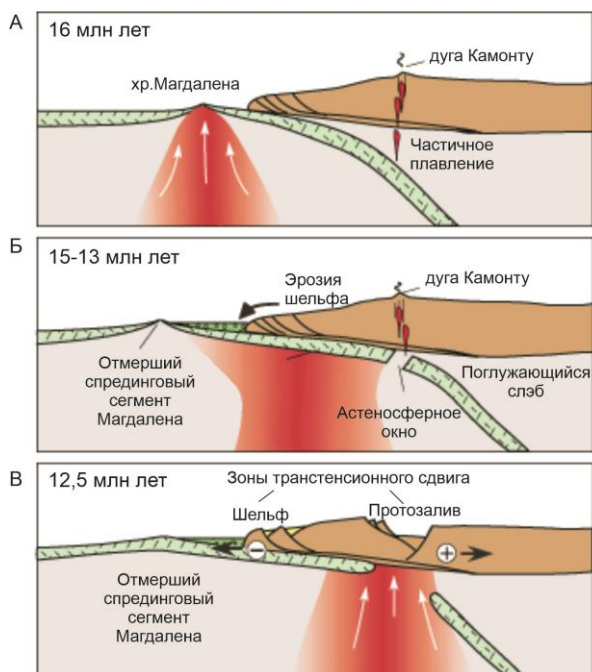


Рис. 16.39. Модель тектонической эволюции палеосубдукционной окраины западной Калифорнии (по Fletcher et al.)

Пример более развитой палеосубдукционной континентальной окраины представляет собой окраина западной Антарктиды в районе моря Беллинсгаузена, которая была сформирована в результате столкновения спредингового хребта Алул (или Феникс) с глубоководным желобом зоны субдукции (рис. 16.40).

Переходная зона Тихоокеанского сектора Антарктиды имела сложную историю развития, которая отчасти отражена в картине линейных магнитных аномалий южной части Тихого океана. В этом районе выделяют несколько групп аномалий, различающихся по простираию. Магнитные аномалии, примыкающие к Антарктическому полуострову, имеют северо-восточное простираение. При этом группа аномалий пролива Дрейка, единственная из примыкающих к окраине западной Антарктиды аномалий, отражает симметричную модель спрединга относительно недавно прекратившего свою активную деятельность палеоспредингового хребта Алул. Эта группа аномалий, располагается в районе с сильно расчлененным рельефом между разломными зонами Шеклтон и Геро. Рельеф дна, сейсмическая активность в зонах разломов, примыкающих к проливу Дрейка, и вулканическая активность на о. Десепсьон, вблизи Южно-Шетландского желоба и одноименной островной гряды, предполагают, что процесс поддвижения океанической литосферы в этом районе еще может оставаться

Группа аномалий Элсуэрт, расположенная к юго-западу от разломной зоны Тула, имеет северо-восточное простирание. Возраст аномалий здесь также увеличивается с удалением от Антарктической окраины (см. рис. 16.40).

Для объяснения распределения линейных магнитных аномалий, расположенных к юго-западу от разлома Геро, Э. Херрон и Б. Тухолке предположили наличие в этой части Тихого океана кайнозойского центра спрединга, названного ими хребтом Алук (или Тихоокеанский-Феникс, разделявший в то время Тихоокеанскую плиту и плиту Феникс). Отрезок хребта, на котором была сформирована группа аномалий Элсуэрт, вместе с южной частью плиты Феникс впоследствии подошел под западную Антарктиду. Это произошло в позднем палеоцене–эоцене. Что же касается сегмента хребта, где была сформирована группа «аномалий полуострова», то он подошел в раннем миоцене.

Таким образом можно говорить о прогрессирующей к северо-востоку субдукции отрезков хребта Алук. Не исключено, что каждый из таких отрезков ограничивал отдельные небольшие микроплиты, поддвигавшиеся почти независимо от соседних, как это было вблизи западной окраины Калифорнийского п-ова (см. рис. 15.24). Таким образом, современный центр спрединга в проливе Дрейка мог быть остатком хребта Алук с фрагментом плиты Феникс, расположенным между осью палеохребта и Южными Шетландскими островами. Процесс субдукции здесь можно соотнести с формированием надвигов в меловых отложениях на о-ве Александра и с проявлениями интенсивного вулканизма в пределах континентального подножия и прибрежной зоны западной Антарктики.

Анализ линейных магнитных аномалий в районе между разломами Тула и Геро («аномалии полуострова») приводит к выводу о том, что литосфера этого района формировалась в основном как результат действия двух центров спрединга: Тихоокеанско-Антарктического, формирующегося в результате перескока оси спрединга и отмирающего хребта Алук. Согласно идентификации аномалий, можно определить возраст северо-западного крыла хребта Алук, в пределах которого возник отрезок Восточно-Тихоокеанского центра спрединга. Этот возраст составляет 15 млн лет. В настоящее время граница блоков литосферы, образованных на ВТП и хребте Алук (трог Гудзон), фиксируется контактом 21-й и 28-й магнитных аномалий на участке между разломными зонами Тула и Геро, 28-й и 28-й аномалиями на участке между разломными зонами Тула и Хизена и 29-й и 29-й аномалиями между разломными зонами Хизена и Тарп (рис. 16.40). Начало спрединга ВТП на первом участке отмечается аномалией 21 (т.е. 50–53 млн лет назад). При этом отрезок оси хребта ВТП возник на расстоянии около 1100–1200 км от тогдашней осевой зоны хребта Алук, средняя скорость спрединга которого между 21-й и 28-й аномалия-

ми составляла 7,8–8,2 см/год. Начиная с периода 21-й аномалии идет одновременный спрединг на двух хребтах: ВТП (со средней скоростью около 3 см/год) и Алуку (со средней скоростью около 1,6 см/год). Соответствующий отрезок центра спрединга Алуку вместе с литосферой, созданной в его осевой части, а также прилегающие участки новой литосферы ВТП перемещались в сторону зоны субдукции вдоль западного побережья Антарктиды (см. рис. 16.41 а, б).

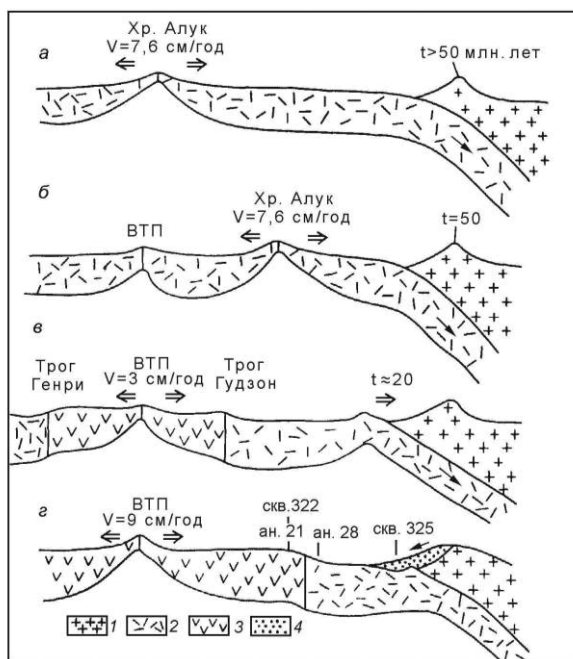


Рис. 16.41. Модель эволюции переходной зоны Тихоокеанского сектора Антарктиды в районе моря Беллинсгаузена:

а — генерация океанической коры на хребте Алуку ($V=7,6$ см/год) и подвиг ее под западную окраину Антарктиды; б — формирование нового центра спрединга ВТП на океанической литосфере хребта Алуку возраста 15 млн лет ($V=7,6$ см/год); в — генерация океанической коры на ВТП ($V=3$ см/год), затухание спрединга на хребте Алуку и прекращение поддвига; г — формирование пассивной континентальной окраины.
1 — континентальная литосфера западной Антарктиды; 2, 3 — континентальная литосфера, сформированная на хребте Алуку и ВТП соответственно; 4 — осадки

Постепенное омоложение литосферы, образованной на хребте Алуку, по мере приближения к зоне субдукции и последующее ее пододвигание приводят к ситуации, когда в окрестности зоны пододвигания оказывается более легкая, нагретая литосфера с возрастом 15–25 млн лет. Такая литосфера, в отличие от остывшей старой, будет гравитационно устойчивой, и пододвигание молодой океанической литосферы (с возрастом менее 20 млн лет) будет затруднено, так как, погружаясь, такая плита быстро до-

стигает температуры окружающей мантии. По всей видимости, состояние сжатия, возникающее от сопротивления процессу пододвигания молодой литосферы, передается от границы во внутренние области плиты и может способствовать перераспределению напряжений в литосфере и прекращению процесса спрединга. Последнее происходит при приближении оси хребта к зоне субдукции (рис. 16.41 в). Так, на участке между разломами Шеклтон и Геро (см. рис. 16.40), осевую зону спрединга фиксирует аномалия 3, т.е. спрединг прекратился около 5 млн лет назад, а номера старших (в сторону Антарктиды) аномалий — 6–7. Следовательно, процесс спрединга прекратился, когда к зоне поддвига приблизилась океаническая литосфера возрастом около 20 млн лет.

По аналогии с рассмотренной ситуацией, спрединг отрезка хребта Алук на участке между разломами Геро и Тула прекратился, как только литосфера с $t < 20$ млн лет достигла зоны пододвигания на западном побережье Антарктиды. Пододвигание еще продолжалось при одновременном остывании горячей мантии под осью хребта и океанической литосферы в целом. Возможно, процесс спрединга на хр. Алук прекратился и раньше в результате перескока оси спрединга. Затухание же процесса субдукции, как отмечалось выше, распространялось постепенно с запада на восток — от моря Амундсена в сторону Антарктического полуострова. В районе последнего еще и сейчас сохранились реликты остывающего хр. Алук и глубоководного Южно-Шетландского желоба. Прекращение субдукции сопровождалось изостатическим выравниванием неуравновешенных морфоструктур (дуга — желоб) в течение первых миллионов лет. Интенсивные процессы ледниковой эрозии и осадконакопления довершили формирование характерного профиля пассивной континентальной окраины (рис. 16.41 г). Помимо омоложения возраста океанической литосферы по мере приближения к западной Антарктиде, в пользу предполагаемого развития событий свидетельствуют позднемезозойский и кайнозойский известково-щелочной магматизм, относительно небольшая по сравнению с рифтогенными пассивными континентальными окраинами мощность осадков в переходной зоне (2–2,5 км), установленная по данным глубоководного бурения (скв. DSDP 323, 324 и 325), остатки аккреционной призмы, обнаруженные в результате сейсмических исследований (см. рис. 16.42), а также плотностные модели строения коры (рис. 16.43) Профиль AWI 94005 пересекает окраину в районе Южно-Шетландского желоба и одноименных островов, где еще продолжается завершающий этап субдукции литосферы плиты Феникс, что отражается в морфологии и аномальном гравитационном поле.

В рассмотренной модели на месте зоны субдукции андийского типа сформировалась шовная зона палеосубдукционной границы плит, представляющая в настоящее время пассивную, не рифтогенную континентальную окраину.

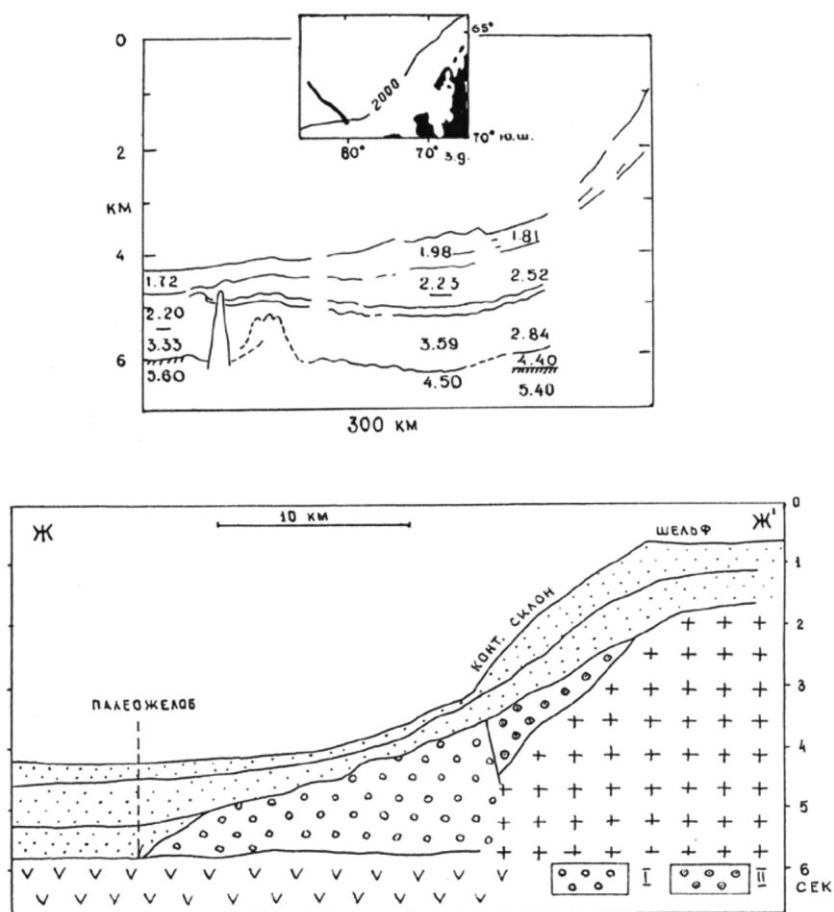


Рис. 16.42. Сейсмические разрезы осадочного чехла в области палеосубдукционной окраины Западной Антарктиды (по Init. Reports... Leg 35; Kimura):

I — осадочный комплекс глубоководного желоба (аккреционная призма);

II — осадочный комплекс преддугового бассейна

Таким образом, все разнообразие пассивных континентальных окраин можно объединить в три генетических типа: рифтогенные, палеотрансформные и палеосубдукционные. Их формирование и эволюция контролируются различными геодинамическими процессами, которые определяют специфические черты их глубинного строения. Все области перехода от континента к океану представляют собой зоны, разделяющие блоки литосферы разного возраста, строения и эволюции и в настоящее время входящие в состав единой литосферной плиты. Все эти континентальные окраины включают основные морфологические элементы: континентальный шельф, континентальный склон и континентальное подножие, кото-

рые в первом приближении имеют значительное сходство. Однако особенности морфологической выраженности этих элементов сильно различаются у каждого типа окраин и определяются пространственно-временной эволюцией эндогенных процессов и интенсивностью проявления сопутствующих им экзогенных процессов.

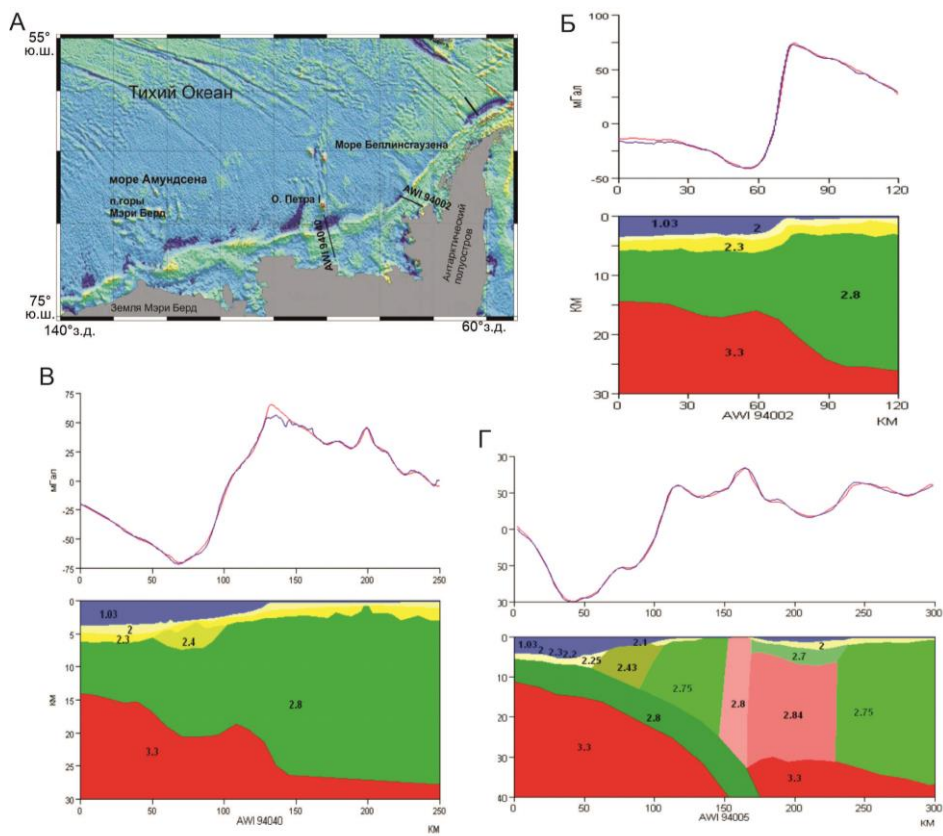


Рис. 16.43. Плотностные модели строения коры палеосубдукционной окраины Западной Антарктиды (по Д. Тетерин):

а — схема расположения профилей, б, в — плотностные модели для профилей AWI 94040 и AWI 94002, пересекающих окраину в районе моря Беллинсгаузена; г — плотностная модель для профиля AWI 94005, пересекающего окраину в районе Южно-Шетландского желоба и одноименных островов. Наблюдаемые гравитационные аномалии показаны сплошной линией. Значения плотности в г/см^3

Общий эволюционный геодинамический процесс для палеорифтовых континентальных окраин включает растяжение и утонение континентальной литосферы и коры, приводящее, соответственно, к региональному воздыманию и локальному погружению поверхности. Последующее внедрение базальтовых интрузий в утоненную континентальную кору, приво-

дит к увеличению ее веса и, следовательно, к изостатическому погружению ее поверхности в области континентального склона. Симметричный или асимметричный раскол континентальной литосферы предопределяет особенности глубинного строения литосферы и местоположение осадочного бассейна в переходной зоне. Остывание литосферы приведет, наряду с мощным осадконакоплением, к тектоническому погружению ее поверхности. Иными словами, термическое состояние и изостатический отклик коры и литосферы на меняющееся распределение плотностей в процессе формирования рифтогенной континентальной окраины предопределяют интенсивность осадконакопления и являются основной причиной формирования континентального шельфа, склона и подножья.

Палеотрансформные континентальные окраины характеризуются контрастным рельефом фундамента, перекрытым осадочным чехлом, и более резким контактом блоков континентальной и океанической литосферы. Приразломные хребты выполняют роль своеобразных структурных ловушек, затрудняющих перенос осадочного материала в сторону океана и способствующих формированию осадочных бассейнов, часто нефтегазоносных. Среди процессов, определяющих глубинное строение таких окраин, важную роль играют сдвиговые деформации вдоль трансформного разлома, а также теплообмен океанической и континентальной литосферы.

Общим геодинамическим процессом всех палеосубдукционных окраин является быстрое изостатическое выравнивание неуравновешенных морфоструктур по мере прекращения процесса субдукции. Невулканическая гряда опускается, дно глубоководного желоба поднимается, и сопряженный с ним краевой вал опускается. При этом величина вертикальных перемещений по разломам достигает нескольких километров в полосе шириной около 150 км. Формирование типичных для пассивных окраин структур: континентального шельфа, склона и подножья, в данном случае будет происходить при существенно иных генетических предпосылках и в существенно иных геодинамических условиях по сравнению с палеорифтовыми и палеотрансформными окраинами.

При условии быстрого осадконакопления рельеф дна в пределах палеосубдукционных переходных зон будет мало отличаться от рельефа в палеорифтовых шовных зонах (в переходных зонах атлантического типа), и для выявления генетического различия этих зон потребуется проведение специальных морских геолого-геофизических исследований.

Глава 17. Палеограницы плит в структуре океанической литосферы

Большую часть площади дна Мирового океана занимают внутриплитные области. В пределах этих областей тектонические и магматические процессы проявляют себя менее интенсивно по сравнению с границами плит. Однако разнообразие форм рельефа, тектонических и вулканических структур во внутриплитных областях океанической литосферы свидетельствует о разнообразии геодинамических процессов, управляющих их формированием и эволюцией. Здесь встречаются протяженные на несколько тысяч километров разломы, обширные магматические поднятия, цепочки вулканических подводных гор, отдельно стоящие вулканы и подводные горы. Расшифровка генезиса и геодинамической природы этих структур является важнейшей задачей морской геотектоники и геодинамики. Очевидно, что многие из этих структур генетически связаны с формированием океанической коры в осевых зонах спрединговых хребтов и в процессе ее дальнейшей эволюции претерпевали изменения. Но ясно и другое: многие внутриплитные структуры формируются в пределах океанической литосферы в результате кинематической реорганизации движения плит, реализации внутриплитных деформаций, проявлений значительной магматической активности и многих других процессов.

Одними из важнейших структур в пределах внутриплитных областей являются пассивные континентальные окраины. Однако большую часть площади внутриплитных областей океанов занимают абиссальные котловины или глубоководные впадины. В пределах абиссальных котловин развиваются разнообразные тектономагматические процессы, и именно здесь следует искать расшифровку пространственно-временной эволюции океанической литосферы и геодинамические причины формирования многих структур дна Мирового океана.

Современные границы плит широко распространены в пределах океанической литосферы. Они представляют, как правило, зоны повышенной тектонической и магматической активности. Не менее широко в структуре океанической литосферы распространены палеограницы плит — линейно вытянутые зоны, бывшие в прошлом активными границами плит. Они разделяют блоки литосферы, имеющие, как правило, разное строение, возраст и историю развития.

Палеограницы плит отчетливо выделяются по геоморфологическим и геолого-геофизическим признакам на фоне прилегающих участков единой в настоящее время литосферной плиты. Вдоль палеограниц плит горизонтальные относительные движения краев литосферных блоков, отсутствуют, а сами палеограницы представляют собой асейсмичные зоны.

Ретроспективный анализ геоморфологической и геолого-геофизической информации позволяет лучше понять геодинамическую природу палеограниц плит, условия их формирования и эволюции, а также их роль во внутриплитной тектонике литосферы современных океанов.

Формирование палеодивергентных шовных зон связано с процессами континентального рифтинга и океанического спрединга.

Среди палеодивергентных границ плит можно выделить следующие типы:

1. Зоны контакта океанической и континентальной литосферы в областях рифтогенных континентальных окраин атлантического типа (области переходных зон). При длительном растяжении континентальной литосферы происходит ее утонение и разрыв сплошности, сопровождаемый переходом от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Осевая зона молодого спредингового хребта постепенно удаляется от краев соответствующих континентов так, что зона перехода от континента к океану представляет собой первоначальное положение дивергентной границы, которое четко фиксируется в глубинном строении коры и аномальном гравитационном и магнитном поле. Строение и формирование палеодивергентной границы этого типа подробно рассмотрено в разделе 16.1.

2. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы, сформированные в результате перескока оси спрединга (на расстояние в несколько сотен километров). Эти зоны расположены симметрично относительно нового центра спрединга и субпараллельны ему. В рельефе дна они фиксируются в виде системы желобов и хребтов. Правильная последовательность линейных магнитных аномалий нарушается при перескоке оси спрединга, однако, прежнее простираие аномалий сохраняется. Отмечается скачок в региональном уровне глубин разновозрастных литосферных блоков.

3. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы, возникшие при зарождении и развитии нового центра спрединга в пределах старой океанической литосферы. В этом случае наблюдаются две сопряженные шовные зоны, наклоненные к продвигающейся оси спрединга и симметричные относительно нее (например, шовные зоны, сформированные при продвижении Галапагосского центра спрединга в пределы литосферы Тихого океана).

4. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы, сформированные при эволюции тройных соединений.

5. Зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы, сформированные в результате отмирания спредингового хребта.

Палеотрансформные границы плит представляют собой шовные зоны контакта либо разновозрастных блоков океанической литосферы, либо блоков океанической и континентальной литосферы.

Первый тип широко распространен в пределах современной океанической литосферы и представляет собой структуры, известные как пассивные следы трансформных разломов.

Второй тип палеотрансформных границ характеризуется резким переходом от континентальной литосферы к океанической в областях сдвиговых или палеотрансформных пассивных континентальных окраин атлантического типа. Строение коры, условия формирования и эволюции этого типа палеограниц рассмотрены в разделе 16.2.

Палеоконвергентные или палеосубдукционные границы связаны с отмиранием зон субдукции.

Формирование одного из типов палеосубдукционных границ связано с приближением осевой зоны СОХ к зоне субдукции андийского типа, в результате чего прекращаются как процесс спрединга, так и процесс субдукции. Постепенно затухает сейсмическая и вулканическая активность. Последующее изостатическое выравнивание, денудация и осадконакопление приводят к формированию рельефа дна, близкого к пассивным (рифтогенным) континентальным окраинам атлантического типа с характерными элементами континентального шельфа, склона и подножья (см. раздел 16.3).

Другой тип палеосубдукционных границ формируется после перестройки зоны субдукции, вызванной приближением к ней блока с континентальной корой (см. раздел 15). Перестройка или перескок зоны субдукции приводит к отмиранию старой и зарождению новой зоны поддвига. В районе отмирающей зоны субдукции постепенно прекращается вулканическая и сейсмическая активность, а характерные некомпенсированные структуры (дуга — желоб) стремятся к изостатическому равновесию.

В целом современные и палеограницы плит разбивают всю океаническую литосферу, имеющую слоистое строение на многочисленные гетерогенные блоки с корой разного возраста, нередко сформированной на разных спрединговых хребтах.

17.1. Палеограницы плит, образованные при перескоке оси спрединга

Перескок (или джампинг) оси спрединга на расстояние в сотни километров (в несколько раз превышающее толщину литосферы) — явление, широко распространенное в пределах океанической литосферы. Перескок оси спредингового хребта на несколько сотен километров приведет к формированию новых крупных морфоструктур. В рельефе дна появляется закономерная система, состоящая из отмершего спредингового хребта, нового центра спрединга, возникшего на старой океанической литосфере, и двух шовных зон, фиксирующих контакт разновозрастных литосферных

блоков с корой, генерированной на новом и старом центрах спрединга. Эти шовные зоны располагаются симметрично относительно оси нового центра спрединга и субпараллельны ему. В районе шовных зон отмечается скачок уровней регионального рельефа разновозрастных литосферных блоков, меняющегося в соответствии с законом $\sqrt{t}$. Сложная топография шовных зон, видимо, отражает этап перехода от рифтогенеза и раскола старой океанической литосферы к ультрамедленному и медленному спредингу, что сопровождалось активной тектонической деятельностью.

Правильная последовательность линейных магнитных аномалий, симметричных относительно оси «своего» спредингового хребта, нарушается в районе шовных зон, сохраняя, как правило, прежнее простирание. Шовная зона контакта молодой и старой литосферы, расположенная ближе к старому центру спрединга, была названа Ж. Маммерикс и Д. Сандвеллом «ближней» зоной, а зона контакта, расположенная дальше от старого центра спрединга, — «дальней» зоной. Отмирающий старый центр спрединга в большинстве случаев фиксируется в рельефе фундамента в виде регионального топографического поднятия с симметричной и глубокой рифтовой долиной, часто заполненной осадочным материалом и с симметричной последовательностью линейных магнитных аномалий.

Примерами перескока спредингового хребта с хорошо выраженной последовательностью морфоструктур являются: перескок оси спрединга Галапагосского поднятия на 800–1000 км к западу и образование сегмента ВТП на участке между 50° и 20° ю.ш. и шовных зон Бауэр и Антибауэр (рис. 17.1); перескок оси спрединга хребта Математиков на 450 км к востоку с образованием нового отрезка ВТП на участке от 16° до 22° с.ш. и шовных зон Мичоакан и Моктесума (рис. 17.2), перескок оси спрединга хребта Агульяс на 1105 км к западу и образование южного сегмента Срединно-Атлантического хребта и двух симметрично расположенных относительно его оси шовных зон Метеор и Айлос Оркадас, фиксирующих место его первоначального заложения (рис. 17.3); перескок оси спредингового хребта Алук к западу на расстояние около 1000 км и образование отрезка Тихоокеанско-Антарктического хребта (ТАХ) в районе между 55–65° ю.ш., а также характерных шовных зон Гудзон и Генри.

Процесс перескока формирования нового центра спрединга на старой океанической литосфере можно подразделить на следующие основные стадии: 1) рифтинг на старой океанической литосфере, сопровождающийся ее растяжением и утонением, воздыманием и сводообразованием при подъеме высокотемпературного мантийного материала; 2) переход от рифтинга к спредингу и начало формирования новой океанической коры; 3) установившийся спрединг на новом сегменте СОХ и прекращение спрединга на старом сегменте.

В связи с этим эволюция термического режима литосферы при перескоке оси спрединга затрагивает три основных вопроса: 1) изменение термического режима в процессе рифтинга на старой океанической литосфере и зарождение на ней нового центра спрединга, 2) теплообмен между блоками молодой и старой океанической литосферы, 3) температурный режим литосферы после прекращения спрединга и термическая релаксация старого спредингового хребта при остывании магматической камеры.

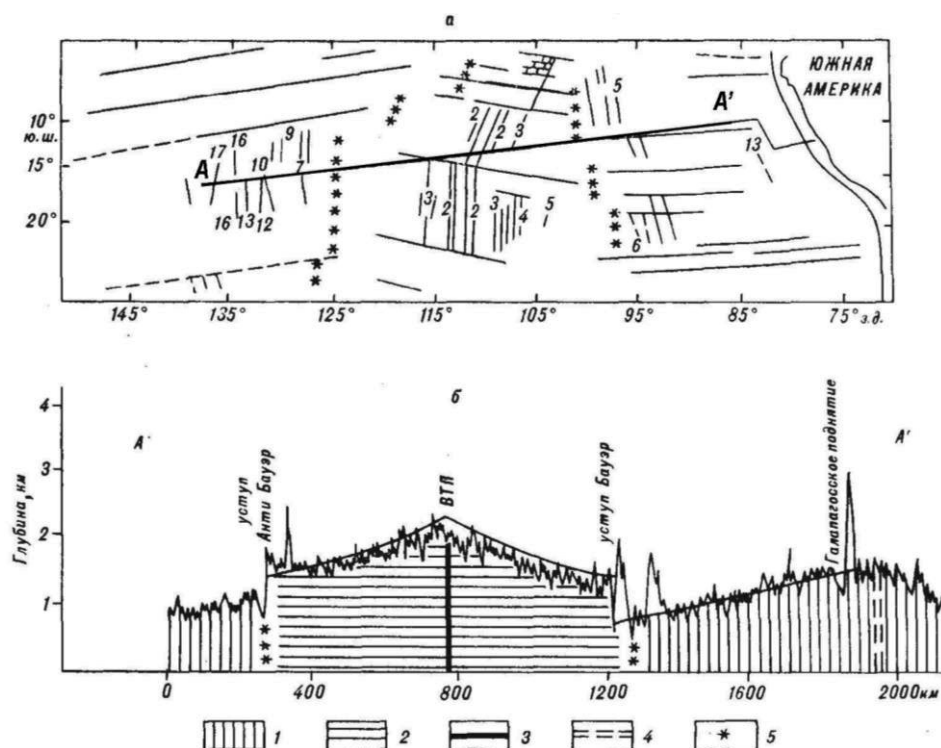


Рис. 17.1. Морфотектонические структуры и линейные магнитные аномалии в области перескока оси спрединга Галапагосского поднятия (по Ade-Hall, Mammerix):

а) — в плане, б) — строение рельефа и морфотектонические провинции вдоль профиля А-А'. 1 — кора, сформированная на Галапагосском центре спрединга, 2 — кора, сформированная на ВТП, 3 — активная ось спрединга ВТП, 4 — ось палеоспрединга Галапагосского поднятия, 5 — шовные зоны контакта литосферных блоков, сформированных на разных спрединговых хребтах

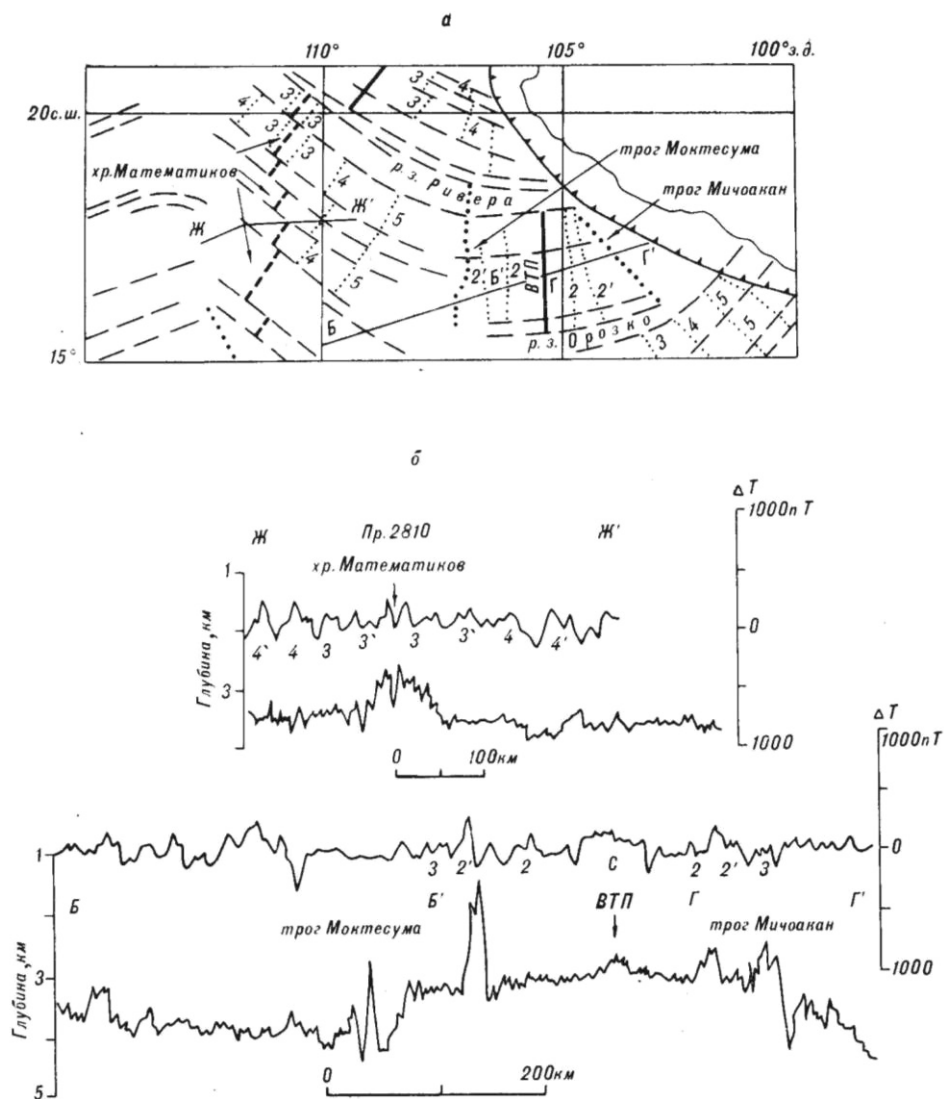


Рис. 17.2. Перескок оси спрединга хребта Математиков (по Mammerix, Sandwell):

а — расположение морфотектонических структур и линейных магнитных аномалий в плане; б — батиметрические и магнитные профили

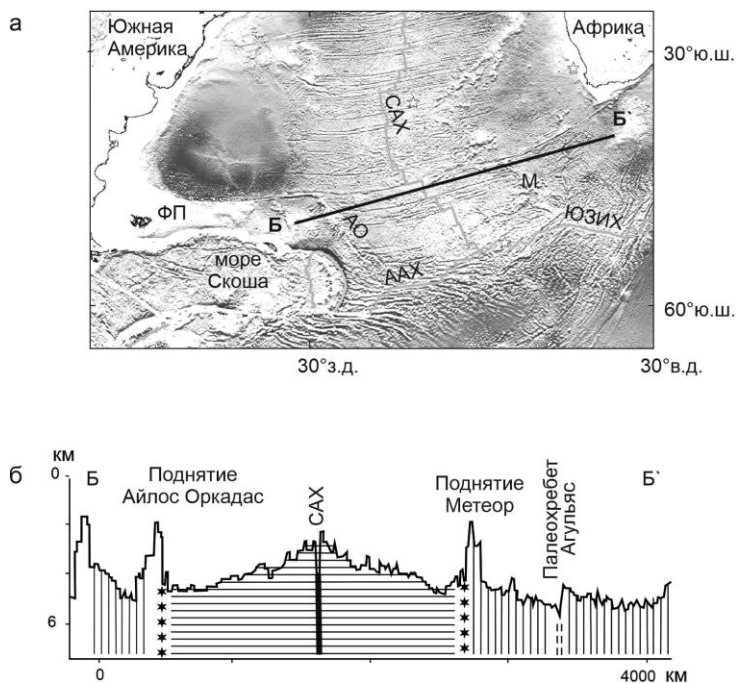


Рис. 17.3. Перескок оси спрединга хребта Агульяс:

а — батиметрическая карта (по Smith, Sandwell); б — рельеф дна и морфотектонические провинции вдоль профиля Б-Б'. Усл. обозначения см. на рис. 17.1. САХ — Срединно-Атлантический хребет, ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет, ААХ — Американско-Антарктический хребет, АО — поднятие Айлос Оркадас, М — поднятие Метеор, ФП — Фолклендское плато

17.1.1. Перескок оси спрединга Галапагосского поднятия

Современное Галапагосское поднятие в прошлом представляло собой активный центр спрединга, состоящий из нескольких сегментов: Галапагос, Мендоза, Рогевин, Селкирк и др. В современной структуре литосферы вдоль профиля А-А' на рис. 17.1 отчетливо выделяются: 1) палеоспрединговый хребет (Галапагосское поднятие), 2) участок нового спредингового хребта (ВТП от 5° ю.ш. до 20° ю.ш.), 3) сопряженные шовные зоны контакта старого и молодого литосферных блоков с корой, сформированной соответственно на Галапагосском и Восточно-Тихоокеанском поднятиях (зоны Бауэр и Анти-Бауэр).

В региональном рельефе эти контакты выражены уступом в несколько сотен метров, а в локальном — системой хребтов и впадин с амплитудой более 1500 м (рис. 17.1 б).

Распределение линейных магнитных аномалий и рельеф дна предполагают следующую схему эволюции рассматриваемого района (рис. 17.4).

Современное Галапагосское поднятие в прошлом представляло собой активный центр спрединга. Полускорость растяжения литосферы здесь, предполагаемая по магнитным аномалиям, составляла около 5,3 см/год в период от 6 до 16 млн лет назад. Прекращение спрединга на Галапагосском поднятии пришлось на период от 8 до 6 млн лет назад. Примерно в тот период на коре с возрастом около 18 млн лет на расстоянии 800–1000 км к западу от оси спрединга Галапагосского поднятия возникает новый участок спрединга — отрезок современного ВТП. Возникший новый центр спрединга является типичным быстрораздвигающимся хребтом с полной скоростью раздвижения, оцениваемой по картине линейных аномалий и расчетам мгновенной кинематики литосферных плит, около 16 см/год. Остывание литосферы Галапагосского поднятия после прекращения процесса спрединга привело к понижению рельефа осевой зоны. В рельефе осевой зоны Галапагосского поднятия отсутствуют признаки выраженной рифтовой долины. Это может говорить в пользу того факта, что период затухания спрединга и здесь был относительно коротким. Все упомянутые выше крупные морфоструктуры представляют собой активные в настоящее время или же в прошлом морфотектонические зоны, разделяющие различные по строению и эволюции участки океанической литосферы (рис. 17.1 б).

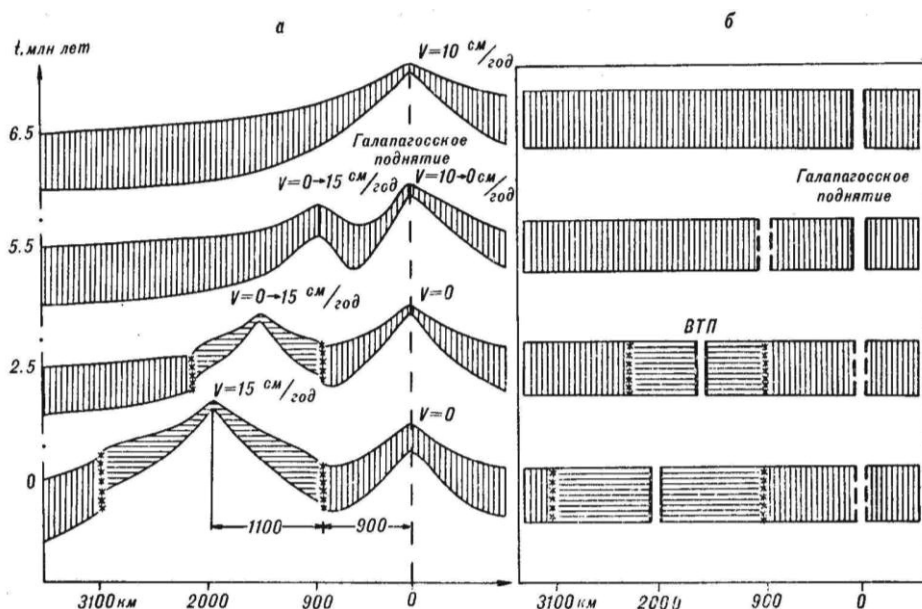


Рис. 17.4. Схема эволюции литосферы при перескоке оси спрединга Галапагосского поднятия и образования сегмента ВТП:

а — в разрезе, б — в плане

На рис. 17.5 а представлено термическое состояние литосферы на 6,5 млн лет назад, т.е. на завершающей стадии спрединга на Галапагосском поднятии с полускоростью $V/2 \approx 5$ см/год. Тепловой поток через поверхность дна осевой зоны активного центра спрединга в модели предполагался равным 500 мВт/м^2 , что отвечало среднему значению потока для океанической литосферы возраста от 0 до 0,8–1 млн лет. При прекращении спрединга и с удалением от оси палеоспрединга тепловой поток на поверхности, а вместе с ним погружение изотерм, становились близкими к значениям, определяемым в модели остывающего полупространства. При этом тепловой поток убывает до значений $q \sim 100 \text{ мВт/м}^2$ на расстоянии 900 км от оси (возраст литосферы здесь достигает 18 млн лет) и уменьшается далее до $q = 50 \text{ мВт/м}^2$ на расстоянии около 3000 км от оси для возраста литосферы ~ 60 млн лет (см рис. 17.5 б). Амплитуда рельефа, определяемая от уровня поверхности литосферы возраста ~ 60 млн лет (т.е. на расстоянии около 3000 км от оси), составляла около 2,2 км и уменьшалась до 1,15 км на расстоянии 900 км от оси (рис 17.5 а). Характерно, что около 260 м в упомянутую амплитуду рельефа на оси вносит граница фазового перехода «плагноклазовый/пироксеновый перидотит», тогда как более глубокий переход «пироксеновый/гранатовый перидотит» вносит вклад в рельеф менее 40 м. Можно отметить также, что толщина литосферы, определенная по кривой солидуса, увеличивается от значений 5,2 км на оси до 32 км на расстоянии 900 км (т.е. на месте будущего рифтогенеза с последующим образованием центра спрединга на литосфере возраста 18 млн лет). Эта толщина составляет уже 56 км на расстоянии 3000 км от оси (см. рис. 17.5а). Расчеты показывают, что после того, как возник и продолжал свое действие новый центр спрединга (ВТП), область повышенного рельефа, сопутствующая осевой зоне, становилась шире (ее полуширина, составлявшая около 140 км 4,5 млн лет назад, достигала 250 км 2,5 млн лет назад). Амплитуда рельефа осевой части отмершего хребта Галапагосского поднятия уменьшилась за этот же интервал времени на 280 и 470 м, а мощность литосферы возросла от значения 5,5 км до 15 и 20 км соответственно.

На рис. 17.5б представлена ситуация на настоящий момент времени, т.е. после 6,5 млн лет действия нового и такого же срока остывания старого хребта. За это время в результате деятельности нового центра спрединга ВТП расстояние между осями старого и нового хребта достигло 1400 км. Поднятие рельефа поверхности дна осевой зоны активного хребта (возраст литосферы $t=0$) по отношению к рельефу участка литосферы с возрастом ≈ 53 млн лет, удаленного от оси на 2000 км, составляет около 2,2 км (из них фазовые переходы дают около 270 м).

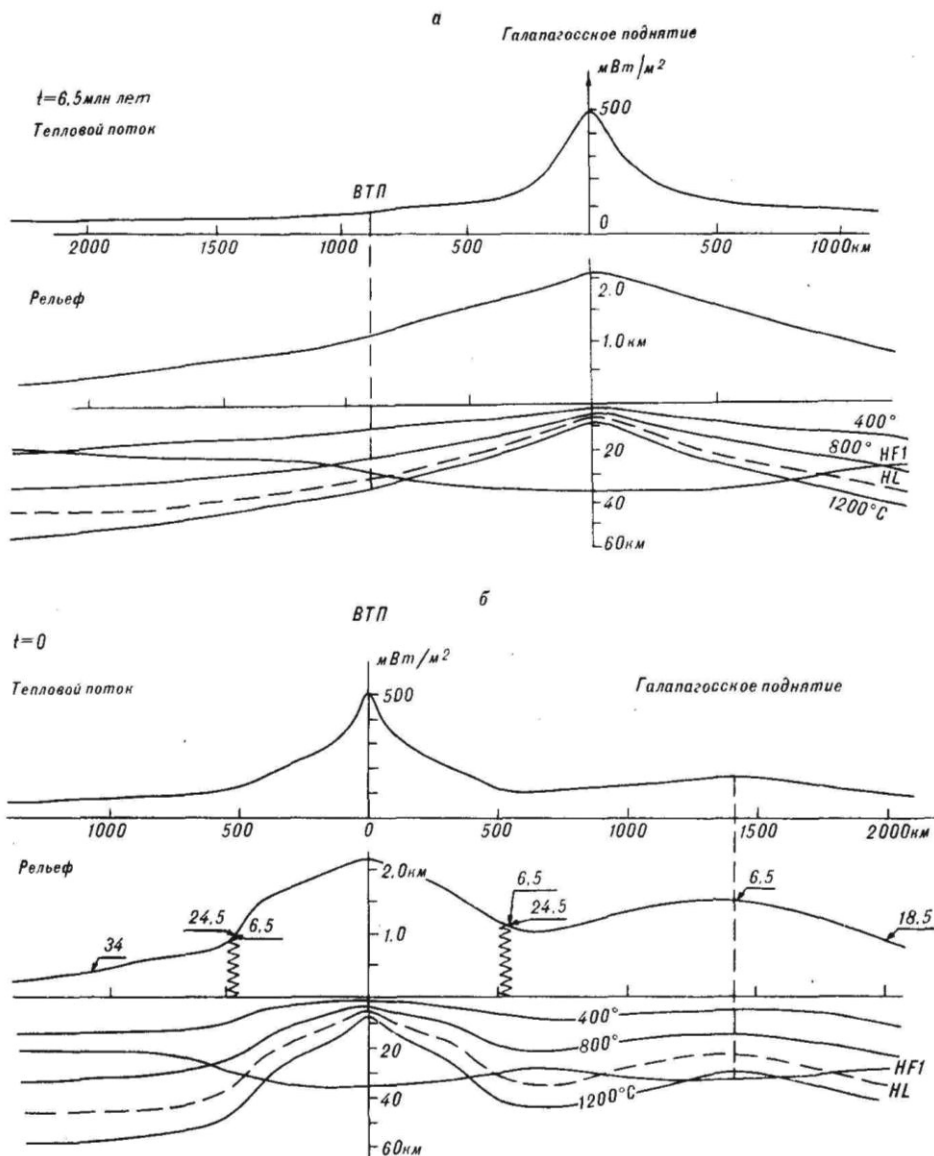


Рис. 17.5. Эволюция термического режима литосферы, теплового потока и рельефа дна при перескоке оси спрединга Галапагосского поднятия (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину):

HL — подошва литосферы; HF — граница фазовых переходов (см. текст);
а — начальный этап, на время 6,5 млн лет назад; б — настоящее время

Несколько подробнее остановимся на строении литосферы шовных зон или областей контакта разновозрастных блоков литосферы. Для удобства на рис. 17.5 б, в той части, где приводится рельеф, стрелками показан воз-

раст соответствующих участков литосферы. Обращает внимание резкий перепад «термического» регионального рельефа в пределах шовных зон. Он составляет около 1000 м на расстояниях 150–200 км в окрестности контакта блоков литосферы с возрастами 24,5 и 6,5 млн лет. Этому перепаду на рис. 17.5б отвечает резкое погружение изотерм от более горячего, более молодого блока ВТП в сторону блока Галапагосского поднятия с более древней океанической литосферой. Расчеты показывают, что крутизна рельефа и погружение изотерм в пределах шовных зон уменьшаются с увеличением времени, так как процессы теплообмена между соседними блоками литосферы приводят к сглаживанию контраста в морфологических и тепловых характеристиках в пределах этих зон. Однако и в настоящее время этот контакт остается достаточно выраженным (см. рис. 17.1 б).

Суммируя приведенное выше, можно сказать, что тектоническая модель развития района, принятая на основании изучения магнитных аномалий и рельефа дна Галапагосского и Восточно-Тихоокеанского поднятий, находит подтверждение и в теоретических расчетах теплового режима литосферы, в частности в амплитуде и характере изменения рельефа дна и поверхностного теплового потока изучаемого района, включая и генеральный рельеф зон контакта старого и вновь образованного блоков литосферы.

17.1.2. Перескок оси спрединга хребта Математиков

Более сложная модель эволюции термического режима литосферы представлена на примере перескока оси хр. Математиков. Этот район изучен лучше, чем Галапагосское поднятие. Палеогеодинамические реконструкции развития района построены преимущественно на основании батиметрических и магнитных данных. С перескоком оси спрединга хр. Математиков связывают ряд отчетливо выраженных в современном рельефе морфотектонических структур. К ним относятся палеоспрединговый хр. Математиков, новый центр спрединга — участок ВТП, а также две сопряженные шовные зоны — Моктесума и Мичоакан (рис. 17.2).

Анализ линейных аномалий, проведенный вдоль профиля 2810 (см. рис. 17.2 б), согласуется со следующей историей развития района. Вплоть до 8 млн лет назад палеохребет Математиков относился к центрам быстрого спрединга с полускоростью раскрытия $V_{1/2} \approx 65$ мм/год. В период с 8 до 4,2 млн лет назад происходило постепенное уменьшение скорости раскрытия до значений $V_{1/2} \approx 45$ мм/год, с 4,2 до 3,5 млн лет началось существенное замедление спрединга вплоть до его прекращения. Непосредственно перед затуханием спрединга был небольшой период медленного раздвижения. Этот факт согласуется с наличием сильно расчлененного рельефа в осевой зоне палеохребта и выраженной рифтовой долины. Это

же находит подтверждение и в составе пород относительно свежих базальтов, изливавшихся в последнюю стадию затухания спредингового хребта и драгированных с внутренних склонов рифтовой долины хр. Математиков.

Одновременно с прекращением спрединга на хр. Математиков в 450 км к востоку возник участок нового центра спрединга (ВТП). Место его заложения 3,5–6,5 млн лет назад в пределах старой океанической литосферы плиты Фаралон возраста 8 млн лет отмечено в современном рельефе дна шовными зонами Моктесума и Мичоакан, симметричными относительно новой оси ВТП. В рельефе шовные зоны представляют собой сложную систему желобов и хребтов (см. рис. 17.2 б). В пределах этих зон осуществляется контакт молодой литосферы, образованной на ВТП, со старым остывшим блоком литосферы, сформированным на хр. Математиков. Изучение батиметрии и магнитных аномалий в районе 16°–17° с.ш. по профилям, пересекавшим шовную зону Моктесума, показало, что для участков коры, сформированных в процессе быстрого спрединга с $V_{1/2} \approx 4$ 0–45 мм/год, характерен сглаженный пологий рельеф, в то время как для участков медленного спрединга с $V_{1/2} < 3$ см/год характерен грубый, изрезанный рельеф (см. рис. 17.2 б). Более того, длительность периода медленного спрединга, предшествовавшего его полному затуханию, уменьшалась к северу по простиранию шовной зоны Моктесума. Это находит отражение в уменьшении ширины зоны с грубым рельефом к северу от 15° с.ш. Характерно, что узкая зона, в пределах которой скорости спрединга меняются от малых значений до относительно больших, служит одновременно и морфологической границей между областями с грубым резко расчлененным и относительно сглаженным рельефом дна.

Эволюционная модель перескока оси спрединга хр. Математиков представлена в виде поперечных профилей на рис. 17.6. Как отмечалось выше новый центр спрединга возник в пределах правого крыла старого хр. Математиков на коре с возрастом 8 млн лет около 6,5 млн лет назад. При моделировании этапа эволюции литосферы в период с 6,5 по 3,5 млн лет возникает дополнительная трудность, связанная с необходимостью учитывать одновременное действие двух центров спрединга — старого (хр. Математиков) и молодого (участок ВТП). При этом старый хребет снижает свою активность, а молодой наращивает.

Эволюция литосферы региона, представленная на рис. 17.7 дает возможность проследить за изменением распределения поверхностного теплового потока, рельефа, мощности и термического режима литосферы, начиная с момента зарождения нового центра спрединга (ВТП) 6,5 млн лет назад по настоящее время. Распределение теплового потока Q 6,5 млн лет назад сравнительно плавно изменяется (см. рис. 17.7 а). Значение теплового потока на оси принималось равным 500 мВт/м², что соответствовало

возрасту осевого участка литосферы около 1 млн лет и толщине литосферы 5,2 км, — значение, близкое к наблюдаемым. На рис. 17.7а показан рельеф относительно поверхности дна участка литосферы с возрастом 32 млн лет, отстоящего от оси спрединга на 2000 км. Следует отметить, что к настоящему времени возраст этого участка увеличивается на 6,5 млн лет, а его поверхность проседает примерно на 170 м. Это находит отражение, в частности, в изменении амплитуды рельефа осевых зон хребтов с момента времени 6,5 млн лет назад до современного.

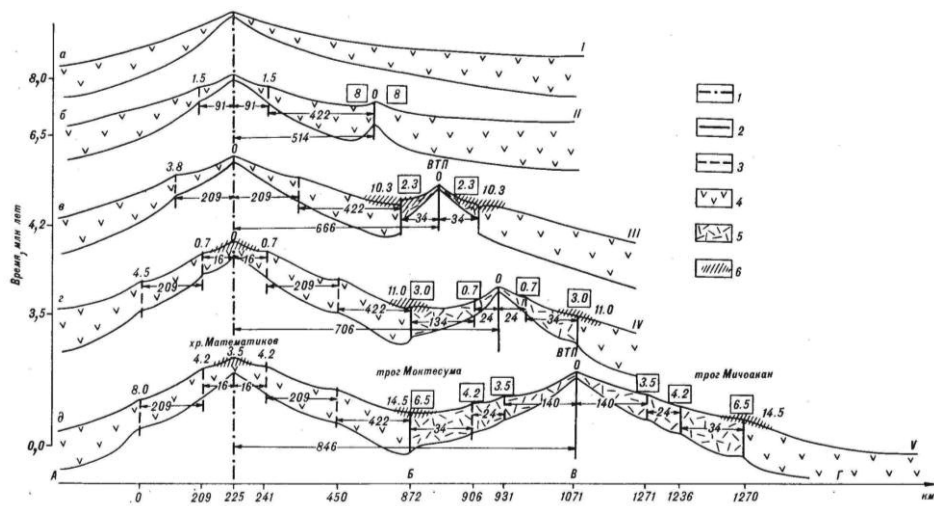


Рис. 17.6. Схема эволюции литосферы при перескоке оси спрединга хр. Математиков и образования сегмента ВТП:

1 — ось палеоспрединга хр. Математиков; 2 — ось спрединга ВТП; 3 — зоны изменения скорости спрединга; 4 — кора, сформированная на хр. Математиков; 5 — кора, сформированная на ВТП; 6 — область грубого рельефа в шовных зонах. Цифры указывают значения возраста коры в млн лет

На рис. 17.7 б показан результат первого этапа рифтогенной активности нового центра спрединга, когда 35 км новой коры были созданы за период с 6,5 млн лет до 4,2 млн лет назад со скоростью раскрытия, линейно возрастающей от 0 до 3 см/год. В этот момент шовные зоны, как и сама область вновь образованной литосферы, были узкими (менее 100 км по ширине), а горизонтальные градиенты рельефа, соответственно, большими. Мощность литосферы резко возрастает от 5,2 км на оси хребта до 25–30 км на расстояниях менее 50 км от оси. Прилегающие к шовным зонам Моктесума и Мичоакан участки литосферы, созданные в начальный период медленного спрединга, должны были характеризоваться грубым рельефом. Эти участки отмечены на рис. 17.6 штриховкой. Следующий этап (см. рис. 17.6г и 17.7в) добавляет к области новой литосферы еще 25 км. Спрединг в пределах старого хребта затухает. Заметно (по сравнению

с рис. 17.7 б) расширяется зона контакта старой и новой литосферы (шовная зона). И наконец, рис. 17.6 д и 17.7 г иллюстрируют ситуацию на настоящее время. Область вновь образованной литосферы расширялась до 400 км. Горизонтальные градиенты рельефа поверхности и глубин подошвы литосферы уменьшились, но все же перепад рельефа и толщины литосферы в пределах шовных зон остается заметным из-за меньшей разницы в возрастах блоков литосферы. Интервал от 3,5 млн лет назад до настоящего времени в данной модели был периодом остывания старого хр. Математиков. За это время тепловой поток на оси палеохребта Математиков снизился от 500 до 210 мВт/м², а толщина литосферы возросла от 5,2 до 18 км. Высота рельефа в осевой зоне за 3,5 млн лет остывания должна была сократиться примерно на 400 м. Однако последнее не подтверждается наблюдением в профиле дна (см. рис. 17.2 б). Здесь амплитуда рельефа в осевой зоне старого хребта практически не отличается от амплитуды осевой зоны нового центра спрединга. Повышенный рельеф осевой зоны старого центра спрединга можно объяснить, предполагая тепловой подогрев (активизацию или подплавление) с интенсивностью, близкой к интенсивности осевой зоны активной зоны спрединга, но при скорости растяжения литосферы, близкой к нулю. В этом случае в пределах осевой зоны старого центра спрединга (хр. Математиков) следует ожидать появление узкой зоны грубого рельефа с амплитудой, близкой к амплитуде активной части (ВТП), как и наблюдается на рис. 4б. В качестве подтверждения такой ограниченной тепловой активизации можно рассматривать недавний вулканизм на островах северной оконечности осевой зоны старого хр. Математиков.

Рассмотренная модель позволяет представить общий характер изменения рельефа, теплового потока и термического состояния литосферы района со столь сложным развитием, включающим перескок хребта Математиков. Полученный в модели рельеф, в частности, неплохо согласуется с наблюдаемым во всем изучаемом районе за исключением узкой зоны в окрестности старого центра спрединга, где есть основание предполагать частичную тепловую активизацию без видимых признаков спрединга (см. ниже).

Таким образом, перескок оси спрединга предполагает формирование нового отрезка срединно-океанического хребта на старой океанической литосфере. Этот процесс включает следующие основные стадии (рис. 17.2): 1) рифтогенез на старой океанической литосфере, сопровождаемый ее растяжением и утонением, воздыманием и сводообразованием вследствие подъема высокотемпературного мантийного материала; 2) переход от рифтинга к спредингу с формированием новой океанической коры на новом спрединговом хребте и замедлением скорости спрединга на старом хребте; и, наконец, 3) установившийся спрединг на новом сегменте

СОХ и прекращение спрединга на старом СОХ. Молодая океаническая кора, формирующаяся на новом спрединговом хребте, припаивается к более древней и мощной океанической литосфере, сформированной на старом спрединговом хребте.

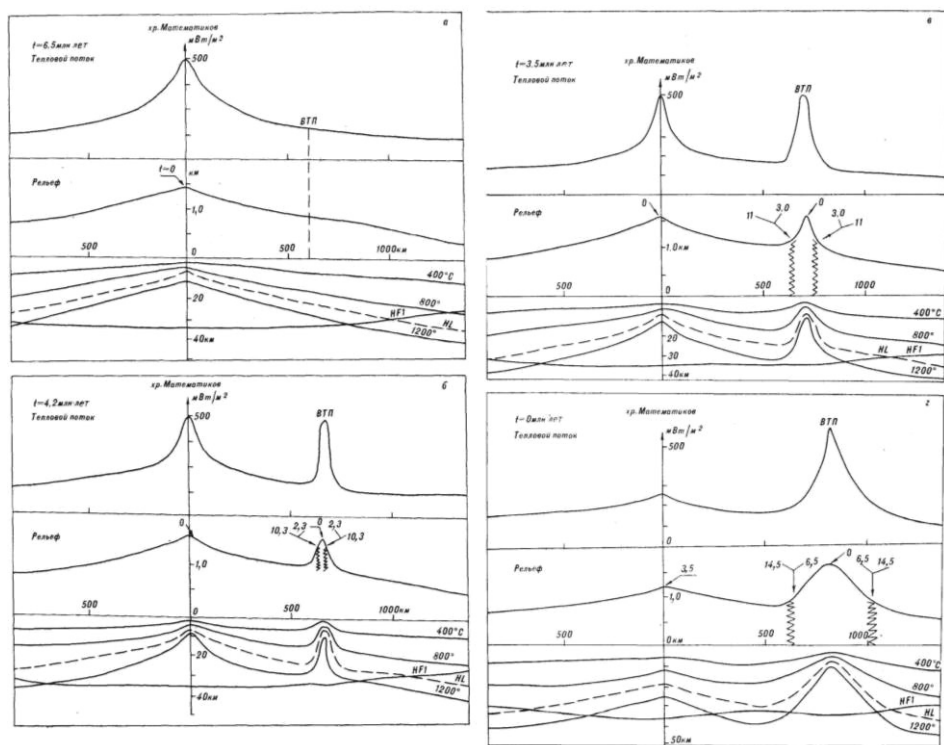


Рис. 17.7. Эволюция термического режима литосферы, теплового потока и рельефа дна при перескоке оси спрединга хребта Математиков (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину). Усл. обозначения см. на рис. 17.5

17.2. Палеограницы плит, образованные при продвижении спредингового хребта

Другая возможность формирования палеодивергентных шовных зон подобного типа, следствием которой нередко является перескок спредингового хребта, связана с продвижением нового центра спрединга в пределы старой океанической литосферы. В этом случае наблюдаются две сопряженные шовные зоны термической спайки, названные Р. Хейем «псевдоразломами». Эти наклоненные к продвигающейся оси спрединга и симметричные относительно нее шовные зоны лучше всего изучены на примере продвигающегося Галапагосского центра спрединга. Здесь они отчетливо выделяются в рельефе дна и разделяют блоки литосферы с су-

щественно различной картиной простирающихся линейных магнитных аномалий (рис. 17.8). Примером шовных зон, сформированных при пропагетинге Юго-Восточного Индийского спредингового хребта к западу и расположенных симметрично относительно этого хребта, могут служить трог Диамантина и сопряженный с ним трог Лабуан, ограничивающий плато Кергелен с северо-востока.

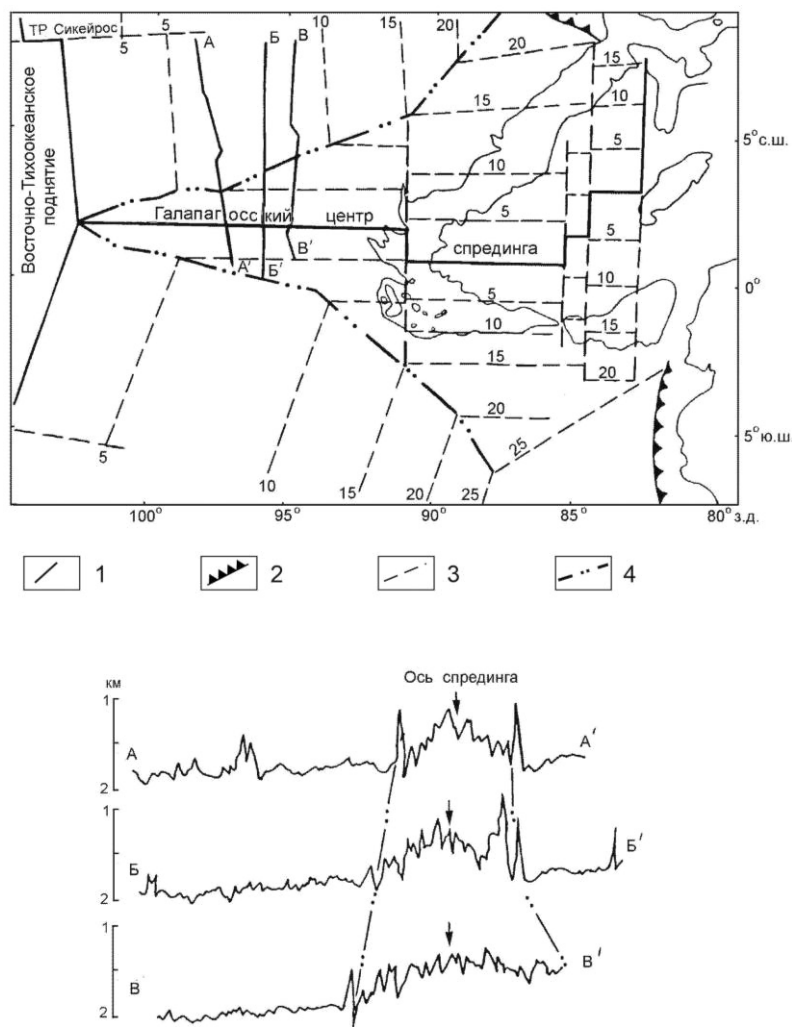


Рис. 17.8. Положение в плане, распределение изохрон (в млн лет,верху) и рельеф дна (внизу) палеодивергентных границ, сформированных при продвижении Галапагосского центра спрединга (по R. Ней):

1 — активные оси спрединга; 2 — зоны субдукции; 3 — линейные магнитные аномалии; 4 — шовные зоны контакта литосферных блоков, сформированных при продвижении Галапагосского центра спрединга

Следует отметить, что шовные зоны, образованные при перескоке оси спрединга, и псевдоразломы, сформированные при продвижении нового спредингового хребта, сходны по своей генетической сути, если вновь образующийся спрединговый хребет имеет близкое простирание к отмирающему хребту (например, упомянутые выше шовные зоны Бауэр и Антибауэр, Моктесума и Мичаокан, см. рис. 17.1, 17.2). Но они могут иметь и явные различия в простирании, как, например, в случае Галапагосского спредингового хребта. Здесь новообразованная на Галапагосском центре спрединга кора примыкает к коре, сформированной на Восточно-Тихоокеанском поднятии, имеющей совершенно иной структурный план, отраженный в рельефе дна и простирании линейных магнитных аномалий. И этот контакт блоков литосферы, сформированных на разных спрединговых хребтах, останется навсегда запечатленным в структуре внутриплитной коры.

Как отмечалось выше, во многих случаях рифтовые зоны формируются, продвигаясь в пределы старой океанической литосферы, разрушая ее кору, приводя к перескокам оси спрединга или образованию псевдоразломов. Однако, в отличие от континентального рифтогенеза, океаническая кора более однородна по составу, поэтому при развитии нового рифта в пределах океанической литосферы будет меньшая вероятность его встречи с разного рода структурно-реологическими неоднородностями, затрудняющими продвижение, по сравнению с рифтами на континентах. Но в обоих случаях существует общее геодинамическое следствие процесса продвижения рифта, сопровождаемого перескоком оси спрединга, заключающееся в том, что формируются шовные зоны термической спайки, разделяющие разновозрастные и гетерогенные блоки литосферы: в случае континентального рифтинга — континентальную и океаническую литосферы (это переходные зоны от континента к океану), а в случае океанического рифтинга — это шовные зоны, разделяющие блоки океанической литосферы, по геодинамическому смыслу представляющие собой, аналоги переходных зон, только для коры и литосферы, сформированных на разных спрединговых хребтах.

17.3. Палеограницы плит, сформированные при эволюции тройных соединений

Еще один тип палеодивергентных границ плит представляют собой шовные зоны, связанные с функционированием центра спрединга, имеющего простирание, существенно отличное от простирания уже действующего центра спрединга. Формирование таких шовных зон, видимо, связано с зонами тройных сочленений, где новая океаническая кора, образующаяся на одной или нескольких спрединговых ветвях, припаивается к старой океани-

ческой литосфере. Эти шовные зоны имеют характеристики, сходные с предыдущими типами, за исключением того, что простираение линейных магнитных аномалий по разные стороны от шовной зоны существенно различно. Современным примером такой ситуации может служить тройное соединение Родригес, где соединяются три спрединговых хребта (рис. 12.3): Юго-Восточный Индийский хребет ($V_{\text{сред}} = 5,8\text{--}7,6$ см/год), Центральный Индийский хребет ($V_{\text{сред}} = 3,6\text{--}5,5$ см/год) и Юго-Западный Индийский хребет ($V_{\text{сред}} = 1,7$ см/год). Различное простираение серий линейных магнитных аномалий и номера аномалий свидетельствуют о том, что океаническая кора формировалась на разных спрединговых хребтах и в разное время (рис. 12.3), а геоморфологическая выраженность шовных зон отражает сложную тектономагматическую эволюцию этого тройного соединения или его отдельных спрединговых ветвей.

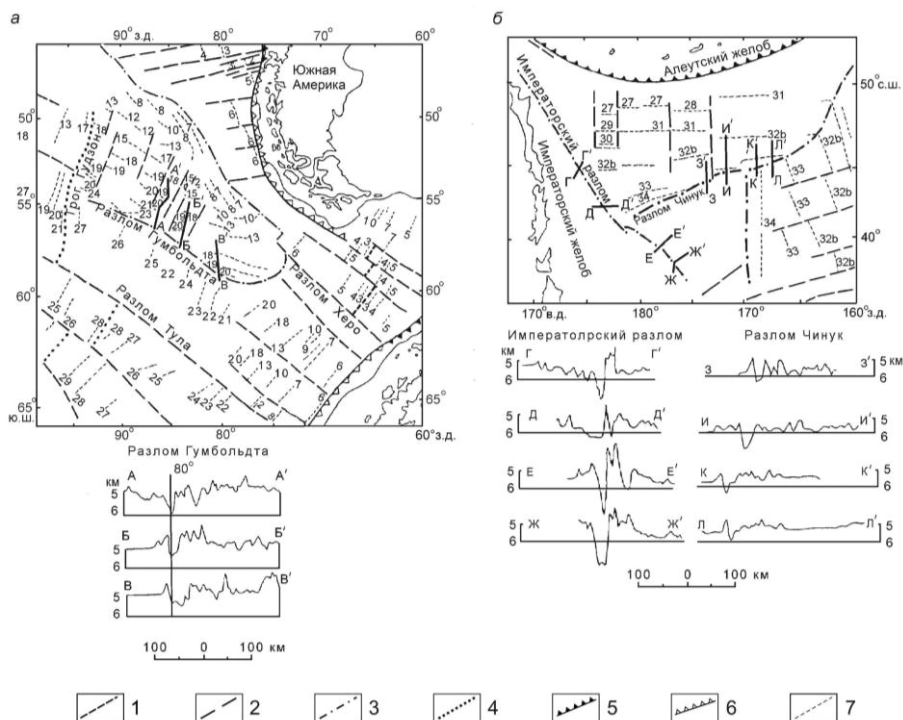


Рис. 17.9. Положение в плане, распределение линейных магнитных аномалий и рельеф дна разлома Гумбольдта (а) (по Cande et al.), Императорского разлома (по Reid) и разлома Чинук (б) (по Mammerix, Sharman):

1 — ось палеоспредингового хребта, 2 — разломные зоны, 3 — шовные зоны, сформированные при эволюции тройных соединений, 4 — шовные зоны контакта литосферных блоков, сформированных на разных спрединговых хребтах при перескоке оси спрединга; 5 — зоны субдукции, 6 — зоны палеосубдукции, 7 — линейные магнитные аномалии

Шовные зоны, являющиеся следами древних тройных соединений, выраженные как в батиметрических, так и в палеомагнитных данных, фиксируются в окрестности поднятия Шатского в северо-западной части Тихого океана, в районе Большого магнитного изгиба в северо-восточной части Тихого океана. Такие структуры, как разлом Гумбольдта в юго-восточной части Тихого океана, а возможно, Императорский разлом и разлом Чинук в северной части Тихого океана, также могут являться следами палеотройных соединений (рис. 17.9). Все шовные зоны этого типа отчетливо выделяются в рельефе дна в виде глубокого желоба и сопутствующих хребтов. Для них характерна спайка разновозрастных блоков литосферы с корой, генерированной в центрах спрединга с различным простиранием и временами активного действия.

Рассмотренные три последних типа палеодивергентных границ фиксируются в рельефе дна в виде регионального уступа, разделяющего участки литосферы, погруженные на разные глубины, вследствие различия их возраста. Различие в возрасте и эволюции блоков литосферы запечатлевается в картине простирания и последовательности линейных магнитных аномалий, отличной для каждого из рассмотренных типов.

17.4. Палеоспрединговые хребты

Под палеоспрединговыми хребтами будем понимать участки палеодивергентных границ плит, вдоль которых в геологическом прошлом происходили спрединг и аккреция океанической коры. Структуры палеоспрединговых хребтов широко распространены в пределах океанической литосферы. Как правило, они приурочены к районам глубоководных котловин и краевым морям. В первом случае палеоспрединговые хребты формировались в результате перестройки движения литосферных плит и изменения полей напряжений, нередко связанных с проявлениями плюмовой активности. Такая перестройка часто сопровождалась «перескоками» оси спрединга: возникновением нового центра спрединга на старой океанической литосфере и отмиранием старого хребта.

Благоприятные геодинамические условия для формирования палеоспрединговых хребтов в результате «перескока» оси спрединга возникают также в районах, где активный спрединговый хребет приближается к зоне субдукции андийского типа. В этом случае приближение молодой, более горячей, обладающей положительной плавучестью литосферы к зоне субдукции затрудняет собственно процесс субдукции и часто приводит к ее прекращению, отмиранию спредингового хребта и формированию нового центра спрединга на наиболее ослабленном участке старой океанической литосферы. Развитие восточной и юго-восточной частей Тихого океана и окраин западной Антарктиды и Южной Америки может служить иллюстрацией такой последовательности событий.

Примерами палеоспрединговых хребтов являются: хребет Математиков, Галапагосское поднятие, Тихоокеанско-Гваделупский палеоспрединговый хребет хребты Мальпело и Буэнавентура, расположенные чуть южнее Галапагосского центра спрединга в Панамском бассейне, хребет Алук в районе пролива Дрейка, Магелланов трог, Лабрадорский хребет, хребет Эгир в Норвежской котловине Полярной Атлантики, хребет Агульяс в Южной Атлантике, палеоспрединговые хребты Гаскойн и Сонне в котловинах Гаскойн, Арго вблизи западной окраины Австралии и др. (табл. 17.1).

Таблица 17.1

Палеоспрединговые хребты
(по Дубинин, Ушаков)

Хребет (расположение)	Время начала спрединга, млн лет (номер магнит- ной аномалии)	Время заверше- ния спрединга, млн лет (номер магнит- ной аномалии)	Полускорость спрединга, см/год
Эгир (Норвежско-Гренландское море)	58 (23)	27–25 (7)	Медленная
Лабрадорский (Лабрадорское море)	84 (34)	49–36 (21–13)	0,7–0,5
Математиков (Восток Тихого океана)	> 8	3,5	6,5–2,5
Галапагосское поднятие (плита Наска)	18 (?)	6,5	5
Буэнавентура-1 (Панамский бассейн)	22 (6A)	18 (5E)	0,7–2,1
Буэнавентура-2 (Панамский бассейн)	16,3 (5C)	11,8 (5)	0,33
Агульяс	80	60	
Алук (Юго-Восток Тихого океана)		4,5–4,0 (3)	2,2
Арго (котловина Арго)	140 (M14)	130 (M10)	3,0
Гаскойн (котловина Гаскойн)	130 (M10)	95	1,6–2,7
Магелланов трог (Центральный Тихоокеанский бассейн)	126 (M11)	121 (M9)	3,9 (1,1–6,3)
Палеоспрединговый хребет (Ко- ралловое море)	64 (28)	56 (>24)	2,4
Палеоспрединговый хребет (Тасманово море)	77 (33)	57 (24)	6,8
Паресе Вела (Филиппинское море)	30 (10)	17 (5D)	2,9 (2,4–3,0)
Палеоспрединговый хребет (Южно-Китайское море)	32 (11)	16–17 (5C–5D)	1,7–2,0

Во втором случае, в районах краевых морей, палеоспрединговые хребты также широко распространены, но их генетическая природа связана с задуговым спредингом и растяжением литосферы краевых морей. В качестве примеров можно привести палеоспрединговые хребты в Коралловом море, в Тасмановом море, хребет Паресе Вела в Филиппинском море, палеоспрединговый хребет в Южно-Китайском море.

В пределах океанической литосферы палеоспрединговые хребты фиксируются (рис. 17.1, 17.2, 17.10): а) в симметричной структуре линейных магнитных аномалий, свидетельствующих о времени прекращения спрединга, о скоростях раздвижения на заключительных этапах спрединга и об основных стадиях эволюции спредингового хребта; б) в изрезанности рельефа фундамента, причем чем больше времени прошло с момента прекращения спрединга, тем эти морфологические нарушения будут менее контрастны; в) в характерном минимуме гравитационных аномалий над осевой зоной, обрамленном, как правило, симметричными относительно его оси положительными аномалиями; г) в наличии неоднородностей в коре, отмечаемых с помощью сейсмических методов.

Строение литосферы палеоспрединговых хребтов и их выраженность в рельефе дна и аномальных геофизических полях зависит от времени развития хребта, а точнее, от трех основных факторов: 1) длительности периода активного спрединга; 2) изменения скорости спрединга, особенно на заключительных этапах активного функционирования спредингового хребта; 3) интервала времени, прошедшего с момента прекращения спрединга.

В эволюции термической структуры литосферы, рельефа дна и геофизических аномалий при «отмирании» спредингового хребта можно выделить три этапа. Первый — активный этап, связан с замедлением скорости раздвижения, вплоть до полного прекращения спрединга. Уменьшение скорости спрединга и периодичности магматических излияний в тектономагматическом цикле сопровождается значительными изменениями структуры коры рифтовой зоны и ее геофизических характеристик (см. раздел 11). Морфотектоника и глубинная структура рифтовой зоны быстрораздвигающихся хребтов на этом этапе в существенной степени зависят от эволюции коровой магматической камеры, ответственной за конкретные извержения в тектономагматическом цикле. Сейсмические данные и результаты численного моделирования свидетельствуют о том, что чем меньше скорость спрединга, тем менее выраженной будет осевая магматическая камера и тем более контрастным будет рельеф осевой зоны и толще хрупкий слой литосферы. Второй — переходный этап предполагает прекращение спрединга и характеризуется растяжением литосферы, но уже без формирования новой коры. Процессы серпентинизации перидотитов на этих двух этапах развития могут играть существенную роль и в значительной степени влиять на рельеф дна и глубинную структуру палеоспрединговых хребтов.

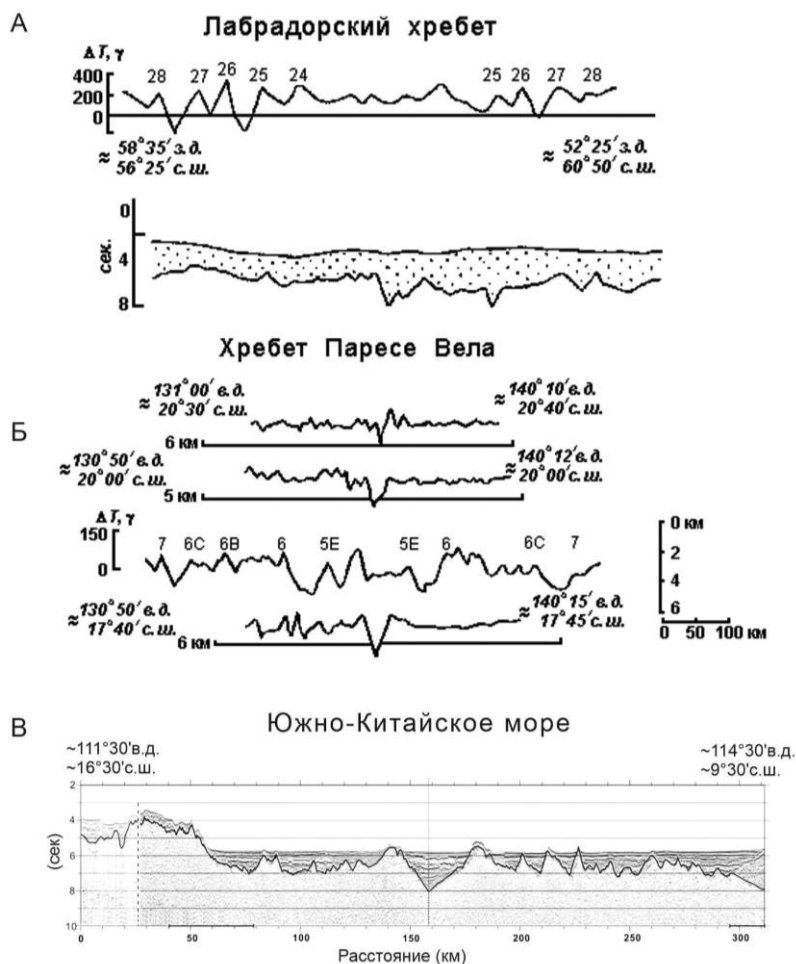


Рис. 17.10. Палеоспрединговые хребты:

А — сейсмические и магнитные профили через Лабрадорский хребет (по Srivastava et al.);
 Б — батиметрические и магнитные профили через хребт Паресе-Вела в Филиппинском море (по Mrozowski, Hayes); В — сейсмический профиль через палеоспрединговый хребт в Южно-Китайском море (по Yu et al.)

Третий — пассивный этап эволюции палеоспрединговых хребтов характеризуется прекращением растягивающих напряжений и предполагает изменение поля температур в литосфере и заглубление кровли астеносферы под рифтовой зоной СОХ. Следствием этого процесса будет увеличение толщины литосферы, понижение уровня рельефа фундамента, скрываемого под толщей осадков, уменьшение величины теплового потока и амплитуды гравитационных аномалий палеоспредингового хребта. Причем, чем больше времени пройдет с момента прекращения активного спрединга, тем более существенными будут эти изменения. Если произойдет отмирание молодого развивающегося океанического рифта, не являющегося еще дивергентной границей между плитами, то в пределах океанической литосферы мы будем наблюдать структуру типа авлакогенов. Возможным примером неразвившегося палеорифта в пределах океанической платформы, видимо, может служить трог Кинг в Атлантическом океане.

17.4.1. Палеоспрединговый хребет Эгир

Выделение палеоспредингового хребта Эгир в Норвежской котловине было основано на асимметричном положении активного спредингового хребта Кольбенсей в Норвежско-Гренландском море и на асимметричном распределении линейных магнитных аномалий в Норвежском бассейне. Позднее В. Джанг и П. Фогт на основании батиметрических, магнитных и гравитационных исследований выявили симметричную долину, которую интерпретировали как ось отмершего спредингового хребта (рис. 17.11 а).

Эти исследователи идентифицировали магнитные аномалии от 23 (58 млн лет) до 7 (27 млн лет) и установили асимметричное веерообразное их распределение относительно спредингового хребта, что предполагает вариацию скоростей спрединга вдоль простирания его оси. Линейные магнитные аномалии и результаты глубоководного бурения DSDP скв. 337 подтвердили, что прекращение спрединга на этом хребте произошло 25 млн лет назад во время аномалии 7. С помощью сейсмических методов было установлено, что в центральной части палеоспредингового хребта Эгир толщина осадков варьирует от 900 до 1400 м.

Доказательства присутствия глубинных аномальных тел под осью палеоспрединга получены из анализа аномального гравитационного поля. В аномалиях в свободном воздухе отмечается четкий минимум над осью палеоспрединга амплитудой до -50 мГал и два максимума (максимальные значения $+75$ мГал), обусловленные поднятиями бортов долины на обеих сторонах хребта (рис. 17.11 б). Гравитационный минимум на оси палеоспредингового хребта связывают с наличием в базальтовом слое аномального тела, которое может представлять реликт магматической камеры.

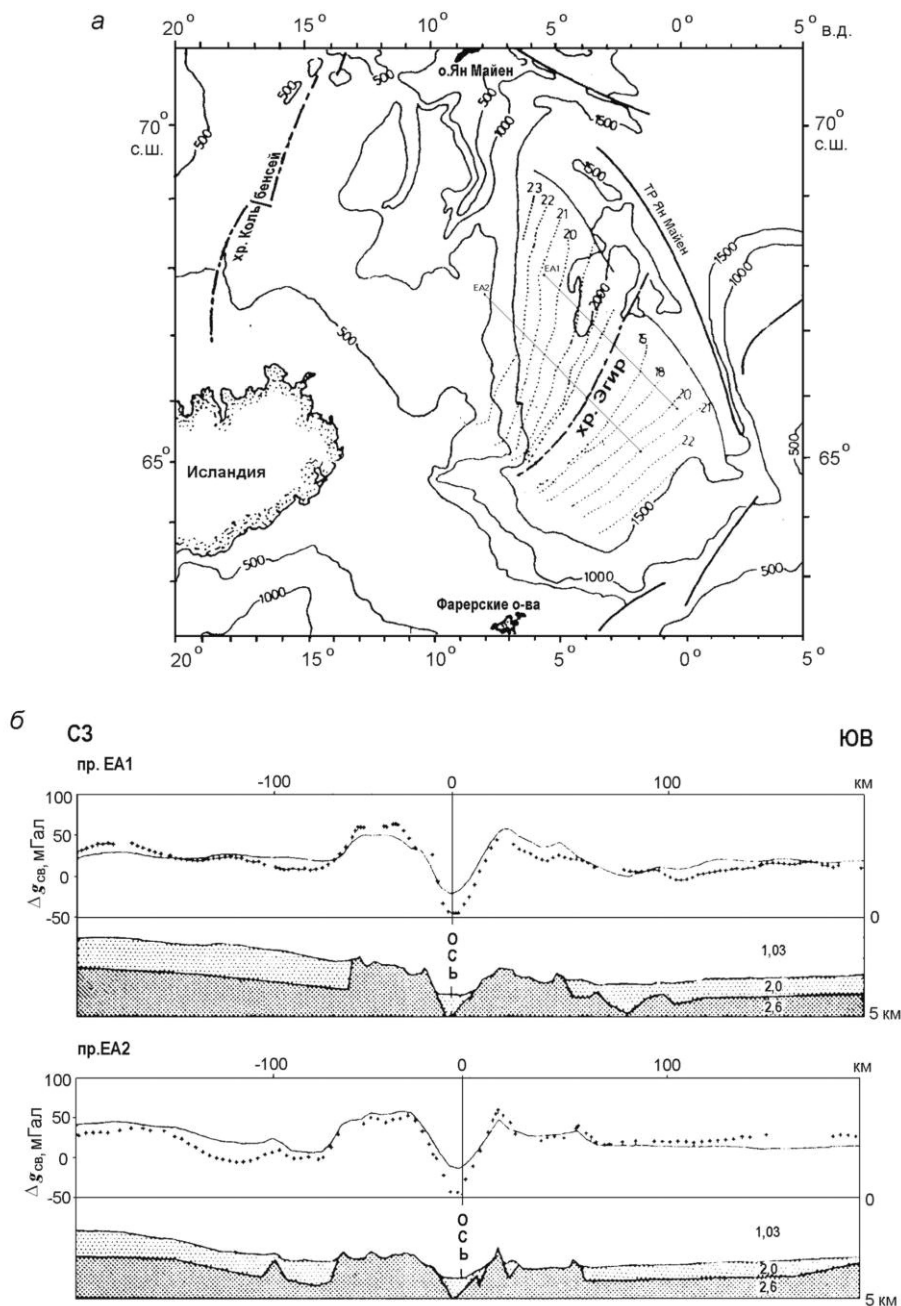


Рис. 17.11. Геофизическая характеристика палеоспредингового хребта Эйгир:

а — распределение главных структурных элементов и линейных магнитных аномалий в Норвежском бассейне (по Unselmann-Neben et al.); б — глубинные разрезы и гравитационные аномалии (наблюдаемые — сплошной, вычисленные — пунктирной линией) (по Gronlie, Talwani)

Это предположение подтверждают сейсмические эксперименты, фиксирующие аномальную структурную зону на глубинах на 3,7 км ниже уровня дна со скоростями сейсмических волн ($V_p = 7,4 \div 7,5$ км/с) слишком высокими для базальтового слоя, но слишком низкими для мантийного материала. Соответствия между наблюдаемыми и вычисленными аномалиями гравитационного поля можно достичь, предполагая, что в осевой зоне хребта Эгир присутствуют осадки толщиной 5 км, но такое допущение маловероятно. Еще одно объяснение наблюдаемого минимума $\Delta g_{\text{св}}$ — присутствие серпентинитовых пород с пониженной плотностью в палеорифтовой зоне.

17.4.2. Изменение термической структуры литосферы после прекращения спрединга

В данном разделе рассмотрены примеры двух описанных выше палеоспрединговых хребтов — древнего Лабрадорского и молодого — хребта Математиков. Выбор именно этих хребтов для более детального рассмотрения обусловлен имеющимися для них достаточно представительными геолого-геофизическими данными. Кроме того, оба хребта — типичные палеоспрединговые, различающиеся по своему генезису и особенностям эволюции литосферы. Это дает возможность проиллюстрировать разнообразие геодинамических процессов на разных этапах развития хребтов и установить как минимум четыре основных отличия в их эволюции:

1) Лабрадорский палеоспрединговый хребет существенно более древний, чем хребет Математиков (см. таблицу 17.1);

2) Лабрадорский спрединговый хребет сформировался в результате раскола континентальной литосферы, а хребет Математиков — океанической;

3) Лабрадорский хребет развивался в условиях медленного спрединга, в то время как хребет Математиков на этапе активного спрединга характеризовался быстрыми скоростями раздвижения;

4) процесс перехода от ультрамедленного спрединга к его прекращению и последующему пассивному остыванию в Лабрадорском хребте произошел, видимо, довольно быстро, в то время как на хребте Математиков этот этап продолжался более длительный период времени (около 3,5 млн лет) и продолжается в настоящее время. Кроме того, этот процесс на хребте Математиков происходит в присутствии термической аномалии и активного вулканизма в осевой зоне.

Лабрадорский палеоспрединговый хребет. Формирование бассейна Лабрадорского моря связано с расколом Канадско-Гренландского блока Лавразии в раннем мелу и последующим спредингом на Лабрадорском хребте. История спрединга в Лабрадорском море фиксируется распределением линейных магнитных аномалий (рис. 17.12 а). Спрединг в Лабрадорском море начался 92 млн лет назад. К югу от разломной зоны Картрайт

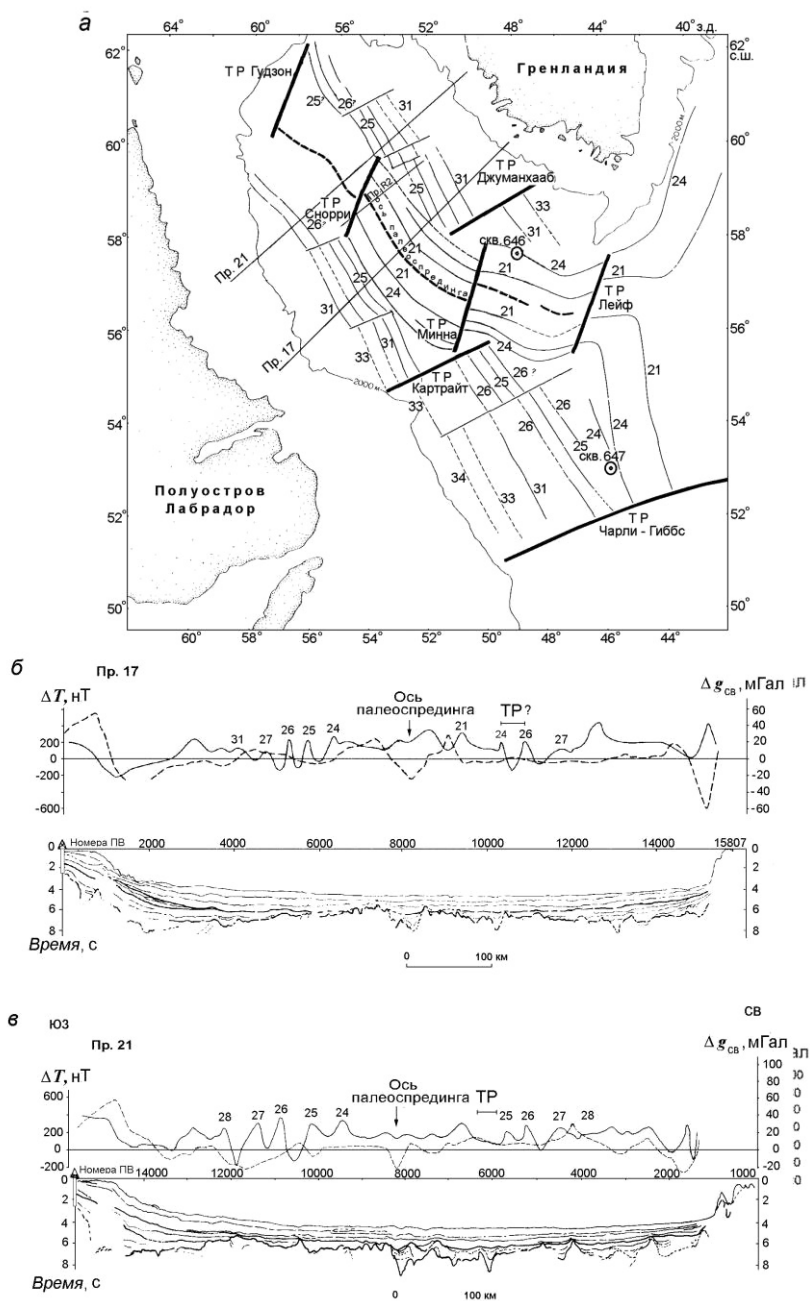


Рис. 17.12. Геофизическая характеристика Лабрадорского палеоспредингового хребта:

а — распределение главных структурных элементов и линейных магнитных аномалий в Лабрадорском море (по Roots and Srivastva); б и в — сейсмические разрезы, гравитационные (пунктиром) и магнитные (сплошная линия) аномалии по профилям (по Loudon et al., Srivastva, Arthur)

зафиксирована самая древняя аномалия 34 (около 84 млн лет), а в северной части Лабрадорского моря южнее Девисова пролива — аномалия 31 (69 млн лет). На этом основании можно предположить, что ось спрединга продвигалась с юга на север к Девисову проливу. Около 59 млн лет (аномалия 25), произошло изменение в относительном движении между Гренландской и Североамериканской плитами, возможно, связанное с плюмовой активизацией в проливе Девиса и отделением Гренландии от Евразии. В результате скорости спрединга в Лабрадорском море начали уменьшаться, и спрединг почти прекратился после 45 млн лет (аномалия 20). В рельефе дна Лабрадорский палеоспрединговый хребет не выражен из-за мощного (1,5–2 км) осадочного слоя, перекрывающего фундамент (рис. 17.12 б, в). Однако в рельефе фундамента отчетливо выделяется осевая депрессия (рифтовая долина), обрамленная небольшими поднятиями бортов палеоспредингового хребта. Далее, в сторону континентальных окраин, глубина фундамента постепенно увеличивается с возрастом коры.

В наблюдаемых гравитационных аномалиях ось палеоспрединга фиксируется в виде отчетливого минимума, достигающего значений 20–30 мГал, ограниченного с обеих сторон сопряженными положительными аномалиями такой же амплитуды.

Геофизические данные не позволяют выявить ось палеоспрединга в море Баффина и проливе Девиса. В центральной части моря Баффина отмечается гравитационный минимум шириной 30 км, в то время как в Лабрадорском море над палеоспрединговым хребтом его ширина достигала 75 км. Можно предположить, что в этих районах существовал глубинный разлом, сформированный по механизму «бегущей трещины», по которому происходило продвижение оси спрединга Лабрадорского моря к северу. Однако прекращение относительного движения между Гренландией и Северной Америкой и развитие Срединно-Атлантического хребта восточнее Гренландии привели к остановке спрединга в Лабрадорском море и отмиранию всей рифтовой системы в этом районе.

Гравитационный минимум и утонение коры, наблюдаемые в палеорифтовой зоне, можно объяснить двумя путями: 1) присутствием легкоплавких базальтов в коре и мантии; 2) гидротермальными изменениями пород верхней мантии, связанными с их серпентинизацией.

Термическое состояние литосферы Лабрадорского моря в процессе ее эволюции определялось решением уравнения теплопроводности:

$$\frac{\partial}{\partial t}(\rho C_p T) + \frac{\partial}{\partial x}(\rho C_p T V) = \frac{\partial}{\partial x} \left(K \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K \frac{\partial T}{\partial z} \right) + A, \quad (17.1)$$

где T — температура, ρ — плотность, C_p — теплоемкость, K — теплопроводность и A — генерация тепла в единице объема.

Начальное распределение температур соответствовало стадии развитого континентального рифтогенеза на Гренландско-Канадском щите, предшествовавшей спредингу. В соответствии с этим область в пределах 150 км от оси внутри материкового рифта характеризовалась повышенным тепловым потоком $\sim 70 \text{ мВт/м}^2$, переходным типом строения коры и толщиной литосферы 50–55 км, что отвечало тепловому режиму сводового околорифтового поднятия. На расстояниях, больших 150 км от оси, распределение температур в литосфере соответствовало состоянию нормального континентального щита с тепловым потоком на поверхности $q = 39 \text{ мВт/м}^2$.

На рис. 17.13 представлены распределения изотерм, рельефа и теплового потока на поверхности литосферы на четыре момента времени: 56, 49, 36 и 0 млн лет назад. Первый рисунок характеризует ситуацию развития литосферы при наибольшей за всю историю жизни хребта скорости спрединга (18,2 мм/год). К этому моменту было сформировано 293 км океанической литосферы (слева от линии АА' на рис. 17.13). В целом информация, представленная на рис. 17.13, показывает, что формирование теплового режима литосферы в районе шовной зоны перехода от континента к океану происходило под влиянием двух основных процессов — спрединга в осевой зоне хребта и теплообмена на границе океанического блока с континентальным. Зона термического перехода имеет ширину ~ 200 км. С океанической стороны в окрестности границы континент–океан наблюдается резкое погружение изотерм и подошвы литосферы в сторону континента.

После времени 24-й аномалии (56 млн лет) начался период затухания спрединговой активности хребта. Он сопровождался постепенным уменьшением скорости спрединга до почти нулевого значения (49 млн лет назад), заглущением кровли астеносферного поднятия и одноименных изотерм, уменьшением магматической активности. Период от 49 до 36 млн лет не характеризовался заметным наращиванием коры. Напротив, аккреционная деятельность затухала, изотермы выполаживались и заглущались. Тепловой поток через поверхность океанической литосферы быстро уменьшался от значений 500 мВт/м^2 в осевой зоне до 75 мВт/м^2 уже для участков эоценового возраста, причем ширина приосевой аномалии пропорциональна скорости наращивания коры (см. рис. 17.13).

Рельеф дна, показанный на рисунке, представляет собой сумму термического рельефа (под понятием «термический рельеф» мы имеем в виду рельеф, обусловленный только эффектом температурного расширения пород) и рельефа, обусловленного различием петрологического состава коры континента и океана. Рельеф поверхности литосферы можно вычислить по модели локальной компенсации на глубине поверхности изостазии 150 км. Плотности пород изменялись как с переходом от коры к мантии, так и в зависимости от температуры и давления.

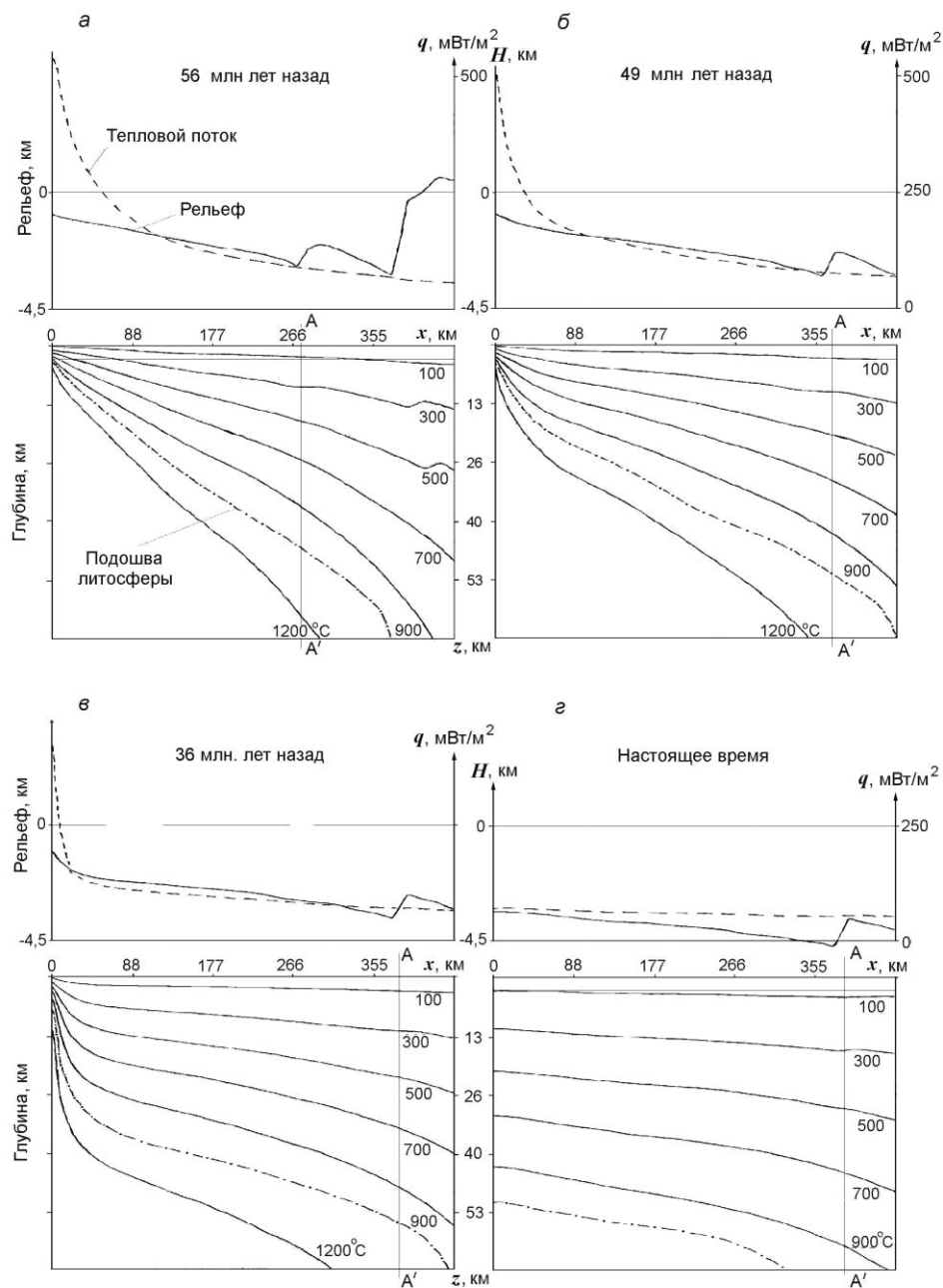


Рис. 17.13. Термическая эволюция литосферы Лабрадорского палеоспредингового хребта: 56, 49, 36, 0 млн лет назад (а–г), после 36, 43, 56 и 92 млн лет от начала спрединга соответственно (по Ю. Галушкину, Е. Дубинину)

Сравнение рассчитанного рельефа поверхности дна океана с известной теоретической или полуэмпирической зависимостью глубины дна океана от возраста показывает, что охлаждающее влияние «старой» литосферы приводит к дополнительному проседанию океанического дна в районе контакта на величину около 0,5 км. В настоящее время граница «переходная литосфера — океаническая литосфера» находится на расстоянии 395 км от оси хребта. Она отмечена на рис. 17.13 прямой вертикальной линией АА'. Наряду с погружением поверхности края океанической литосферы (эффект охлаждения) на рисунке ясно прослеживается термическое воздымание края более древней континентальной литосферы вследствие прогрева последней при контакте с «молодой».

В ходе моделирования истории развития Лабрадорского хребта была проведена оценка влияния процесса серпентинизации перидотитов верхней мантии. Как отмечалось в разделе 5, Г. Хесс предположил, что низы третьего слоя океанической коры образуются в результате гидратации перидотитов мантии при охлаждении ниже температуры 500 °С.

Переход перидотита в серпентинит влечет за собой значительные изменения в физических свойствах пород (плотности, скорости сейсмических волн, прочности и т.д.). Уменьшение плотности пород в нижних горизонтах коры и верхних горизонтах подкоревой мантии, вызванное частичной серпентинизацией перидотитов, может приводить к изостатическому всплыванию бортов рифтовой зоны на несколько сотен метров, которое будет сохраняться в рельефе фундамента и при дальнейшей эволюции палеоспредингового хребта. Объем перидотитов при их серпентинизации увеличивается на 15–20%, так что при значительной инверсии плотности возможно выжимание серпентинитов по трещинам вплоть до поверхности дна, как в зонах трансформных разломов (см. раздел 13).

Зона проникновения открытых трещин и, следовательно, глубина циркулирующей морской воды определяется границей хрупко-пластичного поведения пород литосферы ($T = 725$ °С), ниже которой закрываются микротрещины, а слой осадков толщиной в несколько десятков метров является уже практически непроницаемым для морской воды.

В условиях ультрамедленного спрединга, предшествующего прекращению спрединга и активному функционированию спредингового хребта, термические условия, необходимые для процесса серпентинизации, возникают достаточно близко к оси спрединга, где наличие разрывных нарушений может обеспечить достаточный доступ воды в породы верхней мантии. Это позволяет считать процесс серпентинизации пород верхней мантии важным рельефообразующим фактором, который на стадии прекращения спрединга может иметь широкое распространение и играть существенную роль в формировании структуры океанической коры.

Палеоспрединовый хребет Математиков. В отличие от палеоспрединовых хребтов, рассмотренных выше, хребет Математиков представляет собой гораздо более молодую структуру: активный спрединг на нем прекратился всего лишь 3,5 млн лет назад. Хребет Математиков отчетливо выражен в рельефе дна в виде регионального поднятия шириной в несколько десятков километров. Участок хребта длиной 90 км, расположенный между 17° с.ш. и $18^\circ 30'$ с.ш. в восточной части Тихого океана, состоит из нескольких сегментов, простирающихся к северо-востоку, которые смещаются трансформными разломами длиной около 10 км каждый. На участке между 16° с.ш. и 18° с.ш. осевая зона хребта Математиков представляет собой грабен глубиной 4000 м (ширина его выровненного дна около 500 м) с обрамляющими хребтами (рис. 17.2). В пределах этого хребта зафиксированы палеовулканы высотой 100–200 м. Морфология хребта сходна с морфологией медленно раздвигающихся хребтов. Увеличение глубины дна по мере удаления от осевой зоны хребта Математиков подтверждает его палеоспрединовую природу.

Крупный вулканический остров Сокоро ограничивает северный край медианной долины хребта Математиков на $18^\circ 50'$ с.ш. Последнее извержение на о-ве Сан-Бенедикто, расположенном в 23 км далее к северу от о-ва Сокорро, произошло в 1952 г. Хотя спрединг в этом районе прекратился несколько миллионов лет назад, магматическая активность еще продолжается.

Картина линейных магнитных аномалий свидетельствует о том, что прекращение спрединга на хребте Математиков происходило с юга на север. На двух центральных сегментах хребта (16° – 18° с.ш.) отчетливо устанавливается аномалия 3, симметричная относительно оси палеоспрединга и свидетельствующая о времени прекращения спрединга здесь около 6,5–5 млн лет (см. рис. 17.14 а). Севернее, в районе 20° с.ш., спрединг прекратился позднее, видимо, во время аномалии 2, около 3,15 млн лет назад.

Моделирование линейных магнитных аномалий, проведенное Ж. Маммерикс с соавторами вдоль профиля Ж–Ж' (2810), наилучшим образом соответствует следующим параметрам спрединга: до 8 млн лет назад хребет Математиков функционировал как быстро раздвигающийся с полускоростью спрединга $1/2 V_{\text{сред}} = 65$ мм/год; в интервале от 8 до 4,2 млн лет назад происходило постепенное уменьшение скорости раскрытия до значений $1/2 V_{\text{сред}} = 45$ мм/год; после этого наступило существенное замедление спрединга вплоть до его прекращения 3,5 млн лет назад.

Однако, несмотря на остановку спрединга, тектоническая и магматическая активность хребта Математиков продолжается и в настоящее время. Об этом свидетельствуют проявления современного вулканизма и сильно расчлененный рельеф в осевой зоне палеохребта с выраженной рифтовой долиной. Кроме того, осевое поднятие хребта Математиков существенно

превышает теоретически рассчитанную величину для остывающего спредингового хребта (рис. 17.14б), что дает основание предполагать частичную тепловую активизацию при отсутствии спрединга.

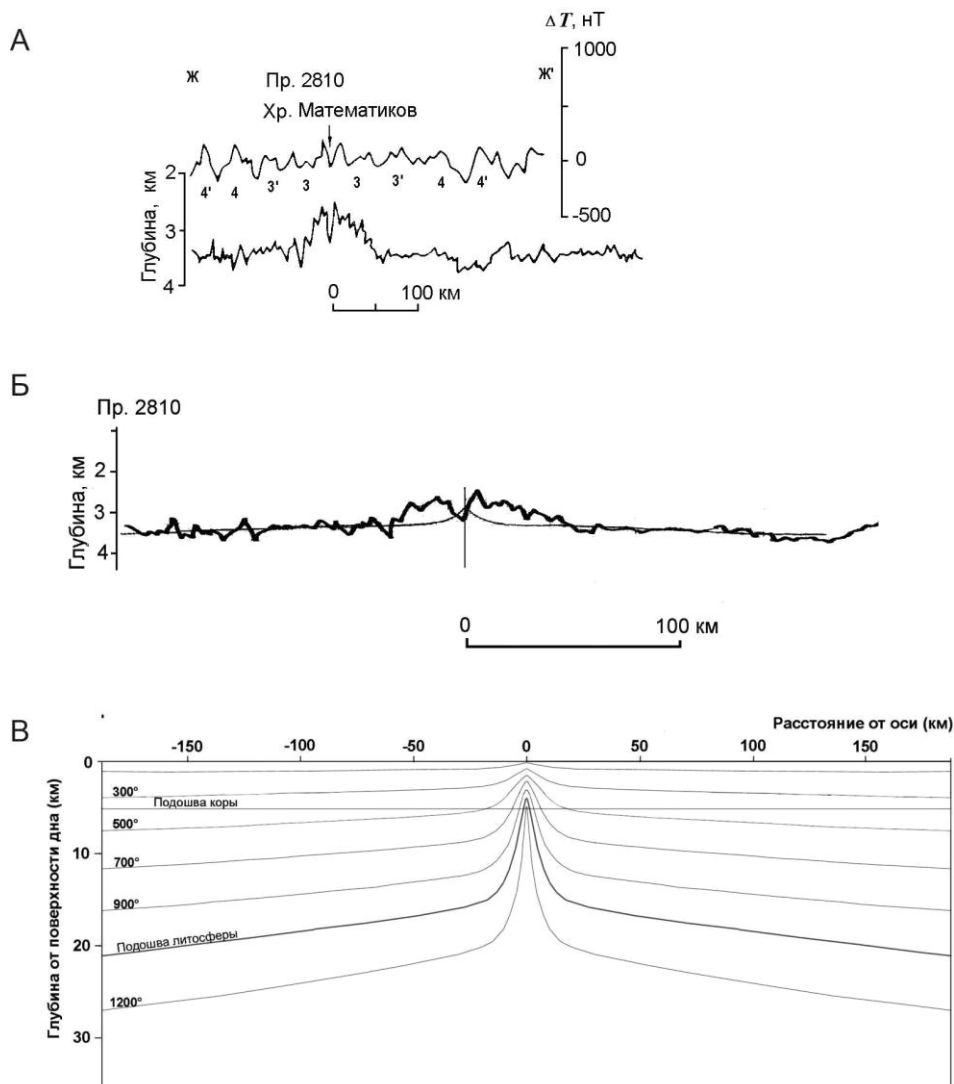


Рис. 17.14. Геофизическая характеристика палеоспредингового хребта Математиков

А — батиметрический и магнитный профили над хребтом Математиков (по Mammerix, Sandwell); Б — сопоставление рассчитанного (тонкая линия) и наблюдаемого (жирная линия) рельефа хребта Математиков; В — термическая структура литосферы

Такая интерпретация подтверждается и доказательствами наличия очень медленного спрединга полученными Р. Батизой и Д. Ванко из анализа возраста образцов пород, драгированных на внутренних склонах рифта Математиков. Было показано, что относительно свежие базальты лав палеоспредингового хребта и их состав дают основание предполагать, что они изливались на последней стадии отмирания спредингового хребта, после исчезновения коровой магматической камеры, которая, видимо, существовала на этом хребте в период быстрого спрединга.

В эволюции литосферы в процессе отмирания хребта Математиков также отмечаются активный, переходный и пассивный периоды. Активный период начался 8 млн лет назад. До этого хребет функционировал как типичный быстро раздвигающийся центр спрединга со скоростью наращивания коры около 12 см/год. Близкую аналогию этого периода представляет современное Восточно-Тихоокеанское поднятие (ВТП), и поэтому можно предположить, что хребет Математиков имел в то время типичную горстовую структуру с выраженным осевым поднятием и положим, слаборасчлененным региональным рельефом на склонах (см. рис. 7.14, участок коры восточнее и западнее аномалии 3').

Характерная для быстрораздвигающихся хребтов осевая магматическая камера (ОМК) имеет кровлю на глубинах 1,5–2 км от уровня дна (см. раздел 7). В верхней части ОМК аккумулируются фракции базальтового расплава (линза расплава), периодически изливающиеся на поверхность дна, опустошая линзу и истощая магматическую камеру. В последующий за этим этап растяжения коры (тектоническая фаза) новая порция расплава накапливается у вершины ОМК и затем вновь изливается. В таком дискретно-непрерывном режиме тектономагматических циклов, следующих друг за другом с периодичностью десятки — первые сотни лет, происходит формирование коровой магматической камеры и аккреция океанической коры в современных быстро раздвигающихся хребтах. Численная модель образования ОМК и эволюции термического режима литосферы в окрестности рифтовых зон быстро раздвигающихся хребтов была рассмотрена в разделе 10. Результаты моделирования позволили установить изменение кровли ОМК и ее формы в зависимости от изменения скорости раздвижения дна океана, периодичности тектономагматического цикла, характера трещиноватости коры и интенсивности гидротермальной активности.

В данном разделе нас интересует прежде всего характер изменения термического режима литосферы рифтовой зоны в период уменьшения скорости спрединга (от быстрых значений до медленных) вплоть до нулевого значения. Численное моделирование показало (см. рис. 10.3), что убывание полускорости спрединга от 5 до 2,5 см/год приводит к заглублению кровли очага магмы на 1,5 км с одновременным уменьшением полу-

ширины очага на 1–1,2 км. А при значениях полускорости спрединга ниже 1,5 см/год коровый очаг будет настолько малым, что практически не будет различим геофизическими методами. Согласно линейным магнитным аномалиям, уменьшение скорости спрединга на хребте Математиков происходило в три этапа. Первый этап (8,0–4,2 млн лет назад) характеризовался небольшим уменьшением значений скоростей спрединга, которые оставались еще достаточно высокими, чтобы сохранять структуру быстро раздвигающихся хребтов с характерной коровой осевой магматической камерой и относительно выровненным региональным рельефом на флангах хребта. Второй, достаточно кратковременный, этап отмечался очень быстрым уменьшением скоростей спрединга от типичных быстроспрединговых значений до нулевых. Как показали оценки, именно в этот период произошли существенные изменения в термической структуре литосферы осевой зоны хребта Математиков, выражавшиеся в исчезновении осевой магматической камеры, заглуплении астеносферного поднятия и одноименных изотерм, а также увеличении толщины хрупкого слоя литосферы и прекращении аккреции океанической коры. Для этого этапа остывания характерны повышенная изрезанность и контрастность рельефа дна на флангах хребта (рис. 17.14 А), участок между осью хребта и ан. 3').

Результаты расчетов дают возможность оценить распределение поверхностного теплового потока, рельефа дна, мощности и термического режима литосферы на разных этапах ее эволюции (см. рис. 17.7). Остановимся на периоде эволюции от 3,5 млн лет назад до настоящего времени, который рассматривался как период остывания старого хребта Математиков после прекращения активного спрединга. За это время, рассчитанный в модели, тепловой поток на оси палеохребта Математиков уменьшился от 500 до 210 мВт/м², толщина литосферы возросла от 5,2 до 18 км. Высота хребта в осевой зоне за 3,5 млн лет остывания должна была сократиться примерно на 400 м. Однако это не подтверждается наблюдениями рельефа дна вдоль профиля, расположенного вкост простирания хребта (см. рис. 17.14Б). Амплитуда рельефа в осевой зоне палеоспредингового хребта (шириной около 100 км) практически не отличается от амплитуды рельефа в осевой зоне активного медленно раздвигающегося центра спрединга.

Аномально высокий рельеф осевой зоны палеохребта Математиков в этом районе можно объяснить тремя причинами (рис. 17.15).

Первая причина предполагает тепловой подогрев (магматическую активизацию или подплавление) с интенсивностью, близкой к интенсивности подогрева активной осевой зоны спрединга, но при скорости растяжения литосферы, близкой к нулю (рис. 17.15а). В этом случае в пределах осевой зоны старого центра спрединга (хребта Математиков) следует ожидать появления узкой зоны изрезанного рельефа с амплитудой, близкой к

амплитуде активной части (ВТП), как и наблюдается в действительности. В качестве подтверждения этой гипотезы ограниченной тепловой активизации можно рассматривать недавний вулканизм на островах Сокорро и Сан-Бенедикто в районе северной оконечности хребта Математиков.

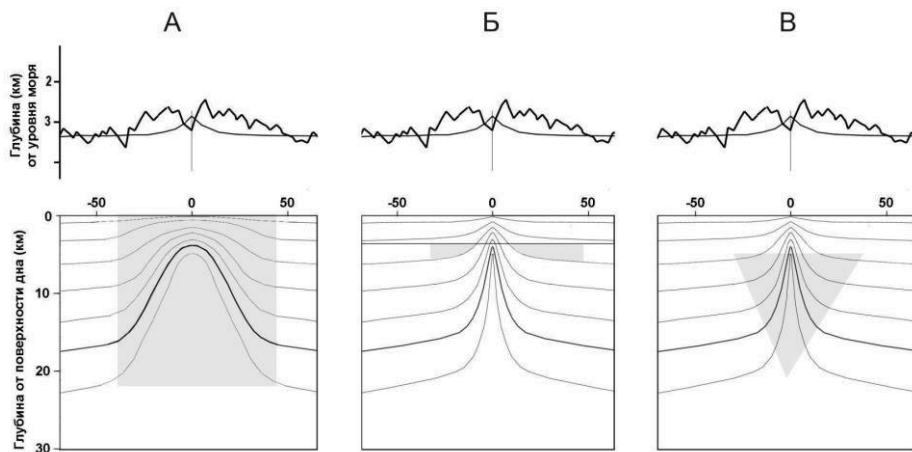


Рис. 17.15. Возможные причины существования аномального рельефа хребта Математиков на фоне распределения температур в литосфере:

- А) термическое расширение вследствие прогрева и подплавления;
Б) серпентинизация перидотитов верхней мантии; В) наличие «габброидного корня»

Вторая возможная причина аномально высокого рельефа палеохребта — процесс серпентинизации перидотитов при ультрамедленном спрединге, как отмечалось для Лабрадорского палеоспредингового хребта. Для объяснения наблюдаемого превышения реального рельефа над рассчитанным по модели необходимо допустить наличие слоя серпентинитов толщиной около 2 км со степенью серпентинизации 40–50% (рис. 17.15 б). Это вполне вероятное объяснение, подтвердить которое могут лишь драгирование этих пород и детальные гравиметрические и сейсмические работы.

И наконец, в качестве третьей причины аномального рельефа в осевой зоне палеохребта можно принять наличие габброидного корня, «вмороженного» в структуру литосферы осевой зоны, как рассматривалось выше. Оценка этого предположения (для модели корня с максимальным дефицитом плотности ρ в верхней части и линейным изменением $\Delta\rho$ до нуля на нижней границе) показала, что при дефиците плотности $\Delta\rho = -0,1 \text{ г/см}^3$ глубина корня должна быть 18 км (рис. 17.15в).

Рассмотренная модель позволяет представить общий характер изменений рельефа, теплового потока и термического состояния литосферы района со столь сложным развитием, как в хребте Математиков. Полученный

в модели рельефа, в частности, неплохо согласуется с наблюдаемым во всем изучаемом районе, за исключением узкой зоны в окрестности старого центра спрединга, где есть основание предполагать влияние всех трех рассмотренных выше, факторов.

17.4.3. Отражение палеоспрединговых хребтов в аномальном гравитационном поле

Гравитационное поле над активными спрединговыми хребтами является важным геофизическим параметром, накладывающим ограничения на термодинамические модели спрединга в рифтовых зонах СОХ. Как отмечалось в разделе 6, гравитационные аномалии в свободном воздухе над рифтовыми долинами медленно раздвигающихся хребтов имеют выраженный минимум амплитудой $\sim 30\text{--}70$ мГал и длиной волны около 20–30 км. Минимум в аномалиях $\Delta g_{\text{св}}$ и их длина волны, как правило, уменьшаются по мере увеличения скорости спрединга, так как при быстрых скоростях спрединга аномалии становятся уже положительными, их амплитуда достигает 10–20 мГал, а длина волны 10–30 км. Гравитационные аномалии над палеоспрединговыми хребтами по своему виду сходны с таковыми над хребтами с медленным спредингом. Такое сходство свидетельствует о том, что существенная часть аномального гравитационного поля не обусловлена динамикой мантийного потока. Поэтому модели аккреции должны объяснять изменение гравитационного поля со временем и сохранение достаточно большой аномалии $\Delta g_{\text{св}}$ в осевой зоне палеоспрединговых хребтов.

Известно, что гравитационные аномалии в свободном воздухе, наблюдаемые над палеоспрединговыми хребтами, отражают интегральный эффект рельефа фундамента, осадочной толщи и различных плотностных неоднородностей, расположенных в коре и в мантии в окрестности осевой зоны. Поэтому для определения гравитационного влияния плотностных неоднородностей и остаточной аномалии необходимо из наблюдаемой $\Delta g_{\text{св}}$ редуцировать влияние рельефа дна и осадочной толщи, а также регионального фона, обусловленного глубинными мантийными плотностными вариациями, не связанными с внутрилитосферными неоднородностями. При этом необходимо использовать батиметрические и сейсмические данные, а также, по возможности, данные глубоководного морского бурения, чтобы получить значения скоростей сейсмических волн и плотностей в различных слоях земной коры.

Такой анализ остаточных гравитационных аномалий показал: 1) для всех скоростей спрединга аномалия $\Delta g_{\text{св}}$ всегда отрицательна над осью палеоспрединга, а ее амплитуда достигает значений -40 мГал; 2) гравитационный минимум, как правило, обрамлен положительными аномалиями

на флангах хребта; 3) полуширина отрицательной аномалии уменьшается с увеличением скорости спрединга на заключительном этапе активности. Для объяснения природы осевых аномалий в активных и отмерших СОХ предлагались различные геолого-геофизические модели, а именно: модель изгиба упругой плиты, нескомпенсированной топографии, компенсации упругой плиты, а также различные термические модели. «Термический вклад» в гравитационные аномалии постепенно уменьшается со временем и после $\sim 30\text{--}40$ млн лет остывания литосферы становится незначительным. Гравитационный эффект, обусловленный охлаждением литосферы, имеет длину волны, гораздо большую, чем у осевых аномалий, наблюдаемых над активными и палеоспрединговыми хребтами. Амплитуда гравитационной аномалии за счет охлаждения литосферы была оценена в свое время К. Ламбеком. Для СОХ с медленным спредингом (~ 1 см/год) аномалия составляла 3 мГал после времени охлаждения 30 млн лет, 1 мГал после 40 млн лет и совсем исчезала после 60 млн лет. Для быстро раздвигающихся хребтов (~ 5 см/год) соответствующие значения составляли 0,5 и 0 мГал. Эти оценки свидетельствуют о том, что для палеоспрединговых хребтов, имеющих возраст 35–40 млн лет, после прекращения активного спрединга термический вклад в гравитационное поле будет незначительным.

На основании сравнений вычисленных гравитационных аномалий для различных моделей Дж. Джонас с соавторами сделали вывод, что модели, которые предполагают твердое, низкоплотное тело «габброидный корень» на небольших мантийных глубинах (< 30 км) под осью СОХ, наилучшим образом объясняют наблюдаемую гравитационную аномалию над палеоспрединговыми хребтами.

Согласно этой модели, ультраосновные кумуляты могут начать кристаллизоваться при давлении 10 кБар (около 30 км глубины). Предполагается, что в процессе спрединга эти кумуляты переносятся вверх мантийным потоком (мантийный апвеллинг) до глубин 2–5 км от дна с каждой стороны от оси хребта. По мере того, как этот материал поднимается и давление падает, последовательно кристаллизуются более мелкие слои на меньших глубинах; форма корня зависит от количества кумулятивного материала, осажженного на типичных мантийных глубинах, которые ограничивают форму мантийного потока, расширяя корень при уменьшении скорости спрединга. В этом случае более глубокие коровые породы перемещаются на глубины 2–5 км, хотя их кристаллизация проходила на гораздо большей глубине.

Корневая модель позволяет учитывать глубины, местоположение и размеры магматических камер (или локальных магматических очагов), из которых формируются верхние коровые слои. Оценки вклада такого корня в остаточную гравитационную аномалию, проведенные С. Холлом

с соавторами, показали, что полная остаточная аномалия, полученная на основе корневой модели для медленно раздвигающихся СОХ, составляет $-36,3$ мГал и уменьшается до $-13,1$ мГал для хребтов с быстрым спредингом. Эта модель позволяет прогнозировать значительную отрицательную остаточную аномалию над палеоспрединговыми хребтами.

Таким образом, модель габброидного корня неплохо описывает особенности аккреции коры и удовлетворяет различным ограничениям, полученным на основе геолого-геофизических данных. На активных СОХ корневая модель объясняет вариации гравитационных аномалий в зависимости от скорости спрединга. На палеоспрединговых хребтах «вмороженный» корень дает похожие вариации аномалий.

Еще одно объяснение остаточных гравитационных минимумов в осевых зонах палеоспрединговых хребтов и сопряженных максимумов над поднятыми бортами можно получить, предполагая наличие низкоплотного серпентинизированного тела мантийных перидотитов близ границы кора–мантия. Суть такого объяснения состоит в том, что в условиях затухающего очень медленного спрединга происходит уменьшение магмоснабжения в осевой зоне и, как следствие, уменьшение температуры мантии и уменьшение толщины коры. При интенсивной трещиноватости коры морская вода, поступающая в недра, может достигать границы Мохо и области распространения мантийных ультраосновных пород. При благоприятных температурных условиях здесь весьма вероятно серпентинизация ультрабазитов, которая приводит к частичной инверсии плотности и формированию низкоплотного тела на границе кора — мантия.

По всей видимости, использование этих двух моделей может объяснить наличие гравитационного минимума в осевых зонах палеоспрединговых хребтов и получить хорошее соответствие наблюдаемой и рассчитанной аномалий.

17.5. Палеотрансформные границы плит

Пассивные следы трансформных разломов, подробно рассмотренные в разделе 13, представляют собой шовные зоны контакта разновозрастных блоков океанической литосферы и широко распространены в пределах дна Мирового океана. Они, как правило, симметрично расположены с каждой стороны от оси спрединга. Их можно хорошо трассировать по рельефу дна, по спутниковой альтиметрии (см. рис. 7.1), а также по рисунку аномального магнитного поля: оси линейных магнитных аномалий перпендикулярны простиранию палеотрансформной шовой зоны, и разновозрастные аномалии смещены по разные стороны от нее. В районе таких разломов происходит также изменение средних глубин дна — поверхность более древней океанической литосферы будет глубже, чем более молодой.

Наиболее крупные из таких зон разломов выявлены в Северо-Восточной части Тихого океана. Это разломы Мендосино, Меррей, Пайонир, Молокаи, Кларион, Клиппертон. К югу от экватора в восточной части океана выделяются также крупные разломы Галапагос, Маркизских островов, Агассица, Менарда, Эланина, Хизена, Удинцева и др. Характерной особенностью этих разломов является, кроме их субширотного или широтного простирания, также огромная протяженность — до 4–5 тыс. км.

Как отмечалось в разделе 13, наиболее часто встречаются трансформные разломы (и их следы после прекращения активного сдвига по разлому), вдоль которых происходит (или происходило) простое скольжение края одной океанической литосферной плиты относительно другой. Кроме того, анализ фактического материала дает возможность выделить другие, более сложные динамические типы трансформных разломов, т.е. когда вдоль всей активной части или на отдельных ее участках помимо главной составляющей скольжения имеет (или имела) место еще поддвигающая или раздвигающая. Все эти динамические типы трансформных разломов и их пассивные следы различаются по характеру гравитационных аномалий и теплового поля, а также по особенностям морфологии дна.

В целом изменение глубины дна по разные стороны разлома определяется в основном различным возрастом океанической коры. В такой шовной зоне по мере старения и охлаждения океанической литосферы происходит постепенное выравнивание рельефа дна. На своих активных участках трансформные разломы с раздвиговой компонентой смещения краев плит характеризуются приразломными термическими, «серпентинитовыми» или реже вулканическими подводными хребтами. На пассивных (нетрансформных участках) термические хребты по мере охлаждения опускаются и выравниваются в течение первых миллионов лет; «серпентинитовые» хребты, хотя и понижаются, но сохраняются на протяжении десятков миллионов лет. Подводные вулканические притрансформные хребты также сохраняются на протяжении всего времени пассивной эволюции океанической литосферы. Трансформные разломы с конвергентной составляющей движения хорошо выражены в рельефе дна на активных участках трансформных разломов. Когда такие разломы становятся пассивными шовными зонами, то некомпенсированные морфоструктуры (невулканический приразломный хребет и трансформная долина) быстро выравниваются, приходя в состояние изостатического равновесия. Поэтому такие трансформные разломы в их пассивной, внутриплитной стадии эволюции трудно отличить от бывших трансформных разломов с чистым сдвигом.

Глава 18. Подводные горы, хребты и плато

Океаническая кора, сформированная в осевых зонах спрединга, в дальнейшем в процессе своей эволюции подвергалась значительным внутриплитным магматическим воздействиям, приводящим к формированию положительных форм рельефа океанского дна. Их морфологическим выражением являются отдельные подводные вулканические горы, цепочки подводных гор, асейсмичные, линейно вытянутые хребты, изометричные или неправильной формы подводные поднятия и плато (рис. 2.1 и 3.2). Все эти горы, хребты и возвышенности поднимаются относительно прилегающих котловин на сотни метров — первые километры, местами выступая выше уровня дна и образуя острова. Большинство из них имеют магматическое происхождение и увеличенную толщину коры.

В соответствии с принятой в настоящее время терминологией к подводным горам относят изолированные поднятия подводного рельефа, возвышающиеся над окружающим их дном не менее чем на 700 м. В таком определении не оговариваются ни генезис поднятия, ни положение его вершины относительно уровня моря. Таким образом, подводные горы могут быть как вулканического, так и иного происхождения. Среди многообразия форм подводных гор могут быть выделены следующие основные морфологические типы: *тик* — подводная гора с острой вершиной, *купол* — поднятие с пологими склонами и *гайот* — специфическая океаническая форма рельефа в виде усеченного конуса с плоской вершиной, образованной процессами абразии вблизи поверхности океана.

Подводные горы, как правило, располагаются группами, хотя известны и обособленные одиночные образования. Нередко группы подводных гор обнаруживают упорядоченность своего размещения, концентрируясь вдоль определенных вытянутых зон и образуя гряды или цепи, иногда значительной протяженности (например, Гавайско-Императорский хребет, хребет Туамоту-Лайн и др.). В других случаях они расположены хаотически. Известны примеры, когда несколько подводных гор находятся столь близко друг к другу, что обладают единым цоколем, формируя так называемые многовершинные подводные горы.

Распространение подводных гор на океаническом дне крайне неравномерно. Из общего числа известных ныне подводных гор, которое приближается к 15 000, более 10 000 обнаружено в Тихом океане; на долю остальных океанов приходится менее трети этого количества (примерно поровну). Отдельные океанические котловины вообще лишены подводных гор, тогда как другие по морфологии представляют собой настоящие горные страны, столь густо они ими усеяны.

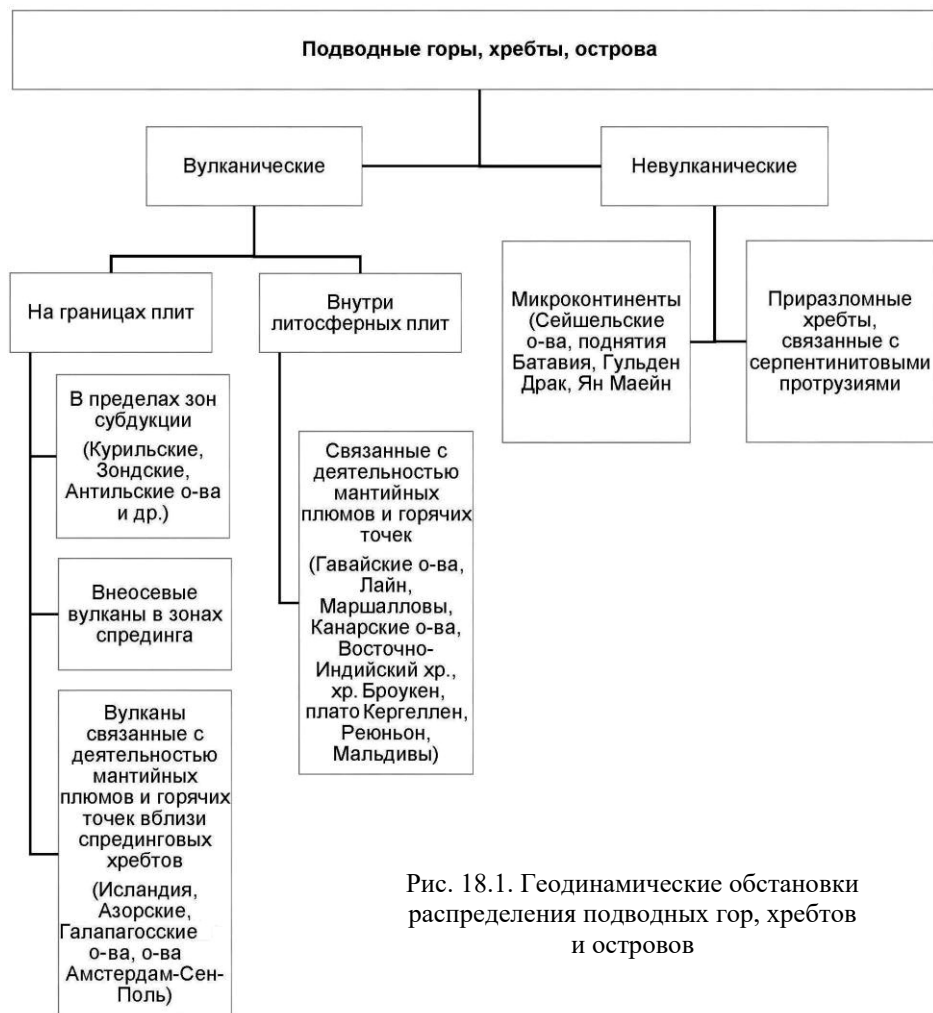


Рис. 18.1. Геодинамические обстановки распределения подводных гор, хребтов и островов

Несмотря на отмеченную неравномерность распространения, подводные горы в той или иной степени присущи всем основным морфологическим провинциям океанического дна. Наиболее характерны они для срединно-океанических хребтов, которые сами являются широкими горными поясами. Однако здесь подводные горы относительно невелики по размерам, и их высота редко превышает 1 км. Наиболее крупные подводные горы, с относительным превышением рельефа от 3 до 5 км и более, встречаются в пределах глубоководных океанических котловин и активных континентальных окраин, где они нередко представлены действующими вулканами. Таким образом, подводные горы могут быть встречены как в пределах океанических плит, так и на их границах. Именно на приуроченности подводных гор, хребтов и поднятий к тем или иным элементам литосферных плит основана их наиболее общая классификация.

Распределение подводных гор и поднятий в различных районах Мирового океана, их морфология и геологическое строение, а также структура геофизических полей и петрологический состав позволяют выделить три их типа, приуроченных, соответственно, к известным границам литосферных плит — срединно-океаническим хребтам, зонам субдукции и трансформным разломам (рис. 18.1). Помимо гор и подводных хребтов, связанных с границами литосферных плит, широко развиты подводные горы и подводные поднятия (их абсолютное большинство), не имеющие отношения к границам плит. Они представляют четвертый тип — внутриплитных поднятий.

Большинство подводных гор и поднятий имеют вулканическое происхождение. Вместе с тем в пределах океанической коры имеются поднятия и даже острова, которые подстилаются континентальной корой и представляют собой микроконтиненты (например, Сейшельские о-ва или о. Ян-Майен в Северной Атлантике).

Кроме того, вдоль трансформных разломов и их пассивных следов, особенно в Атлантическом океане, прослеживаются приразломные хребты, в значительной степени сложенные серпентинизированными мантийными перидотитами (см. раздел 13.3).

18.1. Подводные горы на границах плит

Подводные горы островных дуг, как правило, представлены вулканическими сооружениями. Они описаны в многочисленных работах, в том числе и обобщающих. Анализ различных геофизических факторов, в первую очередь распределение добротности в мантии под островными дугами, а также геологические модели петрологических процессов в этих областях, позволили считать, что андезитовый вулканизм представляет собой поднявшиеся с глубины 80–150 км легкие и легкоплавкие дифференциаты погружающейся в мантию океанической коры. Андезитовый вулканизм является важнейшей особенностью островных дуг Тихого океана и примыкающих к ним подводных гор.

Подводные горы и хребты, связанные с трансформными разломами, частично уже рассматривались в разделах 6 и 13. Некоторые из них связаны с термическим прогреванием краев разновозрастных литосферных блоков или протрузиями серпентинитов (в случае трансформных разломов с раздвижением) (рис. 13.2, 13.14), другие — с надвиганием краев одного блока литосферы на другой (в случае трансформных разломов со сжатием) (рис. 13.16), а некоторые, вулканические подводные хребты, связаны с проявлениями дамбового эффекта (рис. 13.25). Если процесс «запруживания» будет действовать в течение достаточно длительного времени, то вдоль трансформного разлома будут образовываться вулканические хреб-

ты. Они образуются только в периоды активного излияния базальтового вещества в области пересечения рифтовой зоны СОХ и трансформного разлома и имеют возраст, близкий (или немного меньший) к возрасту океанической коры, на которой они располагаются. Одновременно с проплавлением молодой литосферы происходят проплавление и сглаживание «запруды», т.е. подошвы более старой литосферы по другую сторону разлома.

Естественно ожидать, что этот процесс может привести к постепенному «размытию» литосферной перегородки активного отрезка трансформного разлома вдоль осевым мантийным потоком и, как следствие, к некоторому изменению ориентации осей раздвижения с образованием минимальной длины активной части трансформного разлома или даже к исчезновению его (или их) на этом участке (например, хребет Рейкьянес, рис. 11.14). Время, необходимое для кинематической перестройки, должно быть значительно большим, чем время проявления дамбового эффекта в виде образования приразломных вулканических гор. Размытие литосферной перегородки близ подобной термической аномалии (горячего пятна, или горячей точки) открывает возможность дальнейшего распространения продольного подосевого течения и, соответственно, развития дамбового эффекта в более удаленных трансформных разломах.

Примером приразломного хребта, созданного за счет дамбового эффекта, может служить вулканический хребет, располагающийся вдоль борта литосферы, примыкающей с севера к разломной зоне Чарли-Гиббс. Он протягивается от места сочленения разломной зоны с рифтовой долиной САХ (35° з.д.) до 32° з.д., где возраст литосферы достигает 18 млн лет. Формирование хребта совпадает со временем активности Исландского плюма. Топография разломной зоны Чарли-Гиббс в ее активной части, заключенной между рифтовыми сегментами, представляет собой систему двух прогибов, между которыми располагается подводный хребет высотой более 1000 м. Кроме того, с севера и юга эти прогибы местами сопровождаются вулканическими хребтами. Рифтовая долина в области контакта трансформного разлома имеет асимметричную форму: ее восточная стенка довольно крутая и осложнена подводной горой Миниа, сложенной толеитовыми базальтами. Вдоль северного прогиба активной части разломной зоны, от зоны сочленения с рифтовой долиной (35° з.д.) примерно до 32° з.д., где возраст коры достигает 18 млн лет, согласно Фогту и Джонсону, протягивается конструктивный вулканический хребет.

Можно предположить, что аналогичную дамбовую геодинамическую природу имеет и хребет Девяностого градуса, или Восточно-Индийский хребет, протягивающийся на расстояние около 5 тыс. км в субмеридиальном направлении от подводного хребта Брокен до континентального шельфа в Бенгальском заливе. На основании исследования батиметрических и геофизических данных К. Боуин пришел к заключению, что Во-

сточно-Индийский хребет образовался вследствие внедрения разуплотненного мантийного материала, связанного с активностью мантийного плюма Кергелен. То есть можно предположить, что этот хребет формировался благодаря влиянию трансформного разлома как запруды и расположенного близ него восходящего мантийного потока.

Подводные внеосевые вулканические горы в окрестности спрединговых хребтов, как правило, имеют высоту не более 1 км и формируются за пределами осевой неовулканической зоны (рис. 6.2 В). Предполагается, что внеосевой вулканизм формируется в пределах широкой области плавления и фокусировки астеносферного поднятия, в которой происходит миграция магмы к оси, либо связан с распределением магматических источников в коре и верхней мантии. Наиболее вероятным источником магмоснабжения внеосевых вулканов могут служить подкоровые магматические очаги, распространяющиеся за пределы осевой зоны спрединга на расстояние 10–15 км в быстроспрединговых хребтах, либо магматические очаги, локализующиеся вблизи кровли сфокусированного мантийного апвеллинга в медленноспрединговых хребтах (см. раздел 11, рис. 11.1). В любом случае ширина области образования внеосевых вулканов в быстроспрединговых хребтах будет больше, чем в медленноспрединговых СОХ.

18.2. Внутриплитные подводные горы, хребты и поднятия

Внутриплитные структуры характеризуются большим разнообразием морфологической выраженности. Здесь встречаются абиссальные холмы, локальные подводные вулканы, гайоты и атоллы, обширные плато, а также цепи подводных гор, которые маркируют многие внутриплитовые разломы океанической литосферы. Обособленные подводные горы и вулканические острова глубоководных котловин имеют самые разнообразные размеры. Наблюдается определенная закономерность для увеличения высоты подводных гор по мере их удаления от оси спрединговых хребтов. Она связана с увеличением толщины литосферы с ее возрастом и соответствующим возрастанием гидростатического давления магмы, поднимающейся из верхних горизонтов астеносферы. Высота подводных гор над ложем океана ΔH определяется законом Паскаля $\Delta H = \Delta \rho H / \rho$, где $\Delta \rho$ — разница плотностей пород астеносферы и литосферы, H — мощность литосферы, ρ — ее плотность. Таким образом, высота подводных гор пропорциональна мощности литосферы или ее возрасту. Поэтому подводные горы, образовавшиеся вблизи рифтовой зоны, где толщина литосферы мала, будут невысокими — 0,5–1 км.

При образовании подводных гор в пределах древней и мощной океанической литосферы, т.е. вдали от рифтовой зоны, предельная высота

подводных гор может достигать 11–12 км над ложем океана. Химический состав базальтов подводных гор также в большой степени зависит от толщины литосферы, точнее от глубины выплавки базальтового вещества. Теоретические оценки О. Сорохтина показали, что под океанической литосферой до глубины 20 км устойчиво выплавляются толеитовые базальты, при толщине литосферы 20–40 км непосредственно под ней существует поле устойчивости высокоглиноземистых базальтов. Если толщина океанической литосферы превышает 35–40 км, то глубже нее располагаются поля устойчивости щелочных, оливиновых и пикритовых базальтов. Ширина полосы устойчивости каждого из этих базальтов под литосферой не превышает 10 км. Таким образом, один и тот же механизм разрыва океанической литосферы может приводить, в зависимости от ее мощности, к различному петрологическому составу изливающихся базальтов.

Над большинством подводных гор глубоководных районов, как правило, наблюдаются локальные изометричные аномалии в свободном воздухе величиной 50–350 мГал. По данным глубинного сейсмического зондирования, под многими подводными горами отмечается увеличение глубины границы Мохоровичича до 20 км (при средней толщине нормальной океанической коры 5–7 км). Анализ гравиметрических и батиметрических данных дает возможность предположить, что большинство локальных подводных гор глубоководного ложа с доплиоценовым возрастом являются изостатически уравновешенными, что объясняется прогибом литосферы под тяжестью подводной горы (рис. 18.2). Избыточная масса вулканического сооружения давит на прочную упругую литосферу, прогибая ее и формируя изгибные депрессии, ограниченные выпуклыми упругими поднятиями. Изгиб литосферы под нагрузкой подводной горы контролирует топографию вблизи островов (изгибная жесткость литосферы). Моделируя изгиб плиты в ответ на нагрузку, можно оценить упругую толщину плиты, увеличивающуюся с возрастом по мере охлаждения литосферы. Эффективная толщина механически прочной литосферы T_e представляет собой толщину стандартной упругой плиты, зависящую от ее свойств и возраста, которая имеет жесткость, наилучшим образом согласующуюся с наблюдаемыми деформациями. Согласно Вотсу с соавторами, в пределах океанической литосферы она изменяется от 0 до 12 км в окрестности спрединговых хребтов, от 12 до 20 км на флангах хребтов и 20–40 км вдали от спрединговых хребтов.

Силы плавучести формируются как реакция на погружение (продавливание) менее плотного материала коры в область более плотной мантии; изгиб плиты обусловлен нагрузкой вулкана, а сводообразование — мантийным апвеллингом и термическим расширением пород литосферы.

Помимо обособленных подводных вулканов среди внутриплитовых подводных гор значительное место занимают цепочки подводных гор и

вулканические хребты (рис. 2.9). Они наблюдаются во всех океанах, но наиболее широко представлены в Тихом океане — например, подводные вулканические цепи: Гавайско-Императорская, Маршаллова-Гилберта, Австралийская, Пратта-Уэлкера, Содружества, Туамоту, Лайн и др.

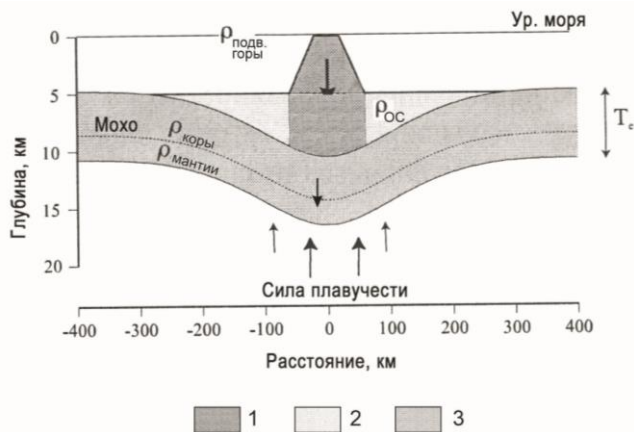


Рис. 18.2. Схематичная модель прогиба упругой плиты под нагрузкой подводной горы (по Hiller):

1 — избыточная масса базальтового вулканического сооружения ($\rho_{\text{горы}} = 2,8 \text{ г/см}^3$), 2 — прогиб упругой литосферы, заполненный вулканогенно-осадочным материалом ($\rho_{\text{ос}} = 2,65 \text{ г/см}^3$), 3 — океаническая литосфера, включающая кору с плотностью $\rho_{\text{коры}} = 2,8 \text{ г/см}^3$ и мантию с $\rho_{\text{мантии}} = 3,33 \text{ г/см}^3$. T_e — эффективная толщина механически прочной литосферы

Модель восходящих мантийных потоков, инициируемых плюмами, или горячими точками, позволяет объяснить природу цепочек подводных вулканических гор (рис. 3.27). В пределах единой плиты астеносферный поток растекается у нижнего основания литосферы. В районе наибольшей фокусировки потока возможно «пропаривание» океанической литосферы и образование вулканических хребтов. Причем простиранье и структура хребтов в этом случае указывают на направление абсолютного движения литосферной плиты и характер функционирования горячих точек, которые практически стационарны по сравнению с движущимися над ними плитами. Несомненно, что горячие точки функционируют не все время с одинаковой интенсивностью, а выделяются периоды активизации и периоды относительного слабого проявления их деятельности. Этим объясняется и эпизодичность извержения вулканов в цепочках подводных хребтов. Хотя магма генерируется непрерывно, она скапливается у основания астеносферы и прорывается в том случае, если гидростатический напор может прорвать литосферу.

В настоящее время имеется много разнообразных моделей горячих точек и мантийных плюмов. Не вдаваясь здесь в дискуссионные проблемы

о природе мантийных плюмов и горячих точек, широко представленные в литературе и рассмотренные в разделе 3.6, отметим, что большинство из них согласуется с их представлением как аномальных областей разогретой мантии с концентрированным проявлением магматических процессов разной интенсивности и длительности, к которым приурочены поднятия рельефа дна, увеличенная толщина коры и повышенные значения гравитационных аномалий (рис. 18.3).

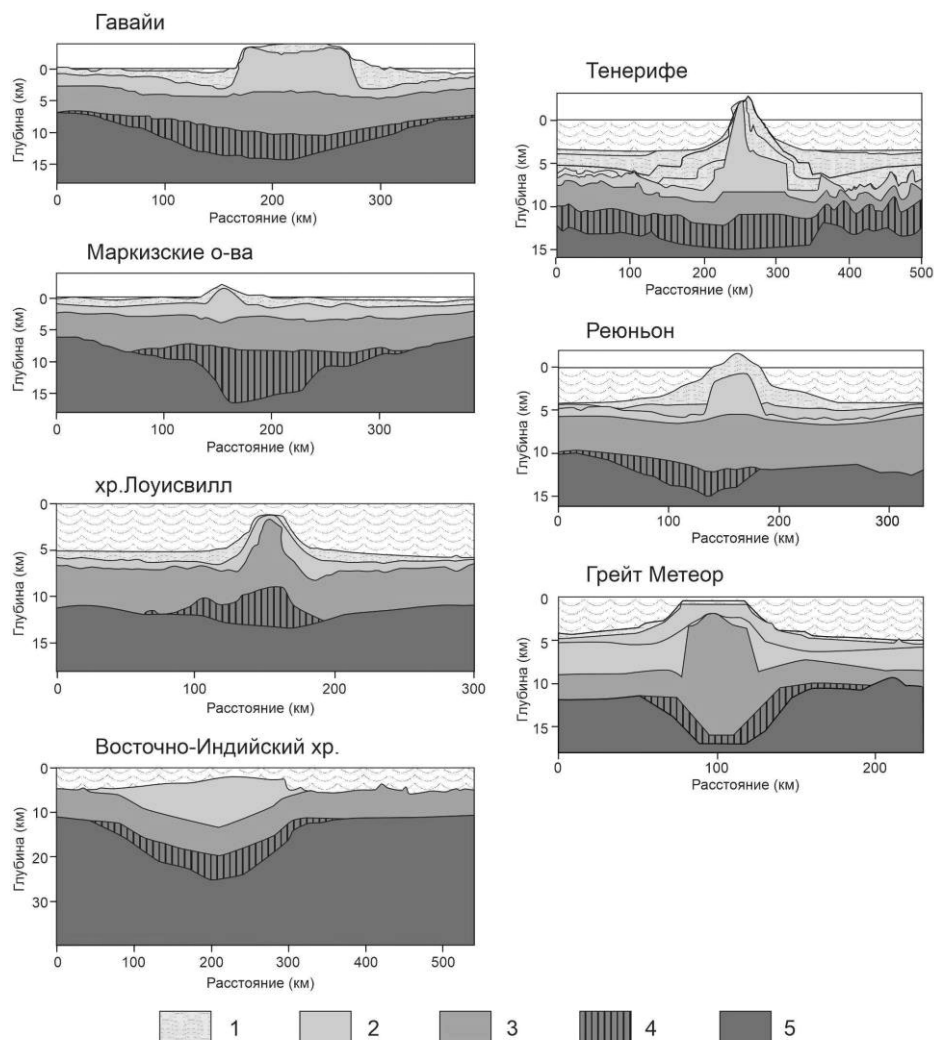


Рис. 18.3. Утолщение коры за счет андерплейтинга под подводными вулканическими сооружениями (по Koop et al.).

Выделение слоев коры основано на скоростях сейсмических волн:
 1 — осадки ($\rho = 2,2\text{--}2,4 \text{ г/см}^3$), 2 — верхняя кора ($\rho = 2,6\text{--}2,8 \text{ г/см}^3$), 3 — нижняя кора ($\rho = 2,8\text{--}2,9 \text{ г/см}^3$), 4 — андерплейтинг ($\rho = 3,0\text{--}3,1 \text{ г/см}^3$), 5 — мантия ($\rho = 3,3 \text{ г/см}^3$)

Сейсмические исследования, по данным М. Ричардса с соавторами, свидетельствуют о наличии ультраосновных тел со скоростями продольных волн $V_p \sim 7,4\text{--}8,0$ км/с, лежащих на или выше Мохо (например, Гавайи, Маркизские острова и Реюньон). Однако в других провинциях, подвергнутых влиянию горячих точек (например, Галапагосские острова, хр. Наска, хр. Лоуисвилл), нижняя кора прорвана большими объемами габброидных пород ($V_p \sim 6,8\text{--}7,5$ км/с), увеличивающих мощность океанической коры снизу за счет кристаллизации частично расплавленного мантийного материала (область андерплейтинга) (рис. 18.4).

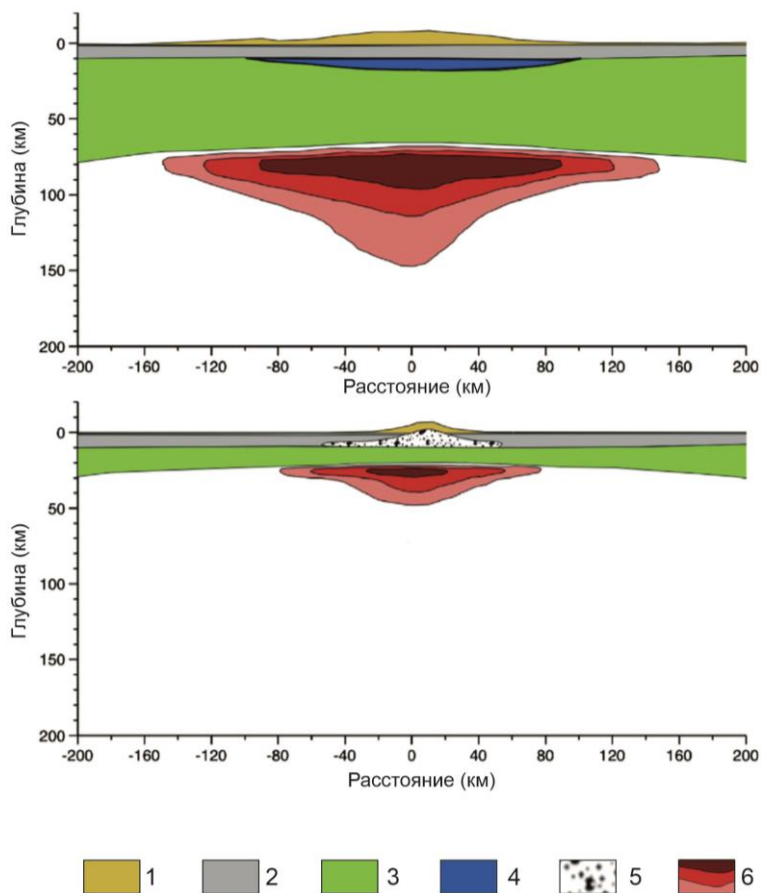


Рис. 18.4. Контрастные режимы плавления и внедрения материала горячей точки (плюма) под мощной литосферой (вверху) и более слабого плюма под молодой литосферой (внизу) (по Richards et al.):

1 — вулканическая постройка; 2 — океаническая кора; 3 — подкоровая мантия; 4 — ультраосновные кумуляты; 5 — габброидные интрузивы (андерплейтинг), 6 — область плавления

Прогрев литосферы создает предпосылки для ее разрыва, определяя наиболее слабые участки. В результате взаимодействия внешних усилий, приложенных к границам плит, с эффективной деятельностью горячего пятна концентрируются напряжения в наиболее ослабленном участке литосферы, что способствует образованию вулканических цепочек подводных гор и сигмаобразных трещин на этом участке. Такая модель позволяет объяснить как эшелonoобразное строение трещин, так и непрерывную активность вулканического центра, создающего цепочки океанических вулканов типа Гавайского, Императорского, Туамоту-Лайн, Маршалла-Гилберта и других хребтов. Широкое распространение такого типа трещин позволяет предполагать единую динамическую природу их образования.

Гавайско-Императорский вулканический хребет представляет собой широкое сводовое поднятие с надстраиваемыми его вулканическими горами, наложенное на более древнюю океаническую кору. Гавайский свод имеет очень небольшую (порядка 500 м) высоту над средним уровнем окружающего его ложа океана, ширина его — более 1000 км, протяженность достигает 2500 км (рис. 2.1). На поверхности свода (вдоль его оси) располагается Гавайский хребет — крупное вулканическое сооружение, вершины которого поднимаются над водой в виде Гавайских островов. Возраст вулканических сооружений Гавайской цепи увеличивается к северо-западу от современного до 43 млн лет (рис. 3.28 А).

К северу от северо-западного окончания хребта, отделяясь от него близ 30° с.ш. проходом с глубинами до 5000–5500 м и шириной около 80 км, лежит крупное поднятие Императорских подводных гор (Северо-западный хребет) субмеридионального простирания. Морфологически Императорский хребет походит на Гавайский, и это в известной мере служит основанием к тому, чтобы считать их частями одной и той же структурной системы. Императорский хребет протягивается от 30 до 52° с.ш., где он примыкает к подводной возвышенности Шатского и упирается в глубоководный Алеутский желоб (рис. 2.1). Протяженность хребта при этом достигает 2500 км, а ширина — около 70 км. Возраст вулканических сооружений также увеличивается к северу от 43 до 75 млн лет. Горы Императорского хребта лежат на общем цоколе, напоминающем Гавайский вал, но выраженном менее четко, так как на всем протяжении хребта вдоль его подножий развиты прогибы, аналогичные прогибам, сопровождающим Гавайский хребет. Глубины океанического дна в этих прогибах большей частью превышают 5500 м, а во многих местах оказываются более 6000 и 6500 м. Высота Императорского хребта значительна, несмотря на то что ни одна из его вершин не поднимается над водой. Над дном прогибов вершины хребтов поднимаются до 5000–6000 м, хотя в седловинах между отдельными горами высота цоколя падает до 500–1000 м. Судя по данным морфологии Императорского хребта, он является вулканическим, постро-

енным на сводовом поднятии и в настоящее время погружившимся по мере увеличения глубины дна океана с возрастом и под действием собственного веса. Поэтому он выражен в рельефе дна несколько слабее, чем Гавайский хребет.

Выплавление магмы на различных глубинах — в мантии и в пределах океанической коры — обусловило излияние из вулканов Гавайско-Императорского хребта двух серий лав: щелочнобазальтовой (гавайиты, муджиериты) и низкокальциевой, толеитовой. Для обеих серий характерны спокойные излияния лавы, отсутствие эксплозивных извержений. Базальтовая лава, раз за разом изливавшаяся на дно океана, постепенно формировала подводную гору, высота которой в течение ста и/или более тысяч лет увеличивалась. Затем вершина вулкана достигала поверхности, и начинал формироваться и расти в размерах остров, сложенный продуктами вулканических извержений.

О масштабах вулканической активности, связанной с Гавайской горячей точкой, можно судить по размерам самого большого и самого молодого острова Гавайского архипелага — острова Гавайи — и расположенных на нем вулканов. Остров Гавайи, площадью $10\,433\text{ км}^2$, образован пятью вулканами, слившимися основаниями: Кохала — потухший, Мауна-Кеа — дремлющий, Хуалалаи, Мауна-Лоа, Килауэа. Самый крупный из вулканов — Мауна-Лоа — занимает площадь около 5200 км^2 , его абсолютная высота — 4169 м , а объем — 75 тыс. км^3 . Самый высокий вулкан острова — Мауна-Кеа — имеет высоту 4205 м над уровнем моря. Но надводная часть острова Гавайи — это лишь часть вулканических построек: большая их часть находится под водой, и вершины вулканов Мауна-Лоа и Мауна-Кеа возвышаются над дном Гавайской котловины приблизительно на 10 км . Вся эта громадная вулканическая постройка сформировалась примерно за $0,5\text{ млн лет}$.

Килауэа — активный щитовой вулкан, самый молодой из наземных гавайских вулканов и один из самых активных действующих вулканов на Земле. Характерны извержения гавайского типа. Высота 1247 м над уровнем моря, основание на дне океана — около $5,5\text{ км}$. На вершине располагается кальдера $4 \times 3,2\text{ км}$ глубиной 120 м . Вулканический щит вытянут с востока на запад вдоль двух главных рифтовых зон. Вулкан имеет множество боковых кратеров и несколько шлаковых конусов.

Со временем, порядка 1 млн лет , перемещение литосферной плиты уносит недавно созданные вулканические острова на северо-запад. Они постепенно удаляются за пределы действия горячей точки, вулканы прекращают извергаться, острова перестают расти и постепенно перемещаются на движущейся литосферной плите. В дальнейшем, по мере остывания литосферы, что связано с удалением от горячей точки, и частично также

вследствие процессов эрозии, острова постепенно уменьшаются в размерах и погружаются под воду, превращаясь в атоллы, отмели, скалы, гайоты, подводные горы.

Однако, поскольку количество извергнутого материала в полосе океанического дна, испытавшей воздействие горячей точки, во много раз больше, чем на соседних участках дна, подводные горы, сложенные базальтами, более легкими по сравнению с породами подкоровой мантии, и после остывания литосферы продолжают возвышаться над дном океана на несколько километров.

Поверхностные толщи активных вулканических островов Гавайского хребта слагаются породами со сравнительно низкой скоростью продольных сейсмических волн (3 км/сек), что говорит о рыхлой структуре аккумулятивных шлейфов и лавовых потоков. На глубине около 3 км ниже уровня океана скорость продольных волн возрастает до 4 км/сек и еще ниже скачком увеличивается до 5,25 км/сек, а на глубине 9–10 км — до 6,8 км/сек. Раздел Мохоровичича проходил на глубине 15 км, где скорости продольных волн возрастают до 8,25 км/сек.

Важные сведения о структуре литосферы и верхней мантии дают наблюдения сейсмических волн, возбуждаемых в очагах магматизма под вулканами о. Гавайи. По разрядке напряжений в литосфере можно проследить движение магмы от основного очага до поверхности. Установлено, что источник магмы лежит на глубине не менее 60 км в верхней мантии. Магма поступает из этого источника по постоянно действующему магмапроводу и собирается в относительно неглубоком резервуаре, лежащем уже в верхнем слое коры непосредственно под кальдерами вулканов.

Аномальное гравитационное поле под Гавайско-Императорским хребтом довольно хорошо исследовано, и определены его генеральные черты. Над гребнем хребтов наблюдаются интенсивные положительные аномалии силы тяжести $\Delta g_{\text{св}} = 150\text{--}250$ мГал (рис. 18.5). Максимальные значения аномалий приурочены к отдельным вулканическим центрам. Интенсивные положительные аномалии по обеим сторонам ограничиваются поясами отрицательных аномалий величиной до 100–150 мГал, шириной до 200 км, которые, вероятно, связаны с глубокими краевыми прогибами литосферы, обусловленными нагрузкой хребта и заполненными низкоплотными осадками. Особенностью отрицательных аномалий является их протяженность на сотни километров как вдоль Гавайского хребта, так и вдоль Императорских подводных гор. Далее пояс отрицательных аномалий ограничивается широкой зоной малоамплитудных (25–50 мГал) положительных аномалий, связанных с краевыми валами. Литосфера под нагрузкой Гавайского хребта прогнута, и с этим связано увеличение глубины границы Мохоровичича (рис. 18.5).

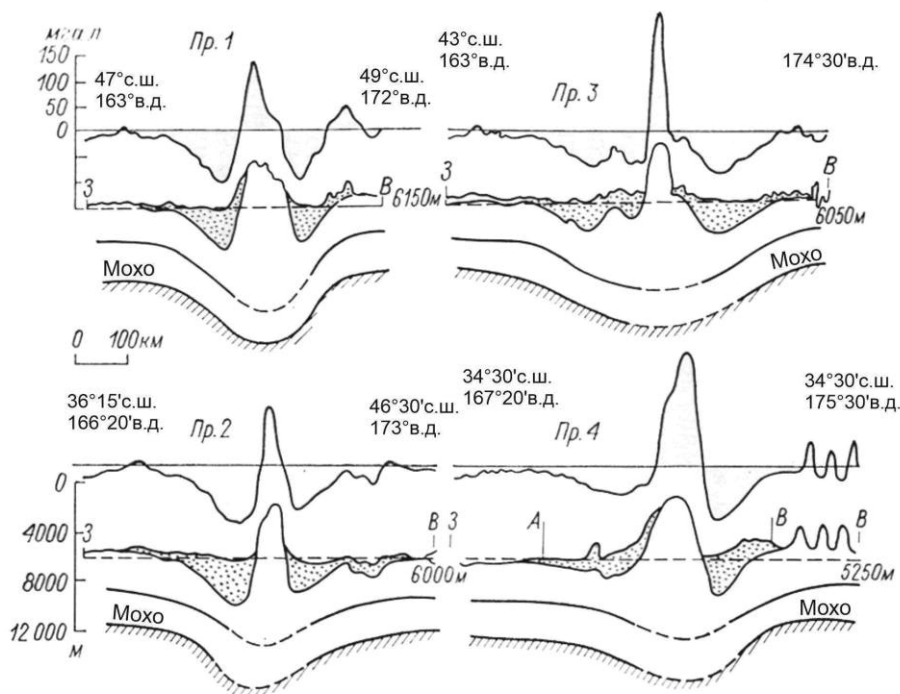


Рис. 18.5. Рельеф дна, гравитационные аномалии и прогибание литосферы под подводными горами Гавайско-Императорского хребта

18.3. Поднятия, связанные с крупными магматическими провинциями

При значительной магматической активности плюмовой природы могут быть сформированы крупные магматические провинции (КМП) (в терминологии Коффина и Эльдхольма *large magmatic provinces*), образованные изверженными породами, распространенными по площади $>0,1$ млн км², с объемами массы $>0,1$ млн км³ и продолжительностью магматической активности ~ 50 млн лет и более. Как правило, эти образования, характеризуются короткими магматическими импульсами ($\sim 1-5$ млн лет), в течение которых изливается и внедряется большая часть всех магматических пород. Морфологически такие провинции выражены в виде обширных подводных плато (например, Онтонг-Джава, Шатского, Хесса — в Тихом океане, Северо-Атлантическое — в Атлантическом океане, Кергелен, Брокен, Агульяс — в Индийском океане) или в виде подводных хребтов, протягивающихся на расстояние в сотни — первые тысячи километров (например, Восточно-Индийский хребет, Мадагаскарский хребет, хребет Лоусвилл и др.) (рис. 18.6).

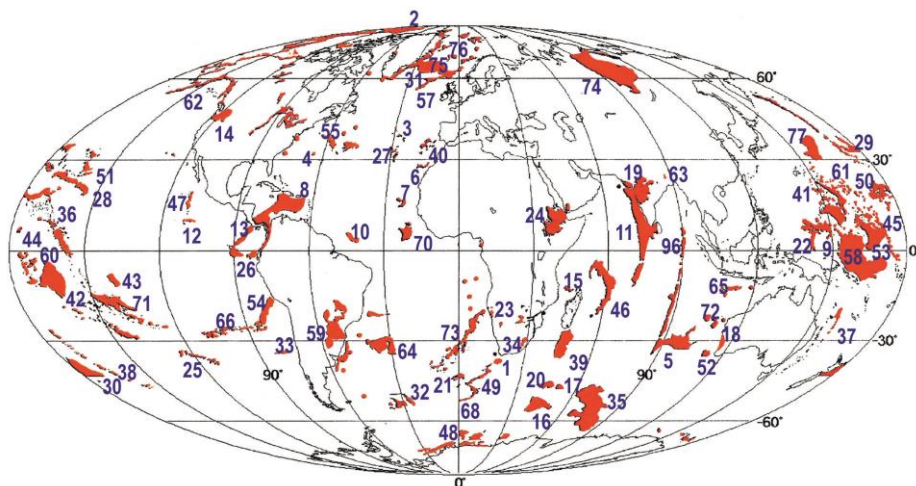


Рис. 18.6. Крупные магматические провинции Земли, океанические плато, подводные хребты и поднятия, сформированные за последние 250 млн лет (по Coffin, Eldholm):

1 — плато Агульяс; 2 — хр. Альфа-Менделеева; 3 — Азорское плато; 4 — Бермудское поднятие; 5 — хр. Брокен; 6 — Канарские о-ва; 7 — поднятие Кейп Верде; 8 — Карибская магматическая провинция; 9 — Каролинские подводные горы; 10 — поднятие Сеара; 11 — хр. Чагос-Лаккадивский; 12 — подводные горы Клиппертон; 13 — хр. Кокос; 14 — базальты реки Колумбия; 15 — Коморский архипелаг; 16 — поднятие Конрад; 17 — поднятие Крозе; 18 — магматическая провинция Банбери; 19 — траппы Декана; 20 — поднятие Дель-Кано; 21 — подводные горы Дискавери; 22 — поднятие Эурипик; 23 — магматическая провинция Этендека; 24 — базальтовая провинция Афара; 25 — подводные горы Фаундейшн; 26 — хр. Галапагосский/Карнеги; 27 — подводные горы Грант Метеор; 28 — Гавайско-Императорский хр.; 29 — поднятие Хесса; 30 — плато Хикуранги; 31 — Исландско-Гренландский хр.; 32 — поднятие Айлос Оркадас; 33 — арх. Хуан-Фернандес; 34 — магматическая провинция Кару; 35 — плато Кергелен; 36 — о-ва Лайн; 37 — поднятие Лорд Хау; 38 — хр. Лоуисвилл; 39 — Мадагаскарский хр.; 40 — поднятие Мадейра; 41 — Магеллановы подводные горы; 42 — плато Манихики; 43 — Маркизские о-ва; 44 — Магелланово поднятие; 45 — Маршал-Гильбертовы подводные горы; 46 — Маскаренское плато; 47 — хр. Математиков; 48 — поднятие Мод; 49 — поднятие Метеор; 50 — горы Мид Пасифик; 51 — подводные горы Музыкантов; 52 — плато Натуралист; 53 — бассейн Наури; 54 — хр. Наска; 55 — подводные горы Новой Англии; 56 — хр. Девяностого градуса; 57 — Северо-Атлантическая магматическая провинция; 58 — плато Онтонг Джава; 59 — траппы Параны; 60 — подводные горы Феникс; 61 — бассейн Пигафета; 62 — подводные горы Прагт-Уокер; 63 — траппы Раджмахал; 64 — поднятие Рио-Гранди; 65 — поднятие Ру; 66 — хр. Сала и Гомес; 67 — поднятие Шатского; 68 — хр. Шона; 69 — траппы Восточной Сибири; 70 — поднятие Сьерра Леона; 71 — арх. Гуамоту; 72 — плато Валлаби; 73 — Китовый хр.; 74 — Восточно-Сибирская магматическая провинция; 75 — о. Исландия; 76 — хр. Ян-Майен; 77 — поднятие Шатского

Геодинамические обстановки формирования крупных магматических провинций рассмотрены в работах Коффина, Эльдхольма, Ито, А.М. Никишина в монографии (Лобковский и др., 2004). Они включают (рис. 18.7):

- зоны континентального рифтогенеза (трапповые провинции Восточной Сибири, базальты реки Колумбия);
- области перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу в условиях активизации плюмового магматизма и аномально разогретой мантии (например, трапповые провинции Декан, Парана-Этендека, Раджмахал-Кергелен, Банберри, Кару-Феррар, Афар);
- пассивные рифтогенные вулканические окраины, характеризующиеся наличием SDR-комплексов и андерплейтингом (окраины Северной и Южной Атлантики);
- океанические плато (Кергелен, Брокен, Манихики, Онтонг-Джава);
- подводные хребты (Мадагаскарский, Китовый и др.);
- группы подводных гор;
- области аномальной коры на (или вблизи) спрединговых хребтах (Исландия, Азор);
- приразломные хребты, сформированные за счет дамбового эффекта при плюмовом магматизме (Восточно-Индийский хребет).

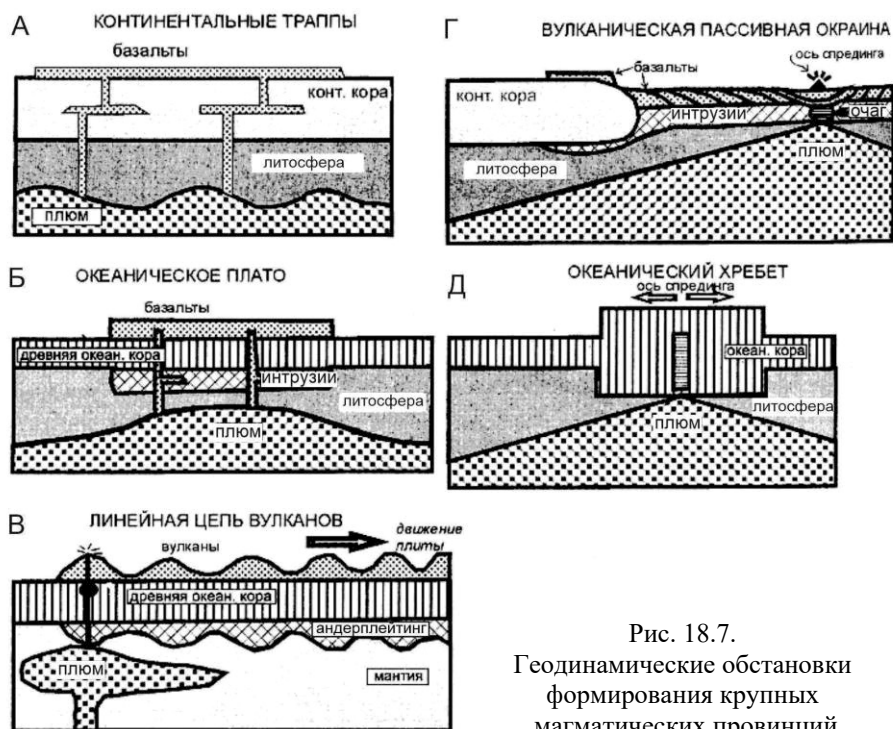


Рис. 18.7.
Геодинамические обстановки
формирования крупных
магматических провинций
(по А. Никишину):

А — внутриконтинентальные траппы (Восточная Сибирь, Афар); Б — океаническое плато (Кергелен, Брокен); В — линейная цепь вулканов (Гавайско-Императорский хребет); Г — вулканическая пассивная окраина (Декан, Парана-Этендека); Д — спрединговый хребет (Исландия, Азор)

Рассмотрим некоторые примеры.

Область Афар, расположенная в Эфиопии, представляет собой место сочленения трех рифтовых систем — Красноморской, Аденской и Восточно-Африканской (Главный эфиопский рифт), — осложненное плюмовой активизацией. Самый ранний эпизод вулканической активности начался на юге Эфиопии ~45 млн лет назад. За ним последовали широкомасштабные излияния базальтов в Северо-Западной Эфиопии и в Йемене ~30 и 31–29 млн лет назад, соответственно. Событие в Эфиопии сопровождалось излиянием в течение 1–2 млн лет толеитов и игнимбритов (Hofmann et al.). В Йемене было произведено 0,35–1,2 млн км³ основных магм, после чего последовал менее объемный кислый вулканизм, начавшийся ~29 млн лет назад (Menzies et al.). Излияние покровных платобазальтов произошло за несколько миллионов лет до того, как началось растяжение в Восточно-Африканском рифте ~23 млн лет назад (Hendrie et al.) и в Аденском заливе ~26 млн лет назад (Menzies et al.). С тех пор началось формирование новых границ плит, сопровождавшееся раскрытием впадин Аденского залива и Красного моря, которое продолжается и в настоящее время.

Центрально-Атлантическая магматическая провинция (ЦАМП) первоначально оконтуривалась гигантским роом даек с возрастом 197–202 млн лет (Courtillet and Renne), связанных с ранним расколом Гондваны между Северной Африкой, Северной Америкой и центральной частью Южной Америки.

Продукты извержений и рои даек разнесены по широкой площади ~7 млн км², а предполагаемый их объем мог составлять ~2 млн км³ (Magzoli et al.). Сейсмические и магнитные исследования на восточной окраине Северной Америки предполагают, что морская часть ЦАМП может иметь объем до 3 млн км³ (Holbrook and Kelemen). По этим оценкам общий объем составляет около 5 млн км³.

Траппы Декана на континентальной окраине Западной Индии представляют собой один из наиболее ярких примеров проявлений толеитового магматизма над архейской корой. Они рассредоточены на площади ~1,5 млн км², ориентировочный объем — 8,2 млн км³ (Coffin and Eldholm). Основная фаза извержений охватывает период 65–67 млн лет назад. Через несколько миллионов лет после этого события — ~63 млн лет назад — начался спрединг морского дна между Индией и Сейшельскими островами (Dyment).

Извержение базальтов **провинции Кару в Африке и Феррар** в Антарктиде произошло примерно 184 млн лет назад (Encarnacion et al. и Minor and Mukasa), за которым, возможно, последовало незначительное событие 180 млн лет назад (Courtillet и Renne). Ориентировочно общий объем продуктов извержения составляет ~2,5 млн км³. Структура тройного сочленения роя расходящихся даек, питающих базальты Кару, вероятно,

контролировалась ранее существовавшими рифтогенными разрывами литосферы, которые включают границы кратонов Каапваал и Зимбабве, а также подвижный пояс Лимпопо (Jourdan et al.). Провинция Феррар занимает площадь около 0,35 млн км² (Elliot and Flemin) в виде линейного пояса вдоль Трансантарктических гор. Две провинции были разделены континентальным рифтингом, а затем океаническим бассейном, формирование которого началось ~156 млн лет назад.

Североатлантическая вулканическая провинция (САВП) покрывает ~1,3 млн км² (Saunders et al.) с ориентировочным объемом продуктов извержения ~6,6 млн км³ (Coffin and Eldholm). Ее формирование тесно связано с континентальным рифтингом и океаническим спредингом, осложненными плюмовым магматизмом. Самые ранние меловые извержения в пределах САВП отмечаются в виде пикритовых лав в Западной Гренландии. За ними 61 млн лет назад последовали массивные извержения толеитовых базальтов в западной и юго-восточной Гренландии и на Британских островах с общим объемом около 2 млн км³, а несколько позже, 56 млн лет назад, примерно с таким же объемом продуктов извержения — на востоке Гренландии и Фарерских островах (рис. 11.16) (Courtillet and Renne).

За начальными эпизодами магматизма последовал раскол между Гренландией и Европой, зафиксированный хроном 24 (56–52 млн лет) и сопровождаемый вулканизмом на континентальных окраинах и последующим формированием океанской коры. Срединг в Лабрадорском море замедлился около 50 млн лет назад и прекратился совсем 36 млн лет назад. Тем не менее он продолжился к востоку от Гренландии, на хребте Эгир, а затем, начиная с 25 млн лет назад, — вдоль хребта Колбенсей, который отделил микроконтинент Ян-Майен от окраины восточной Гренландии.

Магматические провинции Параны и Этендеки — это сопряженные вулканические поля, сформированные на поздней стадии континентального рифтогенеза, разделяющего Южную Америку и Африку. Магматическая провинция Параны в Южной Америке занимает площадь 1,2 млн км² при средней мощности 0,7 км. Обширные рои даек, окружающие провинцию, позволяют предположить, что первоначальная протяженность могла быть даже больше (Trumbull et al.). Вулканизм бимодальный, с преобладанием толеитовых лав и риолитов. Результаты ⁴⁰Ar-³⁹Ar датирования предполагают, что пик извержения произошел ~133–130 млн лет назад (Courtillet and Renne), которому предшествовали небольшие извержения на северо-западе бассейна Параны на 135–135 млн лет назад. Более молодой магматизм сохранялся вдоль побережья (128–120 млн лет назад) и распространялся в Атлантический океан, образуя впоследствии океанические хребты Рио-Гранди и Китовый, являющиеся следствием активности горячей точки Тристан. Базальты провинции Этендека в Западной Аф-

рике сходны с базальтами Параны. Они занимают площадь 0,08 млн км² (Ewart et al.). Раскрытие Южной Атлантики происходило с юга на север, о чем свидетельствуют линейные магнитные аномалии, фиксирующие возраст первоначальной океанической коры 137 или 130 млн лет вблизи Кейптауна и ~127 млн лет возле окраины трапповой провинции Параны.

Плато Кергелен — хребет Брокен. Рифтогенная стадия распада материков Восточной Гондваны фиксировалась в формировании магматических провинций Банбери в юго-западной Австралии, Раджмахал в восточной Индии, горы Принс Чарльз в Антарктиде. В дальнейшем, в процессе спрединга, значительную роль в формировании крупных магматических провинций в восточной части Индийского океана сыграл плюм Кергелен. По данным Коффина с соавторами, базальты магматической провинции Банбери имеют возраст 123 и 132 млн лет, 117–118 млн лет назад произошло излияние траппов провинции Раджмахал. Первая крупная магматическая активизация плюма Кергелен, которая привела к формированию южной части плато Кергелен, произошла 119 млн лет назад. Центральное плато Кергелен и хребет Брокен образовались в результате магматической активизации горячей точки ~110 млн лет назад и ~95 млн лет назад соответственно. Вышеупомянутые структуры являются результатом наиболее активного проявления вулканизма плюма с общим объемом продуктов извержений 15–24 млн км³, распределенных по площади 2,3 млн км².

С деятельностью плюма Кергелен связано происхождение крупнейших океанических поднятий: плато Кергелен, хребта Брокен и Восточно-Индийского хребта (или хребта Девяностого градуса), протянувшегося на расстояние около 5000 км. Об их генетическом родстве свидетельствует и близкий возраст проявления начального базальтового вулканизма: для северной, самой древней части Восточно-Индийского хребта это 82 млн лет (возраст уменьшается к югу), для хребта Брокен и для северной части плато Кергелен — 85–89 млн лет. Базальты южной части плато Кергелен имеют более древний возраст, в структуре ее коры обнаруживаются даже фрагменты древней континентальной коры. Все эти поднятия имеют увеличенную толщину коры, что свидетельствует о значительной роли магматических процессов в их формировании, наращивающих кору как сверху, в результате излияния базальтов, так и снизу, в результате андерплейтинга. Однако различная их морфологическая и геофизическая выраженность свидетельствует о том, что в дальнейшем эти поднятия претерпели различную эволюцию. Так, происхождение Восточно-Индийского хребта, согласно одной из гипотез, рассматривается как результат влияния плюмового магматизма (Coffin, Eldholm) на Индийско-Австралийский спрединговый хребет, ограниченный протяженным трансформным разломом субмеридионального простирания (дамбовый эффект). Значительную

роль в формировании коры отдельных участков Восточно-Индийского хребта могли играть процессы серпентинизации.

Вплоть до среднего эоцена хребет Брокен и плато Кергелен развивались как единое целое, а затем (около 43 млн лет назад) они были отделены друг от друга Юго-Восточным Индийским спрединговым хребтом, сформировавшимся при разделении Австралии и Антарктиды.

Особенностью магматической активности плюма Кергелен является длительность его функционирования — начиная со 119 млн лет назад вплоть до настоящего времени — в виде активных вулканов Хьорт и Макдональд.

Еще одной необычной особенностью южной части плато Кергелен является наличие в его структуре фрагментов с континентальной корой.

При раскрытии океанического бассейна между Юго-Восточной Африкой и Антарктидой формировались магматические хребты и поднятия Крозе, Марион, Дель Кано, Конрад, Мадагаскарский хребет, а при раскрытии приантарктического сектора Южной Атлантики в результате кинематических перестроек, инициируемых магматической активизацией горячих точек Буве и Шона, формировались плато Агульяс, поднятие Северо-Восточной Грузии и сопряженные хребты Метеор и Айлос Оркадас (рис. 18.6).

Плато Онтонг-Джава, расположенное в западной части Тихого океана, занимает площадь ≈ 2 млн км², имеет толщину коры до 36 км, а объем продуктов извержения оценивается в 44 млн км³ (Gładczenko), (рис. 18.8). Большая часть базальтов извергалась за относительно короткое время (~ 1 – 2 млн лет) около 122 млн лет назад. Базальты, обнаруженные на островах Санта-Исабель и Рамос, указывают на меньший возраст вулканизма — ≈ 90 млн лет назад (Neal et al.).

Возрастные контрасты между окружающим морским дном и плато Онтонг-Джава позволяют предположить, что извержение произошло вблизи срединно-океанического хребта. Возможно, это плато является фрагментом изначально более крупного магматического сооружения, включающего плато Манихики. Предполагаемый первоначальный размер сооружения делает его, безусловно, самой крупной из всех магматических провинций в геологической летописи современных океанов. Образцы пород, полученные в результате бурения по программе ODP (Leg 192) на восьми скважинах, показали преобладание низкокальциевых толеитовых базальтов.

Петрологическое моделирование Фиттона и Годарда согласуется с тем, что первичные магмы образовались при 30%-ном плавлении перидотитового источника (Fitton and Godard, 2004) при высокой температуре мантии (~ 1500 °C), расположенной под тонкой литосферой.

Поднятие Шатского — одно из крупных тихоокеанских плато, занимающее площадь 0,48 млн км², с объемом продуктов извержения порядка

4,3 млн км³. Особенностью поднятия Шатского является то обстоятельство, что оно сформировалось над мантийным плюмом между 146 (M20) и 127 (M4) млн лет назад в зоне тройного соединения плит Тихоокеанской, Иванаги и Фараллон, о чем свидетельствует распределение линейных магнитных аномалий (рис. 18.8). При формировании плато отмечается четыре стадии активизации магматизма, которые приводили к реорганизации тройного соединения.

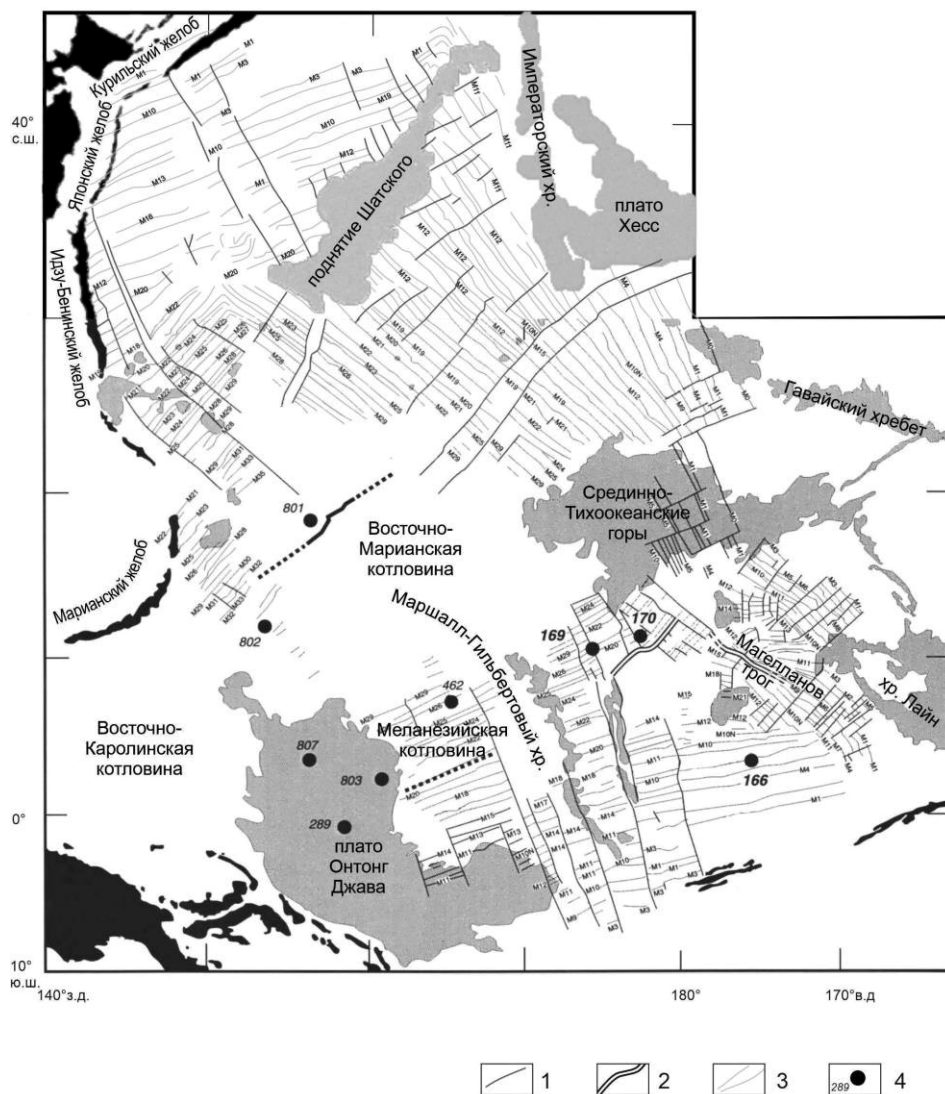


Рис. 18.8. Расположение подводных поднятий в западной части Тихого океана и распределение линейных магнитных аномалий (по Ф. Джаннеу и П. Кастильо, 1997)

Таким образом, связь горячих точек с крупными магматическими провинциями довольно четко прослеживается по геоморфологическим, геохронологическим, геофизическим и геохимическим индикаторам. Ниже приведены наиболее яркие примеры: (1) Исландия и Североатлантическая вулканическая провинция; (2) Кергелен и Банбери, плато Натуралист, Раджмахал (Восточная Индия), хребет Брокен и Восточно-Индийский хребет; (3) Реюньон и Декан, Западная Индия, Чагос-Лаккадивский хребет, Маскаренский хребет; (4) Марион и Мадагаскарский хребет; (5) Тристан-да-Кунья и Парана, Этендека, Рио-Гранди, Китовый хребет; (6) Шона и плато Агульяс, поднятия Северо-восточная Георгия, Метеор и Айлос Оркадас.

18.4. Микроконтиненты в структуре океанической литосферы

В процессе раскола континентальной литосферы при переходе от континентального рифтинга к океаническому спредингу нередко происходит полное отторжение небольших континентальных блоков от материнского континента, приводящее к образованию микроконтинентов, или неполное отторжение погруженных плато или хребтов, выдвинутых в сторону океана и являющихся продолжением шельфа пассивных континентальных окраин (рассмотрены в разделе 16.1.4).

Микроконтиненты представляют собой погруженные ниже уровня моря или островные блоки, сложенные континентальной корой, со всех сторон окруженные корой океанической.

Подобные структуры распространены неравномерно в пределах современных океанов (рис. 18.9). Значительное их количество располагается в Северной Атлантике и в Индийском океане, гораздо меньше — в Центральной и Южной Атлантике и совсем немного — в Тихом океане. Относительно Тихого океана это понятно, ведь в нем практически отсутствуют рифтогенные окраины, за исключением крайней юго-западной части в море Амундсена. Что касается неравномерного распределения таких структур в пределах Атлантики, то ответ на этот вопрос, по всей видимости, следует искать в особенностях перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу.

Морфологически эти структуры выражены разнообразно: в виде изометричных поднятий, линейно вытянутых хребтов, погруженных плато или островов вблизи континентальных окраин. Это также свидетельствует о разнообразии условий их происхождения.

Нередко микроконтиненты удалены от родительского материка на сотни и даже тысячи километров.

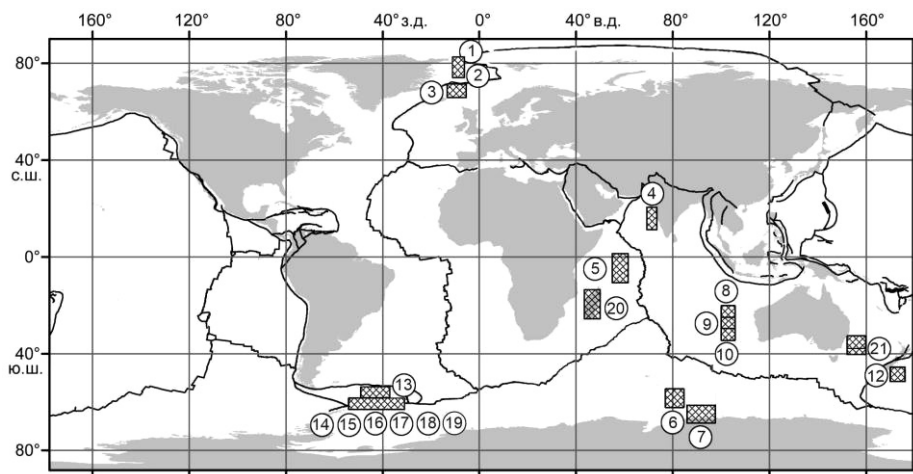


Рис. 18.9. Распределение микроконтинентов в структуре океанической литосферы:

Цифрами в кругах обозначены: 1 — хр. Ховгард, 2 — Гренландский хр., 3 — хр. Ян-Майен, 4 — хр. Лакшми, 5 — Сейшельские о-ва, 6 — банка Элан, 7 — южная часть плато Кергелен, 8 — банка Зенит, 9 — банка Батавия, 10 — банка Гольден Драк, 11 — подводная гора Гильберта, 12 — плато Чатем, 13 — плато центральной провинции плиты Скотия, 14–18 — погруженные плато южной границы плиты Скотия: 14 — Террор, 15 — Южно-Оркнейские о-ва, 16 — Пири, 17 — Брюса, 18 — Дискавери, 19 — Хердмана; 20 — о. Мадагаскар

Концептуальная модель формирования микроконтинентов в результате их полного отделения от материка представлена на рис. 18.10. Принципиальным фактором этой модели является наличие мантийного плюма, который начинал функционировать в районе молодой континентальной окраины, после того как уже произошел раскол материка и начался спрединг (таблица 18.1). Деятельность горячей точки приводила к механическому ослаблению континентальной окраины и перескоку оси спрединга в ее пределы. В результате старый спрединговый хребет отмирает, а новый набирает силу и отделяет в процессе аккреции своей океанической коры небольшой континентальный блок от окраины материка.

Микроконтиненты могут быть погружены ниже уровня моря (например, банка Элан в окрестности плато Кергелен, Восточное Тасманово плато, подводные горы Гильберта, хребет Лакшми, банки Гульден Драк и Батавия в Западно-Австралийской котловине), или оставаться выше уровня моря в виде крупных островов при значительных размерах отторженного блока (например, о. Мадагаскар), или погруженными плато и хребтами с небольшими островными выходами (хребет Ян-Майен в Северной Атлантике, Сейшельская банка и Сейшельские острова) (рис. 18.9). Многие из перечисленных выше погруженных блоков формировались в условиях действия мантийных плюмов или горячих точек, активная деятельность

которых проявилась после рифтогенного раскола континента и начала аккреции океанической коры. При этом четко выдерживается последовательный ряд событий (рис. 18.10): 1) рифтогенный раскол континента; 2) спрединг и аккреция океанической коры; 3) активная деятельность горячей точки на молодой континентальной окраине, часто сопровождаемая формированием крупных магматических провинций и андерплейтингом; 4) перескок оси спрединга в сторону континентальной окраины, приводящий к отмиранию старой спрединговой ветви, образованию нового спредингового хребта с асимметричным спредингом и отделению от материнского континента микроблока, который будет от него удаляться в процессе аккреции новой океанической коры.

Таблица 18.1

Геодинамические обстановки и условия формирования микроконтинентов

№	Геодинамические условия формирования	Краткая характеристика	Примеры
1	Микроконтиненты, сформированные под влиянием мантийных плюмов	Действие мантийного плюма на молодой континентальной окраине приводит к механическому ослаблению литосферы, перескоку оси спрединга на край континента и отделению континентального микроблока	Банка Элан, хр. Ян-Майен, поднятия Гольден Драк, Батавия, Сейшельская банка, плато Восточная Тасмания
2	Микроконтиненты линейной формы, сформированные вследствие продвижения рифтовой трещины вдоль разломной зоны, расположенной на краю континента	Наличие разломной зоны приводит к механическому ослаблению прочности литосферы и изменению геометрии развивающейся рифтовой трещины	Разлом Сан-Андреас и развитие рифтовой трещины Калифорнийского п-ва (начальная стадия формирования микроконтинента), Левантийский разлом и развитие рифтовой зоны Красного моря
3	Микроконтиненты, сформированные при эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон, соединяющих различные спрединговые хребты	В транстенсивных сдвиго-раздвиговых зонах, соединяющих различные спрединговые хребты, при перескоках осей спрединга формируются микроконтиненты	Хребты Ховгард и Гренландский в Северной Атлантике, поднятия Зенит в северо-восточной части Индийского океана

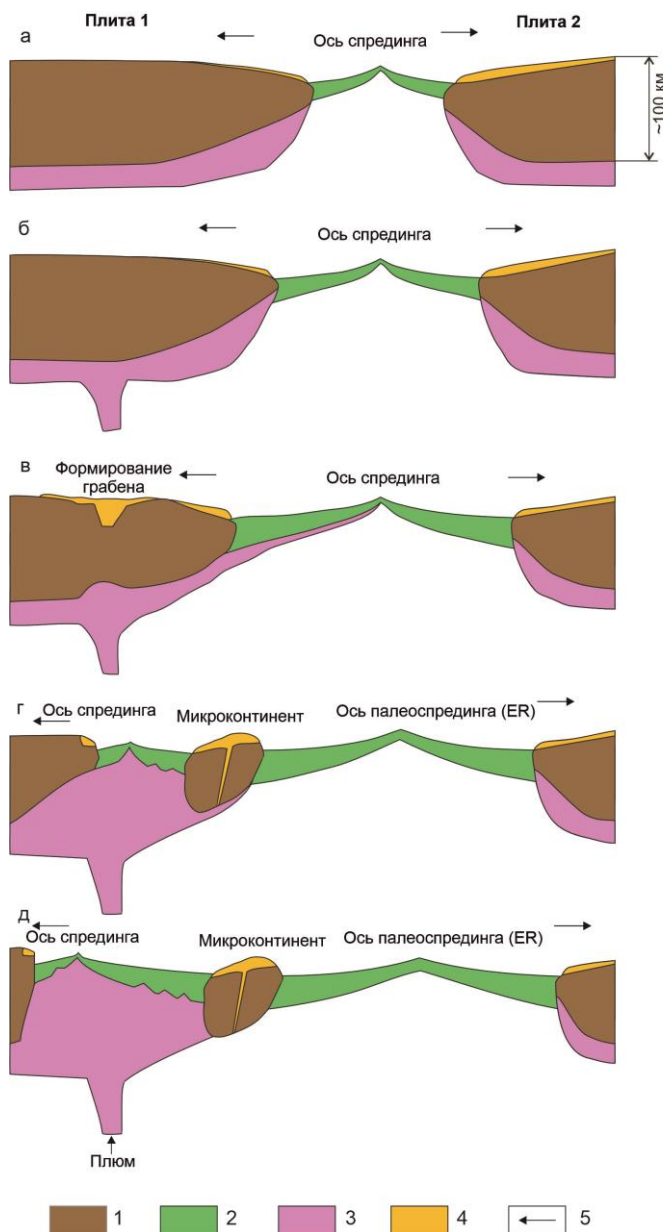


Рис. 18.10. Концептуальная модель формирования микроконтинента под влиянием плюма (по Gaina, Müller с небольшими изменениями):

а — формирование океанического бассейна в результате раскола двух континентов; б — перемещение молодой пассивной окраины в область существующего плюма; в — формирование рифтогенного грабена на молодой пассивной окраине; г — перескок хребта в сторону плюма, спрединг на новом хребте и изоляция микроконтинента; д — удаление микроконтинента от континентальной окраины. 1 — континентальная литосфера, 2 — океаническая литосфера, 3 — плюмовый материал астеносферы, 4 — вулканогенно-осадочный материал, 5 — направление движения плит

Перескок спрединговой оси в пределы молодой континентальной окраины может произойти, если прочность ее литосферы термически (наличие плюма) или механически (наличие разломных зон) существенно ослаблена. Эволюционная последовательность событий, приводящих к образованию микроконтинентов, предполагает и общую последовательность латерального структурного ряда (рис. 18.10): 1) материнский континент, 2) пассивная окраина, 3) палеоспрединговый хребет и сформированная на нем океаническая кора, 4) пассивная окраина микроконтинента, 5) микроконтинент, 6) пассивная окраина микроконтинента, 7) новый спрединговый хребет и сформированная на нем молодая океаническая кора, 8) пассивная окраина материнского континента, осложненная плюмовым магматизмом. В зависимости от особенностей континентального рифтинга строение пассивных окраин может существенно различаться.

Образование микроконтинентов Батавия, Гульден Драк могло быть результатом перескока оси спредингового хребта, разделяющего Большую Индию и западную Австралию, в пределы молодой континентальной окраины Индии. А формирование банки Элан явилось результатом раскола Индии и Антарктиды. Перескок, по всей видимости, был инициирован активизацией мантийного плюма Кергелен. Рифтовая зона в пределах молодой континентальной окраины Индии продвигалась к югу вдоль континентальной окраины Большой Индии и затем, в процессе спрединга, отделяла небольшие, часто удлиненные фрагменты растянутой и утоненной коры от материнского континента (рис. 18.11). В близкой геодинамической обстановке, видимо, развивался и хребет Ян Майен в Северной Атлантике, также имеющий удлиненную фрагментированную форму (рис. 18.12). Здесь в результате активности Исландской горячей точки на окраине Гренландии произошел перескок рифтовой оси. Следствием такого перескока стало прекращение спрединга на хребте Эгир, формирование нового спредингового хребта Колбейнсей и отделение от восточной окраины Гренландии континентального блока Ян Майен. Все эти структуры четко фиксируются на профиле, пересекающем этот участок Северной Атлантики (рис. 18.12 б).

Физическое моделирование экспериментально подтверждает, что наличие плюмовой активности, по всей видимости, является важным фактором образования микроконтинентов. Это происходит благодаря термическому и механическому ослаблению литосферы молодой континентальной окраины, которое способствует перескоку оси спрединга в сторону континентальной окраины и отделению от нее континентального микроблока (рис. 18.13).

Еще одна возможность формирования погруженных или островных микроконтинентов, которая также отмечалась в работах К. Гайны и Р. Мюллера, может быть связана с механическим ослаблением литосферы

континентальной окраины, то есть с наличием трансформных разломов или иных разрывных нарушений, вблизи которых происходит формирование новой рифтовой трещины. Наличие таких разрывных нарушений может способствовать изменению простирания или перескоку рифтовой зоны и ее развитию вдоль существующей ослабленной зоны.

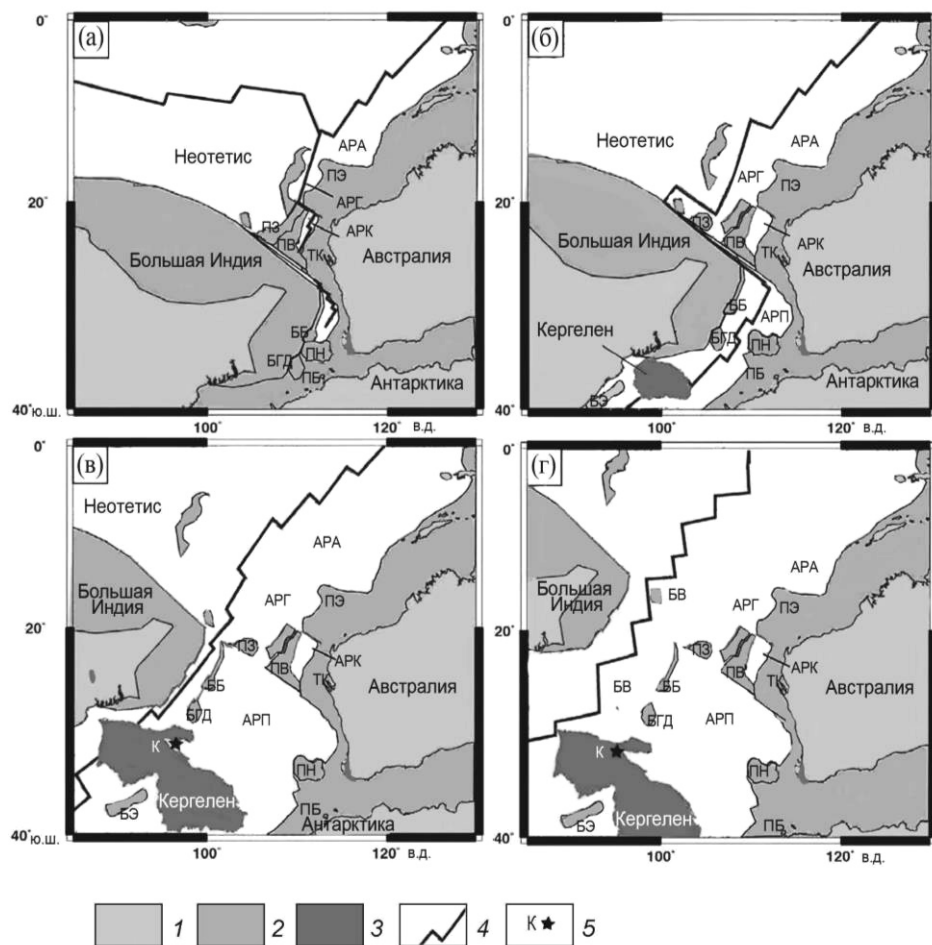


Рис. 18.11. Формирование микроконтинентов на ранних этапах эволюции восточной части Индийского океана (по A. Gibbons et al., с упрощениями):

(а) — 130, (б) — 120, (в) — 100 и (г) — 90 млн лет. АРА — абиссальная равнина Арго, АРГ — абиссальная равнина Гаскойн, АРК — абиссальная равнина Кювье, АРП — абиссальная равнина Перт, БВ — бассейн Вартон, ПЭ — плато Эксмут, ПВ — плато Валлаби, ПЗ — плато Зенит, ПН — плато Натуралист, ПБ — плато Брюса, ТК — терраса Карнарвон, БЭ — банка Элан, БГД — банка Гольден Драк, ББ — банка Батавия. 1 — континентальная кора, 2 — утоненная континентальная кора шельфов, погруженных плато и микроконтинентов; 3 — кора магматической провинции Кергелен; 4 — спрединговые хребты и трансформные разломы; 5 — горячая точка Кергелен

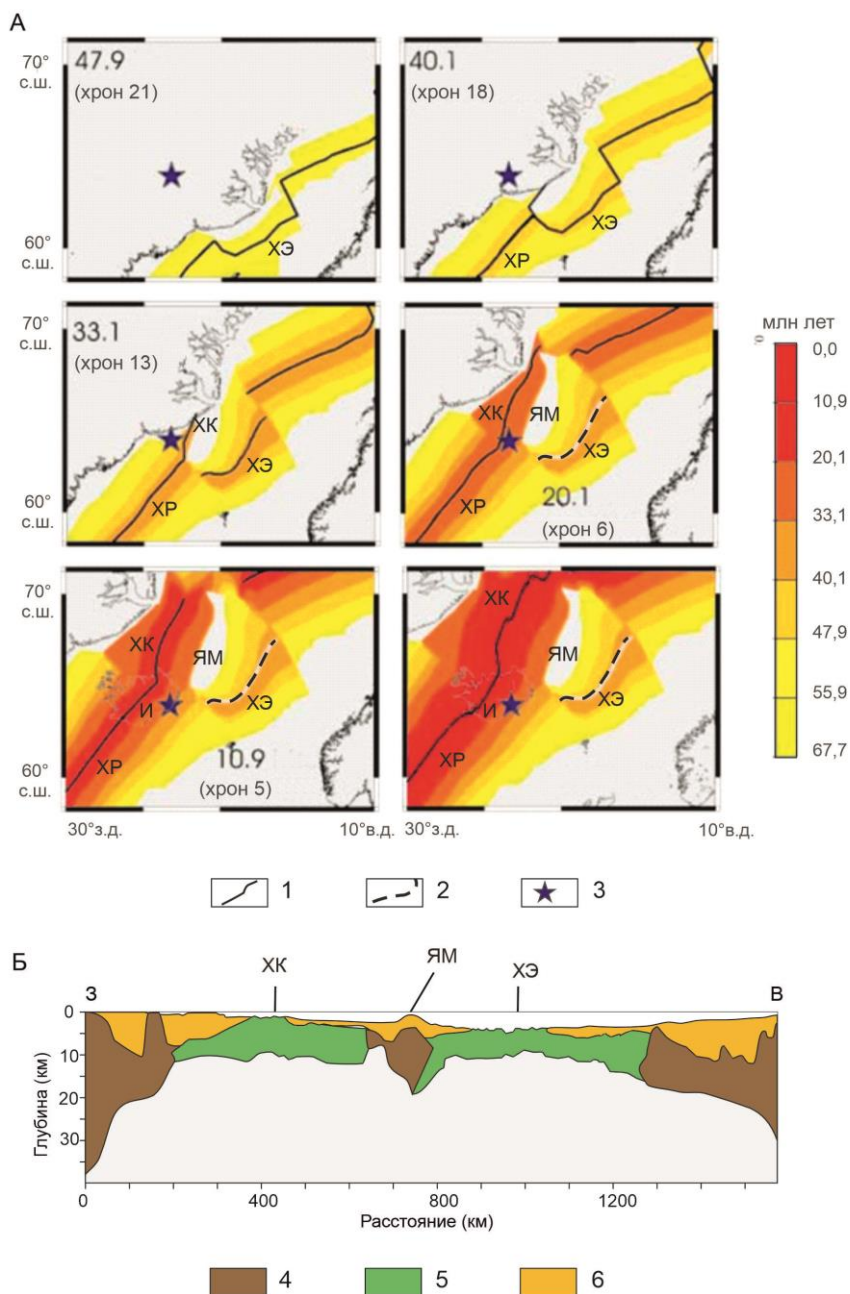


Рис. 18.12. Формирование микроконтинента Ян-Майен (по R. Mjelde et al.):

(А) и строение коры по профилю от окраины восточной Гренландии до окраины Норвегии (Б). 1 — активный спрединговый хребет; 2 — палеоспрединговый хребет; 3 — горячая точка; 4 — континентальная кора; 5 — океаническая кора; 6 — осадки. ХЭ — хребет Эгир; ХК — хребет Колбейнсей; ХР — хребет Рейкьянес; ЯМ — формирование микроконтинента Ян-Майен; И — Исландия

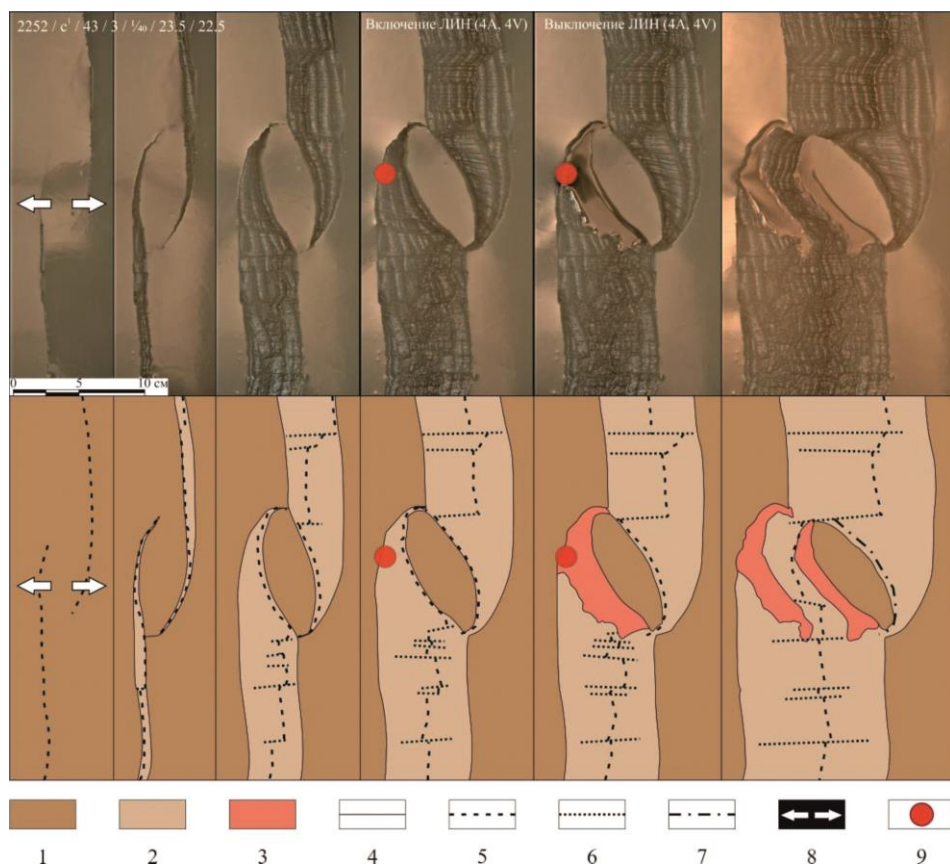


Рис. 18.13. Экспериментальная модель образования микроконтинента при наличии плюмовой активизации и последующего перескока оси спрединга:

Сверху: основные стадии образования обособленного блока, фото (вид сверху).

1 — первоначальная модельная плита; 2 — новообразованная литосфера; 3 — магматические излияния; 4 — границы основных формирующихся структур; 5 — ось спрединга; 6 — смещения и сдвиги; 7 — ось палеоспрединга; 8 — направление растяжения; 9 — зона воздействия ЛИН.

Снизу: структурное дешифрирование результатов физического моделирования

Известно несколько актуалистических примеров таких обстановок. Наиболее ярким из них является блок Калифорнийского полуострова, который в настоящее время отделяется от Северо-Американской плиты в результате продвижения рифтовой зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия в пределы Калифорнийского залива и далее к северу вдоль трансформного разлома Сан-Андреас. Другим примером может служить рифтовая зона Красного моря, продвигающаяся к северу вдоль грабена Акаба в пределы Левантйского трансформного разлома.

Следующей геодинамической обстановкой, благоприятной для образования микроконтинентальных блоков, могут служить демаркационные (в терминологии Ю.М. Пушаровского) трансформные разломы (таблица 18.1). Эти зоны разломов формируются при встречном продвижении рифтовых трещин, развивающихся спрединговых хребтов, разнесенных друг от друга на значительное (несколько сотен километров) расстояние и встречающих на своем пути структурно-вещественные неоднородности (барьеры) с более прочной континентальной литосферой (см. раздел 13.5). Примерами таких обстановок может служить район Экваториальной Атлантики на ранней стадии своего развития или современная транзитная система, заключенная между хребтами Мона и Гаккеля и включающая хребет Книповича, хребет Моллой и трог Лена. Последняя представляет собой транстенсивную систему, состоящую из нескольких сегментов с явно неустойчивой кинематикой. В процессе развития этой зоны, возможно, были сформированы микроконтинентальные блоки хребта Ховгард и Гренландского хребта (рис. 18.14).

Еще одним примером развития подобной геодинамической обстановки может служить транстенсивная разломная система Валлаби — Зенит, соединяющая в поздней юре — раннем мелу спрединговую систему, расположенную между блоком Арголенд и северо-западной Австралией, которая привела к раскрытию бассейнов Арго, Гаскойн и Кювье, и спрединговую систему, расположенную между Большой Индией и Западной Австралией, которая привела к раскрытию бассейна Перт (рис. 18.11). В результате развития этой транзитной сдвиговой зоны были сформированы микроконтинент Зенит и погруженные плато Валлаби и Куокка.

В отличие от рассмотренных выше типов микроконтинентов, сформированных в процессе континентального рифтинга и его перехода в океанический спрединг, погруженные плато и микроконтиненты центральной области и южной границы плиты Скотия представляют собой совершенно иной генетический тип и связаны с неоднократным изменением полей напряжений, приводящих к структурным перестройкам литосферы в процессе эволюции региона. Раскрытие моря Скотия было связано с разрушением континентального моста в районе пролива Дрейка вследствие продвижения спредингового хребта Западный Скотия, начавшегося 31–33 млн лет назад в северо-восточном направлении. Столкновение спредингового хребта с мощной континентальной литосферой Фолклендского плато привело к прекращению спрединга и растяжению литосферы в центральной области моря Скотия.

Особенности строения рельефа дна центральной области моря Скотия выражены в наличии многочисленных континентальных блоков, погруженных на разные глубины и разделенных локальными глубокими депрессиями. Согласно современным представлениям, причиной погружения

этих блоков послужило растяжение континентальной коры в этой области, начавшееся в период 20–25 млн лет назад, обусловленное миграцией астеносферного потока в субширотном направлении.

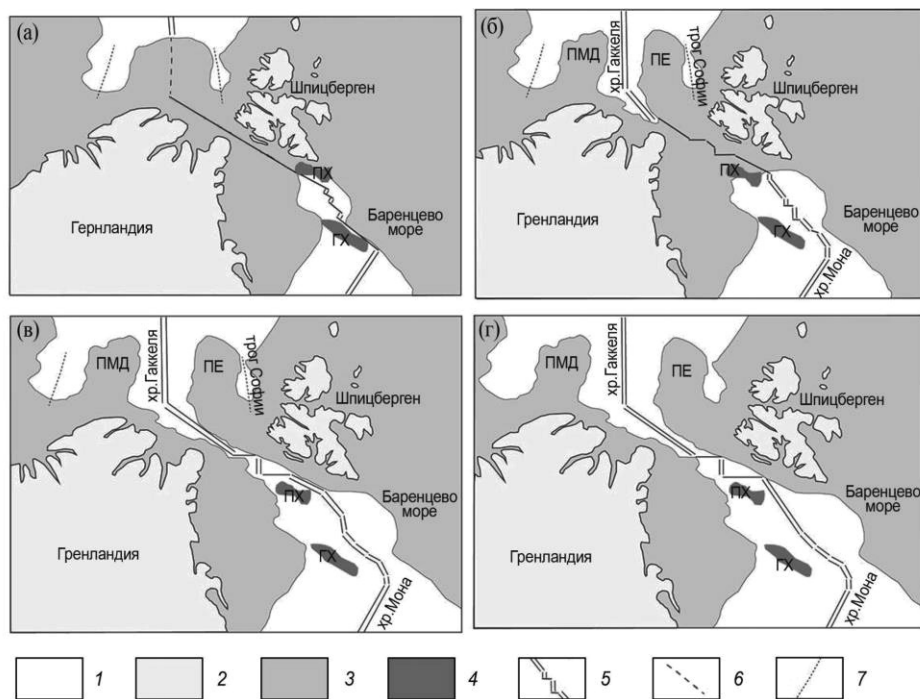


Рис. 18.14. Формирование микроконтинентов и погруженных плато при эволюции транзитных сдвиго-раздвиговых зон в Северной Атлантике (а, в, д, ж) (по О. Engen et al., с упрощениями):

(а) — 33–34, (б) — 19–20, (в) — 14, (г) — 7–10 млн лет назад. ПМД — плато Моррис Джесуп, ПЕ — плато Ермак, ПХ — поднятие Ховгард, ГХ — Гренландский хребет. 1 — океаническая кора, 2 — континентальная кора, 3 — шельфовые зоны, 4 — микроконтиненты, 5 — спрединговые хребты и трансформные разломы, 6 — континентальный рифт, 7 — палеорифты

В отличие от центральной области моря Скотия, его южное обрамление подвергалось значительным деформациям сжатия и сдвига в процессе эоцен — раннемиоценовой (≈ 25 млн лет) субдукции в северо-западном направлении литосферы моря Уэдделла и последующего левостороннего сдвига, сформировавшего современную южную границу плиты Скотия в среднем миоцене (≈ 12 млн лет). Сдвиговые деформации привели к формированию малых бассейнов спредингового типа, подстилаемых океанической корой (бассейны Пауэлл, Протектор, Дав, Скан), которые отделяют друг от друга погруженные блоки микроконтинентов (Южно-Оркнейский, Террор, Пири, Брюса, Дискавери и др.) (рис. 18.15). В отличие от погруженных блоков континентального массива центральной области, некото-

рые из этих микроконтинентов представляют собой самостоятельные блоки, ограниченные современными сдвиговыми желобами и окруженные океанической корой.

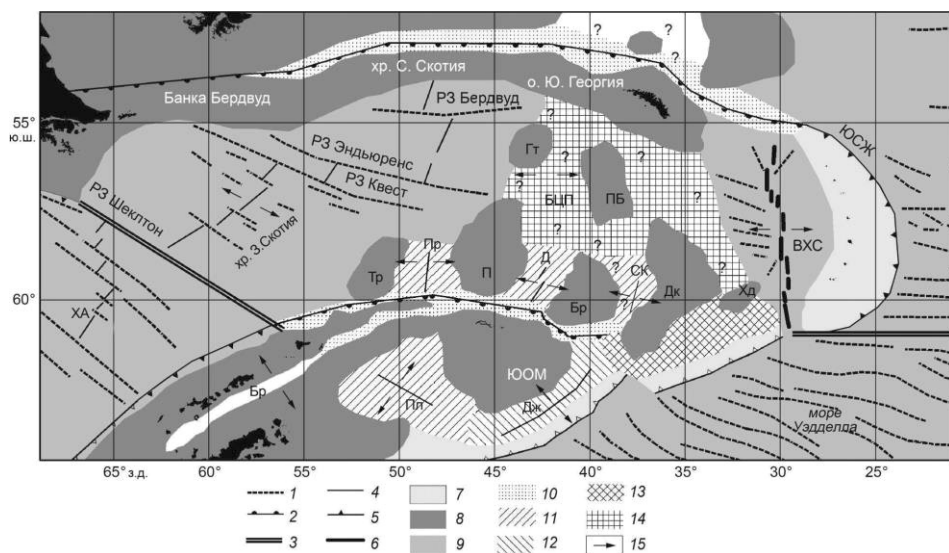


Рис. 18.15. Погруженные плато и микроконтиненты в структуре коры моря Скотия:

ХА — хребет Алул, БЦП — бассейн центральной провинции моря Скотия; ВХС — Восточный хребет Скотия; ЮСЖ — Южно-Сандвичев желоб; Бр — задуговой рифт Брансфильд; Дж — задуговой бассейн Джейн; малые бассейны, разделяющие микроконтиненты и погруженные плато: Пр — Протектор, Д — Дав, Ск — Скан, Пл — Пауэлл; погруженные плато и микроконтиненты центральной провинции и южной сдвиговой границы плиты Скотия: Гт — плато Геттинген, СПБ — Северное плато Брюса, Тр — Террор, П — Пири, Бр — Брюса, Дк — Дискавери, Хд — Хердман, ЮОМ — Южно-Оркнейский микроконтинент. 1 — палеотрансформные разломы, 2 — сдвиговые границы плиты Скотия, 3 — современные трансформные разломы, 4 — ось палеоспрединга, 5 — зона субдукции и палеосубдукции, 6 — современные спрединговые хребты, 7 — островные дуги, 8 — утоненная континентальная кора погруженных плато и микроконтинентов, 9 — океаническая кора, 10 — кора сдвиговых зон, 11 — малые бассейны с океанической корой вдоль южной границы плиты Скотия, 12 — задуговой бассейн Джейн, 13 — зона диффузного спрединга, 14 — бассейн центральной части моря Скотия, 15 — направления современного и палеоспрединга

* * *

Подводные вулканические горы могут иметь различное происхождение. Наиболее вероятно предполагать, что большинство из них связано с восходящими мантийными потоками (плюмами) или локализованными горячими точками. Значительная часть подводных вулканических хребтов приурочена к границам литосферных плит. Здесь особенности их строения определяются преимущественно полем напряжения, создаваемым взаимо-

действием литосферных плит и контролирующим тектонические и магматические процессы. Существует также точка зрения, что образование некоторых цепочек подводных вулканических гор может быть обусловлено напряжениями, возникающими в литосферных плитах при их перемещении от экватора к полюсу (или от полюса к экватору) из-за изменения кривизны Земли. Более общим заключением является то, что любое напряжение, которое может расколоть океаническую литосферу от подошвы до поверхности и немного раздвинуть края трещины, приводит к образованию вулканической подводной горы или цепочки таких гор.

Глава 19. Глубоководные котловины

Большую часть площади дна Мирового океана занимают внутриплитные области, в пределах которых тектонические и магматические процессы, казалось бы, проявляют себя менее интенсивно по сравнению с границами плит. Однако разнообразие форм рельефа тектонических и вулканических структур во внутриплитных областях океанической литосферы свидетельствует и о разнообразии геодинамических процессов, управляющих их формированием и эволюцией. Здесь встречаются протяженные на несколько тысяч километров разломы, обширные магматические поднятия, цепочки вулканических подводных гор, отдельно стоящие вулканы и подводные горы. Расшифровка генезиса и геодинамической природы этих структур является важнейшей задачей морской геотектоники и геодинамики. Очевидно, что многие из этих структур генетически связаны с процессом формирования океанической коры в спрединговых хребтах и в процессе ее дальнейшей эволюции претерпевали изменения. Но ясно и другое: многие внутриплитные структуры формируются в пределах океанической литосферы в результате кинематической реорганизации движения плит, реализации внутриплитных деформаций, проявлений значительной магматической активности и многих других процессов.

Одними из важнейших структур в пределах внутриплитных областей являются палеограницы плит, рассмотренные в разделах 16 и 17. Однако большую часть площади внутриплитных областей океанов занимают абиссальные котловины или глубоководные впадины. В пределах абиссальных котловин развиваются разнообразные тектономагматические процессы, и именно здесь следует искать расшифровку пространственно-временной эволюции океанической литосферы и геодинамические причины формирования многих структур дна Мирового океана.

19.1. Абиссальные равнины — глубоководные котловины

Изучению этих важнейших участков дна океана уделялось незаслуженно мало внимания. Как правило, они изучались либо в рамках проектов по трансокеанским геотраверсам (Анголо-Бразильский, Канаро-Багамский, Маскаренско-Австралийский), либо при маршрутных геолого-геофизических исследованиях. Абиссальные равнины, наиболее глубоководные пространства дна океана, лежат на глубинах 2500–5500 м и занимают ~40% площади ложа океанов. Они симметрично расположены между срединно-океаническими хребтами и переходными зонами от океанов к континентам. Форма и геометрические размеры котловин весьма разнообразны (рис. 19.1). Как правило, котловины ограничены активными спре-

динговыми хребтами, а также асейсмичными линейно вытянутыми хребтами и поднятиями. Более того, как отмечал Ю.М. Пушаровский, они имеют определенную специфику своего строения в каждом из океанов.

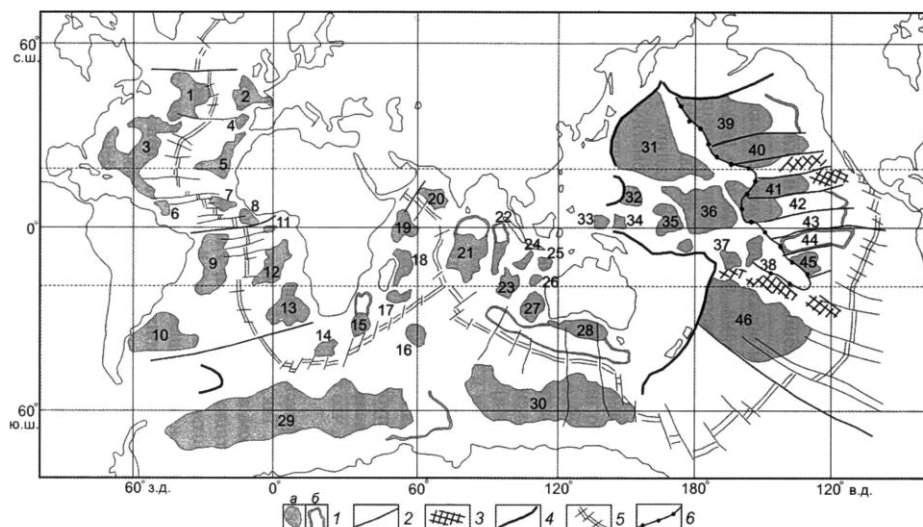


Рис. 19.1. Распространение глубоководных впадин в океанах (по Ю.М. Пушаровскому и др.):

1 — глубоководные впадины: а — по изобате 5000 м, б — по изобате 4000 м; 2 — крупнейшие разломные зоны; 3 — глубоководные поднятия; 4 — впадины края активных континентальных окраин; 5 — осевые зоны срединных хребтов; 6 — Главный Тихоокеанский геораздел. Впадины: Атлантический океан: 1 — Нью-Фаундлендская, 2 — Западно-Европейская, 3 — Северо-Американская, 4 — Иберийская, 5 — Демерара, 6 — Канарская, 7 — Зеленомысская, 8 — Сьерра-Леоне, 9 — Бразильская, 10 — Аргентинская, 11 — Гвинейская, 12 — Ангольская, 13 — Капская, 14 — Агульяс; Индийский океан: 15 — Мозамбикская, 16 — Крозе, 17 — Мадагаскарская, 18 — Маскаренская, 19 — Сомалийская, 20 — Аравийская, 21 — Центральная, 22 — Кокосовая, 23 — Уортон, 24 — Гаскойн, 25 — Арго, 26 — Кювье, 27 — Пергская, 28 — Южно-Австралийская; приантарктические впадины: 29 — Эндерби, 30 — Австрало-Антарктическая; Тихий океан: 31 — Северо-Западная, 32 — Восточно-Марианская, 33 — Западно-Каролинская, 34 — Восточно-Каролинская, 35 — Меланезийская, 36 — Центральная, 37 — Самоа, 38 — Пенрин, 39 — Северо-Восточная, 40 — Мендосино, 41 — Кларин, 42 — Клиппертон, 43 — Галапагосская, 44 — Маркизская, 45 — Тики, 46 — Южно-Тихоокеанская

В Атлантическом океане глубоководные котловины занимают 39% площади дна океана. Средняя глубина дна в котловинах — 4670 м. Ниже приводится перечень этих котловин с указанием их максимальных глубин по О.К. Леонтьеву (таблица 19.1).

В котловинах Атлантического океана значительные площади занимают плоские абиссальные равнины, что связано с более интенсивным осадконакоплением в пределах ложа Атлантического океана по сравнению с Тихим и Индийским. Это, в свою очередь, обусловлено, во-первых, бо-

лее равномерным притоком терригенного материала, а во-вторых, отсутствием сплошного пояса котловин краевых морей и глубоководных желобов на окраине океана.

Таблица 19.1

Глубоководные котловины Атлантического океана

Название котловин к западу от САХ	Глубина, м	Название котловин к востоку от САХ	Глубина, м
Гренландская	3880	Норвежская	3600
Лабрадорская	4480	Западно-Европейская	5668
Ньюфаундлендская	5819	Иберийская	5100
Северо-Американская	6594	Канарская	6501
Гвианская	4830	Зеленого Мыса	7297
Бразильская	6059	Сьерра-Леоне	6040
Аргентинская	6212	Гвинейская	5212
		Ангольская	5699
		Капская	5457
		Агульяс	5940

Котловины и океанические поднятия характеризуются типичным океаническим строением земной коры. На большей части ложа мощность осадочного слоя составляет около 1 км, а в пределах абиссальных плоских равнин западной части океана — до 2 км. К настоящему времени в Атлантическом океане, в границах его ложа, пробурено несколько десятков глубоководных скважин. Наиболее древние породы, вскрытые бурением, — верхнеюрские (в Северо-Американской котловине). Весь охарактеризованный бурением разрез осадочной толщи представлен пелагическими глубоководными осадками. Под осадками повсюду хорошо выражен «второй» слой океанической коры, верхняя часть которого состоит из переслаивающихся вулканитов и уплотненных осадков.

Система хребтов и поднятий разделяет ложе Индийского океана на 24 котловины, из которых крупнейшие перечислены в таблице 19.2 с указанием максимальных глубин в метрах, согласно О.К. Леонтьеву (большинство максимальных глубин в котловинах приурочено к узким глубоководным впадинам — трогам, обычно протягивающимся параллельно горным поднятиям вдоль их подножий).

Рельеф дна котловин, по В. Канаеву, представлен следующими морфологическими типами: наклонные и плоские субгоризонтальные равнины; волнистые равнины; равнины с мелкохолмистым и мелкоглыбовым расчленением; равнины с крупнохолмистым и крупноглыбовым расчленением. Первый тип связан с интенсивным накоплением осадков и характерен для западной части Сомалийской, северных частей Аравийской и Центральной котловин, имеется в Маскаренской и Западно-Австралийской котловинах. Наклонные шлейфы осадков свойственны южным участкам антарктических котловин и восточной части Западно-Австралийской котловины.

Таблица 19.2

Глубоководные котловины Индийского океана

Название	Глубина, м	Название	Глубина, м
Аденская	5360	Центральная	6090
Аравийская	5803	Андаманская	4390
Сомалийская	5374	Кокосовая	6335
Маскаренская	5349	Уортен (Западно-Австралийская)	6500
Мадагаскарская	6400	Южно-Австралийская	6024
Мозамбикская	6045	Крозе	5270
Агульяс	6150	Австрало-Антарктическая	6089

Широко распространены в котловинах Индийского океана волнистые равнины, обычно приуроченные к периферийным зонам областей развития наклонных или субгоризонтальных плоских равнин. Волнистые равнины — переходная стадия между холмистым типом расчленения и плоскими равнинами, характеризующаяся такой степенью развития осадочного покрова, когда холмы уже полностью погребены под осадками, однако в смягченной форме еще сказываются в рельефе поверхности осадочного слоя. Большая часть пространства днищ котловин, как и в Тихом океане, занята холмистым и даже местами мелкогорным рельефом.

Хребты и поднятия Тихого океана вместе со спрединговыми хребтами образуют орографический каркас ложа Тихого океана и отделяют друг от друга океанские котловины. Ниже, по данным О.К. Леонтьева, дается перечень котловин ложа Тихого океана с указанием их максимальных глубин (таблица 19.3).

Таблица 19.3

Глубоководные котловины Тихого океана

Название котловины	Глубина, м	Название котловины	Глубина, м
Северо-Западная	6671	Западно-Каролинская	5798
Северо-Восточная	7168	Восточно-Каролинская	6920
Центральная	6478	Меланезийская	5340
Западно-Марианская	7559	Северо-Фиджийская	4444
Филиппинская	7759	Южная	6600
Восточно-Марианская	6440	Гватемальская	4919
Беллингаузена	5290	Панамская	4233
Перуанская	5660	Чилийская	5021

Преобладающий тип рельефа дна котловин Тихого океана — абиссальные холмы. Плоские абиссальные равнины имеют распространение только в Северо-Восточной котловине. Здесь они прорезаны системой

абиссальных долин. В центральной части океана своеобразным типом равнинного рельефа являются наклонные равнины подножий архипелагов.

Котловинам ложа Тихого океана присущ океанический тип земной коры с мощностью осадочного слоя порядка 700–1000 м и базальтового и габброидного слоев — 5–7 км. Земная кора под Тихим океаном неоднородна. Довольно значительны изменения мощности коры в целом и ее второго и третьего слоев в частности. Так, все поднятия западной части океана характеризуются большой мощностью второго (более 2, местами более 3 км) и третьего (5–7 км) слоев. Максимальная мощность (второй слой — до 3–6 км, третий — до 18 км) отмечена под возвышенностью Шатского. Здесь же, в третьем слое, отчетливо выделяется толща, характеризующаяся сейсмическими скоростями — 7,1–7,8 км/с, мощностью 12 км.

Основные неровности рельефа дна котловин, кроме абиссальных холмов, связаны с отдельными подводными горами и гайотами и с глыбовыми поднятиями вдоль зон широтных океанических разломов.

Ложе Северного Ледовитого океана разделяется хребтом Ломоносова на два субширотных бассейна: Евразийский (включает глубоководные котловины Амундсена, Нансена) и Амеразийский (включает глубоководные котловины Макарова, Подводников и Канадскую).

Евразийский бассейн представляет собой замкнутую провинцию, ограниченную континентальными окраинами Евразии, Гренландии и хребтом Ломоносова. Бассейн протягивается на расстояние около 2000 км и имеет ширину около 900 км. В средней части Евразийского бассейна располагается спрединговый срединно-океанический хребет Гаккеля, который разделяет его на две котловины — Нансена, ограниченную Евразийским шельфом, и Амундсена, прилегающую к хребту Ломоносова. В результате различного режима седиментации, связанного с обильным сносом осадков с прилегающих участков континентального склона и шельфа Евразийского материка, глубина котловины Нансена достигает 4000 м, что на 200–500 м меньше, чем котловины Амундсена, глубина которой составляет 4400 м. Для участков котловин, расположенных поблизости от континентальных склонов, характерен рельеф выровненных, полого наклоненных к северу и северо-западу равнин. Для остальных частей котловин характерен типичный для таких районов океана холмистый и волнистый рельеф вулканического и аккумулятивного (сформированный в результате пассивного глубоководного осадконакопления) происхождения. Рельеф фундамента океанической коры, подстилающей котловины и погребенной под осадками, отличается значительной расчлененностью. Амплитуда его изрезанности превышает 1000 м, что свидетельствует о вариациях в интенсивности проявления тектономагматических процессов на стадии формирования океанической коры в условиях ультрамедленного спрединга.

Мощность осадочного чехла варьирует в котловине Нансена от 8 км в районе окраины моря Лаптевых до 4,5 км в окрестности плато Ермак и плато Моррис Джесуп вблизи Гренландии. В котловине Амундсена мощность осадочного чехла несколько меньше. Ее максимальные значения достигают 4,5 км в районе окраины моря Лаптевых, а минимальные $\approx 3,5$ км — в центральной части бассейна.

Амеразийский бассейн включает глубоководные котловины Макарова, Подводников и Канадскую, разделенные подводными хребтами Менделеева и Альфа.

Канадская котловина с глубинами дна 4–4,8 км является самой крупной структурой Северного Ледовитого океана. Она протягивается от полюса на юг почти на 1600 км при максимальной ширине до 1000 км. Котловина имеет треугольную форму с вершиной, обращенной на юг, в море Бофорта. Рельеф дна котловины сформирован плоскими и волнистыми абиссальными равнинами. Выровненная поверхность абиссальной равнины осложнена изолированными поднятиями высотой 600–800 м, отмеченными в непосредственной близости от поднятия Нортуинд. Мощность осадочного чехла увеличивается от Чукотского плато в сторону Аляски и Канадской окраины, достигая более 15 км в районе дельты р. Маккензи.

Небольшие по размеру котловины Подводников и Макарова ограничены с одной стороны хребтом Ломоносова, а с другой — хребтом Альфа-Менделеева. Рельеф дна этих котловин сформирован полого наклонными и субгоризонтальными абиссальными равнинами. В целом они простираются параллельно хребту Ломоносова. Их общая длина составляет 830 км, а ширина 330 км. Котловина Подводников (Толля, или абиссальная равнина Врангеля) примыкает к континентальному склону Восточно-Сибирского моря и может быть рассмотрена как часть ступенчатого террасированного континентального склона. Ее дно располагается на глубинах около 2,5–3 км и полого понижается по направлению на север. Дно расположенной севернее более глубокой котловины Макарова (с глубинами дна 3,8–4 км) образуют плоские и волнистые абиссальные равнины. Дно котловины Подводников — наклонная аккумулятивная равнина, формирование которой, по-видимому, связано с поступлением осадков с шельфа и континентального склона. Судя по значительным глубинам дна котловины Макарова, она подстилается океанической корой. О строении коры котловины Подводников можно судить менее определенно. Она либо имеет океанический генезис и погребена под значительной толщей осадков (4–6 км), что подтверждается геофизическими данными, либо представляет собой сильно утоненную континентальную кору.

Ю.М. Пушаровский предложил выделять в Тихом океане три тектонических типа глубоководных впадин: межгорные абиссальные, характерные для западной и северо-западной частей океана, межразломные — располо-

женные между разломами-гигантами в северо-восточной части Тихого океана и впадины в Полинезийской области. Три совершенно иных тектонических типа впадин выделены им в Индийском океане: впадины, наследующие более ранние океанские структуры, — в центральной части океана; впадины, сочетающиеся с континентальными фрагментами, примыкающие к западным и восточным континентальным окраинам Индийского океана; впадины, сопряженные с Юго-Восточным Индийским хребтом — Южно-Австралийская и Австрало-Антарктическая. К этому же тектоническому типу относится большинство впадин Атлантического океана.

Предложенная тектоническая типизация глубоководных впадин далеко не бесспорна, но она может рассматриваться как первая попытка генетической и тектонической систематизации этих важнейших структур Мирового океана.

Глубина котловин, как правило, варьирует в интервале между 5000 и 6000 м, что в соответствии с корневой зависимостью увеличения глубины дна океана и толщины литосферы с возрастом (см. раздел 4.3) и с принципами изостазии предполагает изменение толщины океанической литосферы от 50 до 70 км. С другой стороны, такие глубины дна и толщины литосферы могут быть достигнуты при времени остывания плиты от 50 до 80 млн лет. Увеличение глубин до фундамента, значительно превышающих эти значения (например, котловины в Атлантике: Ньюфаундлендская — 9,0 км, Бискайская — 8,0 км, Гвинейская — 7,0 км), связано, на наш взгляд, с дополнительной нагрузкой осадочного чехла, достигающего здесь 2–4 км и более. Хотя, по мнению Ю.М. Пушаровского, наличие таких глубин связано с механизмом тектонического оседания дна, вызванного дополнительным растяжением литосферы.

19.2. Реологическая стратификация океанической литосферы и внутриплитные деформации

Корректность количественных геодинамических моделей внутриплитной эволюции рельефа дна и океанической литосферы во многом определяется знанием реологических свойств горных пород, в том числе при высоких (мантийных) температурах и давлениях. Как отмечалось в разделе 10.9, реологические характеристики горных пород зависят от многих факторов — в частности, от состава пород, температуры, литостатического давления, порового давления насыщающей жидкости, величины и скорости изменения напряжений и деформаций в среде и т.п. Отсюда следует, что реологические свойства литосферы должны меняться как в латеральном направлении, так и с глубиной в соответствии с изменением строения и состава коры и верхней мантии, а также в связи с изменением теплового и тектонического режимов литосферы при переходе от одного ее региона к другому.

В 1980 году было введено понятие тектонической расслоенности литосферы.

Появлению этого понятия предшествовали открытия таких явлений, как перемещение близповерхностных геологических масс на большие (сотни километров) расстояния, с формированием литопластин, сдвигов, надвигов и тектонических покровов с образованием внутрикоровых чешуйчатых структур. Это является результатом дифференцированного субгоризонтального смещения масс.

Чтобы составить представление о том, какова реологическая структура литосферы в том или ином регионе, необходимо допустить распределение здесь деформационно-прочностных параметров (построить профиль изменения эффективной прочности или предела текучести литосферы с глубиной). Решение этой фундаментальной проблемы геодинамики стало возможным благодаря прогрессу, достигнутому в последние два десятилетия в экспериментальном изучении реологических свойств горных пород в различных условиях давления и температуры.

Наиболее часто используемой реологической характеристикой литосферы является эффективная прочность. Для области упругих деформаций и хрупкого разрушения это понятие, в общем, совпадает с принятым в механике определением прочности материалов. При пластическом течении литосферы эффективная прочность рассматривается как предел текучести. Наконец, в условиях нелинейно-вязкого течения среды (ползучести) вводится понятие криповой прочности, определяемой как уровень девиаторных напряжений, при котором достигается заданная скорость деформирования среды, т.е. криповая прочность по определению зависит от скорости деформаций. При низких температурах и давлениях хрупкое разрушение практически всех горных пород и скольжение вдоль существующих в них поверхностей разрывов подчиняется экспериментально установленному закону:

$$\sigma_1 - \sigma_3 \geq \beta \rho g z (1 - \lambda), \quad (19.1)$$

где σ_1 и σ_3 — максимальное и минимальное сжимающие напряжения; ρ — плотность геоматериала; g — ускорение силы тяжести; z — глубина; λ — отношение давления поровой жидкости к окружающему давлению; β — параметр, зависящий от типа разрушения и подвижки, принимающий значения: для надвига $\beta = 3$, для сдвига $\beta = 1,2$, для нормального сброса $\beta = 0,75$. Верхняя холодная часть коры рассечена многочисленными трещинами и разломами, поэтому неупругие макродеформации в ней осуществляются в основном путем скольжения по готовым поверхностям разрывов согласно (19.1). Существенная особенность этого критерия разрушения и скольжения с трением состоит в том, что определяемая им

прочность пород линейно зависит от давления и практически не зависит от температуры. Согласно Kirby, пластическому механизму деформации и режиму ползучести (крипу), при высоких температурах для слагающих кору и верхнюю мантию горных пород экспериментально установлен закон стационарного течения:

$$\dot{\epsilon} = A Q^n \exp(-Q/RT), \quad (19.2)$$

где $\dot{\epsilon}$ — скорость деформации, R — газовая постоянная, T — температура, A , n и Q — константы материала, которые слабо зависят от давления и температуры в пределах литосферы.

Распределение прочности с глубиной в старой и достаточно толстой ($H = 75$ км) океанической литосфере было рассчитано по формулам (19.1) и (19.2) в предположении линейного увеличения температуры с использованием параметров A , β , n , Q . При расчетах этой модели толщина океанической коры была принята равной 7 км и состоящей из верхнего базальтового слоя и нижнего серпентинитового слоя. Рассчитанный Л. Лобковским разрез изменения прочности океанической литосферы с глубиной дает четкий минимум, приуроченный к нижнему серпентинитовому пластичному слою океанической коры. Этот пластичный слой перекрыт более прочным (примерно в 10 раз) и хрупким базальтовым слоем. Серпентинитовый слой подстилается очень прочной литосферной мантией примерно до глубины 35–40 км. Глубже на прочность океанической литосферы начинает существенно влиять возрастающая с глубиной температура. Поэтому в нижней половине океаническая литосфера становится пластичной, и ее криповая прочность, как показали С. Ушаков и М. Красс, быстро уменьшается с глубиной. Оценки, проведенные Л. Лобковским, показали, что астеносферная криповая прочность, равная 10^7 дин $\cdot$ см $^{-2}$, достигается в модели на глубине ≈ 70 км. Эта реологическая модель океанической литосферы является приближенной, но она ясно показывает, что нижний серпентинитовый слой океанической коры имеет небольшую прочность; модель показывает также быстрое уменьшение с глубиной прочности океанической литосферы (начиная приблизительно от ее середины) под влиянием температуры. Рассмотренные выше закономерности были использованы (см. раздел 10.9) для оценки характера изменения прочности пород коры и литосферы в осевых зонах спрединга.

Следующая из этих оценок — картина реологической стратификации океанической коры и литосферы — является физической предпосылкой для ее тектонического расслоения под воздействием механических сил. В этом заключается основа концепции тектонической расслоенности литосферы, предложенная Л. Лобковским. Наиболее общей особенностью реологической стратификации океанической литосферы является наличие

внутрикорового астенослоя — серпентинитового слоя коры. Этот слой играет внутри литосферы роль, близкую к той, которую выполняет астеносфера. Наличие такого слоя в пределах океанической литосферы, в низах ее коры, создает как бы два вертикальных яруса тектоники океанских плит: верхний, более тонкий, коровый, и нижний, литосферный. При описании глобальных горизонтальных движений поверхностной оболочки Земли с характерными масштабами в несколько тысяч километров работает нижний литосферный ярус системы, при этом все расчеты и построения классической теории тектоники плит сохраняются. Однако при анализе региональных тектонических процессов с характерным масштабом в сотни километров детальность построений возрастает, и для адекватного описания этих процессов необходимо учитывать и кинематику верхнего корового яруса. В пределах этого яруса верхний хрупкий слой коры разбит на отдельные микроплиты (толщина которых мала по сравнению с линейными размерами, что действительно позволяет считать их тонкими плитами), способные перемещаться в горизонтальном направлении по подстилающему пластичному астенослою относительно мантийной части литосферы. С позиций двухъярусной тектонической схемы становится понятен механизм отторжения и аккреции чужеродных «экзотических» блоков (террейнов) на континентальных окраинах. В самом деле, поскольку эти коровые блоки — террейны — находятся на пластичном основании, отделяющем их от более жесткой мантийной среды, то при любой коллизии они легко отслаиваются от подстилающей литосферы и «припаиваются» друг к другу или к континентальной окраине.

Скучивание океанической коры в условиях бокового сжатия связано с развитием изгибающей неустойчивости верхнего упругого габбро-базальтового слоя коры, подстилаемого пластичным серпентинитовым слоем. Большие изгибные деформации верхнего слоя коры в конце концов могут привести к его разрушению и разбиению на ряд коровых пластин. В дальнейшем обособившиеся коровые пластины под действием сжатия будут смещаться по пластичному серпентинитовому основанию и напоздаться друг на друга, образуя чешуйчатые системы надвигов (рис. 19.2 а).

Справедливость этой геодинамической модели двухъярусной тектоники плит подтверждается результатами сейсмических исследований дна Тихого океана между разломами Кларион и Клиппертон в районе 130–135° з.д. и 13–14° с.ш., а также восточной части Индийского океана, представленными в работах А. Пилипенко с соавторами. Данные сейсмического профилирования указывают на надвинутые друг на друга морфоструктурные формы (преимущественно невулканические валы и гряды с устойчивыми наклонами тектонических пластин и плоскостей взброса надвиговых разрывов) (рис. 19.2б). Сейсмоакустическая запись в зоне

между разломами Кларион — Клиппертон выявила характерные признаки, присущие чешуйчато-надвиговым морфоструктурам. Взбросо-надвиговые морфоструктуры образовались в результате последовательного надвигания друг на друга тектонических пластин базальтового слоя океанической коры. Поверхность блоков акустического фундамента образует систему последовательно обращенных к юго-востоку ступеней, разделенных тектоническими нарушениями с углами наклона $40\text{--}60^\circ$. Наиболее выразительные надвиговые дислокации в зоне между разломами Кларион — Клиппертон закартированы при сейсмоакустических исследованиях в полосе между меридианами $130\text{--}134^\circ$ з.д., где выделяются значительные по площади зоны торошения и тектонического дробления. Расстояние между гребнями взбросонадвиговых блоков по поверхности акустического фундамента в этой тектонической зоне составляет первые километры, амплитуда разрывов — первые сотни и десятки метров.

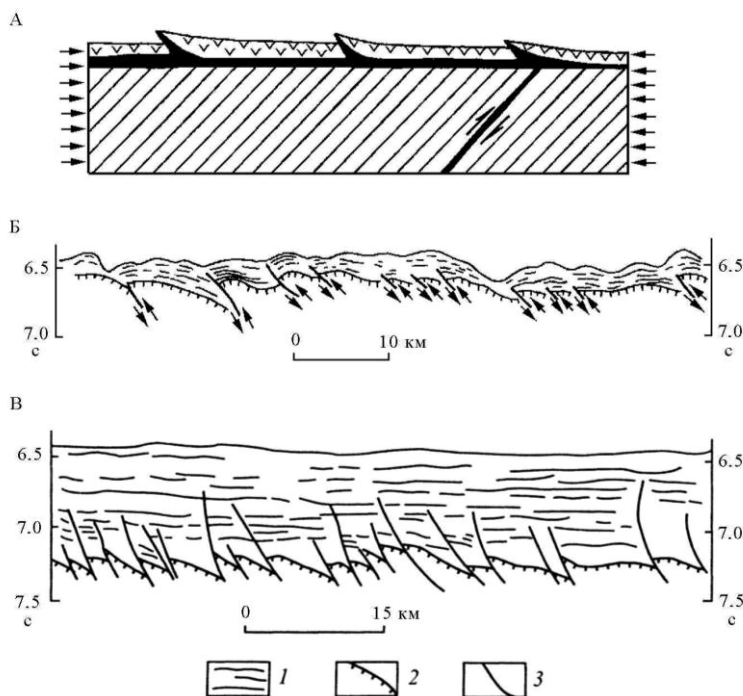


Рис. 19.2. Деформация океанической коры в условиях сжатия:

А — модель (по Лобковскому); Б — надвиговые и сбросо-надвиговые деформации по результатам сейсмических исследований на участке между разломами Кларион и Клиппертон в Тихом океане (по Корсакову и Пилипенко); В — в западной глубоководной части Бразильской котловины, 11° ю.ш. (по Пилипенко и Разницыну). 1 — отражающие горизонты в осадочной толще, 2 — поверхность акустического фундамента, 3 — надвиги и сбросо-сдвиги

Область внутриплитных деформаций и скупивания океанической коры хорошо известна в Центральной Индийской котловине. Здесь отмечались периодические деформации, которые, как показали Вержбицкий, Левченко, Лобковский, хорошо коррелируют с фазами усиления сжатия в Гималаях.

Все вышеизложенное позволяет сделать вывод, что модель пластичного течения в условиях латерального сжатия серпентинитового слоя океанической коры, а также развития изгибной неустойчивости и скупивания габбро-базальтового слоя реализуется в реальности. В целом можно считать, что концепции двухъярусной тектоники и тектонической расслоенности океанической литосферы являются весьма плодотворными; они могут быть использованы при анализе внутриплитной эволюции литосферы и рельефа дна океана.

Следует иметь в виду, что серпентинитовый слой характерен не для всей океанической коры, а только для той, которая формировалась в условиях медленных и, частично, средних скоростей спрединга. При быстрых скоростях спрединга, вследствие наличия внутрикоровых стационарных магматических камер, температурные условия в области возможного проникновения морской воды по хрупким трещинам до мантийного слоя будут слишком велики для серпентинизации, и кора будет иметь совсем иное строение (см. раздел 11).

По всей видимости, горизонтальные тектонические срывы и формирование зон скупивания океанической коры связаны не только с серпентинитовым слоем, и следует искать другие причины, приводящие к понижению прочности океанической коры. Как показали оценки изменения прочности коры, приведенные выше и в разделе 9, возможно, такой причиной может быть переход хрупко-пластичного состояния коры, происходящий при температуре $\approx 700^\circ\text{C}$. В зависимости от прогретости мантии, возраста литосферы и скорости спрединга он может находиться на разных глубинных уровнях, как в пределах молодой коры, так и в подкоровой мантии. Поэтому в структуре океанической коры и подкоровой мантии могут отмечаться несколько уровней понижения прочности коры, формирующие ее естественную реологическую стратификацию. В зависимости от региональных и локальных напряжений внутрикоровые деформации могут реализовываться на каждом из этих уровней, приводя к формированию разномасштабных тектонических структур. Исследования офиолитового комплекса Оман показали, что в районе переходной зоны Мохо устанавливается смена пластических деформаций на вязкие. Эта смена в условиях спрединга приводила к относительному смещению частей разреза с разными физическими свойствами пород, находящихся ниже и выше переходной зоны Мохо, и, соответственно, при наличии латеральных напряжений приводила к тектонической расслоенности коры и мантии.

19.3. Диффузные деформации в структуре океанической литосферы

К сожалению, в настоящее время имеется очень немного геолого-геофизических критериев идентификации внутриплитных деформаций. Одним из них является рассеянная, как правило, мелкофокусная сейсмичность, другим — деформации и складчатость в осадочном чехле и верхних горизонтах коры. Часто довольно трудно проводить идентификацию преобладающих напряжений и выявлять их геодинамическую природу. Поэтому области внутриплитных деформаций изучены пока еще не достаточно хорошо. В самом общем виде можно выделить следующие геодинамические обстановки, где проявляются диффузные деформации. Во-первых, это внутриплитные деформации, часто выражающиеся в деформации отдельных слоев расслоенной литосферы в результате изменения ее напряженного состояния. Примерами могут служить упомянутые выше тектонически активные области в Центральной Индийской котловине к югу от Индостана, в Экваториальной Атлантике и в Бразильской котловине.

Во-вторых, это области океанической литосферы, подвергнутые воздействию горячих точек или мантийных плюмов, приводящих к формированию аномального термического состояния литосферы (например, район Азорской горячей точки). В-третьих, это диффузные деформации на современных границах плит и в местах их пересечения (тройные соединения) (например, в районах тройных соединений Буве, Хуан-Фернандес, Галапагосского). Геодинамическими примерами проявления таких деформаций являются области локальных перескоков осей спрединга, области столкновения асейсмичных и спрединговых хребтов с зонами субдукции, а также магистральные трансформные разломы. Хорошим примером диффузных деформаций разной геодинамической природы на трансформных границах является западная и восточная части Азоро-Гибралтарского разлома. В-четвертых, диффузные деформации на формирующихся границах плит разных типов. Они могут проявляться при формировании новых зон субдукции, при зарождении нового спредингового хребта в пределах старой океанической литосферы, пропагейтинге рифтовой трещины, перескоках спредингового хребта на значительные расстояния. Это далеко не полный перечень обстановок, приводящих к формированию областей диффузных деформаций океанической коры и литосферы и к формированию соответствующих структур. Исследование диффузных деформаций в разных геодинамических обстановках в пределах океанской литосферы ставит новые фундаментальные вопросы перед теорией тектоники литосферных плит.

В большинстве случаев формирование областей внутриплитных деформаций так или иначе связано с реорганизацией движения ансамбля литосферных плит, нередко инициируемой плюмовой активизацией, следствием которой является перестройка полей напряжений, приводящая к изменению геометрии границ плит.

В моделях мгновенной кинематики литосферных плит предполагается, что плиты представляют собой жесткие (недеформируемые) структуры и имеют замкнутые и неизменные границы. В действительности это не так. Границы плит постоянно меняют свои очертания, отмирают и появляются новые в течение конечного интервала геологического времени. Формирование новой границы плит — это длительный процесс, охватывающий период в несколько миллионов или десятков миллионов лет. В течение этого периода происходит концентрация внутриплитных напряжений в довольно широкой области диффузных (или рассеянных) деформаций слоев земной коры, индикатором которой, как отмечалось, может служить рассеянная сейсмичность, образование сбросов или надвиговых структур, разрывов и т.д. Современная модель мгновенной кинематики плит MORVEL подтвердила существование таких формирующихся границ плит и позволила выявить области их распространения (см. раздел 3). В зависимости от типа границы плит, геодинамических условий ее образования и строения коры набор ее характерных геолого-геофизических признаков должен быть различным.

Такие области всегда представляли трудности для объяснения с точки зрения теории тектоники литосферных плит. Примерами районов, где ожидается образование новых границ плит, являются обширная область в Центральной Индийской котловине, где формируется граница вероятной плиты Каприкорн, и область, соединяющая южную часть САХ вблизи 48° с.ш. с северной оконечностью Южно-Сандичевой зоны субдукции и формирующая северную границу вероятной плиты Сюр. По всей видимости, в этих районах происходит локализация внутриплитных деформаций пока в пределах очень широкой (несколько сотен до первых тысяч километров) области, где возможно формирование новой границы плит. Это подтверждается и современными моделями мгновенной кинематики, которые предсказывают скорости и направления движения формирующейся плиты вдоль диффузной границы (рис. 3.5). Так, например, распределение деформаций, которые сопровождают движение Австралийской плиты относительно предполагаемой плиты Каприкорн, охватывает зону шириной 2000 км.

19.4. Слоисто-блоковое строение океанской литосферы

Внутриплитная тектоника и рельеф дна океанической литосферы в существенной степени определяются общими законами эволюции литосферы и отдельных ее слоев, а также эволюцией границ литосферных плит от их зарождения до полного отмирания. Структура палеограниц плит — шовных зон литосферы различных типов, а также разные этапы их эволюции определяют многообразие морфотектонических элементов дна океана, имеющих различную геодинамическую природу. В то же время морфотектонические структуры палеограниц плит и связанные с ними геофизические аномалии (гравитационные, магнитные, тепловые) несут информацию не только о современном строении литосферы, но также и о глубинных процессах, происходящих в геологическом прошлом, т.е. на активной стадии развития границы плиты. Ретроспективный анализ такой информации позволяет проследить эволюцию литосферы от стадии зарождения границы плиты и ее активного развития вплоть до стадии ее отмирания и пассивного существования. Палеограницы плит разных геодинамических типов разбивают всю океаническую литосферу на множество разновозрастных блоков, сформированных зачастую на разных спрединговых хребтах и имеющих различный, порой довольно сложный морфоструктурный план. В этой связи нельзя не вспомнить концепцию Л.И. Красного о геоблоках Земли, выделенных им по геоморфологическим и геолого-геофизическим признакам. В настоящее время нам стала понятна геодинамическая природа границ этих блоков, которые запечатлены во внутриплитной структуре океанической литосферы. А учитывая вещественную стратификацию океанической коры, можно с полным основанием говорить о слоисто-блоковой структуре океанической литосферы, локализация внутриплитных деформаций в которой может осуществляться как на границах блоков, так и на границах отдельных слоев коры. В пользу этого свидетельствует модель реологической стратификации и скупивания океанической коры, связанная с развитием изгибной неустойчивости габбро-базальтового слоя и течением в подстилающем его пластичном серпентинитовом слое в условиях бокового сжатия, позволяющая объяснить характерные внутриплитные деформации и надвиговые черты рельефа дна океана.

Таким образом, внутриплитная тектоника и рельеф дна океана в существенной степени определяются общими законами эволюции океанической литосферы и отдельных ее слоев, а также эволюцией границ литосферных плит от их зарождения до полного отмирания. Структура

палеограниц плит различных типов, а также разные этапы их эволюции определяют многообразие морфотектонических элементов дна океана, имеющих различную геодинамическую природу. В то же время морфотектонические структуры палеограниц плит и связанные с ними геофизические поля (гравитационное, магнитное, тепловое) несут информацию не только о современном строении их литосферы, но также и о глубинных процессах, происходящих на активной стадии развития границы плиты. Анализ такой информации позволяет проследить эволюцию строения литосферы от стадии зарождения границы плиты и ее активного развития, вплоть до стадии ее отмирания и пассивного существования.

Список сокращений

DSDP — Deep Sea Drilling Project
ААД — Австрало-антарктический дискордант
ААХ — Американо-Антарктический хребет
АНТ — Антарктическая плита
АРВ — Аравийская плита
АФР — Африканская плита
ВТП — Восточно-Тихоокеанское поднятие
ГЕБКО — генеральная батиметрическая карта Мирового океана
ГОО — глубоководные обитаемые аппараты
ГЦС — Галапагосский центр спрединга
ЕАЗ — Евразийская плита
ИНД — Индо-Австралийская плита
КАР — Карибская плита
КБГТ — Канаро-Багамский геотраверс,
КМП — крупная магматическая провинция
КОК — плита Кокос
МАН — мантийные аномалии Буге
НАС — плита Наска
НТС — нетрансформное смещение
ОВХ — осевой вулканический хребет
ОМК — осевая магматическая камера
ППА — пилотируемые подводные аппараты.
ПЦС — перекрытия центров спрединга
РЗ — разломная зона
САМ — Северо-Американская плита
САХ — Срединно-Атлантический хребет
СВТП — Северный сегмент Восточно-Тихоокеанского поднятия
СОХ — срединно-океанический хребет
ТАХ — Тихоокеанско-Антарктический хребет
ТИХ — Тихоокеанская плита
ТР — трансформные разломы
ТС — тройные соединения
ФАМОУС — франко-американский проект по изучению рифтовой зоны Срединно-Атлантического хребта в районе 37° с.ш.

ФИЛ — Филиппинская плита

ХДФ — хребет Хуан де Фука

ЦИХ — Центрально-Индийский хребет

ЧХ — Чилийский хребет

ЮАМ — Южно-Американская плита

ЮВИХ — Юго-Восточный Индийский хребет

ЮВТП — Южный сегмент Восточно-Тихоокеанского поднятия

ЮЗИХ — Юго-Западный Индийский хребет

Словарь терминов

Абиссальная равнина — почти горизонтальная глубоководная равнина, развитая на дне котловин (Геологический словарь, 1973).

Аккреционная призма (аккреционный комплекс) — тело деформированных осадков, сформированных при субдукции океанической плиты под континент или островную дугу (А.О. Мазарович).

Андерплейтинг — наращивание океанической коры снизу за счет полной раскристаллизации частично расплавленного вещества мантии.

Асейсмичный хребет — поднятие дна океана регионального масштаба линейной или более сложной конфигурации, с которым не связана современная сейсмичность и/или вулканизм (А.О. Мазарович).

Астеносфера — подлитосферная пластичная оболочка верхней мантии, вещество в которой вследствие высоких температур частично расплавлено. Характеризуется пониженными значениями сейсмических волн, плотности и вязкости, повышенной электропроводностью.

Атоллы — коралловые острова, формирующиеся на погруженном вулканическом основании в тропической зоне океана.

Банка — плосковершинное подводное поднятие, обычно несущее на себе вулканические острова.

Белый курильщик — тип относительно низкотемпературных гидротермальных источников в гидротермальных полях на океаническом дне. Основным материалом их слагающим, является ангидрит и другие сульфаты, в отличие от черных курильщиков, в которых преобладают сульфиды (А.О. Мазарович).

Вал океанический — линейно вытянутое сводовое поднятие ложа океана с пологими склонами и отдельными вершинами в виде островов или подводных гор вулканического происхождения (А.О. Мазарович, Уфимцев и др.).

Внутриплитная деформация — деформация осадочного чехла или пород фундамента, развитая вне границ плит (А.О. Мазарович).

Внутритрансформный спрединговый центр — короткие спрединговые сегменты внутри мульти- или мегатрансформных систем, сформированные в результате изменения полюса вращения двух плит, что приводит к формированию локального сжатия или растяжения.

Временная шкала геомагнитной полярности — геологическая временная шкала, связывающая последовательность инверсий геомагнитного поля Земли с геохронологической шкалой.

Вулканические дуги — вулканические пояса, параллельные глубоководным желобам, развитые в зонах субдукции и являющиеся их ключевым маркером.

Гайот — изолированная плосковершинная подводная гора, представляющая обычно вулкан со сравнительно выровненной плоской вершиной, срезанной абразией или увенчанной коралловым рифом (Геологический словарь, 1973).

Геонд — поверхность, описывающая фигуру Земли, характеризующаяся равными значениями потенциала силы тяжести (эквипотенциальная поверхность) и совпадающая с невозмущенной поверхностью Мирового океана.

Горст — участок земной коры, занимающий приподнятое положение по отношению к окружающей области и ограниченный сбросами или взбросами (Геологический словарь, 1973).

Гидротермальный плюм — восходящий поток гидротермальных минерализованных растворов, поступающих из черных или белых курильщиков в придонные слои океана (А.О. Мазарович).

Горячие точки — локальные проявления высокой вулканической активности в настоящее время или в прошлом, имеющие глубинный источник, как правило, в пределах верхней мантии, где температура выше средней температуры на этой глубине.

Грабен — опущенный участок земной коры, сформированный в результате ее рифтогенного растяжения, отделенный сбросами от смежных приподнятых участков.

Граница Мохоровичича (Мохо) — граница между корой и верхней мантией, характеризующаяся скачком скоростей сейсмических волн.

Детachment — разлом срыва, тектонический срыв, поверхность срыва (А.О. Мазарович).

Диффузная граница плит — развивающаяся граница плит, которая выражена широкой полосой деформаций и повышенной сейсмичностью» (А.О. Мазарович).

Диффузная деформация — широкая область деформаций внутри плиты, развивающаяся при формировании новой границы плит.

Дискордантная зона — область малоамплитудных (первые километры) смещений спредингового хребта с малыми скоростями спрединга (А.О. Мазарович).

Задуговой бассейн — располагается в тылу островных дуг и отделяет глубоководные желоба и островные дуги от континентов.

Задуговой спрединговый центр — область формирования новой океанической коры в задуговом бассейне (А.О. Мазарович).

Зона Беньофа (зона Беньофа — Вадати — Заварицкого) — зона очагов землетрясений, глубины которых постепенно увеличиваются от глубоководных желобов в сторону континента (А.О. Мазарович).

Зона спокойного магнитного поля — область океанической коры с возрастом 84–118 млн лет, которая формировалась во время отсутствия инверсий магнитного поля Земли.

Коллизия — процесс столкновения блоков континентальной литосферы, сопровождаемый формированием складчатых горных поясов.

Континентальная окраина — область, в пределах которой исчезают структурно-вещественные комплексы континентальной коры и появляются океанические. Она включает прибрежную равнину, континентальный шельф, континентальный склон и континентальное подножие.

Континентальная окраина атлантического типа — область перехода от континентов к океанам, для которых характерны продолжительные и интенсивные погружения, в результате которых накапливались многокилометровые толщи осадочных пород (А.О. Мазарович).

Кора «хессовского типа» — нестратифицированная океаническая кора, в которой присутствуют серпентинизированные перидотиты и могут отсутствовать второй и третий слои.

Краевой вал глубоководного желоба — поднятие океанической коры, которое протягивается вдоль желоба со стороны океана. Валу выражены в рельефе широким (от 200 до 500 км) поднятием с пологими склонами и положительными аномалиями силы тяжести (А.О. Мазарович).

Краевое плато — относительно ровный участок шельфа, примыкающий к континенту, но имеющий большую глубину. Нередко отделено от континента рифтогенной структурой.

Краевой хребет — хребет, отделяющий утоненную погруженную континентальную кору от океанической на сдвиговых континентальных окраинах.

Крупная магматическая провинция — значительные объемы изверженных пород, занимающие по площади $> 0,1$ млн кв. км, с объемами $> 0,1$ млн куб. км, образованные за геологически относительно короткий (десятки млн лет) промежуток времени. Образование их связано с активностью мантийных плюмов или горячих точек.

Листрический разлом — сброс с выполаживающейся книзу плавно изогнутой поверхностью сместителя (Геологический словарь, 2012).

Литосфера — верхняя каменная оболочка Земли, все компоненты которой находятся в твердом кристаллическом состоянии. Она включает земную кору, подкоровую верхнюю мантию и подстилается астеносферой.

Магма — расплавленное вещество, образующееся при частичном или полном плавлении пород земной коры или верхней мантии при определенных значениях температуры и давления, поднимающееся на поверхность Земли по трещинам и глубинным разломам.

Мантийное вскрытие (*“mantle unroofing”*) — подъем и обнажение мантийных серпентинизированных пород в условиях экстремального (гипер-) растяжения и разрыва земной коры.

Мантийные плюмы — вертикальные потоки горячего мантийного вещества, поднимающегося в виде «колонн» из глубин нижней мантии и даже с границы ядро-мантия (слой D'') до подошвы литосферы.

Микроконтиненты — погруженные ниже уровня моря или островные блоки, сложенные континентальной корой, со всех сторон окруженные корой океанической.

Микроплиты — литосферные блоки с размерами в сотни километров, ограниченные дивергентными, конвергентными или трансформными границами.

Неовулканическая зона — область наиболее интенсивного современного магмовыведения в осевых зонах спрединговых хребтов.

Нодальный бассейн — замкнутые глубокие впадины, расположенные в районе сочленения крупных трансформных разломов и рифтовых зон срединно-океанических хребтов (А.О. Мазарович).

Обдукция — процесс надвигания океанической плиты на континентальную.

Океанизация — погружение континентальной коры вследствие ее рифтогенного растяжения и внедрения базальтовых интрузий.

Океаническое плато — поднятия дна океана, сформированные в результате плюмовой активности, сложенные утолщенной океанической корой.

Окно в слэбе — разрыв литосферной плиты, погружающейся в зоне субдукции (А.О. Мазарович).

Остаточная дуга — структура, сформированная в результате растяжения вулканической дуги. Один из фрагментов становится неактивным, на втором формируется активная островная дуга, отделенная от первой задуговой или междуговой впадиной (А.О. Мазарович).

Орогенный пояс — зона коллизии континентальных литосферных плит, в результате которой формируется обширный горный пояс.

Оффсет — величина смещения спрединговых сегментов по трансформному разлому.

Рифтогенез — процесс растяжения земной коры, приводящий к ее утонению и формированию характерной структуры в виде грабена, ограниченного нормальными сбросами.

Палеорифт — рифт, прекративший свое активное существование.

Пассивная континентальная окраина — сейсмически неактивная окраина континента, сформированная, как правило, при растяжении континентальной литосферы в процессе перехода от континентального рифтинга к океаническому спредингу. Бывают пассивные окраины палеосубдукционного типа.

Пилары — лавовые столбы, сформированные в результате остывания лавовых потоков (А.О. Мазарович).

Подводные горы — изолированные изометричные положительные формы рельефа высотой более 700 м, имеющие форму конуса с крутыми слабосрачлененными склонами и остроконечной или плоской вершиной.

Поднятие внутреннего угла — форма подводного рельефа, которая располагается на стыке активной части трансформного разлома и рифтовой долины (А.О. Мазарович).

Преддуговая область — область между глубоководным желобом и островной дугой. глубинный разлом, сформированный в результате растяжения литосферы.

Псевдоразлом — граница между более молодой корой, сформированной на новом спрединговом хребте, и более древней корой, сформированной на старом спрединговом хребте.

Пулл-эпарт бассейны — рифтогенные структуры локального растяжения на фоне регионального трансформного сдвига.

Рифт — глубинный разлом, сформированный в процессе растяжения литосферы.

Синрифтовые осадочные толщи — осадочные породы, отложившиеся во время континентального рифтогенеза, характеризующиеся крупнозернистыми, плохо отсортированными континентальными отложениями.

Слэб — участок литосферной плиты погружающейся в зоне субдукции.

Спрединг океанического дна — процесс разрастания океанического дна в результате раздвижения литосферных плит, сопровождающийся формированием новой океанической коры в рифтовых зонах срединно-океанических хребтов.

Субдукция — процесс поддвигания океанической плиты под континентальную, или океанической под океаническую, сопровождаемый формированием глубоководных желобов и вулканических гряд.

Тектонические литосферные плиты — жесткие пластины земной коры и верхней мантии, отделенные от других плит тектонически активными границами: зонами субдукции, спрединговыми хребтами и трансформными разломами.

Тектоносфера — область наиболее активного проявления тектонических и магматических процессов, связанных с взаимодействием литосферы и астеносферы. Она включает в себя литосферу (земную кору и подкоровый слой мантии), астеносферу и переходный слой верхней мантии.

Трансформные разломы — разрывные нарушения типа сдвига, являющиеся современными границами плит.

Трансформные разломы с нулевым смещением — трансформные разломы, вдоль которых в настоящее время отсутствует смещение спрединговых сегментов, благодаря неоднократным и разнонаправленным перескокам оси спрединга в пределах рифтовой долины.

Тройное соединение — область на поверхности Земли, где соединяются границы трех литосферных плит (Геологический словарь, 2012).

Черный курильщик — выход высокотемпературных (более 270 °C) гидротермальных металлоносных флюидов на дне океана.

Эллипсоид вращения — математическая фигура, наилучшим образом аппроксимирующая фигуру Земли.

Рекомендуемая дополнительная литература

1. *Агапова, Г.В.* Словарь географических названий форм подводного рельефа / Г.В. Агапова, Н.В. Виноградова, И.П. Кашникова; под ред. Г.В. Агаповой. — М.: ГИН РАН, 1993. — 311 с.
2. *Аплонов, С.В.* Геодинамика: Учебник / С.В. Аплонов. — СПб.: Изд-во С.-Петербур. ун-та, 2001. — 360 с.
3. *Артюшков, Е.В.* Геодинамика / Е.В. Артюшков. — М.: Наука, 1979. — 328 с.
4. *Галушкин, Ю.И.* Численное моделирование термомеханических процессов в рифтовых зонах СОХ (обзор моделей, состояние проблемы, перспективы) / Ю.И. Галушкин, Е.П. Дубинин, А.А. Свешников, С.А. Ушаков // Российский журнал наук о Земле. — 2000. — Т. 2, № 3 (4). — С. 351–370. (<http://eos.wdcb.rssi.ru/rjes>).
5. Глубинное строение и эволюция литосферы Центральной Атлантики (Результаты исследований на Канаро-Багамском геотраверсе) / С.П. Мащенко, Ю.Е. Погребницкого; под ред. — СПб.: ВНИИ Океанология, 1998. — 299 с.
6. Гравитационное поле и рельеф дна океана / под ред. С.А. Ушакова. — Л.: Недра, 1979. — 295 с.
7. *Грачев, А.Ф.* Мантийные плюмы и проблемы геодинамики / А.Ф. Грачев // Физика Земли. — 2000. — № 4. — С. 3–37.
8. *Добрецов, Н.Л.* Глубинная геодинамика / Н.Л. Добрецов, А.Г. Кирдяшкин, А.А. Кирдяшкин. — Новосибирск: СО РАН, филиал «ГЕО», 2001. — 408 с.
9. *Захаров, В.С.* Физика Земли: Учебник / В.С. Захаров, В.Б. Смирнов. — М.: ИНФРА-М, 2016. — 328 с. — (Высшее образование бакалавриат). — www.dx.doi.org/10.12732/18637
10. *Зоненшайн, Л.П.* Введение в геодинамику / Л.П. Зоненшайн, Л.А. Савостин. — М.: Недра, 1979. — 309 с.
11. *Кокс, А.* Тектоника плит / А. Кокс, Р. Харт; пер. с англ. — М.: Мир, 1989. — 427 с.
12. *Короновский, Н.В.* Общая геология: Учебник / Н.В. Короновский. — М.: Издательство Московского университета, 2023. — 606 с.
13. *Ле Пишон, К.* Тектоника плит / К. Ле Пишон, Ж. Франшто, Ж. Боннин. — М.: Мир, 1977. — 287 с.
14. *Лобковский, Л.И.* Геодинамика зон спрединга, субдукций и двухъярусная тектоника плит / Л.И. Лобковский. — М.: Наука, 1988. — 251 с.

15. *Лобковский, Л.И.* Современные проблемы геотектоники и геодинамики / Л.И. Лобковский, А.М. Никишин, В.Е. Хаин. — М.: Научный мир, 2004. — 612 с.
16. *Мазарович, А.О.* Геологическое строение Центральной Атлантики: разломы, вулканические сооружения и деформации океанического дна / А.О. Мазарович. — М.: Научный мир, 2000. — 176 с.
17. *Мазарович, А.О.* Строение дна Мирового океана и окраинных морей России: Учебное пособие / А.О. Мазарович. — М.: ГЕОС, 2005.
18. *Мазарович, А.О.* Тектоника и геоморфология Мирового океана: Термины и определения с иллюстрациями / А.О. Мазарович; отв. ред. Н.В. Межеловский. — М.: ГЕОКАРТ — ГЕОС, 2018. — 440 с.
19. Международный геолого-геофизический атлас Индийского океана. Удинцев Г.Б. (ред.). — Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР. — М., 1975.
20. Международный геолого-геофизический атлас Атлантического океана. Удинцев Г.Б. (ред.). — МОК (ЮНЕСКО), Мингео СССР, АН СССР, ГУГК СССР, М., 1989–1990.
21. Международный геолого-геофизический атлас Тихого океана. Удинцев Г.Б. (ред.). — МОК (ЮНЕСКО), РАН, ФГУП ПКО «Картография», ГУНиО, М.; СПб., 2003.
22. Мировой океан. Т. 1. Геология и тектоника океана. Катастрофические явления в океане. — М.: Научный мир, 2013. — 644 с.
23. Мировой океан. Том. III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане. — М.: Научный мир, 2020. — 708 с.
24. Новая глобальная тектоника. — М.: Мир, 1974. — 472 с.
25. *Пейве, А.А.* Структурно-вещественные неоднородности, магматизм и геодинамические особенности Атлантического океана / А.А. Пейве. — М.: Научный мир, 2002, — 278 с.
26. Природа магнитных аномалий и строение океанической коры / под ред. А.М. Городницкого. — М.: ВНИРО, 1996. — 282 с.
27. *Пучков, В.Н.* «Великая дискуссия о плюмах: так кто же все-таки прав?» / В.Н. Пучков // Геотектоника. — 2009. — № 1. — С. 3–22.
28. *Пушаровский, Ю.М.* Избранные труды: Тектоника Земли / Ю.М. Пушаровский // Этюды: в 2-х т. Т. 2: Тектоника океанов. — 2005. — 555 с.
29. *Пушаровский, Ю.М.* Тектоника и железомарганцевая металлогения Атлантического океана / Ю.М. Пушаровский, А.А. Пейве, С.Г. Сколотнев, Е.С. Базилевская, Ю.Н. Разницын, А.Е. Ескин. — М.: ГЕОС, 2011. — 292 с.
30. *Соколов, С.Ю.* Тектоника и геодинамика Экваториального сегмента Атлантики / С.Ю. Соколов. — М.: Научный мир, 2018. — 269 с.

31. *Сорохтин, О.Г.* Развитие Земли / О.Г. Сорохтин, С.А. Ушаков. — М.: Изд-во МГУ, 2002. — 560 с.
32. Структурная геология и тектоника плит: в 3-х томах. — М.: Мир, 1990.
33. *Теркот, Д.* Геодинамика: в 2-х томах / Д. Теркот, Д.Ж. Шуберт. — М.: Мир, 1985. — Т. 1. — 360 с.; Т. 2. — 376 с.
34. *Ушаков, С.А.* Кинематика плит и океаническая литосфера / С.А. Ушаков, Ю.И. Галушкин. М.: ВИНТИ, 1978. 272 с. (Итоги науки и техники. Физика Земли; Т.3).
35. *Уеда, С.* Новый взгляд на Землю / С. Уеда. — М.: «Мир», 1980.
36. *Хаин, В.Е.* Тектоника континентов и океанов / В.Е. Хаин. — М.: Научный мир, 2001. — 604 с.
37. *Хаин, В.Е.* Геотектоника с основами геодинамики / В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе. — М.: КДУ, 2010. — 560 с.
38. *Condie, K.C.* Plate Tectonics and Crustal Evolution / K.C. Condie. — 1997. Elsevier Science Linacre House, Jordan Hill, Oxford OX2 8DP 200 Wheeler Road, Surlington, MA 01803.
39. *De Mets, C.* Geologically current plate motions / C. De Mets, R.G. Gordon, D.F. Argus // *Geophys. J. Int.* — 2010. — V. 181. — P. 1–80.
40. *Duarte, J.C.* Dynamics of Plate tectonics and mantle convection / J.C. Duarte. Elsevier, 2022.
41. *Minster, J.B.* Present-day plate motions / J.B. Minster, T.H. Jordan // *J. Geophys. Res.* — 1978. — Vol. 83. — P. 5333–5354.
42. *Hekinian, R.* Sea Floor Exploration / R. Hekinian. — Springer Cham Heidelberg New York Dordrecht London Library of Congress Control Number: 2013955911 Springer International Publishing Switzerland. — 2014.
43. *Ito, G.* Hotspots and Melting Anomalies / G. Ito, P.E. van Keken // *Treatise on Geophysics* (G. Schubert, Editor), *Mantle Dynamics volume* (D. Bercovici, Editor). — P. 1–97.
44. *Kearey, P.K.* Global tectonics / P.K. Kearey, A. Keith, F.J. Vine. — 3rd ed. / 9600 Garsington Road, Oxford, OX4 2DQ, UK The Atrium, Southern Gate, Chichester, West Sussex, PO19 8SQ, UK 111 River Street, Hoboken, NJ 07030-5774, USA. — 2009. — 495 p.
45. *Sandwell, D.T.* Along-Track Gravity Anomalies from Geosat and Seasat Altimetry: GEBCO Overlays / D.T. Sandwell, M.B. Ruiz // *Mar. Geophys. Res.* — 1992. — Vol. 14. — P. 165–205.
46. Transform plate boundaries and fracture zones. Edited by Joao C. Duarte. — Elseviere. — 2019.
47. *Wessel, P.* PLATE TECTONICS / P. Wessel, R.D. Müller. — Manuscript 101 — Volume 6 of «Treatise on Geophysics». — 2014. — 137 p.

Оглавление

Предисловие	7
Введение	9
ЧАСТЬ I. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СТРОЕНИИ ОКЕАНОВ	13
Глава 1. Внутреннее строение Земли	13
1.1. Общие сведения о Земле	13
1.2. Земное ядро	14
1.3. Мантия Земли	16
1.4. Земная кора.....	17
Глава 2. Общие закономерности строения рельефа дна океанов	21
2.1. Основные морфоструктуры дна океана	21
2.2. Связь рельефа дна с аномальным гравитационным полем	31
2.3. Морфоструктуры дна океана по данным спутниковой альтиметрии	38
Глава 3. Тектоника литосферных плит — ключ к пониманию формирования и развития океанов	46
3.1. Предпосылки возникновения теории тектоники литосферных плит	46
3.2. Типы границ литосферных плит	59
3.3. Кинематика литосферных плит	64
3.4. Механизмы движения литосферных плит	73
3.5. Противоречия и перспективы развития тектоники плит	86
3.5.1. Проблемы моделей мантийной конвекции	88
3.5.2. Корректность постулата жесткости плит и их диффузные границы	91
3.5.3. Тектоника деформируемых плит	95
3.6. Горячие точки и мантийные плюмы («плюм-тектоника»)	98
3.6.1. Становление концепции горячих точек и мантийных плюмов	98
3.6.2. Диагностические признаки и свойства горячих точек и мантийных плюмов	106
3.6.3. Дискуссионные вопросы, касающиеся плюмов и горячих точек	108

3.6.4. Критика концепции мантийных плюмов	111
3.6.5. Как «работают» плюмы? Модели плюмовой динамики.....	112
3.6.6. Тектоника плит и тектоника плюмов — антагонизм или синтез?.....	113
Глава 4. Возраст дна океана	116
4.1. Аномальное магнитное поле и возраст дна океанов	116
4.2. Литосфера и астеносфера.....	124
4.3. Изменения толщины литосферы и глубины дна океана с возрастом	128
Глава 5. Строение океанической коры	137
5.1. Строение коры по данным морского бурения и драгирования	138
5.2. Строение океанической коры по данным изучения офиолитов	143
5.3. Строение океанической коры по сейсмическим данным.....	145
ЧАСТЬ II. СПРЕДИНГОВЫЕ ХРЕБТЫ, ТРАНСФОРМНЫЕ РАЗЛОМЫ, ЗОНЫ СУБДУКЦИИ	149
Глава 6. Геолого-геофизическая характеристика спрединговых хребтов	149
6.1. Морфология, тектоника и вулканизм.....	149
6.2. Неовулканическая зона	159
6.3. Тектоническая активность в рифтовых зонах СОХ и общие закономерности распределения разломов, сбросов и трещин.....	161
6.4. Геофизическая характеристика	166
6.4.1. Гравитационное поле	166
6.4.2. Магнитное поле	171
6.4.3. Тепловой поток.....	179
6.4.4. Сейсмичность рифтовых зон и трансформных разломов.....	184
Глава 7. Глубинное строение рифтовых зон спрединговых хребтов.....	191
7.1. Глубинное строение быстро раздвигающихся спрединговых хребтов	191
7.1.1. Зона пониженных скоростей и коровые осевые магматические камеры.....	191
7.1.2. Свидетельства наличия осевой магматической камеры на основе изучения офиолитовых комплексов	196

7.1.3. Структура слоев океанической коры при быстром спрединге.....	199
7.2. Глубинное строение литосферы медленно раздвигающихся спрединговых хребтов	205
7.2.1. Локальные магматические очаги в коре	205
7.2.2. Вариации в толщине коры вдоль простирания спредингового хребта (на внутрисегментном масштабном уровне).....	208
Глава 8. Гидротермальная конвекция в рифтовых зонах СОХ.....	219
8.1. Общая характеристика гидротермальной активности в рифтовых зонах СОХ.....	219
8.2. Время жизни и пространственное положение гидротермальных систем.....	225
8.3. Гидротермальная минерализация.....	226
8.4. Модели гидротермальной конвекции	232
8.4.1. Конвекция в пористой среде	236
8.4.2. Струйная конвекция.....	236
8.4.3. Конвекция, вызванная перепадом рельефа	238
Глава 9. Термомеханические модели геодинамических процессов в рифтовых зонах СОХ.....	241
9.1. Изменение термического состояния, рельефа и теплового потока океанической литосферы с возрастом.....	241
9.2. Стационарные распределения температур и формирование корового слоя в рифтовых зонах СОХ.....	244
9.2.1. Стационарные распределения температур в осевых зонах СОХ с горизонтальным полем скоростей.....	244
9.2.2. Модели формирования корового очага магмы.....	245
9.2.3. Термическое состояние осевой зоны хребта и стационарные модели формирования корового слоя с двух- и трехмерными течениями базальтового расплава и мантии.....	247
9.2.4. Динамическая природа характерных черт рельефа осевых зон СОХ.....	251
9.2.5. Стационарные модели формирования корового очага магмы в осевых зонах СОХ в моделях с двух- и трехмерными течениями базальтового расплава и мантии	253

Глава 10. Геодинамическая модель спрединга и формирования магматических очагов	256
10.1. Исходные принципы построения модели	256
10.2. Постановка задачи для расчета распределения температур	259
10.3. Эффективная теплопроводность пород и гидротермальный теплоперенос в осевых зонах СОХ.....	261
10.4. Роль скрытой теплоты плавления базальтовых пород в процессе формирования осевой магматической камеры.....	265
10.5. Учет влияния состава коры и мантии	266
10.6. Влияние скорости спрединга на форму и размеры магматических очагов.....	267
10.7. Влияние температуры мантии на форму и размеры магматических очагов.....	270
10.8. Влияние толщины коры на форму и размеры магматических очагов	274
10.9. Реологическая стратификация океанической литосферы в рифтовых зонах СОХ.....	276
10.10. Основные выводы и направления дальнейшего развития модели.....	281
Глава 11. Геодинамические следствия нестационарной модели спрединга и аккреции океанической коры	284
11.1. Магматические системы в зонах спрединга.....	284
11.2. Морфоструктурная сегментация рифтовых зон СОХ и ее связь с магматическими системами.....	287
11.3. Геодинамическая связь изменений осевого рельефа с глубинным строением	303
11.4. Особенности строения коры в зависимости от скорости спрединга и температуры мантии	311
11.5. Влияние «горячих» и «холодных» зон на строение спрединговых хребтов.....	316
11.5.1. Взаимодействие Исландского плюма и Срединно-Атлантического хребта	320
11.5.2. «Горячие» и «холодные» области Юго-Восточного Индийского хребта.....	328
Глава 12. Тройные соединения	334
12.1. Кинематические типы тройных соединений	334

12.2. Тройное соединение Буве	339
12.3. Тройное соединение Родригес.....	342
Глава 13. Трансформные разломы океанической литосферы	347
13.1. Кинематические типы трансформных разломов.....	352
13.2. Относительные движения литосферных плит по трансформным разломам.....	356
13.2.1. Трансформные разломы типа «хребет — хребет»	356
13.2.2. Трансформные разломы конвергентных зон («дуга — дуга»)	358
13.2.3. Переходные трансформные разломы («хребет — дуга»)	363
13.3. Геодинамические типы трансформных разломов.....	367
13.3.1. Трансформные разломы с чистым сдвигом	367
13.3.2. Трансформные разломы с раздвижением	370
13.3.3. Трансформные разломы со сжатием	383
13.3.4. Полиразломные трансформные системы	387
13.3.5. Мегатрансформные системы.....	390
13.4. Области пересечения трансформных разломов и спрединговых хребтов.....	395
13.4.1. Морфотектонические провинции областей пересечения	395
13.4.2. Глубинное строение областей пересечения	400
13.5. Генетические типы трансформных разломов	407
Глава 14. Перекрытия и нетрансформные смещения осевых зон спрединга.....	419
14.1. Перекрытия осей спрединга	419
14.2. Нетрансформные смещения осей спрединга	433
Глава 15. Активные континентальные окраины	445
15.1. Географическое положение	445
15.2. Геодинамические типы активных континентальных окраин и зон субдукции.....	449
15.3. Геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика активных континентальных окраин.....	450
15.4. Зоны Беньофа	459
15.5. Геологическое выражение зон субдукции.....	467
15.6. Субдукционный магматизм и метаморфизм	472

15.7. Кинематические и геодинамические особенности зон субдукции и активных континентальных окраин	475
15.7.1. Кинематика субдукции	475
15.7.2. Условия задугового спрединга.....	478
15.7.3. Ортогональная и косая субдукция	481
15.7.4. Сегментация зон субдукции	482
15.8. Столкновение подводных хребтов и поднятий с зонами субдукции	483
15.9. Столкновение спрединговых хребтов с зонами субдукции	487
15.10. Эдукция.....	491
15.11. Геодинамические обстановки заложения и отмирания зон субдукции	491
15.12. Обдукция	499
ЧАСТЬ III. ВНУТРИПЛИТНАЯ ТЕКТНИКА	502
Глава 16. Пассивные континентальные окраины	502
16.1. Рифтогенные окраины атлантического типа	504
16.1.1. Геодинамические и термические аспекты формирования рифтогенных континентальных окраин	504
16.1.2. Изостатические модели рифтогенных континентальных окраин	509
16.1.3. Вулканические и невулканические рифтогенные континентальные окраины	522
16.1.4. Погруженные краевые плато и острова в пределах рифтогенных континентальных окраин	531
16.1.5. Глубинное строение пассивных рифтогенных континентальных окраин	542
16.2. Сдвиговые палеотрансформные континентальные окраины.....	550
16.3. Палеосубдукционные континентальные окраины	561
Глава 17. Палеограницы плит в структуре океанической литосферы	576
17.1. Палеограницы плит, образованные при перескоке оси спрединга	578
17.1.1. Перескок оси спрединга Галапагосского поднятия	582
17.1.2. Перескок оси спрединга хребта Математиков	586

17.2. Палеограницы плит, образованные при продвижении спредингового хребта	590
17.3. Палеограницы плит, сформированные при эволюции тройных соединений	592
17.4. Палеоспрединговые хребты	594
17.4.1. Палеоспрединговый хребет Эгир	600
17.4.2. Изменение термической структуры литосферы после прекращения спрединга	601
17.4.3. Отражение палеоспрединговых хребтов в аномальном гравитационном поле	611
17.5. Палеотрансформные границы плит	613
Глава 18. Подводные горы, хребты и плато	615
18.1. Подводные горы на границах плит	617
18.2. Внутриплитные подводные горы, хребты и поднятия	619
18.3. Поднятия, связанные с крупными магматическими провинциями	627
18.4. Микроконтиненты в структуре океанической литосферы	635
Глава 19. Глубоководные котловины	647
19.1. Абиссальные равнины — глубоководные котловины	647
19.2. Реологическая стратификация океанической литосферы и внутриплитные деформации	653
19.3. Диффузные деформации в структуре океанической литосферы	659
19.4. Слоисто-блоковое строение океанской литосферы	661
Список сокращений	663
Словарь терминов	665
Рекомендуемая дополнительная литература	671

Content

PREFACE	7
INTRODUCTION	9
 PART I. GENERAL INFORMATION ON THE STRUCTURE OF THE OCEANS	 13
1. Internal Structure of the Earth	13
1.1. General Information about the Earth.....	13
1.2. The Earth's Core	14
1.3. The Earth's Mantle	16
1.4. The Earth's Crust	17
2. General Patterns of Ocean Floor Relief	21
2.1. Main Ocean Floor Morphological Structures	21
2.2. Relationship between Ocean Floor Topography and Anomalous Gravity Field	31
2.3. Ocean Floor Morphological Structures Based on Satellite Altimetry	38
3. Plate Tectonics – Key to Understanding the Formation and Development of the Ocean	46
3.1. Prerequisites for the Emergence of the Theory of Plate Tectonics.....	46
3.2. Types of Plate Boundaries	59
3.3. Kinematics of Lithospheric Plates.....	64
3.4. Mechanisms of Lithospheric Plate Motion.....	73
3.5. Contradictions and Prospects for the Development of Plate Tectonics.....	86
3.5.1. Problems of Mantle Convection	88
3.5.2. The Correctness of the Plate Rigidity Postulate and Diffuse Plate Boundaries	91
3.5.3. Tectonics of Deformable Plates.....	94
3.6. Hot Spots and Mantle Plumes (“Plume Tectonics”).....	98
3.6.1. Formation of the Concept of Hot Spots and Mantle Plumes	98
3.6.2. Diagnostic Features and Properties of Hot Spots and Mantle Plumes	106
3.6.3. Controversial Issues Concerning Plumes and Hotspots	108
3.6.4. Critique of the Mantle Plume Concept.....	111
3.6.5. How Do Plumes “Work”? Models of Plume Dynamics	112

3.6.6. Plate Tectonics and Plume Tectonics — Antagonism or Synthesis?	113
4. The Age of the Ocean Floor	116
4.1. Anomalous Magnetic Field and the Age of the Ocean Floor	116
4.2. The Lithosphere and Asthenosphere	124
4.3. Changes in Lithosphere Thickness and Ocean Floor Depth with Age	128
5. The Structure of the Oceanic Crust	137
5.1. The Structure of the Crust from Marine Drilling and Dredging.....	138
5.2. The Structure of the Oceanic Crust from Ophiolite Studies.....	143
5.3. Structure of the Oceanic Crust Based on Seismic Data.....	145
PART II. SPREADING RIDGES, TRANSFORM FAULTS, AND SUBDUCTION ZONES	149
6. Geological and Geophysical Characteristics of Spreading Ridges	149
6.1. Morphology, Tectonics, and Volcanism	149
6.2. Neovolcanic Zone	159
6.3. Tectonic Activity in MOR Rift Zones and General Patterns of Distribution of, Normal Faults, and Fractures	161
6.4. Geophysical Characteristics	166
6.4.1. Gravity Field.....	166
6.4.2. Magnetic Field	171
6.4.3. Heat Flow	179
6.4.4. Seismicity of Rift Zones and Transform Faults	184
7. Deep Structure of Rift Zones of Spreading Ridges.....	191
7.1. Deep Structure of Fast Spreading Ridges.....	191
7.1.1. Low-Velocity Zone and Crust Axial Magma Chambers	191
7.1.2. Evidence for the Presence of an Axial Magma Chamber Based on the Study of Ophiolite	196
7.1.3. Layered structure of oceanic crust during fast spreading	199
7.2. Deep Structure of the Crust of Slowly Spreading Ridges	205
7.2.1. Local Magma Chambers in the Crust	205
7.2.2. Variations in Crust Thickness Along a Spreading Ridge	208
8. Hydrothermal Convection in MOR Rift Zones	219
8.1. General Characteristics of Hydrothermal Activity in MOR Rift Zones	219

8.2. Lifetime and Spatial Location of Hydrothermal Systems	225
8.3. Hydrothermal Mineralization	226
8.4. Models of Hydrothermal Convection	232
8.4.1. Convection in Porous Media	236
8.4.2. Single-pass Convection	236
8.4.3. Convection Induced by Relief Differences	238
9. Thermomechanical Models of Geodynamic Processes in MOR Rift Zones	241
9.1. Changes in the Thermal State, Topography, and Heat Flow of the Oceanic Lithosphere with Age	241
9.2. Steady-State Temperature Distributions and Crust Layer Formation in MOR Rift Zones	244
9.2.1. Steady-State Temperature Distributions in MOR Axial Zones with a Horizontal Velocity Field.....	244
9.2.2. Models of Crust Magma Chamber Formation	245
9.2.3. Thermal State of the Axial Zone of the Spreading Ridge and Steady-State Models of Crust Layer Formation	247
9.2.4. Dynamic Nature of Topographic Features of MOR Axial Zones ...	251
9.2.5. Steady-State Models of Crust-Magma Chamber Formation in Axial MOR Zones	253
10. Geodynamic Model of Spreading and Magma Chamber Formation	256
10.1. Initial Principles of Model Construction	256
10.2. Formulation of the Problem for Calculating Temperature Distribution	259
10.3. Effective Thermal Conductivity of Rocks and Hydrothermal Heat Transfer in Axial MOR Zones	261
10.4. The Role of Latent Heat of Melting of Basaltic Rocks in the Formation of an Axial Magma Chamber	265
10.5. Accounting for the Influence of Crust and Mantle Composition	266
10.6. The Influence of Spreading Rate on the Shape and Size of Magma Chambers	267
10.7. The Influence of Mantle Temperature on the Shape and Size of Magma Chambers	270
10.8. The influence of crustal thickness on the shape and size of magma chambers	274

10.9. Rheological stratification of the oceanic lithosphere in the rift zones of the Mid-Ocean Rift	276
10.10. Main Conclusions and Directions for Further Development of the Model	281
11. Geodynamic Consequences of the Non-Stationary Model of Spreading and Accretion of Oceanic Crust	284
11.1. Magmatic Systems in Spreading Zones.....	284
11.2. Morphostructural Segmentation of MOR Rift Zones and Its Relationship with Magmatic Systems	287
11.3. Geodynamic Relationship between Changes in the Axial Relief and the Deep Structure	303
11.4. Features of the Crust Structure Depending on the Spreading Rate and Mantle Temperature.....	311
11.5. The Influence of “Hot” and “Cold” Zones on the Structure of Spreading Ridges.....	316
11.5.1. Interaction of the Iceland Plume and the Mid-Atlantic Ridge.....	320
11.5.2. “Hot” and “Cold” Regions of the Southeast Indian Ridge	328
12. Triple Junctions	334
12.1. Kinematic Types of Triple Junctions.....	334
12.2. Bouvet Triple Junction	339
12.3. Rodrigues Triple Junction	342
13. Transform Faults of Oceanic Lithosphere	347
13.1. Kinematic Types of Transform Faults	352
13.2. Relative Motions of Lithospheric Plate along Transform Faults.....	356
13.2.1. Transform faults of Spreading ridges (“ridge-ridge”)	356
13.2.2. Transform faults of Convergent Zones (“arc-arc”)	358
13.2.3. Transitional transform faults (“ridge-arc”).....	363
13.3. Geodynamic types of transform faults	367
13.3.1. Transform faults with pure strike-slip	367
13.3.2. Transform faults with extension	370
13.3.3. Transform faults with compression	383
13.3.4. Polyfault transform systems	387
13.3.5. Megatransform systems	390
13.4. Ridge-transform Intersection.....	395
13.4.1. Morphotectonic provinces of intersection areas	395

13.4.2. Deep structure of intersection areas	400
13.5. Genetic Types of Transform Faults	407
14. Overlaps and Non-Transform Offsets of Spreading Axes	419
14.1. Overlaps of Spreading Axes	419
14.2. Non-Transform Offsets of Spreading Axes	433
15. Active Continental Margins	445
15.1. Geographic Position	445
15.2. Geodynamic Types of Active Continental Margins and Subduction Zones	449
15.3. Geomorphological and Geological-Geophysical Characteristics of Active Continental Margins	450
15.4. Benioff Zones	459
15.5. Geological Expression of Subduction Zones	467
15.6. Subduction Magmatism and Metamorphism	472
15.7. Kinematic and Geodynamic Features of Subduction Zones and Active Continental Margins	475
15.7.1 Subduction Kinematics	475
15.7.2 Back-arc Spreading Environments	478
15.7.3 Orthogonal and Oblique Subduction	481
15.7.4 Subduction Zone Segmentation	482
15.8 Collision of Submarine Ridges and Rise with Subduction Zones	483
15.9 Collision of Spreading Ridges with Subduction Zones	487
15.10 Eduction	491
15.11 Geodynamic Settings for the Initiation and Extinction of Subduction Zones	491
15.12 Obduction	499
PART III. INTRAPLATE TECTONICS	502
16. Passive Continental Margins	502
16.1. Atlantic-Type Rifting Margins	504
16.1.1. Geodynamic and Thermal Aspects of Formation of Rifted Continental Margins	504
16.1.2. Isostatic Models of Rifted Continental Margins	509
16.1.3. Volcanic and Nonvolcanic Rifted Continental Margins	522

16.1.4. Submerged Marginal Plateaus and Islands within Rifted Continental Margins.....	531
16.1.5. Deep Structure of Passive Rifted Continental Margins	542
16.2. Strike-Slip Paleotransform Continental Margins	550
16.3. Paleosubduction Continental Margins	561
17. Plate Paleoboundaries in the Structure of Oceanic Lithosphere	576
17.1. Plate Paleoboundaries Formed by Spreading Axis Jumps	578
17.1.1. Spreading Axis Jump of the Galapagos Rise	582
17.1.2. Spreading Axis Jump of the Matematician Ridge	586
17.2. Plate Paleoboundaries Formed by Spreading Ridge Propagating	590
17.3. Plate Paleoboundaries Formed during Triple Junction Evolution	592
17.4. Paleospredding Ridges.....	594
17.4.1. Aegir Paleospredding Ridge	600
17.4.2. Changes in the Thermal Structure of the Lithosphere after Spreading Cessation	601
17.4.3. Reflection of Paleospredding Ridges in an Anomalous Gravity Field	611
17.5. Paleotransform Plate Boundaries	613
18. Seamounts, Ridges, and Plateaus	615
8.1. Seamounts at Plate Boundaries.....	617
18.2. Intraplate Seamounts, Ridges, and Rises	619
18.3. Rises Associated with Large Igneous Provinces	627
18.4. Microcontinents in the Structure of the Oceanic Lithosphere	635
19. Deep-Sea Basins	647
19.1. Abyssal Plains — Deep-Sea Basins	647
19.2. Rheological Stratification of the Oceanic Lithosphere and Intraplate Deformations	653
19.3. Diffuse Deformations in the Structure of the Oceanic Lithosphere	659
19.4. Layered-Block Structure of the Oceanic Lithosphere	661
List of Abbreviations	663
Glossary of Terms	665
Recommended Further Reading	671

Учебное издание

Серия «Классический университетский учебник»

Дубинин Евгений Павлович

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА ОКЕАНОВ

Учебник

Художественное оформление *Ю. Н. Симоненко*

Корректор *С. А. Кеньшенская*

Верстка *Н. С. Давыдова*

Подписано в печать 01.06.2026. Формат 70×100/16. Усл. печ. л. 55,9. Тираж 500 экз. (1-й завод: 1–100).
Изд. № 13540. Заказ № 103



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

119991, Москва, ГСП-1, Ленинские горы, д. 1, стр. 15
Тел.: (495) 939-32-91; e-mail: secretary@msupress.com
<https://msupress.com>. Отдел реализации:
тел.: (495) 939-33-23; e-mail: zakaz@msupress.com

Отпечатано в типографии ООО «Фотоэксперт» 109316, г. Москва, Волгоградский проспект, д.42,
корп. 1, эт. 1, пом. 1, ком. 6.3 23Н

В учебнике представлено основное содержание курса лекций по геотектонике и геодинамике океанов, который автор много лет читает на геологическом и географическом факультетах МГУ. Основное содержание книги нацелено на понимание тектонического строения и эволюции основных структур дна Мирового океана в связи с глубинными геодинамическими процессами.

Дана геоморфологическая и геолого-геофизическая характеристика основных структур дна океана: спрединговых хребтов, трансформных разломов, активных и пассивных континентальных окраин, океанических котловин, подводных гор и поднятий. Проводится анализ геодинамических процессов, управляющих их формированием и эволюцией. Рассмотрены процессы эволюции океанической литосферы, связанные с перескоками и отмираниями спрединговых хребтов.



ИЗДАТЕЛЬСТВО
МОСКОВСКОГО
УНИВЕРСИТЕТА

ISBN 978-5-19-012442-2



9 785190 124422