



# МИРОВОЙ ОКЕАН

ГЕОЛОГИЯ  
И ТЕКТОНИКА ОКЕАНА  
КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ  
ЯВЛЕНИЯ В ОКЕАНЕ

ТОМ 1

 НАУЧНЫЙ МИР

УДК 551.24  
ББК 26.221; 26.38(9)  
М63

Члены редколлегии:  
чл.-корр. РАН *Л.И. Лобковский*, академик *А.П. Лиситын*,  
д.г.-м.н. *Е.П. Дубинин*, д.ф.-м.н. *А.Б. Рабинович*, *О.И. Яковенко*

**МИРОВОЙ ОКЕАН.** Том I. ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ОКЕАНА. КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ОКЕАНАХ. – М.: Научный мир, 2013. – 644 с. Цв. вкл. 16 с.

ISBN 978-5-91522-337-9 (общ.)

ISBN 978-5-91522-343-0 (том I)

В монографии представлены исторические сведения об освоении океана, проанализированы успехи и трудности тектоники плит и предложено обобщение классической концепции. Рассматриваются современные представления о строении океанской литосферы, описаны процессы, происходящие на дивергентных, конвергентных и трансформных границах литосферных плит и пассивных континентальных окраинах. Изложены вопросы, связанные с интратлитовым магматизмом, эволюцией Мирового океана и геологической историей Земли.

Рассмотрены основные катастрофические явления, происходящие в океане: землетрясения, цунами, подводные оползни, мутьевые потоки, штормовые нагоны, волны-убийцы и различные опасные гидрометеорологические процессы.

Предназначена для специалистов в области геологии, геофизики, тектоники, океанологии и физики моря. Книга будет полезна аспирантам и студентам соответствующих специальностей.



Публикуется при финансовой поддержке Российского фонда фундаментальных исследований  
(проект № 09-05-07075)

Editors:

Corresponding Member RAS *L.I. Lobkovsky*, Academician RAS *A.P. Lisitzin*,  
PhD *E.P. Dubinin*, PhD *A.B. Rabinovich*, *O.I. Yakovenko*

**THE WORLD OCEAN.** Volume I. OCEAN GEOLOGY AND TECTONICS. OCEANIC CATASTROPHIC PHENOMENA – Moscow, Scientific World, 2013. – 644 p. Page col. ill. 16.

This book presents a unique look at the state of marine research and scientific ocean exploration. It outlines the problems and recent progress in plate tectonic theory and provides a modern generalization of the classical understanding of the problem. It chronicles an up-to-date review on the structure of the oceanic lithosphere, describes complicated processes on the divergent, convergent and transform plate boundaries, and along passive continental margins. The questions of intraplate magmatism and evolution of the world ocean are considered, together with the general geological history of the Earth.

The main types of marine natural hazards are examined: earthquakes, tsunamis, submarine landslides, mud flows, storm surges, and various forms of hydrometeorological events.

The book will be of interest to researchers and graduate students involved in the study of marine geology, marine geophysics, natural marine hazards, and physical oceanography.



RFBR. Published with the financial support of the Russian Foundation for Basic Research  
(Grant № 09-05-07075)

ISBN 978-5-91522-337-9 (общ.)  
ISBN 978-5-91522-343-0 (том I)

© Институт океанологии РАН, 2013  
© Научный мир, 2013

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие (Лавров Н.П.) .....	9
Океан и цивилизация (Короновский Н.В.) .....	11

### ГЛАВА I ГЕОЛОГИЯ И ТЕКТОНИКА ОКЕАНА

I.1. Успехи и трудности теории тектоники плит: обобщение классической парадигмы на примере арктического региона (Лобковский Л.И.) .....	29
I.2. Тектоника литосферных плит и строение океанской литосферы (Дубинин Е.П.) .....	53
I.3. Спрединговые хребты и трансформные разломы (Дубинин Е.П., Галушкин Ю.И., Суцевская Н.М.) .....	92
I.4. Активные континентальные окраины и окраинные моря (Ломизе М.Г., Дубинин Е.П., Мазарович А.О.) .....	171
I.5. Пассивные континентальные окраины и внутриплитная тектоника (Дубинин Е.П.) .....	238
I.6. Геохимия внутриплитного магматизма океана (Козарко Л.Н.) .....	283
I.7. Происхождение и эволюция океана. Общая модель геологической истории Земли (Никишин А.М.) .....	310
Литература к главе I .....	328

### ГЛАВА II КАТАСТРОФИЧЕСКИЕ ЯВЛЕНИЯ В ОКЕАНЕ

II.1. Землетрясения, подводные оползни и цунами (Лобковский Л.И., Баранов Б.В., Иващенко А.И., Дозорова К.А.) .....	363
II.2. Долгосрочный и оперативный прогноз цунами. Катастрофическое цунами 26 декабря 2004 г. (Рабинович А.Б., Куликов Е.А., Ивельская Т.Н.) .....	403
II.3. Курильские землетрясения и цунами 15 ноября 2006 г. и 13 января 2007 г. Моделирование оползневых цунами (Куликов Е.А., Иващенко А.И., Лобковский Л.И., Рабинович А.Б., Яковенко О.И.) .....	459
II.4. Исследования палеоцунами на дальневосточном побережье России (Пинегина Т.К., Разжигаева Н.Г.) .....	488

<b>П.5. Катастрофические взвесенесущие гравитационные потоки</b> (Жмур В.В., Сапов Д.А.) .....	499
<b>П.6. Опасные гидрометеорологические явления на морях и океанах</b> (Макарова М.Е.) .....	525
<b>П.7. Штормовые нагоны</b> (Любичкий Ю.В., Шевченко Г.В., Елисов В.В.) .....	559
<b>П.8. Волны-убийцы и задачи их исследований</b> (Дьяченко А.И., Захаров В.Е., Шамин Р.В., Бадулин С.И.) .....	576
<b>П.9. Натурные и лабораторные экспериментальные исследования волн-убийц</b> (Сапрыкина Я.В., Кузнецов С.Ю.) .....	593
<b>Литература к главе II</b> .....	609

# CONTENT

Preface ( <i>Laverov N.P.</i> ) .....	9
Ocean and civilization ( <i>Koronovsky N.V.</i> ) .....	11

## CHAPTER I GEOLOGY AND TECTONICS OF THE OCEAN

I.1. Advances and difficulties of the plate tectonics theory: a generalization of the classical paradigm in the case of the Arctic region ( <i>Lobkovsky L.I.</i> ) .....	29
I.2. Plate tectonics and structure of the oceanic lithosphere ( <i>Dubinin E.P.</i> ) .....	53
I.3. Spreading ridges and transform faults ( <i>Dubinin E.P., Galushkin Yu.I., Sushchevskaya N.M.</i> ) .....	92
I.4. Active continental margins and marginal seas ( <i>Lomize M.G., Dubinin E.P., Mazarovich A.O.</i> ) .....	171
I.5. Passive continental margins and intraplate tectonics ( <i>Dubinin E.P.</i> ) .....	238
I.6. Geochemistry of intraplate magmatism in the Ocean ( <i>Kogarko L.N.</i> ) .....	283
I.7. Origin and evolution of the Ocean. The general model of geological history of the Earth ( <i>Nikishin A.M.</i> ) .....	310
References to Chapter I .....	328

## CHAPTER II CATASTROPHIC PHENOMENA IN THE OCEAN

II.1. Earthquakes, submarine landslides and tsunamis ( <i>Lobkovsky L.I., Baranov B.V., Ivashchenko A.I., Dozorova K.A.</i> ) .....	329
II.2. Long-term and operative tsunami forecast. Catastrophic tsunami of 26 December 2004 ( <i>Rabinovich A.B., Kulikov E.A., Ivelskaya T.N.</i> ) .....	403
II.3. The Kuril earthquakes and tsunamis of 15 November 2006 and 13 January 2007. Modelling of tsunami waves generated by submarine landslides ( <i>Kulikov E.A., Ivashchenko A.I., Lobkovsky L.I., Rabinovich A.B., Yakovenko O.I.</i> ) .....	459
II.4. Paleotsunami studies on the Far East coasts of Russia ( <i>Pinegina T.K., Razjigaeva N.G.</i> ) .....	488

---

<b>II.5. Catastrophic suspension gravitational mud flows</b> ( <i>Zhmur V.V., Sapov D.A.</i> ) .....	499
<b>II.6. Hazardous hydrometeorological phenomena in oceans and seas</b> ( <i>Makarova M.E.</i> ) .....	525
<b>II.7. Storm surges</b> ( <i>Lubitsky Yu.V., Shevchenko G.V., Elisov V.V.</i> ) .....	559
<b>II.8. Freak waves and problems of their study</b> ( <i>Diachenko A.I., Zakharov V.E., Shamin R.V., Badulin S.I.</i> ) .....	576
<b>II.9. Field and laboratory experimental investigations of freak waves</b> ( <i>Saprykina Ya.V., Kuznetsov S.Yu.</i> ) .....	593
<b>References to Chapter II</b> .....	609

## 1.4. АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ И ОКРАИННЫЕ МОРЯ

*М.Г. Ломизе<sup>1</sup>, Е.П. Дубинин<sup>2</sup>, А.О. Мазарович<sup>3</sup>*

*Ключевые слова:* активные континентальные окраины, вулканизм, геодинамика, зоны субдукции, классификация морских бассейнов, моря активных окраин западного побережья Тихого океана, окраинные моря, островные дуги, подводный рельеф, субдукция

### АКТИВНЫЕ КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОКРАИНЫ

#### Географическое положение

Все активные континентальные окраины ассоциируются с конвергентными границами плит – зонами субдукции (рис. 1.4.1). 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. 1.4.2).

Окраины практически всех материков, ограничивающих Тихий океан, за исключением западной Антарктиды и части североамериканского

побережья, представляют собой активные континентальные окраины (см. рис. 1.4.1). Собственно зоны перехода от континентов к Тихому океану отличаются большим разнообразием своего тектонического строения и занимают значительную площадь – 13.5% площади Тихого океана.

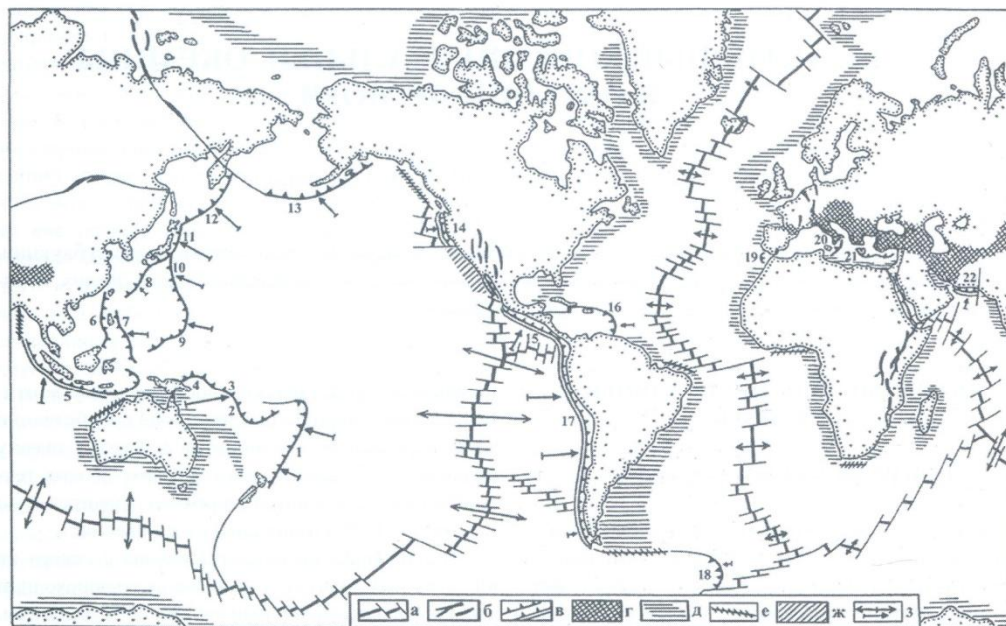
Вдоль западной окраины океана с севера на юг можно назвать следующие области переходной зоны с соответствующими зонами субдукции (см. рис. 1.4.2): Берингово море с Алеутскими островами и Алеутским глубоководным желобом (максимальная глубина желоба 7822 м); Курильская котловина Охотского моря с Курильскими о-вами и Камчаткой и глубоководным Курило-Камчатским желобом (9717 м); Японское море с Японскими о-вами и одноименным желобом (8412 м); юго-восточная котловина Восточно-Китайского моря с о-вами Рюкю и Нанкайским желобом (7790 м); очень сложно построенная область Южно-Китайского моря и Индонезийских морей с несколькими причудливо изогнутыми островными дугами и глубоководными желобами – Филиппинским (10265 м), Манильским (5249 м) и Банда (7440 м). 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

<sup>1</sup> МГУ им. М.В.Ломоносова, Геологический факультет.

<sup>2</sup> МГУ им. М.В.Ломоносова, Музей землеведения.

<sup>3</sup> Геологический институт РАН.



**Рис. 1.4.1.** Расположение современных активных и пассивных континентальных окраин в глобальной системе границ между литосферными плитами, по [Хаин, Ломизе, 2005] с изменениями

а – активные зоны субдукции: окраинно-материковые (двойная линия) и островодужные; б – пассивные окраины рифтогенного происхождения; в – трансформные и палеотрансформные окраины; г – палеосубдукционные окраины; д – рифты и трансформы спрединговых хребтов океана; е – континентальные рифты; ж – коллизионные пояса; з – векторы 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

является то, что на значительном ее протяжении желоба располагаются как со стороны океана, так и со стороны Кораллового моря. Вдоль северо-западного края Новой Гвинеи протягивается Ново-Гвинейский желоб (5050 м), которому с юга сопоставлен гряда передовых альпийских поднятий Новой Гвинеи. Затем следует островная дуга, включающая о-ва 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 Ново-Гвинейское 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).

С севера вдоль Соломоновых о-вов 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 Ново-Гвинейская островная дуга, которую со стороны Кораллового моря сопровождает одноименный глубоководный желоб с максимальной глубиной 9174 м. Продолжением Новых Гебрид служит подводный хребт 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.



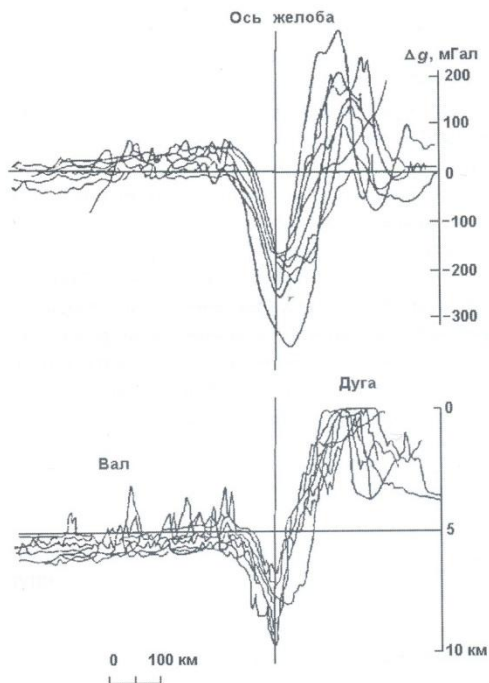


Рис. 1.4.2. Рельеф дна и аномалии  $\Delta g_{с.в.}$  над передовым валом, желобом и островной дугой

На юго-востоке вся эта грандиозная цепь островных дуг и глубоководных желобов замыкается о-вами Тонга и Кермадек и одноименными желобами (глубины желобов соответственно 10882 и 10047 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 подводный хребт Маккуори представляет собой трансформный разлом типа хребт–дуга, осложненный 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 активные и палеоспрединовые хребты, четко фиксируемые в ре-

льефе 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.

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 Атлантическом океане активные окраины представлены островодужными системами Малых Антиль и Южно-Сандвичевой, а в Индийском океане системами Зондской и Мекран, на продолжении которых развиваются сравнительно небольшие островные дуги Средиземноморья.

Строение активных континентальных окраин и процессы субдукции были довольно подробно рассмотрены в книгах Ушакова и Галушкина [1979], Лобковского [1988], Хаина и Ломизе [2005], Лобковского, Никишина и Хаина [2004], а также в работах многих других исследователей. Здесь же, базируясь преимущественно на этих монографиях, мы представляем краткую характеристику этих глобальных структур.

### Основные геодинамические типы активных континентальных окраин и их геолого-геофизическая характеристика

Характер взаимодействующих участков литосферы определяет различия между двумя глав-

ными 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. I.4.3 I и I.4.4). 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. I.4.3 II).

Разновидностью окраинно-материковых можно считать и зоны субдукции *японского типа*, представление о которых дает пересечение, проходящее через Японский желоб–Хонсю–Японское море (рис. I.4.3 III). Характерно наличие краевого морского бассейна с участками новообразованной коры океанского или субокеанского типа и отчленение от континента *энсиалической* (на сиалическом основании) *островной дуги*.

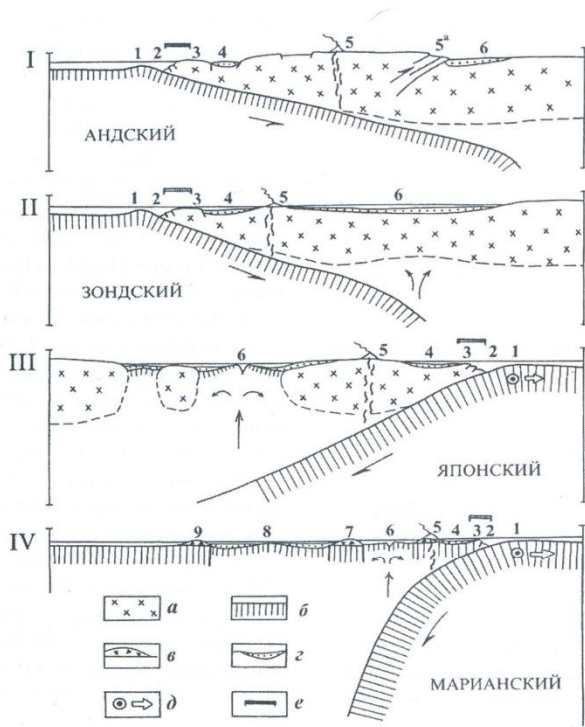


Рис. I.4.3. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды, по [Ханн, Ломизе, 2005]

I–III – окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; IV – океаническая зона субдукции, марианский тектонотип; В латеральных структурных рядах: 1 – краевые вали; 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; 5\* – 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

a – континентальная литосфера; б – океаническая литосфера; в – островодужные вулканиды; z – вулканогенно-осадочные формации; d – откат перегиба субдуцирующей плиты; e – место возможного формирования аккреционной призмы

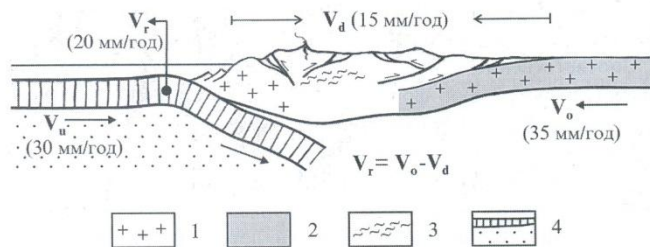


Рис. 1.4.4. Условия формирования горного сооружения Анд в позднем миоцене – квартере, по [Ломизе, 2008]

«Абсолютные» скорости:  $V_u$ ,  $V_o$  – движение поддвигающейся и надвигающейся литосферных плит;  $V_r$  – откат линии перегиба (шарнира) океанической плиты, отличается от  $V_o$  на величину  $V_d$  – деформационного сокращения разогретой и частично расплавленной континентальной коры над зоной субдукции.

1 – континентальная кора; 2 – Южно-Американский кратон; 3 – зона низких сейсмических скоростей и высокой электрической проводимости; 4 – океаническая литосфера и астеносфера

При образовании зон субдукции океанского (марианского) типа более древняя (и поэтому более мощная и тяжелая) океанская литосфера субдуцирует под более молодую (рис. 1.4.3), 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 субдуцирует литосфера океанского типа.

Все активные окраины континентов при всем их различии служат поверхностным выражением весьма сходных глубинных процессов субдукции, поэтому их строение в общих чертах весьма сходно. В них представлена закономерная последовательность структурных единиц, формирующихся в земной коре над зоной субдукции и сменяющихся вкрест ее простираения (см. рис. 1.4.3).

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 последователь-

ность 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.

Рассмотрим строение основных морфоструктур активных переходных зон, следуя [Хаин, Ломизе, 2005].

*Краевые валы* представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вытянутые параллельно желобу. Это пологие поднятия 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 большинство желобов имеет дугообразную форму, протягиваясь на сотни, иногда более 1000 км. 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 (океанический). 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-ва Барбадос. В других случаях этот клин очень узкий, например у Марианского желоба, или отсутствует; это означает, что там 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 о-вов. 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 активной вулканической зоны составляет не более 50 км, но во времени она нередко мигрирует.

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 кон-

тинентом. 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.

Геофизические методы дают разнообразную информацию о глубинном состоянии вещества и строении зон субдукции, которые удается 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 практически 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 поддвижении материковых краев литосферных плит образуются сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры – предгорный (краевой) прогиб и горная

града. 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 нескомпенсированные 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 скальвание. 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 Венинг-Мейнесом в виде упругого вдавливания всей литосферы. Эта идея была развита в конце 60-х – начале 70-х годов Ушаковым и Крассом, когда был сформулирован общий принцип поддержания неизостатических нагрузок [Ушаков, Красс, 1972]. 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 напряжений в трещах краях литосферных плит. Но перераспределение напряжений невозможно представить без непрерывного погружения края одной литосферной плиты и постепенного стирания напозающего края. Иными словами, парные, сопряженные между собой, изостатически не скомпенсированные морфоструктуры по своей природе являются динамическими. Они обуслов-

лены 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.

Методами *сейсмической томографии* субдуцирующая литосфера (так называемый *слэб*) прослеживается от желоба глубоко в мантию, поскольку эта литосфера отличается от окружающих пород более высокими значениями скоростей сейсмических волн и упругих свойств («сейсмической добротности»). Методы дают трехмерное изображение слэба, погружающегося в астеносферу. В одних зонах субдукции, в том числе в Японской и 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 (фиг. 1.4.1, вклейка). 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 субдукции слэб опускается до самых низов мантии. Получены результаты о взаимодействии слэба с поверхностями сейсмического раздела 410 и 660 км при их пересечении. Томографические данные позволяют судить о термальных условиях над слэбом, проследить пути подъема флюидов и формирование магм [Добрецов, 2010].

Как отмечалось в работе [Лобковский и др., 2004], вопрос о проникновении субдуцирующей океанической плиты в мантию имеет важнейшее значение для построения моделей мантий-

ной конвекции. Согласно данным сейсмической томографии, в природе могут реализоваться несколько сценариев (рис. I.4.5): 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» и углубиться в нижнюю мантию.

Однако, как правило, зоны субдукции, проникающие в нижнюю мантию, не прослеживаются

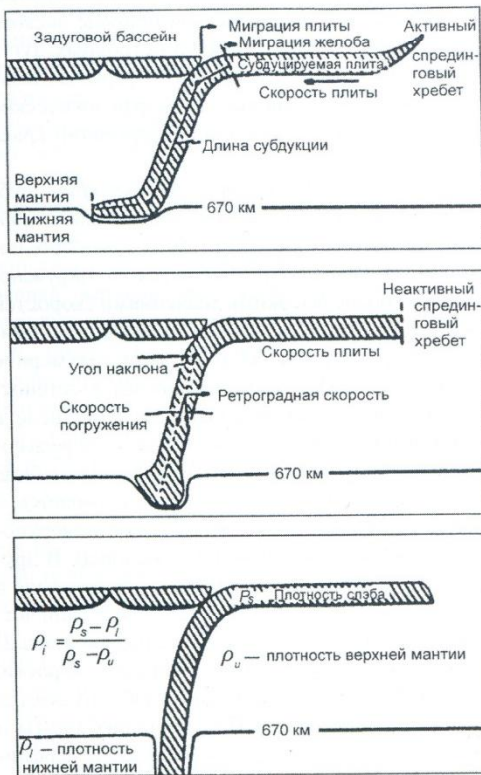


Рис. I.4.5. Поведения субдуцированной литосферы на границе верхней мантии [Kincaid, Olson, 1987]. Слэб может испытать выполаживание в верхней мантии (вверху); может частично проникнуть в нижнюю мантию, вызывая депрессию фазовой или химической границы между верхней и нижней мантией (средний рисунок); может проникнуть прямо в нижнюю мантию (нижний рисунок). Дополнительные сценарии включают резкое расширение слэба с проникновением в нижнюю мантию или без него

глубже 800–1200–1800 км. Скорость погружения слэбов оценивается в несколько сантиметров в год [Лобковский и др., 1993, 2004].

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. С помощью магнитометрических методов прослежено погружение океанической коры под висячее крыло зоны субдукции. Несмотря на то что интенсивность аномального поля здесь снижается в несколько раз, 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 гранитоидную кору, линейные аномалии теряются.

*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. Это свидетельствует о довольно сложном термическом режиме в зонах субдукции (рис. I.4.6).

Таким образом, результаты геофизических исследований вместе с геологическими данными послужили основой для модели литосферной субдукции, которая в течение уже нескольких десятилетий проверяется и уточняется.

## Зоны Беньофа

Глубокие сейсмофокальные зоны, наклонно уходящие под активные континентальные окраины и представляющие собой совокупность сейсмических очагов, известны с 30-х годов прошлого века, когда их обнаружил и описал под Японией Вадати (1935 г.). Уже к середине века они были прослежены глобально, что нашло отражение в специальных публикациях сейсмологов – сначала Гутенберга и Рихтера, а затем Беньофа, имя которого вскоре стали использовать для обозна-

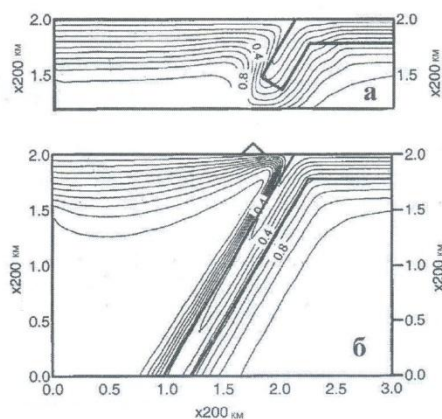


Рис. 1.4.6. Термальные условия субдукции согласно численному моделированию – при возрасте литосферы 40 млн лет и скорости конвергенции 9 см/год: а – через 1 млн лет, б – через 12 млн лет после начала субдукции. Изолинии в десятых долях от принятой за единицу температуры 1350°C, по [Rowland, Davies, 1999]

чения таких сейсмических зон, ставших объектом всеобщего внимания с рождением тектоники плит. Все эти исследователи связывали образование сейсмических очагов с разрывной деформацией пород в наклонных разломах, скорее всего взбросах, уходящих глубоко под континентальное обрамление океанов. Обсуждая эти данные, Заварицкий уже в середине 40-х годов высказал предположение, что такие разломы обусловлены скорее поддвижением дна океана, нежели надвиганием материка. Для периферии Тихого океана Штилле в 1958 г. предложил концепцию «тектоники поддвигания», согласно которой глубоководные желоба, сопутствующие им контрастные гравитационные аномалии, вулканические пояса и сейсмофокальные зоны сопряжены с наклонным поддвижением земной коры (в том числе, как он полагал, сиалических масс) из-под океана.

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 [Ушаков, Галушкин, 1979]. Известно, что добротность литосферы высокая – около 800–1000 (т.е. амплитуда плоской упругой

волны уменьшится в литосфере в  $\epsilon$  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.

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 размещения очагов землетрясений, их магнитуда, а также результаты решения их фокального механизма, позволяющие судить об ориентировке главных осей напряжения.

Глубинность зон Беньофа зависит главным образом от зрелости субдуцирующей океанской литосферы, которая с возрастом наращивала свою мощность и охлаждалась. Не случайно среди сейсмофокальных зон, уходящих до максимальных глубин 600–700 км (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. 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.

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 олигоценного 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 томографией. Небольшие углы наклона у поверхности (35–10°) 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. 1.4.7). Один вид представлен в таких системах океанского типа, как

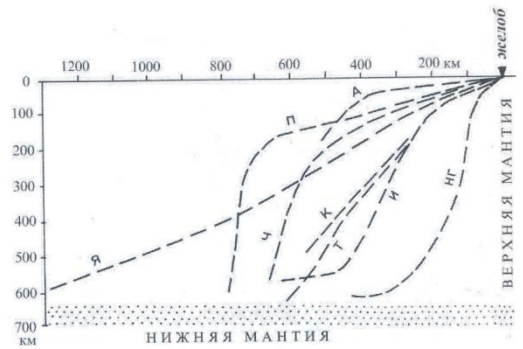


Рис. 1.4.7. Профили зон Беньофа: А – Алеутская (восточная часть); П – Андская в Центральном Перу; Ч – Андская в Северном Чили; Я – Японская (центральная часть); К – Курило-Камчатская (северная часть); Т – Тонга; И – Идзу-Бонинская (центральная часть); НГ – Новогейбридская, по [Dewey, 1980], с дополнениями

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 (10–20°), перегиб находится значительно глубже (200–250 км), а за ним крутая часть профиля прослеживается с провалами при низкой сейсмической активности. Малоглубинные зоны Беньофа могут заканчиваться выше перегиба субдуцирующей литосферы, и профиль у них почти прямолинейный.

Наклон верхней части зоны Беньофа определяется его обратной зависимостью от скорости конвергенции и прямой – от возраста (мощности, средней плотности) субдуцирующей океанской литосферы. В случае высокой «абсолютной» скорости надвигания висячее 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.



Таким образом, 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 поддвижения 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 10–20 млн лет имеет положительную плавучесть относительно подстилающей ее астеносферы (рис. 1.4.8). 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 островных дугах океанической литосферы старше 70–80 млн лет и при значительной линейной скорости поддвига литосфера может достичь больших глубин, прежде чем перейдет в астеносферное состояние. Действительно, самые глубокие и протяженные сейсмофокальные зоны – под теми островными дугами (Курильской, Японской, Идзу-Бонинской, Марианской, Яванской и Тонга), где погружается океаническая литосфера, образованная в меловое и юрское время [Хаин, Ломизе, 2005].

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 субдицирующей литосферы (рис. 1.4.9). Близ поверхности – на океанской стороне глубоководного желоба – очаги размещаются *внутри литосферы*, главным образом в ее верхах (растяжение), реже – в средней части (сжатие). Напряжения ориентированы полого вкрест простирания 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.

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. Здесь преобладают очаги типа пологих надвигов. В зонах с относительно слабым сцеплением плит возникают

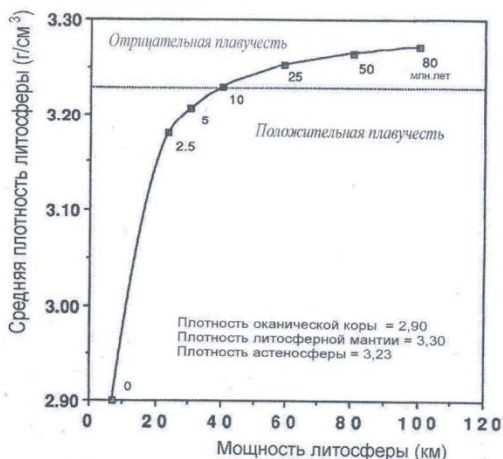


Рис. 1.4.8. Зависимость средней плотности океанической литосферы (определяющей ее плавучесть относительно астеносферы) от ее возраста, по [Cloos, 1993]

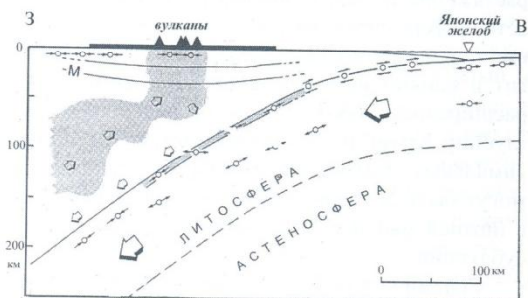


Рис. 1.4.9. Закономерное размещение сейсмических очагов (показаны кружками) и их фокальных механизмов в верхней части зоны Беньофа и над ней, северное пересечение о-ва Хонсю, Японская зона субдукции, по [Igarashi et al., 2001]. М – подошва земной коры висячем крыле, а в субдицирующем слэбе кора показана там, где она прослеживается как низкоскоростной слой

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 километрах 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. I.4.9).

Наконец, еще глубже зона Беньофа продолжает 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–эклит 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.

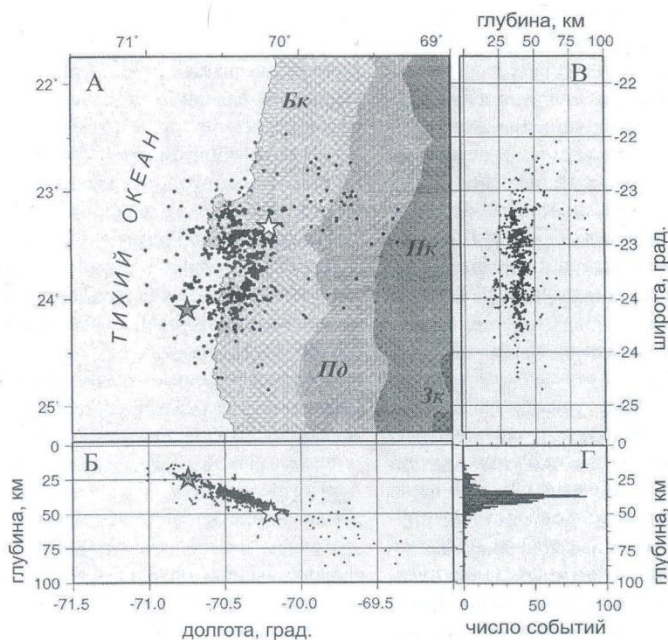
Сейсмичность над зонами Беньофа определяется главным образом мощностью литосферы в висячем крыле, а также распределением и интенсивностью проходящего сквозь нее теплого потока, снижающего упругие свойства пород. Главный источник динамических воздействий, создающих в этой литосфере сейсмогенные напряжения, – 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. 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°C 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*» [Yoshii, 1975] – 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-ве 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 (рис. I.4.10). Как и в островодужных системах, преобладают очаги субгоризонтального сжатия или растяжения вкrest простирания зоны, наблюдаются те же варианты размещения этих очагов. Но в тылу окраинно-континентальных горных сооружений вместо зон растяжения могут формироваться зоны сжатия, выраженные сейсмо-



**Рис. 1.4.10.** Размещение очагов в Андской зоне Беньофа у Антофагасты при землетрясении 30 июля 1995 г. (магнитудой 8.0) и в последующие 90 дней: в проекции на горизонтальную плоскость (А), широтную и меридиональную вертикальные плоскости (Б, В); Г – гистограмма распределения очагов по глубине. Рельеф на карте: Бк – Береговая кордильера, Пд – Продольная долина, Пк – Прекордильера, Зк – Западная кордильера, по [Husen et al., 2000]

генными взбросами и надвигами, направленными вглубь континента. На примере современных Централных Анд видно, что такая зона сжатия может соседствовать с сейсмогенной зоной растяжения на той же активной окраине, но ближе к глубоководному желобу.

### 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 бассейн*. 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 бассейн (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 островных дугах в качестве фронтального формируется *преддуговой бассейн*, который заполняется морскими, в том числе флишеидными туфогенно-осадочными отложениями большой мощности. В качестве тылового развивается глу-

бокий *задуговой* или *междуговой бассейн*, где на утоненном континентальном основании или на новообразованной океанской коре накапливаются мощные морские отложения, включая флишоидные. Таким образом, молассоидные мелководно-морские и континентальные формации окраинно-материковых систем сменяются в островодужных системах более глубоководными, преимущественно флишоидными. 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 голоценовые 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 Центрально-Американском 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 бо-

лее сложную структуру (в конечном результате – складчатую изоклинально-чешуйчатую), причленяясь к аккреционному клину. Таковы соотношения на северном отрезке того же Центрально-Американского 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 Сорохтиным и Лобковским было теоретически обосновано (по аналогии со слоем вязкой смазки между двумя жесткими движущимися пластинами) условие затачивания осадков [Сорохтин, Лобковский, 1976]. Данные сейсмических исследований в Курильском, Японском, Центрально-Американском и некоторых других желобах послужили экспериментальным подтверждением теоретического прогноза (рис. I.4.11).

При небольших скоростях поддвигания достаточно толстый осадочный слой ( $h \geq 1$  км), а также наименее вязкие осадки не могут быть затачены под напозлающий край плиты, ибо он, часто деформируясь сам, срывает эти осадки с поддвигающейся плиты, тем самым присоединяет их к себе

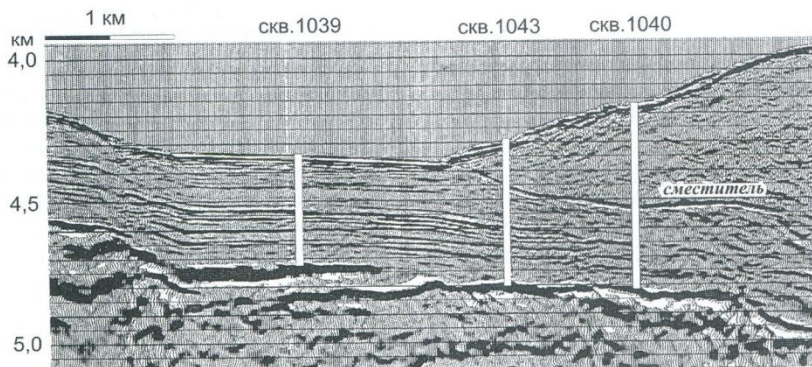


Рис. I.4.11. Сейсмический разрез и скважины глубоководного бурения в Центрально-Американском желобе у берегов Коста-Рики, свидетельствующие об отсутствии аккреции на этом отрезке желоба: осадки, перемещаемые субдуцирующей плитой, полностью поглощаются, а затем заметно уплотняются в условиях дегидратации, по [Moritz et al., 2000]

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 Суматрой или остров Барбадос перед грядой Малых Антил. В последнем случае аккреционная призма, формирующаяся с раннего эоцена, достигла ширины почти 300 км при мощности осадков до 20 км [Togni, Speed, 1989]. Здесь турбидитовые отложения аккреционной призмы порой осложняются проявлениями грязевого вулканизма (рис. 1.4.12).

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 поддви-

гающей 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 фундамента. Именно такая картина, как отмечалось выше, установлена, например, в районе острова Барбадос. Аккреция на напользающем краю осадочного материала, сорванного с поддвигающейся плиты, привела к образованию мощного подводного Средиземноморского вала в системе Эллинской дуги.

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 нередко наблюдаются ступенчатые сбросы и грабены, выражающие растяжение верхов литосферы в связи с ее упругим изгибом перед началом субдукции. 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 сдвигание стратифицированных верхов литосферы по надвигу.

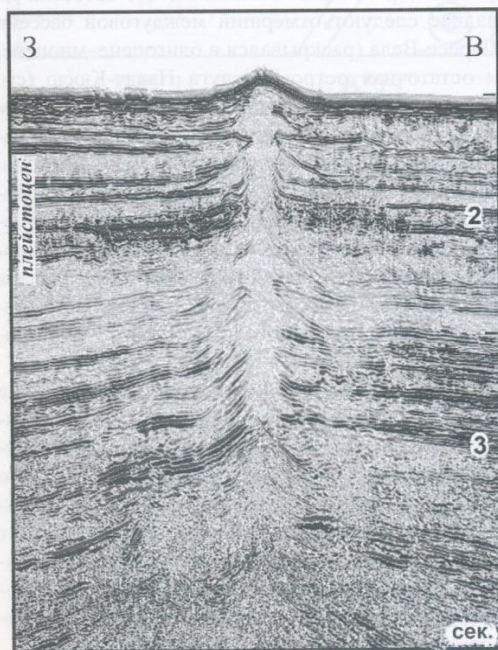


Рис. 1.4.12. Сейсмический разрез одного из грязевых вулканов в турбидитах аккреционной призмы Барбадос у берегов о-ва Тринидад, по [Deville et al., 2006]

### Геодинамические условия на активных континентальных окраинах

Как отмечалось выше, в основе геодинамики зон субдукции лежат особенности взаимодействия краев поддвигающейся и надвигающейся литосферных плит, а также гравитационное опускание поддвигающейся 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 Гутшер с соавторами [Gutscher et al., 2000], 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 способствовать локализации растягивающих напряжений в задуговой области и формированию задугового спредингового бассейна.

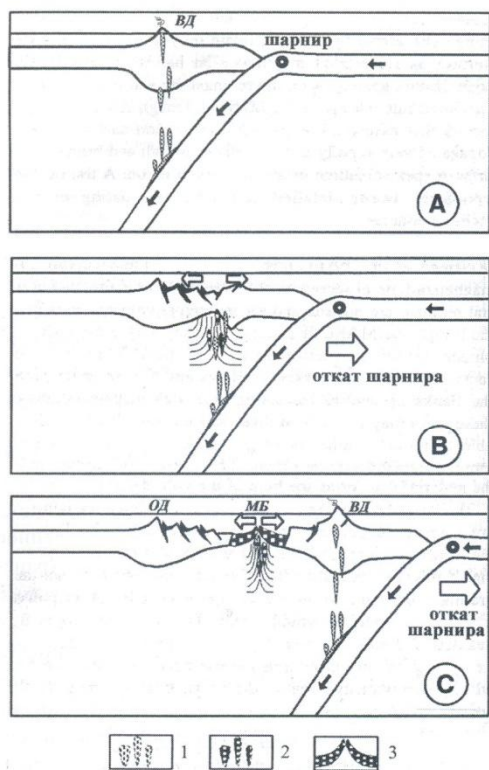
Основным механизмом формирования задуговых бассейнов в островодужных системах служит растяжение и последующий спрединг коры океанского типа. Среди причин происхождения растягивающих напряжений в задуговой области рассматривались подъем мантийного диапира, возбуждаемого теплом трения погружающегося слэба, 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 поддвигающейся плиты. Изменения во взаимодействии краев плит, приводящие к переориентировке зон локализации напряжений в пределах задугового бассейна, а также неравномерность растяжения литосферы могут создавать условия для развития рассеянного, или диффузного, спрединга, при котором может возникать не одна, а несколько локальных

спрединговых осей. Такая ситуация отмечалась в Японском море в миоцене. Не исключена вероятность существования рассеянного спрединга в центральной и восточной частях моря Скотия.

При откате шарнира погружающейся плиты к океану раздвиг может быть приурочен к вулканической островной дуге, к 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 заложился в плиоцене и продолжает разрастаться (рис. I.4.13). На том же пересечении Филиппинского бассейна западнее следуют отмерший междуговой бассейн Паресе-Вела (раскрывавшийся в олигоцене–миоцене) и остаточная островная дуга Палау-Кюсю (см. рис. I.4.13), которые свидетельствуют о подобном же, но более раннем эпизоде расщепления островной дуги над Марианской зоной субдукции. Наконец, еще западнее размещается Западно-Филиппинский бассейн – окраинное 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.

Статистически было отмечено, что схождение плит при субдукции обычно происходит под большим углом. Угол, превышающий 60°, наблюдается в более чем 90% случаев. Оценки показали, что фрикционное сопротивление субдукции минимально при относительном угле 90° и нарастает по мере уменьшения угла до 45°, в этом усматривают динамическое обоснование ортогональности, которой, видимо, способствует и сила гравитационного затягивания литосферного слэба.

Тем не менее, нередко примеры субдукции, косоориентированной к глубоководному желобу. Как правило, такие примеры приурочены к участкам, где система глубоководный желоб – остров-



**Рис. 1.4.13.** Модель заложения и раскрытия междугорного бассейна в условиях гравитационного погружения субдуцирующего слэба и соответствующего отката его шарнира: возможный механизм формирования Марианского трога, по [Martinez et al. 1995]

1 – островодужный магматизм; 2 – выплавка толеит-базальтовой магмы; 3 – спрединг океанической коры междугорного бассейна

ная 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. «Трансформные разломы») [Дубинин, 1987].

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. (см. рис. 1.3.35).

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 реорганизацией относительных движений литосферных плит [Лобковский и др., 2004], так и возможным влиянием подводных хребтов на геометрию субдукционной границы плит [Хаин, Ломизе, 2005]. 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.

Всем современным зонам субдукции свойственна сегментация. Она отмечается при изучении рельефа, поверхностной 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 многомасштабна. 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 пассивного участка трансформного разлома конвергентной границей возникают вариации в напряженном состоянии океанической литосферы, влияющие на углы наклона субдуцирующей плиты. Нередко в зонах палеотрансформных разломов отмечаются смещения оси желоба по латерали, 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.

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.

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. Это свидетельствует о том, что велика вероятность их попадания в зону субдукции, и более того, следует ожидать их погружения вместе с несущей субдуцирующей плитой. Действительно, детальные исследования области столкновения подводных гор Эримо и Дайичи-Кашима с Японским желобом, проведенные в рамках францужско-японского проекта Кайко, показали, что, попадая в район внешнего склона желоба, подводная гора разрушается последовательными сбросами и затягивается в глубоководный желоб [Kobayashi et al., 1987; Cadet et al., 1987]. Экспериментальное моделирование поддвига океанической литосферы, несущей как отдельно стоящие подводные горы, так и подводные хребты, проведенное Грохольским и Шемендой [1985], также показало, что они погружаются в зону субдукции, предварительно разрушаясь и

«размазываясь» на контакте погружающейся и надвигающихся плит.

Геодинамические последствия подобных столкновений могут в значительной степени определяться утолщением коры за счет подводного хребта, которое в любом случае будет уменьшать эффективную плотность литосферы и увеличивать ее плавучесть. В этом случае вполне вероятно ожидать некоторой критической ситуации, при которой пододвигание подводных поднятий будет уже невозможно. Крайним выражением такой ситуации могут быть примеры приближения к зоне субдукции погруженных блоков континентальной коры, что приведет к перераспределению напряжений и образованию новой зоны субдукции (перескок субдукции).

Еще одним уже упоминавшимся геодинамическим следствием приближения подводного хребта к зоне субдукции может быть изменение геометрии системы дуга-желоб, обусловленное возникновением косой субдукции и даже трансформного разлома (пример Императорского хребта и Алеутско-Командорского желоба). Следствием такой ситуации может быть временная блокировка субдукции и прекращение субдукционного вулканизма. Кроме того, внедрение асейсмичного хребта в зону субдукции может привести к расщеплению субдуцирующей плиты на сегменты за счет гетерогенной плавучести и выполаживания слэба, несущего подводный хребет, в районе его погружения [Лобковский и др., 2004]. Такой пример был проиллюстрирован при пододвигании хребта Карнеги в зону субдукции в районе Северных Анд (рис. I.4.14).

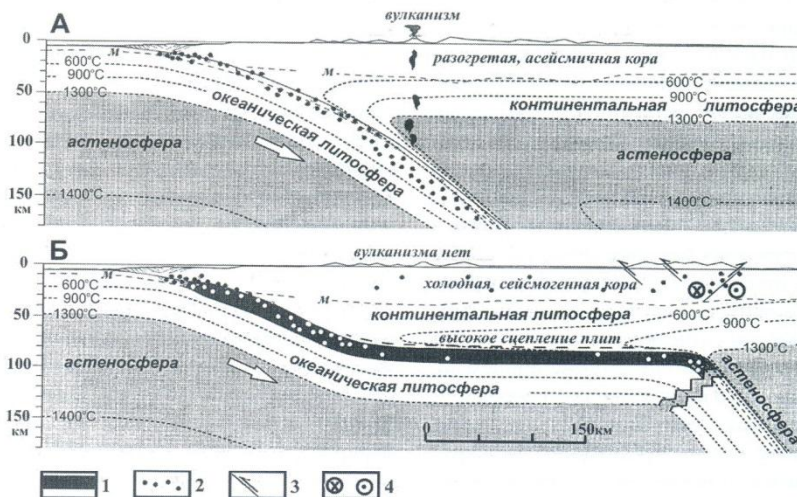
Субдукция утолщенной, низкоплотностной и поэтому плавучей коры, несущей асейсмичный хребет, сопровождается выполаживанием слэба, который пододвигается почти горизонтально, прижимаясь к подошве висячего крыла. Между ними не остается астеносферного клина, что создает единый и обширный объем относительно холодных пород и формирует зону амагматичной субдукции (рис. I.4.15).

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.





**Рис. 1.4.14.** Блок-диаграмма модели коллизии хребта Карнеги [Gutscher et al., 2000] с глубоководным желобом показывает крутой, наклоненный к востоко-юго-востоку слэб под центральной Колумбией, круто наклоненный к северо-востоку слэб между  $1^{\circ}$  и  $2^{\circ}$  ю.ш., пологий сегмент слэба в районе Перу к югу от  $2^{\circ}$  ю.ш., северный отрыв вдоль продолжения отмершей оси спрединга Мальпело, южный отрыв вдоль разлома Грихалва, предполагаемый сегмент пологого слэба (С.П.С.), поддерживаемый продолжением хр. Карнеги



**Рис. 1.4.15.** 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 [Gutscher et al., 2000]. Модель «А» соответствует Центральным Андам, модель «Б» – смежным сегментам Анд, где субдируют подводные хребты Наска и Хуан-Фернандес. м – граница Мохоровичича.

1 – утолщенная кора океанических хребтов; 2 – сейсмические очаги; 3 – взбросы; 4 – сдвиги

## Столкновение спрединговых хребтов с зонами субдукции

В активных переходных зонах восточной части Тихого океана имеется немало примеров столкновения спрединговых хребтов с зонами субдук-

ции, происходящего как в настоящее время, так и в геологическом прошлом. С этим процессом связаны тектонические деформации, субдукционная эрозия, обдукция офиолитов и разнообразные проявления магматизма [Галушкин и др., 1991; Ломизе, Лучицкая, 2012].

Так, 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 отмечается в деформациях осадочного чехла, в перестройке полей напряжений и как следствие – в изменении 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. Еще один пример подобного развития событий в недавнем геологическом прошлом прослежен в переходной зоне Западной Калифорнии.

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. Уменьшение возраста и мощности погружающейся океанической литосферы по мере приближения центра спрединга к зоне субдукции приводит к увеличению плавучести литосферы и как следствие – изменению угла погружения плиты в мантию, а также общего характера напряженного состояния литосферы.

Основные силы, действующие на погружающуюся плиту в зоне субдукции в условиях приближающегося спредингового хребта, включают силы, толкающие погружающуюся плиту от центра спрединга, силы затягивания плиты в зону субдукции под действием собственного веса, силы сопротивления сдвиговым напряжениям в зоне Беньофа, а также плавучесть молодой литосферы. Эти силы зависят от таких параметров, как возраст коры, площадь погружающейся плиты, длина желоба, скорость пододвигания. Перечисленные параметры можно измерить достаточно точно. Кроме этого существуют менее определенные факторы, такие как: вариации угла субдукции, термическая структура литосферы, неопределенность значений мантийной вязкости

и др. Оценки величин действующих сил очень приблизительны, однако они подтверждают тот факт, что по мере приближения спредингового хребта к зоне субдукции погружение литосферы крайне затрудняется. Как правило, приближение хребта к желобу происходит, когда скорость субдукции больше, чем полускорость спрединга на хребте. Различие между двумя скоростями представляет скорость приближения хребта к желобу [Uehara, Aoua, 2005].

Зная плотностные характеристики коры, литосферы и астеносферы, можно оценить изменение гравитационной неустойчивости литосферы по мере приближения СОХ к зоне субдукции и способность ее к погружению (отрицательная плавучесть) или к сопротивлению (положительная плавучесть) процессу пододвигания (см. рис. I.4.8). Очевидно, что самая молодая литосфера (2–3 млн лет) в районе спрединговых хребтов имеет положительную плавучесть. При  $V_{\text{спред}} = 5$  см/год это соответствует зоне шириной 100–150 км [Larter, Barker, 1991]. Если  $V_{\text{спред}} > 5$  см/год, а спрединговый хребет ориентирован почти перпендикулярно желобу, то на участок глубоководного желоба длиной не менее 200–300 км будет надвигаться океаническая литосфера, имеющая положительную плавучесть. В этой ситуации в зоне столкновения следует ожидать образования широкого фронта деформаций и «расщепления» погружающихся слэбов разных литосферных плит с образованием астеносферного окна [Groome, Thorkelson, 2005]. Если же спрединговый хребет будет ориентирован параллельно простиранию желоба, то по мере его приближения литосфера с положительной плавучестью будет не способна погрузиться в зону субдукции. Это приведет к перераспределению напряжений в океанической литосфере, следствием которого будет формирование системы надвигов в преддуговой области и в конечном итоге – остановка спрединга и полное прекращение субдукции. Подобное перераспределение напряжений в литосфере может привести к «перескоку» оси спрединга, т.е. к формированию нового спредингового центра в ослабленной зоне океанической литосферы на расстоянии в несколько сотен километров от отмирающего спредингового хребта.

Приближение молодой литосферы и особенно осевой зоны СОХ, включающей астеносферное поднятие и коровую магматическую камеру, безусловно, затрудняет процесс пододвигания,

вызывает появление трещин и сколов в контактирующих участках литосферы в ответ на рост сжимающих усилий в зоне контакта двух плит. В этой зоне, в частности в районе глубоководного желоба, отмечается также и рост геотермических градиентов как следствие контакта с относительно молодой и разогретой океанической литосферой приосевой зоны хребта.

Геодинамические последствия процесса столкновения спрединговых хребтов с глубоководными желобами в значительной степени будут определяться геометрическим соотношением спредингового хребта и зоны субдукции. Два теоретически возможных крайних варианта этого процесса, как отмечалось, предполагают ортогональное и параллельное приближение сегментов спредингового хребта к простиранию зоны субдукции.

Однако в большинстве случаев отмечается косое столкновения хребта с желобом под разными углами. На рис. I.4.16 показаны два варианта положения спредингового хребта относительно зоны субдукции, различающиеся углами простирания спрединговых хребтов и отдельных их сегментов, под которыми они подходят к зоне субдукции. Оба варианта будут иметь различные геодинамические последствия развития континентальной окраины. В случае геометрической схемы, изображенной на рис. I.4.16, а общее простирание хребта составляет с простиранием зоны субдукции очень небольшой угол (почти параллельно), в то время как отдельные его сегменты подходят под значительным углом. В этом случае взаимодействие спредингового хребта с зоной субдукцией реализуется путем образования серии микроплит, на ко-

торые разбивается главная плита, погружающаяся в зону субдукции. Современным примером такой ситуации может служить плита Хуан-де-Фука, где одноименный спрединговый хребет приближается к Каскадной зоне субдукции. 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. I.4.17).

Другим примером может служить взаимодействие северной части Восточно-Тихоокеанского поднятия с Центрально-Американской зоной субдукции, приводящее к формированию в настоящее время на плите Кокос новых микроплит Ривера и Северный Кокос вблизи Центрально-Американского желоба (рис. I.4.18). Все эти микроплиты ограничены с одной стороны спрединговым хребтом, с другой стороны – зоной субдукции, а с третьей стороны – формирующимся трансформным разломом типа хребет–дуга. В недавнем геологическом прошлом такие случаи отмечались в окрестности западной окраины Калифорнийского п-ова, где в миоцене происходило приближение спредингового хребта Тихоокеанского-Фараллон к зоне субдукции, в результате которого прекратился как процесс спрединга, так и процесс субдукции. Реликтовые палеоспрединговые хребты Магдалена, Гваделупе, Аргуэлло и Монтеррей, еще прослеживаются в геолого-геофизических аномалиях вблизи континентальной окраины, где они ограничивали одноименные микроплиты [Fletcher et al., 2007; McCrogy et al., 2009].

Иная геометрия «столкновения» спредингового хребта с зоной субдукции (см. рис. I.4.16б) отражает приближение спредингового хребта к зоне субдукции под значительным углом (общее простирание хребта), в то время как простирания отдельных его сегментов приближаются к зоне субдукции почти параллельно или с очень малым углом. Такая геометрическая картина может быть рассмотрена на примере Чилийского хребта и Чилийского желоба.

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 субдук-

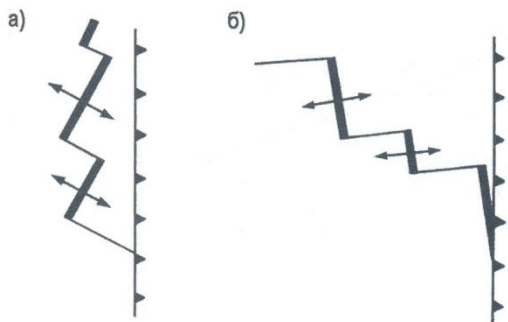


Рис. I.4.16. Геометрические схемы столкновения спредингового хребта с зоной субдукции андийского типа [Guivel et al., 2003]

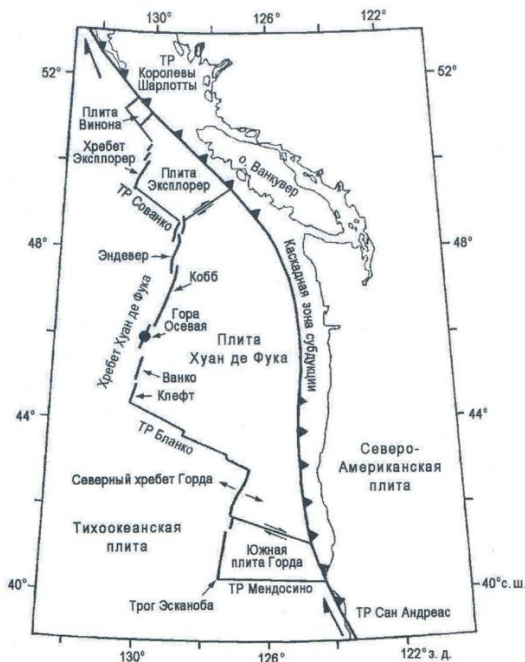


Рис. I.4.17. Формирование микроплит в районе приближения хребта Хуан-де-Фука к Каскадной зоне субдукции, по [Goodfellow, Franklin, 1993]

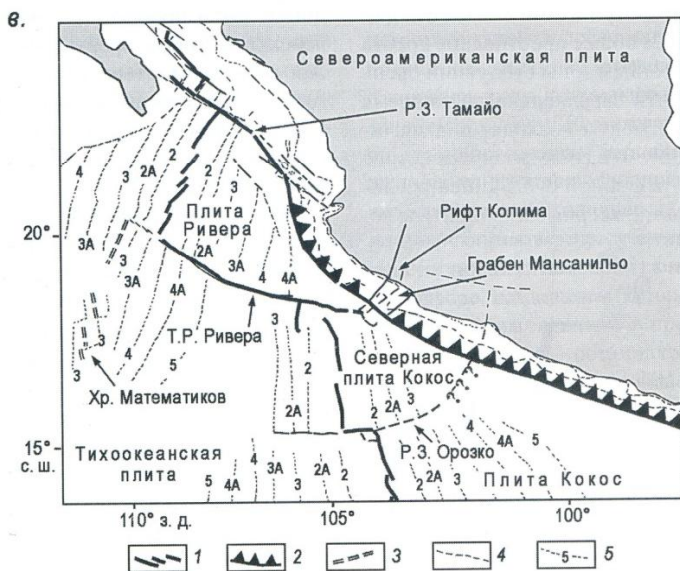


Рис. I.4.18. Формирование микроплит в районе приближения Восточно-Тихоокеанского поднятия к Центрально-Американской зоне субдукции [Klitgord, Mammerickx, 1982; Stock, Lee, 1994]

1 – система рифт-трансформный разлом; 2 – зоны субдукции, 3 – палеоспрединговые хребты, 4 – зоны разломов, 5 – линейные магнитные аномалии

ции. Примеры последней геодинамической обстановки представлены в районе тихоокеанской окраины Калифорнийского полуострова, а также в районе окраины Западной Антарктиды в море Беллинсгаузена. В конечном итоге это привело к развитию эписубдукционных пассивных континентальных окраин.

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 палеореконструкции, погрузился спрединговый хребет Кула. Действительно, погружения 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.

### Геодинамические обстановки заложения и отмирания зон субдукции

При рассмотрении закономерностей эволюции зон субдукции в разных геодинамических обстановках возникает вопрос: каковы механизмы, приводящие к формированию и отмиранию зон субдукции, контролирующие развитие активных континентальных окраин? Рассматриваются несколько возможностей зарождения таких зон. Согласно одной из них, новая зона субдукции закладывается непосредственно на границе континент/океан в зонах пассивных континентальных окраин рифтогенного типа (рис. 1.4.19а). Такая ситуация предусмотрена и общей направленно-

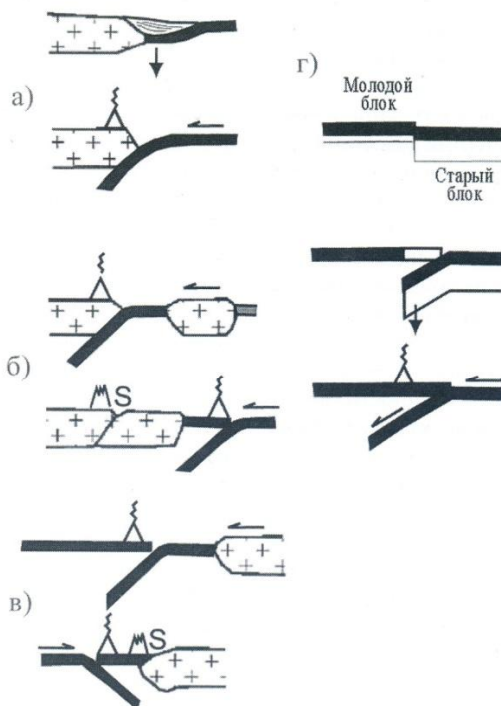


Рис. 1.4.19. Геодинамические обстановки возможного формирования новых зон субдукции [Stern, 2004]: а – в зонах пассивных рифтогенных континентальных окраин; б и в – в зонах столкновения пассивных окраин с фронтом островной дуги; г – в зонах трансверсивных трансформных разломов

стью эволюции океанской литосферы в рамках цикла Вилсона. При этом отмечается, что наиболее благоприятными условиями для заложения новой зоны субдукции является значительный возраст коры, порядка 160–170 млн лет, и мощность океанической литосферы, при которых, согласно оценкам Сорохтина, океаническая литосфера приобретает отрицательную плавучесть (ее эффективная плотность становится больше плотности подстилающей астеносферы) и тонет под действием собственного веса [Сорохтин, Ушаков, 2002]. Если, к тому же, учитывать нагрузку осадков на пассивных континентальных окраинах, под действием которых в течение длительно времени (порядка десятков и даже сотни миллионов лет) происходит прогибание литосферы, то подобные условия для механического разрыва сплошности литосферы представляются весьма благоприятными, но недостаточными [Лобковский и др., 2004].

Участок Атлантической пассивной окраины южнее Ньюфаундленда считают примером обстановки, когда уже назрели условия для ее образования 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 скорее 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 [Хаин, Ломизе, 2005]. Клотин с соавторами [Cloetingh et al., 1989] предположили, что разрушение океанической литосферы под нагрузкой осадков достигалось в том случае, когда океаническая литосфера имеет молодой возраст, ~20 млн лет. Более того, они полагали, что увеличение возраста океанической литосферы, в процессе которого увеличивалась ее прочность,

скорее приводило к большему затруднению начала субдукции, чем к формированию благоприятных для нее условий. Ряд факторов, способных ослабить механическую прочность литосферы в переходной зоне и тем самым стимулировать начало субдукции, рассматривались в работах [Regenauer-Leib et al., 2001; Nikolaeva et al., 2010]. Среди них отмечались прочность континентальной и океанической литосферы, воздействие воды на оливин, что повышало разрушение литосферы, а также различие в химическом составе и плотностном контрасте океанической и континентальной литосферы. Рассмотрение этих факторов в рамках численных экспериментов показало, что три последовательных тектонических режима могут развиваться на пассивных окраинах: 1) стабильная окраина, 2) сжатие и надвигание и 3) субдукция [Nikolaeva et al., 2010]. Переход от стабильной окраины к режиму сжатия главным образом контролируется пластичными деформациями нижней части континентальной коры. Дальнейший переход от надвигания к режиму субдукции управляется пластичными деформациями субконтинентальной литосферной мантии и ее химическим и плотностным контрастом с субокеанической литосферной мантией. Возраст же океанической литосферы является фактором второй степени важности для инициации субдукции и играет роль в том случае, когда другие параметры имеют критические значения. Важная роль пластичных деформаций в развитии начальной субдукции даже при наличии разлома, разделяющего континентальную и океаническую литосферу, подтверждается также аналоговыми экспериментами [Goren et al., 2008]. Таким образом, благоприятные условия для инициации субдукции могут отмечаться на пассивной окраине в том случае, когда деплетированная континентальная литосфера становится тонкой и горячей (температура на Мохо >660°C). Такая ситуация может создаваться довольно случайно при наложении различных процессов, таких как рифтинг и/или термохимическая плюмовая активность.

Однако 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, вы-

званное изменением абсолютного движения литосферных плит, приводящее к появлению разницы (конвергентной компоненты) на граничащих между собой континентальной и океанской частях литосферной плиты.

Второй тип обстановок формирования зон субдукции связан с процессом столкновения пассивной окраины с фронтом островной дуги. Выделяют два варианта этого типа субдукции, первый сопровождается перемещением, или переоскоком субдукции, а второй – сменой полярности субдукции на обратную (реверсивная субдукция). При первом варианте старая зона субдукции отмирает и зарождается новая в стороне от нее (см. рис. 1.4.19б). Желоб Мюссау и продолжающая свое развитие граница юго-западной Индии в ответ на коллизию Индии и Евразии являются лучшими кайнозойскими примерами процесса такого смещения зоны субдукции. Второй вариант связан с изменением полярности зоны субдукции, т.е. заложением новой зоны субдукции, формирующейся позади магматической дуги (см. рис. 1.4.19в). Такое *обращение (инверсия) полярности субдукции* было описано геодинамической моделью Дж. Дьюи и Дж. Бирда 1970 года: 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. 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-ва 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-ва Тайвань, формируются сейсмогенные сколы восточной вергентности, проникающие до глубин 60 км. По этим сколам начинается поддвигание позднеэоценовой океанской литосферы, т.е. зарождается новая зона субдукции обратной полярности, которая разрастается на юг. Еще один пример может быть представлен в виде реакции Соломоновой конвергентной окраины, последовавшей за столкновением с плато Онтонг Джава [Stern, 2004]. Приближение плато Онтонг Джава, представляющее собой крупнейшую магматическую провинцию с толщиной коры около 35 км [Neal et al., 1997], к желобу Витязя с северной

стороны Соломоновой дуги между 4 и 10 млн лет назад вызвало прекращение здесь наклоненной к югу субдукции. Продолжающееся схождение Австралийской и Тихоокеанской плит привело к формированию новой зоны субдукции вдоль южного фланга Соломоновых островов около 4 млн лет назад [Phinney et al., 1999]. Результаты численного и экспериментального моделирования показали, что если жесткость субдуцирующей плиты была высокой или если континентальная кора была мощной, то напозлающая плита разрушалась вдоль разлома, вдоль которого следовало изменение субдукционной полярности [Chemenda et al., 2001]. Эти авторы показали, что разрушение в задуговой области, следствием которого является изменение полярности субдукции, зависит от расстояния от желоба до оси задугового спрединга.

Еще одна возможность формирования зон субдукции, близкая ко второму геодинамическому типу, может быть связана с причленением к активной окраине крупных террейнов, которое сопровождается соответствующим смещением активной границы путем отмирания прежней и заложения новой зоны субдукции.

Третья возможность формирования зон субдукции связывается с трансформными разломами со сжатием [Casey, Dewey, 1984]. Как отмечалось ранее, 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 (более тяжелого) литосферного блока под более молодой (рис. 1.4.19г).

В работах [Hall et al., 2003; Gurnis et al., 2004] на основании анализа эволюции баланса сил в процессе сжатия вдоль разломной зоны было сделано заключение о возможности перехода разломной зоны в сомоподдерживающуюся зону субдукции после 100–150-километровой конвергенции.

Реализация напряжений сжатия по трансформному разлому может происходить по реологически ослабленной границе, например, по более пластичному серпентинитовому слою. Если зона трансформного разлома осложнена наличием трансверсивного хребта (в том числе и серпен-

тинитовой 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. В этом случае вершины приразломных хребтов способны достичь очень мелких глубин (как, например, подводные горы Геттисбург и Ормонд в восточной части Азоро-Гибралтарского трансформного разлома) или даже выйти на поверхность, образуя острова с выраженной структурой недеформированных (или слабодеформированных) офиолитов, представляющих не что иное, как приразломные серпентинитовые хребты, сформированные в условиях трансформного разлома с раздвижением и обдущированные затем в условиях трансформного разлома со сжатием. Возможным примером такого рода приразломных офиолитов может служить массив Трудос на о-ве Кипр, приуроченный к зоне палеотрансформного разлома Аракапас [Дубинин, 1987].

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 [Хаин, Ломизе, 2005]. 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. 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 эоцен-олигоценного 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) сме-

щения 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 глубоководного желоба появился вулканический остров Соландер с адакитовым составом лав, что считают признаком частичного плавления базальтовой коры в перегретой фронтальной части слэба [Хаин, Ломизе, 2005].

Теоретически рассматривается еще одна возможность зарождения зон субдукции под влиянием горячего мантийного плюма [Ueda et al., 2008; Burov, Cloetingh, 2010]. Согласно этой модели, взаимодействие между плюмом и континентальной литосферой могло привести к расслоению литосферы и даже к началу субдукции континентальной литосферы.

Таким образом, на современных активных границах плит существуют участки, которые в совокупности дают представление о некоторых геодинамических обстановках формирования новой зоны субдукции.

Условия же отмирания зон субдукции весьма разнообразны и также 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 континентальных или иных несубдуцирующих террейнов и микроконтинентов.

*Блокировка (заклинивание) зоны субдукции* происходит там, где по мере поглощения океанской литосферы к конвергентной границе подходят тектонические структуры на утолщенной и (или) низкоплотностной коре, плавучей относительно астеносферной мантии: спрединговые



хребты, микроконтиненты, островные дуги, некоторые океанические плато. Такие структуры не могут субдудировать и заклинивают зону субдукции, причленяясь к ее висячему 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.

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-ве Кипр) были идентифицированы как фрагменты океанской литосферы, возник вопрос о возможных механизмах их надвигания на континентальные окраины. В 1971 г. Колман [Coleman, 1971] 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 с относительно низкой средней плотностью и поэтому, в соответствии с изостазией, высоким гипсометрическим положением. Последнее, как отмечалось в работе [Хаин, Ломизе, 2005], 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

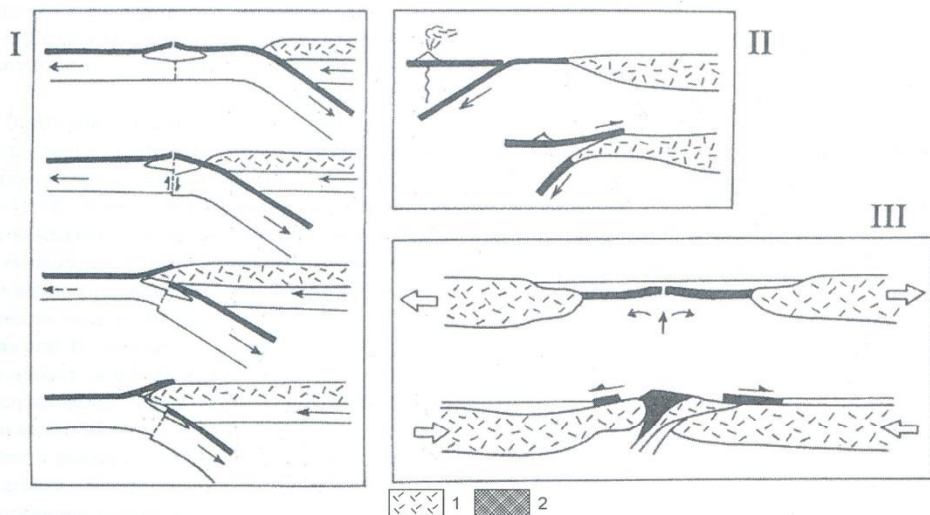
случаев по пологим надвигам происходило сдвигание разреза верхов океанской литосферы и уже такой сдвоенный пакет обдудировал на континентальную окраину.

Геодинамические механизмы обдукции разнообразны, можно различать два главных случая: обдукцию на границе океанского бассейна и обдукцию при его замыкании [Хаин, Ломизе, 2005].

Обдукция на краю океанского бассейна происходит как у активных, так и у пассивных его окраин. Обдукция при столкновении спредингового хребта с активной континентальной окраиной была рассмотрена в работе [Christensen, Salisbury, 1975] (рис. 1.4.20 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 (46–47° 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, субдудировал в конце миоцена – плиоцене в районе п-ова Тайтао. Форсайт и Нельсон обнаружили там океанскую литосферу, которая обдудировала на континентальную окраину и находится приблизительно в 10 км от ее границы [Forsyth, Nelson, 1985].

Однако самые крупные фрагменты океанской литосферы (Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде, Семаильский в Омане) обдудированы на пассивные континентальные окраины. Мурс в 1970 г. рассмотрел модель [Moogres, 1982], согласно которой надвигание на пассивную окраину обусловлено наличием вблизи нее зоны субдукции, погружающейся от континента (см. рис. 1.4.20 II). По мере субдукции внутриплитная граница океанской и континентальной литосферы приближается к желобу, и наступает момент, когда край континента пододвигается под островодужное крыло. Низкая плотность гранитного слоя препятствует его опусканию в астеносферу, происходит изостатическое всплывание континентальной окраины



**Рис. 1.4.20.** Предполагаемые механизмы обдукции океанической литосферы на континентальные окраины: I – при столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, по [Christensen, Salisbury, 1975]; II – при столкновении фронта океанической островной дуги с пассивной окраиной континента, по [Moore et al., 2000]; III – при закрытии бассейнов океанского типа

1 – континентальная кора; 2 – океаническая кора

вместе с надвинутой на нее пластиной океанской литосферы. При дальнейшей конвергенции двух плит океанская литосфера уходит на глубину, закладывается новая зона субдукции встречного направления. Пассивная континентальная окраина тем самым преобразуется в активную.

Геологические условия нахождения многих обдуктированных фрагментов океанской литосферы вблизи глубинных офиолитовых швов Средиземноморско-Гималайского и других складчатых поясов позволяют связать их происхождение с замыканием малых океанских бассейнов, подобных Тасманову и Красному морям (см. рис. 1.4.20 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 Колману [Coleman, 1984], все обдуктированные породы фанерозоя составляют около 0.001% от современной коры дна океанов. Если учесть приблизительное количество океанской коры, субдуктировавшей в позднем мезозое и кайнозое, то окажется, что оно в сотни тысяч раз превышает объем пород, обдуктированных 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.

### ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА НА ОБРАМЛЕНИИ ОКЕАНОВ

К вулканическим поясам океанского обрамления приурочено большинство известных на Земле извержений исторического времени (около 80%), в том числе такие мощные, как Кракатау в Индонезии (1883 г.), Мон-Пеле на Малых Антильских о-вах (1902 г.), Сент-Хеленс в Каскадных горах (1980 г.) и многие другие. Однако на все эти пояса приходится не более 15%

магматических продуктов активного вулканизма [Tilling, 1996]. По общему объему поступающей из глубин магмы они в несколько раз уступают рифтогенному вулканизму зон океанического спрединга, где в глубоководье происходят спокойные трещинные излияния базальтовых лав, чаще всего остающиеся незамеченными.

Формируясь над глубинными зонами субдукции (где океаническая литосфера наклонно погружается в мантию Земли), эти вулканические пояса маркируют наиболее активные тектонические окраины и границы океанов, развивающиеся в условиях конвергенции (встречного движения) литосферных плит (фиг. 1.4.2, вклейка). В ходе вулканических извержений, как эксплозивных, так и эффузивных, чаще всего центрального типа, растут характерные конусы стратовулканов, в том числе такие гиганты, как Ключевская сопка на Камчатке или Фудзияма в Японии. Размещаясь с определенным интервалом вдоль зоны субдукции (параллельно глубоководному желобу), стратовулканы образуют цепи, а за длительное время, вместе с другими продуктами вулканизма – широкие (в десятки километров и более) вулканические пояса длиной до нескольких тысяч километров. В настоящее время суммарная протяженность активных отрезков всех вулканических поясов океанического обрамления – около 30 тысяч километров.

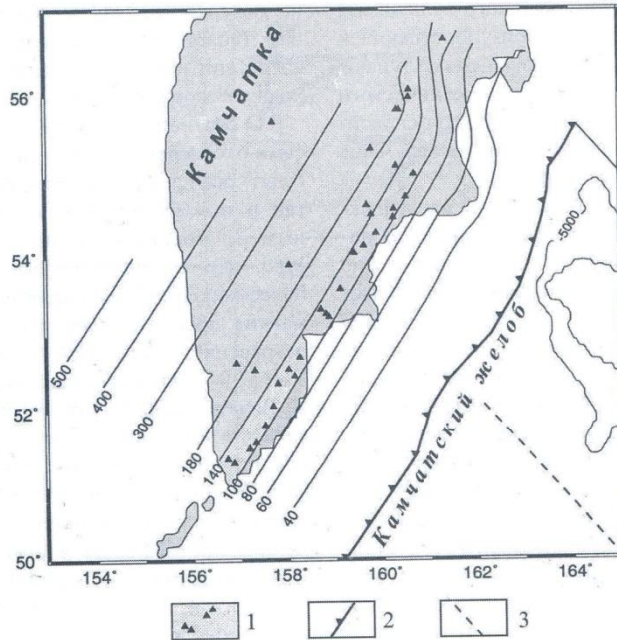
### Глубинные корни вулканических поясов и источники магмы

Еще в 50-х годах прошлого века известный немецкий ученый Штилле высказал предположение, что многочисленные и мощные проявления вулканизма на активных обрамлениях океана обусловлены плавлением пододвигающейся под них океанической земной коры. Эта идея получила развитие и широкое признание уже в следующем десятилетии, когда сложилось учение о тектонике литосферных плит и определилось представление о субдукции, согласно которому при встречном движении и столкновении литосферных плит одна из них (это должна быть океаническая плита), погружаясь в мантию, уходит в область все более высоких давлений и температур. Субдуцирующая плита («слэб») достигает «магической изотермы» (как писали в те годы), где происходит частичное плавление ее пород. Там и зарождаются те магматические расплавы, которые, подымаясь, выходят

на поверхность как вулканические извержения. Эта геологическая модель, претерпевшая впоследствии некоторые изменения, до сих пор сохраняет свое значение.

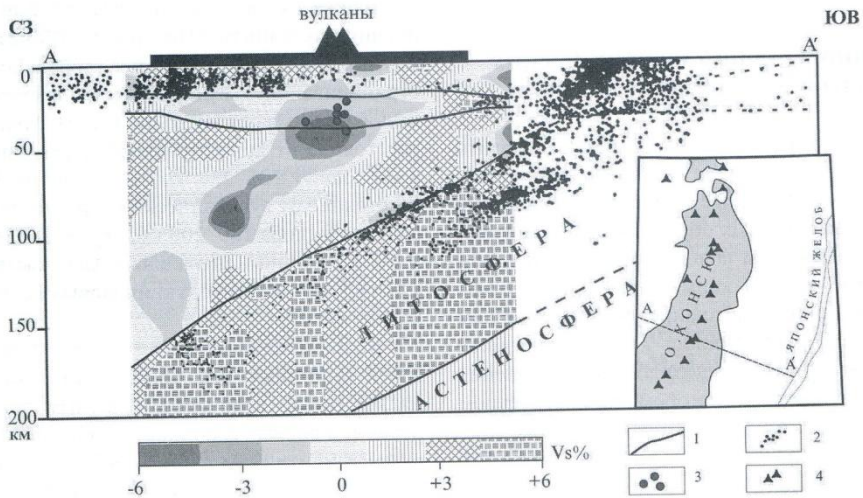
О соотношениях между вулканическими поясами океанического обрамления и зонами субдукции судят как по их пространственной взаимосвязи, так и непосредственно по геофизическим данным. Благоприятным оказалось то обстоятельство, что субдуцирующая литосферная плита, более холодная, чем окружающая астеносферная мантия, проявляет себя глубинными очагами землетрясений – наклонной сейсмофокальной зоной. Уже в 30-х годах прошлого века японский ученый К. Вадати, впервые обнаружив такую сейсмофокальную зону, отметил, что цепи активных вулканов Японии протянулись вдоль наклонной зоны, размещаясь над ее среднеглубинной частью. Как стало ясно в дальнейшем, это закономерность, которая прослеживается во всех зонах субдукции. Вулканический пояс формируется на поверхности там, где наклонно субдуцирующий под него слэб проходит определенный интервал глубин, главным образом 100–200 км (рис. 1.4.21). Тем самым определяется и расстояние от вулканического пояса до смежного с ним глубоководного желоба, откуда начинается субдукция океанической литосферы. Чем больше угол наклона слэба, тем ближе к желобу он достигает глубин, инициирующих вулканизм. Это простое геометрическое соотношение выдерживается глобально. Линию, ограничивающую вулканический пояс со стороны желоба, называют вулканическим фронтом, его расстояние от края глубоководного желоба чаще всего равно 125–250 км. Но если на Камчатке расстояние от вулканического фронта до глубоководного желоба 180–200 км, то для более пологой зоны субдукции Центральных Анд – около 300 км, а для крутой зоны субдукции Новых Гебрид – около 100 км.

Магмогенерирующий отрезок наклонного слэба понимают как область, где образование магмы только начинается (главным образом отделением водных флюидов), чтобы продолжиться выше в мантийном клине и над ним – в земной коре, вплоть до близповерхностных магматических камер в фундаменте вулканов. Этот путь отмечен разуплотнением, разогревом и частичным плавлением горных пород под воздействием подымающихся флюидов и теплового потока. Поэтому глубинные корни вулканического пояса



**Рис. I.4.21.** Закономерное размещение современных вулканов Камчатки над наклонным океаническим слэбом, субдицирующим под нее [Gorbatov et al., 1997]. Изолинии глубин залегания сейсмофокальной зоны Беньофа в километрах, изобаты океана в метрах

1 – современные вулканы; 2 – зона субдукции; 3 – трансформный разлом Крузенштерна



**Рис. I.4.22.** Область пониженных скоростей сейсмических волн, связывающая активные вулканы острова Хонсю с субдицирующим под него океаническим слэбом, по данным томографии [Nakajima et al., 2001]. Шкала под рисунком – отрицательные и положительные аномалии скорости поперечных волн ( $V_s$  %), на врезке – линия профиля.

1 – главные поверхности сейсмического раздела; 2 – сейсмические очаги обычного типа; 3 – очаги низкочастотных микроземлетрясений; 4 – современные вулканы (на врезке)

выражены снижением скоростных и упругих характеристик пород и отчетливо прослеживаются под ним методами сейсмической томографии на всем пути от слэба до действующих вулканов на поверхности (рис. 1.4.22). Глубинность магмогенерирующего отрезка варьирует не только от одного вулканического пояса к другому, но и по простиранию пояса, от сегмента к сегменту. От нее зависит состав вулканического материала, поступающего на поверхность.

По представлениям петрологов, частичное плавление пород с образованием силикатной магмы (под действием восходящего потока флюидов и тепла) происходит главным образом над слэбом, в породах мантийного клина, откуда расплав, отжимаясь из межзернового пространства, перемещается вверх. На глубине 60–30 км происходит его накопление, появляются магматические очаги. Сейсмическое просвечивание обнаружило такие скопления магмы, экранирующие прохождение поперечных упругих волн, под Ключевской и Авачинской вулканическими группами на Камчатке. Небольшие очаги образуются и выше – это промежуточные очаги (например, очаг на глубине 10–8 км под вулканом Менделеева на о-ве Кунашир) и близповерхностные очаги, находящиеся непосредственно в фундаменте вулканических построек на глубине 2–5 км, где завершается становление и фракционирование магматических расплавов.

Таким образом, вулканические пояса океанского обрамления – это проявление на земной поверхности тех мощных геологических процессов, которые происходят на активных границах океана в глубинных зонах субдукции и образуют очаги расплавленной магмы. Поднимаясь к поверхности, магма несет с собой информацию об этих глубинных процессах. О них судят по самым разнообразным признакам: по составу лав и характеру вулканических извержений, по температуре изливающейся лавы, по кристаллическим выделениям минералов и химическому составу, по обломкам горных пород, захваченных магмой на путях ее подъема.

### **Закономерность современного размещения вулканических поясов**

Поскольку вулканические пояса океанского обрамления коренятся в глубинных зонах субдук-

ции, их географическое размещение соответствует современному положению этих тектонических зон, большинство которых приурочено к периферии Тихого океана, образуя знаменитое «огненное кольцо». В нескольких местах это кольцо прерывается, так как вулканические пояса развиваются вокруг Тихого океана на трех разобнесенных отрезках. Самый протяженный следует от Новой Зеландии, островов Кермадек и Тонга через архипелаги Меланезии и Филиппин, вдоль Японских и Курильских островов, Камчатки и Алеутских островов до Аляски. Второй, сравнительно короткий, представлен вулканической цепью Каскадных гор. Третий протянулся от Трансмексиканского пояса вдоль побережья Центральной Америки и Анд вплоть до Патагонии (см. фиг. 1.4.2, вклейка).

С периферией Тихого океана тесно связаны своим происхождением и вулканические пояса Южных Антильских (Скотия), а также Малых Антильских островов, образовавшиеся в результате выгибания структур тихоокеанского обрамления далеко на восток, в пределы Атлантики. Это произошло в свободных пространствах, раскрывшихся между Антарктидой, Южной Америкой и Северной Америкой в позднем мезозое и кайнозое.

Все остальные субдукционные вулканические пояса укладываются в единую широтную систему, отходящую от тихоокеанского кольца в области Индонезийского архипелага и протянувшуюся далеко на запад вдоль сложной конвергентной границы между литосферными плитами Евразии, с одной стороны, Индо-Австралийской, Аравийской и Африканской плитами – с другой (см. фиг. 1.4.2, вклейка). Это такие пояса, как Зондский (вулканы Явы, Суматры, Никобарских островов), Мекранский (на северном обрамлении Аравийского моря), а также вулканические пояса Киклад и Эоловых островов над Эгейской (Эллинской) и Калабрийской зонами субдукции. Последние заложились на окраине обширного океанического бассейна и только с его сокращением в эоцене оказались замкнутыми в Средиземноморье [Хаин, Ломизе, 2005].

В свете исторической геологии такое размещение современных вулканических поясов закономерно. Известно, что в начале мезозоя они окаймляли единый в то время суперконтинент Пангея (его реконструкцию и название дал немецкий ученый А. Вегенер в начале XX века), под который, как в гигантскую воронку, субду-

цировала литосфера окружавшего его единого океана Панталасса. Кроме того, вулканические пояса сопровождали субдукцию и на северном обрамлении океана Тетис, рассекавшего Пангею в широтном направлении (фиг. I.4.3А, вклейка). В дальнейшем, по мере последовательного распада суперконтинента и центробежного дрейфа его фрагментов, зоны субдукции продолжали свое развитие, перемещаясь вместе с фронтом расходящихся континентальных масс. Эти процессы не прекращаются до наших дней. Экспансия распадающейся Пангеи по поверхности земной сферы сокращала площадь океана Панталасса. Оставшееся от него пространство и представляет собой современный Тихий океан, а оказавшиеся на его окружении субдукционные пояса – это фрагменты вулканического кольца, некогда опоясывавшего Пангею (см. фиг. I.4.3Б). В настоящее время они находятся приблизительно на линии большого круга земной сферы, а с ходом геологического времени, по мере дальнейшего сокращения площади Тихого океана, будут сходиться вокруг него. Так формировалось и будет сжиматься тихоокеанское «огненное кольцо» (фиг. I.4.4, вклейка). А отходящая от него в широтном направлении прерывистая система вулканических поясов (от Зондского до Эолового) наследует активность северной окраины палеоокеана Тетис, к настоящему времени почти закрывшегося.

### **Вулканические островные дуги и окраинно-материковые пояса, асимметрия тихоокеанского обрамления**

Тектонические условия развития современных вулканических поясов на обрамлении океанов разнообразны, но подчинены двум главным обстановкам субдукции: обстановке активных окраин континента (окраин андского типа) и обстановке островных дуг. В первом случае образуются окраинно-материковые вулканические пояса, во втором – вулканические островные дуги, которые заметно отличаются своим строением, характером вулканизма и составом магматических пород.

*Окраинно-материковые вулканические пояса* формируются там, где при субдукции океаническая литосфера пододвигается непосредственно

под край континента. Вулканический пояс Анд, самый протяженный и представительный среди современных, развивается поверх мощной и высоко приподнятой континентальной коры. Он протянулся параллельно границе с океаном (глубоководному желобу) и несогласно наложен на структуру своего фундамента. Современные вулканы приурочены к водораздельным горным хребтам, а на центральном отрезке Анд – к высокогорным плато Альтиплано и Пуна. Залегание вулканитов пологое, иногда синклинальное, осложняется вулcano-тектоническими структурами, разрывами и складками.

Преобладают андезитовые, андезито-базальтовые и риолитовые вулканиты. Характерны не только «засорение» (контаминация) мантийных магм веществом сиалической коры, но также и ее плавление с образованием внутрикоровых очагов, дававших взрывные извержения и обширные поля риолитовых игнимбритов (спекшихся туфов). Условия вулканизма в начале развития пояса Анд (с середины мезозоя) были мелководно-морскими, а в дальнейшем – преимущественно наземными (субаэральными). Много интрузивных тел, комагматических вулканитам и образующих вместе с ними вулcano-плутоническую ассоциацию.

На северном продолжении Анд размещаются остальные окраинно-материковые вулканические пояса восточного обрамления Тихого океана: Центрально-Американский, Трансмексиканский и пояс Каскадных гор. По другую сторону океана к тому же типу может быть отнесен очень локальный вулканический пояс Таупо на северном острове Новой Зеландии, а за пределами тихоокеанского кольца – вулканические проявления над Мекранской зоной субдукции.

*Вулканические островные дуги* формируются при субдукции в океане на некотором удалении от края континента или там, где при субдукции непосредственно под континент его край отчленяется, отступает в сторону океана и дугообразно выгибается по мере раскрытия задугового бассейна. Вулканическая дуга занимает определенное место в ряду островодужных структур, включающем, как уже отмечалось: краевой вал (антиклинальное поднятие на краю субдуцирующей океанической плиты), глубоководный желоб (маркирующий конвергентную границу плит), невулканическую (внешнюю) островную дугу, преддуговой бассейн, вулканическую (внутреннюю) островную

дугу и задуговой бассейн (краевое, окраинное море). При длине в сотни, а иногда и тысячи километров дуга изогнута навстречу субдукции и выступает над уровнем моря в виде цепи вулканических островов, а иногда и крупных выходов земной коры (фундамента вулканов), таких как о. Хонсю или п-ов Камчатка.

В зависимости от типа земной коры, которая служит фундаментом, различают вулканические дуги энсиматические и энсиалические. В первом случае островная дуга формируется на симатическом, океаническом основании, это происходит над такими океаническими зонами субдукции, как Марианская, Идзу-Бонинская, Тонга-Кермадек. Вулканиды представлены главным образом базальтами и андезито-базальтами. Изотопные и другие геохимические характеристики пород указывают на мантийное происхождение материала.

Вулканические пояса энсиалических дуг образуются на сиалическом фундаменте при субдукции под континентальную кору. Один из тектонических механизмов формирования такой островодужной системы демонстрирует Японская дуга. Геолого-геофизические, в том числе палеомагнитные, данные позволяют проследить, как в олигоцене–миоцене там, над зоной субдукции, от активной азиатской окраины отделилась полоса континентальной коры (с вулканическим поясом), которая затем выгибалась дугой в сторону океана, раскрывая Японский задуговой бассейн. По своему составу вулканиды энсиалических дуг во многом сходны с породами окраинно-материковых поясов и представлены главным образом андезитами и андезито-базальтами. Подстилающая такой вулканический пояс континентальная кора проявляет себя химическим взаимодействием с поднимающимися мантийными магмами, а местами происходит ее полное плавление с формированием внутрикоровых очагов риолитовой магмы.

Вулканические пояса Южных Антилских (Скотия), а также Малых Антилских о-вов, образовавшиеся при выгибании структур тихоокеанского обрамления в пределы Атлантики, также представляют собой островные дуги: первая – энсиматическую, вторая – с более сложной, неоднородной корой, давшей очаги активных вулканов Санта-Катарина, Суфриер, Мон-Пеле и других.

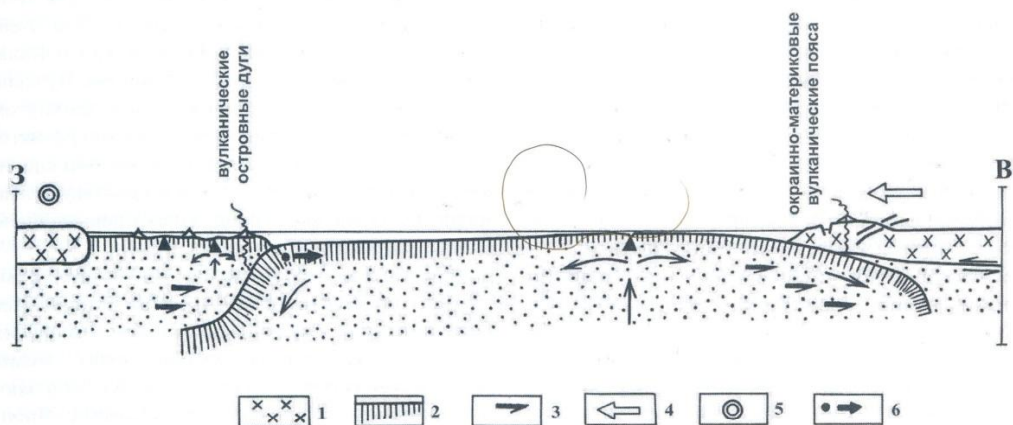
Вулканические островные дуги формировались и над той широтной системой зон субдукции, которая отходит от тихоокеанского кольца на запад. Среди них одна из самых активных и

представительных, энсиалическая Зондская дуга, известная вулканами Явы и Суматры. Дуги Эгейской (вулканы Санторин, Милос и др.) и Калабрийской (вулканы Стромболи, Липари, Вулкано и др.) зон субдукции развиваются в замкнутом пространстве Средиземноморья на краю реликтовых бассейнов океана Тетис. Поэтому они специфичны как по строению, так и по составу вулканидов, часть которых обнаруживает повышенную калиевую щелочность.

Давно уже обсуждается отчетливая асимметрия тихоокеанского кольца, где размещается большинство вулканических поясов океанских окраин. К западной периферии Тихого океана приурочены гирлянды островных дуг, отделяющих от океана окраинные моря (Охотское, Японское, Филиппинское и другие), а к восточной, американской – окраинно-материковые пояса. Такая асимметрия отражает коренное различие между условиями современной субдукции в направлении на запад (навстречу вращению Земли) и на восток (по вращению). В первом случае над зонами субдукции происходит растяжение литосферы и раскрытие задуговых бассейнов с обособлением островных дуг, фронт которых обращен на восток. Во втором случае над зонами субдукции, фронт которых обращен на запад, вместо растяжения проявляется сжатие и формируются активные континентальные окраины андского типа – горные сооружения со складчатостью и надвигами.

Причиной различия в условиях субдукции разного направления предполагают западный дрейф литосферы относительно подстилающей мантии (рис. 1.4.23). Геологические признаки общего западного смещения континентов отмечал еще Вегенер в его известной монографии о происхождении континентов и океанов. Современные расчеты кинематики плит дали количественную оценку глобального проворота литосферы в западном направлении. Его связывают с ротационным режимом Земли, и в том числе – с возможным воздействием сил приливного торможения, возникающих в литосфере под действием лунного и солнечного притяжения. Это малые по величине, но устойчиво направленные силы, кумулятивное воздействие которых становится значимым. Рассматривается и возможная роль направленных мантийных течений.

Асимметричное положение главной оси спрединга в Тихом океане усиливает различие в условиях субдукции на западе (где вдали от оси



**Рис. 1.4.23.** Асимметрия тихоокеанского «огненного кольца», обусловленная различием глубинных условий: при субдукции в западном направлении образуются вулканические островные дуги, а при субдукции в восточном направлении – окраинно-материковые вулканические пояса

1 – континентальная литосфера; 2 – океаническая литосфера, толщина и средняя плотность нарастают с возрастом; 3 – смещение астеносферных масс относительно литосферы; 4 – «абсолютные» движения континентальных плит американского обрамления; 5 – то же, для азиатского обрамления, широтная составляющая близка нулю; 6 – откатывание шарнира субдуцирующей плиты

спрединга субдуцирует древняя, тяжелая литосфера) и на востоке (где близко к оси спрединга уходит под континент молодая, легкая литосфера). В первом случае тяжелый слэб круто погружается и тонет в астеносфере, что способствует откатыванию глубоководного желоба навстречу субдукции, смещению и выгибанию вулканической островной дуги в сторону океана. Во втором случае низкоплотностная океаническая литосфера (плавающая относительно подстилающей астеносферы) полого пододвигается непосредственно под континентальную окраину, где формируется окраинно-материковый вулканический пояс, в тылу которого возможны проявления сжатия, образование направленных от океана взбросов, надвигов и изоклинальной складчатости.

Палеотектонические реконструкции показывают, что резкая асимметрия обрамления Тихого океана, характерная для наших дней, сформировалась в позднем мезозое одновременно с распадом суперконтинента Пангея. Общий западный дрейф его фрагментов (нынешних континентов) суммировался с разнонаправленными векторами их центробежного перемещения в системе распадающейся Пангеи. Для Северной и Южной Америки это увеличивало скорость надвигания

на тихоокеанские плиты, так как суммировались векторы одного, западного, направления. Островодужные системы там закрывались, и вместо них формировались окраины андского типа [Ломизе, Захаров, 1999]. Для Евразийской плиты, напротив, аналогичные широтные векторы направлены навстречу друг другу, суммирующее их смещение близко к нулю и это было благоприятно для сохранения и дальнейшего раскрытия островодужных систем. Вполне вероятно, что глобальное размещение окраинно-материковых поясов и вулканических островных дуг бывало асимметричным и в далеком геологическом прошлом, на этапах распада более ранних суперконтинентов.

### Разнообразие и характерные особенности состава магм. Типы вулканических извержений

Магмы, питающие вулканизм на активных окраинах океанов, специфичны и необычайно разнообразны по своему химическому составу, что отражает сложность и неповторимость условий магмогенеза в глубинных зонах субдукции. Как мы уже отмечали выше, флюиды (реже си-



ликатные расплавы), поднимаясь от наклонно поддвигающегося океанического слэба, вовлекают в магмогенез сначала породы мантийного клина, затем и породы земной коры. Таким образом, магмы формируются при последовательном участии пород разного химического состава: базитового в слэбе, ультрабазитового в мантийном клине, а также самых разных пород коры – от базитовых метаморфитов в ее низах до гранитоидов в верхах. Этот многоступенчатый процесс предопределяет характерные особенности состава магм.

Еще один источник геохимической специфики – участие в магмогенезе осадочного материала с океанического дна, захваченного субдукцией и перемещенного на мантийные глубины. Это подтверждено исследованиями изотопа  $^{10}\text{Be}$ , который образуется в атмосфере при воздействии космических лучей на кислород и азот, отсюда он попадает в океанские осадки, а с ними – в зону субдукции. В Центральноамериканском, Алеутском и ряде других вулканических поясов обнаружены высокие содержания  $^{10}\text{Be}$ , поступающего в область магмогенеза со свежими океанскими осадками.

Большое количество воды, привносимое глубоко в мантию с океанической корой и осадками морского дна, коренным образом меняет процесс частичного плавления пород в мантийном клине над наклонной зоной субдукции. Судя по лабораторным экспериментам, из «обводненных» перidotитов мантии возможно прямое выделение не только базальтового, но и андезитового расплава.

Состав выходящей на поверхность магмы зависит также от строения и толщины земной коры, залегающей над зоной субдукции непосредственно в фундаменте вулканического пояса – там, где завершается процесс магмообразования. В одних случаях, например под Марианской и Идзу-Бонинской вулканическими дугами, это сравнительно тонкая океаническая кора, сложенная железисто-магнезиальными породами. Поэтому среди продуктов вулканизма там преобладают базальты, сохраняющие геохимические, в том числе изотопные признаки мантийного происхождения. В других случаях, как, например, под Андами, земная кора в фундаменте вулканов очень мощная, сложенная породами, богатыми кремнием, алюминием, которые взаимодействуют с поднимающейся мантийной магмой.

Наконец, от места к месту меняются возраст (а значит толщина и температура) подвигающейся океанической литосферы и скорость ее

субдукции. Это тоже сказывается на составе продуктов вулканических извержений.

Столь разнообразные по химическому и минеральному составу породы вулканических поясов группируются в несколько магматических серий, с определенным соотношением химических компонентов, прежде всего таких показательных, как силикатные (Si, Al), феррические (Fe, Mg), щелочные металлы (Na, K), Ca, Ti. Главные из этих серий – толеитовая, известково-щелочная и шошонитовая, каждая из которых объединяет широкий спектр пород. Так, толеитовая серия, особенно характерная для энсиматических (на океанической коре) островных дуг, представлена базальтами, андезитами и дацитами с особенностями состава, соответствующими этой серии, преобладают базальты. Породы этой серии слагают до 90% вулкаников Марианской дуги и почти 100% дуги Тонга. Известково-щелочная серия, господствующая в энсиматических (на континентальной коре) островных дугах и в окраинно-материковых вулканических поясах, представлена базальтами, андезитами, дацитами и риолитами так называемого «нормального» (по соотношению щелочных металлов и Ca) ряда, преобладают андезиты. В тех же вулканических поясах есть породы шошонитовой серии: от шошонитов до лагитов и трахитов. Их объединяет повышенная щелочность с преобладанием калия при пониженном содержании Si.

Несмотря на такое разнообразие пород, слагающих вулканические пояса над зонами субдукции океанского обрамления, их геохимическая специфика позволяет отличить эти породы от сходных вулкаников других тектонических областей. Особенно выразительны изотопные геохимические характеристики.

Характер вулканических извержений на обрамлении океанов прямо зависит от состава магм и тоже бывает разным. Господствуют взрывные (эксплозивные) извержения, наземные и подводные, при которых выбрасывается магма, застывающая в виде вулканических бомб, лапиллей и пепла, а также обломки различных пород, слагающих вулкан и его фундамент. Такую эксплозивность вулканизма объясняют преобладанием относительно вязких андезитовых и более кислых магм при высоком содержании в них воды. В этом отношении вулканизм океанского обрамления контрастирует как с преимущественно эффузивным базальтовым вулканизмом подводных плато,

рифтовых зон и «горячих точек» в океане, так и с излияниями платобазальтов на суше.

Степень эксплозивности извержений обозначают коэффициентом, выражающим процентное отношение рыхлого (взрывного) материала к общему объему продуктов вулканизма, включающему и излившиеся лавы. В вулканических поясах океанского обрамления существенно преобладает высокоэксплозивный вулканизм с коэффициентом до 90 и более. Некоторые его формы, наблюдавшиеся при извержениях исторического времени, получили у вулканологов собственные названия: «бандайсанский тип», по вулкану Бандайсан на острове Хонсю – извержение единым взрывом огромной силы с обильным выбросом рыхлого материала и без излияний лавы; «пелейский тип», по вулкану Мон-Пеле на острове Мартиника – выброс рыхлого материала в виде раскаленной «палящей тучи», сбегаящей по склонам вулкана, и некоторые другие.

Активность остальных вулканов в поясах океанского обрамления – эксплозивно-эффузивная, при которой коэффициент эксплозивности снижается до 60 и меньше. Взрывной выброс рыхлого материала и излияние лав происходят там последовательно или одновременно, в результате чего образуются стратовулканы, имеющие коническую форму и сложенные чередованием рыхлого материала и лавовых потоков [Раст, 1982]. Рождение и рост такого стратовулкана удалось наблюдать в Мексике, где в 1943 году среди кукурузного поля неожиданно началось извержение. Новый вулкан стал всемирно известен как Парикутин, по названию деревни, которая была им погребена. Его высота уже за первые 9 лет достигла 450 м. Вулканов эксплозивно-эффузивного типа много на Камчатке, Курилах и островах архипелага Рюкю.

На обрамлениях океана ярко проявляется и тот особенный тип извержений, известный и в других тектонических условиях, при котором вместо вулканов образуются обширные ареалы так называемых игнимбритов – спекшихся в горячем состоянии кислых туфов. Это происходит только там, где есть континентальная кора, верхний («гранитный») слой которой при разогревании начинает плавиться, превращаясь в риолитовую магму. Очаги размещаются неглубоко и магма, богатая водными флюидами, вырывается на поверхность по многочисленным трещинам. При этом в наземных (субаэральных) условиях образуются газонасыщенные раскаленные тучи, они с большой ско-

ростью распространяются на огромные территории, перекрывая и выравнивая расчлененный рельеф и застывая в виде игнимбритов. Мощность отдельных игнимбритовых покровов 20–30 м, а суммарная их мощность достигает 200–300 м, а иногда и 1000 м. В Центральных Андах (на высокогорных плато Пуна и Альтиплано) общая площадь игнимбритовых ареалов – около 150 000 км<sup>2</sup>.

### **Петрохимическая полярность вулканических поясов и их миграция**

Магмообразование под вулканическими поясами океанского обрамления начинается в мантии от субдуцирующего слэба и продолжается на всем пути к поверхности. Поэтому состав выходящего при извержении расплава зависит от глубины, на которой находится зона субдукции под тем или иным вулканом. Это предопределяет закономерное изменение химических особенностей вулкаников вкrest простираения пояса, так как все зоны субдукции, начинаясь у глубоководного желоба, уходят под вулканический пояс наклонно. В этом направлении по мере удаления от вулканического фронта и нарастания глубинности магмогенеза увеличиваются содержания K, Rb, Sr, Ba и других литофильных элементов, а также отношение калия к натрию, легких редкоземельных элементов к тяжелым. В том же направлении убывает отношение железа к магнию, нормативная насыщенность пород кремнеземом. С изменением химического состава пород одни магматические серии замещаются другими: толеитовая серия сменяется известково-щелочной, а затем, в тылу вулканического пояса – шошонитовой.

Таким образом, наклон зоны субдукции определяет зональность и асимметрию формирующегося над ней вулканического пояса, его поперечную геохимическую полярность. Она отчетливо проявляется и в размещении связанного с магматизмом оруденения. В частности, в Андах по мере удаления от вулканического фронта медное оруденение сменяется полиметаллическим (свинцово-цинковым, со значительным количеством серебра), а далее следуют месторождения олова и вольфрама. Замечена и более дробная связь оруденения с зональностью субдукционных вулканических поясов.

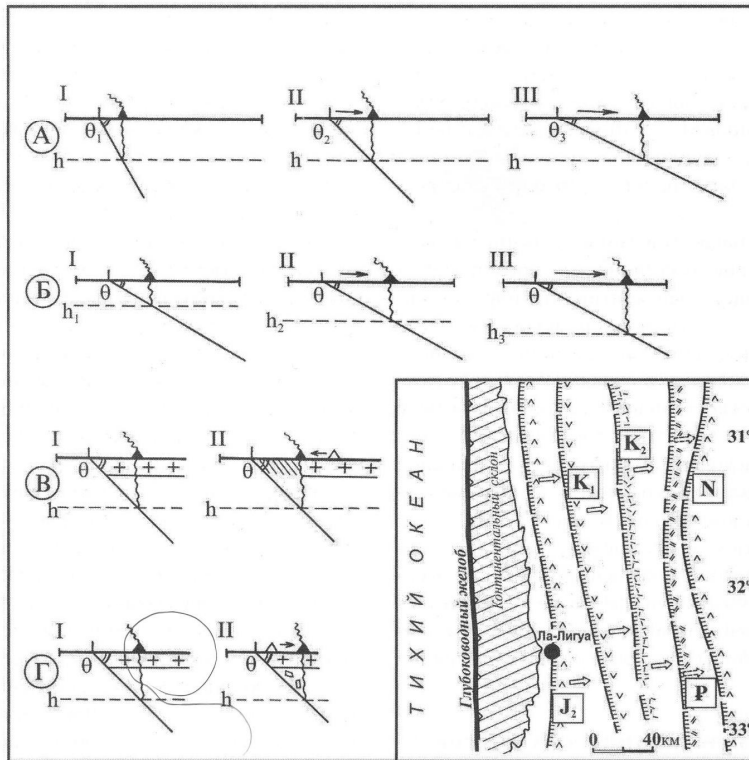
Современный вулканизм на периферии океанов обычно лишь продолжает прежнюю актив-

ность вулканического пояса, образовавшегося при заложении зоны субдукции еще в мезозое или кайнозое. Поэтому геологам удалось проследить длительное развитие таких поясов и оказалось, что они смещались в направлении от глубоководного желоба, а иногда и обратно. Это заметно по относительному размещению разновозрастных вулканитов какого-либо одного пояса. Такая миграция в боковом направлении (латеральная миграция) – характерная черта развития как вулканических островных дуг, так и окраинно-материковых поясов (рис. 1.4.24). Например, в Центральных Андах, где вулканический фронт проходит в настоящее время на расстоянии ~250 км от желоба, в начале юры он находился в ~180 км западнее, и

с тех пор смещался на восток: на 20–30 км в раннемеловое время, на 50–60 км в позднемеловое и на ~90 км в начале неогена.

Одна из главных причин подобной миграции вулканических поясов на обрамлении океанов – изменение наклона субдицирующего слэба. При выполаживании слэба он достигает глубин магмогенеза все дальше от желоба и вулканический пояс смещается в этом направлении. Когда наклон слэба увеличивается, пояс смещается в обратном направлении, ближе к желобу. При этом, если глубина магмогенеза не меняется, состав вулканических продуктов сохраняется прежним (см. рис 1.4.24А).

В других случаях главная причина латеральной миграции вулканизма – изменение глубины



**Рис. 1.4.24.** Закономерное смещение (латеральная миграция) вулканических поясов над генерирующей их зоной субдукции  
 А – вследствие изменения наклона субдицирующей плиты ( $\theta$ ); Б – вследствие изменения глубины магмогенерирующего отрезка зоны субдукции ( $h$ ); В – в обстановке субдукционной аккреции; Г – в обстановке тектонической эрозии. В двух первых случаях (А, Б) – миграция относительно глубоководного желоба; в двух последних (В, Г) – относительно фундамента. Пример на врезке [Ramos, Aleman, 2000] – смещение вулканического фронта Андского окраинно-материкового пояса на юге Чили с юры по неоген

I–III – последовательные стадии миграции вулканических поясов

магмогенерирующего отрезка зоны субдукции, когда он как бы скользит вниз по этой наклонной зоне. Соответствующее смещение вулканического пояса сопровождается определенным изменением состава его продуктов (см. рис. I.4.24Б). Такое нередко происходит на начальных фазах субдукции, что объясняют опусканием геозотерм по мере продвижения холодного слэба в астеносферу.

Оба механизма латеральной миграции и их совместное проявление можно видеть на примере Североамериканского окраинно-материкового вулканического пояса. На его центральном отрезке с середины мела до палеоцена смещение шло от желоба со скоростью  $\sim 3$  см/год, а в олигоцене – раннем миоцене в обратном направлении со скоростью  $\sim 4$  см/год. При этом вначале (120–80 млн лет назад) миграция протекала без значимого уменьшения угла наклона зоны субдукции и, судя по изменению состава лав, могла быть полностью обусловлена нарастанием глубин магмогенеза. В последующее время миграция определялась суммированием этого процесса с изменением наклона субдуцирующей плиты, который становился все более пологим, но затем стал резко нарастать.

Дополнительная миграция вулканизма возможна вследствие тектонической эрозии (когда субдукция срезает край континента или островной дуги) или субдукционной аккреции (когда этот край при пододвигании океанической плиты наращивается смятыми в складки слоями ее чехла). Эти процессы смещают вулканический пояс относительно его фундамента в том направлении и настолько, насколько этого требует сохранение неизменной дистанции от пояса до края континента или островной дуги (см. рис. I.4.24В, Г).

Таким образом, наблюдаемая латеральная миграция вулканических поясов на обрамлении океанов выражает суммарный эффект целого ряда тектонических и магматических процессов, относительная роль которых в разных случаях различна.

### **Эволюция вулканических поясов на обрамлении океана от зарождения до отмирания**

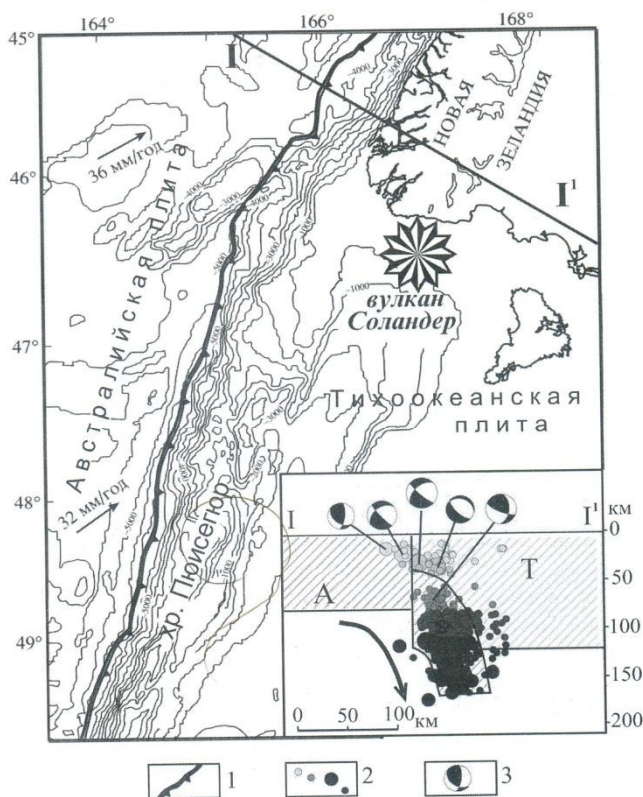
Вулканические пояса океанского обрамления – это магматическое выражение глубинных зон субдукции на земной поверхности. Их зарождение следует за заложением таких тектонических зон,

а отмирание – признак прекращения субдукции. Со сравнительно небольшими паузами вулканизм сопровождает развитие той или иной зоны субдукции и эволюционирует вместе с ней на протяжении десятков и даже сотен миллионов лет. Современные вулканические пояса, активность которых мы наблюдаем, находятся на разных стадиях своей эволюции, начиная от самых ранних.

Впечатляющим примером зарождения вулканического пояса над новой зоной субдукции служит преобразование границы Австралийской и Тихоокеанской литосферных плит южнее Новой Зеландии [Ломизе, 2003]. Вдоль этой границы с юга на север, вдоль подводного хребта Пьюсегюп можно проследить, как одна литосферная плита начинает все глубже пододвигаться под другую и погружаться в мантию в виде слэба. Его сопровождает и сейсмофокальная зона. В плейстоцене вблизи новозеландского берега, где слэб достиг глубины  $\sim 170$  км, в нем уже начался магмогенез, а на поверхности, на дистанции 125 км от недавно образовавшегося глубоководного желоба, появился вулканический остров Соландер – первое звено будущей цепи вулканов над формирующейся зоной субдукции (рис. I.4.25).

Примечательен состав лав вулкана Соландер, это так называемые адакиты – магматическая серия андезит-дацитового ряда, названная по о-ву Адак в Алеутской островной дуге. Для адакитовой серии характерны магнезиальные породы, обедненные тяжелыми редкоземельными элементами и с определенной изотопией Sr-Nd-Pb. Считают, что адакитовые магмы выплавляются непосредственно из пород базальтовой коры в перегретой фронтальной части субдуцирующего слэба, где необходимые температуры ( $800\text{--}1000^\circ$ ) достигаются уже на сравнительно малых глубинах (70–80 км). Поэтому адакиты встречаются среди самых ранних образований новых вулканических поясов, когда магмогенез начинается на меньших глубинах, чем это происходит впоследствии.

Следующую стадию становления демонстрирует вулканический пояс Филиппинской островной дуги, уже вполне сформировавшейся над зоной субдукции, которая заложилась около 4 млн лет назад. К настоящему времени океанический слэб продвинулся там до глубин 150–200 км, но первые вулканы появились еще 2 млн лет назад, и с тех пор субдукция вступила в магматическую фазу. Преобладают адакитовые вулканы, которые прослеживаются на всем протяжении от о-ва



**Рис. 1.4.25.** Зарождение вулканического пояса над новой зоной субдукции на границе Австралийской (А) и Тихоокеанской (Т) литосферных плит у берегов Новой Зеландии. Там, где субдуцирующий слэб достиг глубины около 170 км (см. врезку), образовался остров Соландер – первый вулкан будущей островной дуги. Карта – по Мелхиш и др., врезка – по Малсервиси и др. [Ломизе, 2003]

1 – новая зона субдукции Пуэсегор; 2 – формирующаяся сейсмофокальная зона Беньофа (проекция очагов на разрез I–I'), размер кружков соответствует магнитуде, цвет – глубине очагов; 3 – фокальный механизм некоторых очагов в проекции на вертикальную плоскость

Лусон до восточного Минданао. Есть и обогащенные ниобием базальты, известные как спутник адакитов. К ранним вулканитам островных дуг принадлежат и бониниты (названные по острову Бонин в Идзу-Бонинской островной дуге) – базальтовые породы, для которых характерна высокая магнезиальность при низкой титанистости.

В ходе дальнейшей эволюции вулканических поясов главная тенденция состоит в нарастании щелочности вулканитов, в убывании роли базальтов, увеличении количества андезитовых и дацит-риолитовых пород. Это объясняют тем, что по мере погружения слэба геоизотермы смещаются вниз и магмогенерирующий отрезок зоны субдук-

ции мигрирует по ее падению. Соответственно увеличиваются глубинность и щелочность исходных, главным образом базальтовых, выплавов. Со временем под островной дугой наращивается мощность коры, что повышает роль внутрикоровых процессов в формировании магм, долю вулканитов среднего и кислого состава.

В зависимости от того, идет ли субдукция под океаническую или под континентальную кору, а также от мощности последней формируются разные эволюционные ряды вулканитов. В энсиматических островных дугах (см. выше) ряд начинают толеитовые базальты, от которых эволюция ведет к известково-щелочному и субщелочному

магматизму. Так, в дугах Тонга-Кермадек и Южных Антил (Скотия) подобный ряд все еще находится на стадии толеитового вулканизма, хотя уже появилось небольшое количество известково-щелочных пород. В Марианской дуге уже достаточно полно представлены обе серии. В вулканических поясах на континентальной коре ранние, толеитовые, члены эволюционного ряда редуцированы или полностью отсутствуют. Господствуют андезиты и более кислые породы известково-щелочной серии с отчетливыми геохимическими признаками участия сиалической коры в их формировании [Фролова и др., 1989]. Среди более поздних членов ряда появляются субщелочные и щелочные породы.

Вулканические пояса океанского обрамления отмирают вместе со «своей» зоной субдукции, что бывает обусловлено разными тектоническими событиями [Хаин, Ломизе, 2005]. Один из примеров – прекращение островодужного вулканизма в районе острова Тимор на фланге Зондской зоны субдукции, где с плиоценового времени завершилось поглощение океанической литосферы, принадлежавшей Австралийской плите, и к желобу подступила ее континентальная часть. Другой пример – отмирание всего центрального отрезка окраинно-материкового вулканического пояса Северной Америки (южнее разлома Мендосино, от 40° до 20° с.ш.), происходившее с неогена по мере надвигания континента на Восточно-Тихоокеанскую ось спрединга, которая поддерживала субдукцию.

### **Временное прекращение вулканизма: пассивные отрезки вулканических поясов**

Суммарная протяженность зон субдукции на обрамлении современных океанов – около 45 тыс. км и на всем протяжении их сопровождают вулканические пояса, каждый из которых формировался миллионы лет, вместе с развитием породившей его зоны субдукции. Однако действующие вулканы или признаки недавних извержений есть далеко не всюду. Активные отрезки поясов разделены пассивными, где вулканическая деятельность замерла, несмотря на то, что субдукция там продолжается: она подтверждается геолого-геофизическими данными, характерной сейсмичностью и прямыми геодезическими наблюде-

ниями. На такие отрезки, где в настоящее время субдукция происходит в аномальном, амагматичном режиме, приходится почти третья часть общей протяженности современных вулканических островных дуг и окраинно-материковых поясов. Проявляясь то на одном, то на другом отрезке вулканического обрамления океанов, амагматичный режим – временное, но широко распространенное явление.

В вулканическом поясе южноамериканской окраины Тихого океана, формировавшемся в течение позднего мезозоя – кайнозоя и протянувшимся над зоной субдукции почти на 8 тыс. км, есть два таких отрезка, где с конца миоцена активных вулканов нет: это пробелы 2–15° с.ш. в Перу и 28–33° с.ш. в Чили (см. фиг. I.4.2). Пробел 26–30° с.ш. осложняет Идзу-Бонинскую вулканическую дугу, а пробел 21–24° с.ш. отделяет ее от Марианской, так же как пробел 23–28° с.ш. разграничивает вулканические дуги Тонга и Кермадек.

Всего исследовано около 25 таких пробелов. Оказалось, что в подавляющем большинстве случаев вулканизм прекратился тогда и там, где зона субдукции начала поглощать утолщенную океаническую кору подводных «асейсмичных хребтов», вулканических цепей океанического дна или его базальтовых плато. Пробелы активного вулканизма в Андах связаны с субдукцией подводных хребтов Наска и Хуан-Фернандес, в Центральноамериканском поясе – хребтов Теуантепек и Кокос, в системе Тонга-Кермадек – базальтового плато Луисвилль.

Судя по геофизическим данным, субдукция утолщенной, низкоплотностной и поэтому плавающей коры сопровождается выполаживанием слэба, который пододвигается иногда почти горизонтально, прижимаясь к подошве всяческого крыла, что создает единый и обширный объем относительно холодных пород. Над слэбом не остается горячего астеносферного клина, поддерживающего магнообразование. Поэтому вулканизм становится слабее и оттесняется все дальше от желоба, где полностью отмирает. Вся последовательность событий была подробно прослежена на том отрезке андской окраины океана, под который с позднего миоцена (~10 млн лет) субдуцирует подводный хребет Хуан-Фернандес. Андезитовый окраинно-материковый пояс начал там расширяться и терять свои четкие контуры, а с ~7 млн лет сместился на восток вплоть до гряды Сьеррас Пампеанас, протянувшейся в 700 км от желоба. При этом менял-

ся состав лав, в них возрастала доля компонентов, поступающих за счет плавления коры. Около 4.7 млн лет назад вулканизм на этом отрезке континентальной окраины прекратился, он сможет восстановиться, когда поглощение подводного хребта в зоне субдукции полностью завершится.

Если вовлеченный в субдукцию хребет ориентирован под острым углом к желобу, то их пересечение при таких геометрических соотношениях смещается вдоль океанской окраины, а амагматичный отрезок разрастается.

### Особенности вулканизма на обрамлении океана при субдукции спрединговых хребтов

Развитие вулканических поясов на обрамлении океанов временно прекращается и там, где к зоне субдукции подходит не утолщение океанической коры, а спрединговый хребет («срединно-океанический хребет»). Но на таких отрезках не только прерывается нормальный вулканизм пояса, там происходит активное тектоно-магматическое воздействие субдуцирующего хребта на континентальную окраину, наблюдаются мощные и совершенно особенные проявления вулканизма. Такие обстановки известны в настоящее время на нескольких участках тихоокеанского обрамления: спрединговый хребет Эксплорер субдуцирует под континент Северной Америки северо-западнее о-ва Ванкувер; хребет Кокос-Наска – под панамскую окраину Карибской плиты; Чилийский хребет – под континентальную окраину Южной Америки; зона спрединга бассейна Вудларк – под Соломонову островную дугу.

Специфика вулканизма на таких отрезках обрамления океана объясняется тем, что поддвигающийся под континентальную окраину хребет сначала еще сохраняет свою спрединговую структуру, его вулканически активная осевая зона продолжает генерировать характерную для океанических зон спрединга толеит-базальтовую магму, часть которой уже на склоне глубоководного желоба и вблизи него подымается к поверхности, взаимодействуя с осадочным материалом и породами континентальной коры. Это определяет состав пород в вулканических постройках и небольших малоглубинных интрузиях вблизи точки соч-

ленения спредингового хребта с континентальной окраиной.

Но не менее специфичны другие проявления вулканизма, охватывающие обширные пространства дальше от этой точки. Они определяются тем, что при дальнейшем поддвигании хребта в зону субдукции термодинамические условия меняются настолько, что спрединг океанической коры прекращается: магма, подымаясь в осевой зоне хребта, уже не охлаждается так, чтобы кристаллизироваться и наращивать расходящиеся края океанических плит. Зазор между ними увеличивается, раскрывается литосферное окно, которое, расширяясь, делает возможным подъем подстилающей слэбы океанической астеносферы. Подъем сопровождается адиабатической декомпрессией и частичным плавлением с выделением больших объемов базальтовой магмы более глубинного происхождения и совсем иного состава. Ее ареальные излияния формируют мощные комплексы плато-базальтов, геохимические и изотопные особенности которых свидетельствуют о сложном процессе последующего магмогенеза с участием выплавки из океанической коры на краях литосферного окна, контаминации материалом астеносферного клина и континентальной литосферы. Магмогенез завершается в континентальной коре процессами ассимиляции и фракционной кристаллизации.

Наиболее представительна область субдукции Чилийского спредингового хребта, разделяющего плиты Наска и Антарктическую, его воздействие прослеживается от глубоководного желоба далеко за Анды на расстояние до 700 км. Субдукция хребта началась в среднем миоцене (16–13 млн лет назад) на юге континента (около 52° с.ш.). Сопоразно конфигурации хребта она происходила прерывисто, по сегментам, разделенным трансформными разломами, при этом точка тройного сочленения «хребет–желоб–желоб» смещалась на север. В настоящее время субдуцирует сегмент между трансформами Тайтао и Дарвин, где, на 46°12' с.ш. находится современная точка тройного сочленения; она продолжает смещаться на север со скоростью около 16 см/год. Характерные проявления магматизма сосредоточены на полуострове Тайтао и прилегающем к нему склоне Чилийско-Перуанского желоба. Оттуда берет начало уходящее под континент литосферное окно, над которым на обширных пространствах Патагонии простираются базальтовые плато.

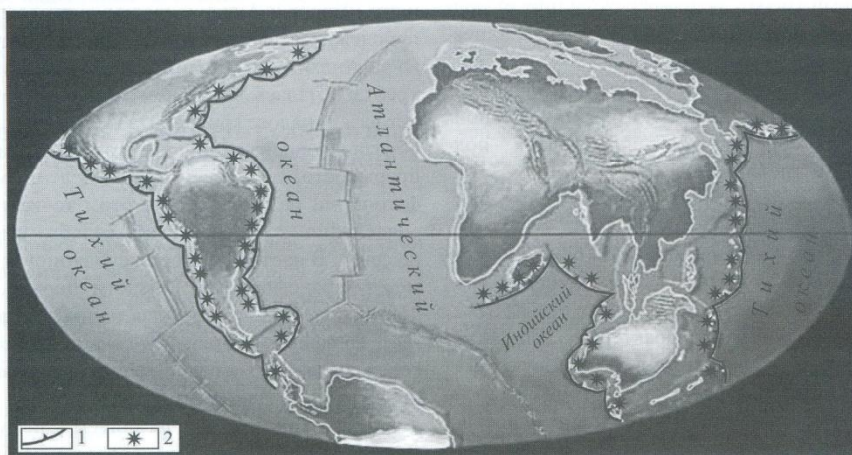
### Будущее глобальной системы вулканических поясов океанского обрамления

Рассматривая закономерный характер современного размещения вулканических поясов на обрамлении океанов, мы уже отмечали выше, что ключом к его пониманию служат сведения исторической геологии о существовавшем в прошлом едином, окруженном вулканическими поясами суперконтиненте Пангея и о его последующем распаде: континентальные фрагменты по мере их центробежного перемещения оттесняли Тихий океан на другую сторону земной сферы, так что вулканические пояса оказались на его обрамлении. Эти перемещения еще продолжают, межконтинентальные Атлантический и Индийский океаны раскрываются все шире, а тихоокеанское вулканическое кольцо сокращается. Важно, что в настоящее время, по данным космической геодезии, направление и скорость движений сохраняются приблизительно такими же, как и в предыдущие три миллиона лет. Быстрее всего наступают на Тихий океан окраины Северной Америки (около 2.5 см/год) и Южной Америки (около 3.5 см/год). Австралия перемещается даже с большей скоростью (до 7.5 см/год), но под острым углом к границе с океаном. Антарктида тоже

движется, но очень медленно (1 см/год и менее). Африка, Аравия и Индостан наступают на южную окраину Евразии с ее вулканическими поясами, продолжая тем самым замыкание разделявшего их океана Тетис.

Зная это, можно рассчитать, где окажутся континенты впоследствии, какими будут очертания океанов и обрамляющих их вулканических поясов. Однако главное условие подобного расчета, постоянство направления и скорости движения литосферных плит, приемлемо только для ограниченного, ближайшего отрезка времени. Чем дальше в будущее направлен прогноз, тем важнее учитывать также и те общие закономерности тектогенеза, которые позволяют предсказать изменение движений литосферы и взаимодействия литосферных плит.

На рис. I.4.26 показана предполагаемая система вулканических поясов на обрамлении океанов будущего, через 50 млн лет. Вулканические пояса нанесены на прогнозную карту Скотиза [Scotese, 2001], на которой мы видим, что к тому времени, вероятно, значительно увеличится межконтинентальное океаническое пространство (главным образом за счет расширения Атлантического океана) и завершится замыкание средиземноморских реликтов океана Тетис. Но важнейшее отличие этой



**Рис. I.4.26.** Предполагаемая система вулканических поясов на обрамлении океанов будущего, через 50 млн лет. Ее главное отличие от современной – появление вулканических островных дуг и окраинно-материковых поясов вдоль западного края Атлантики и на периферии Индийского океана. Вулканические пояса нанесены на прогнозную карту Скотиза [Scotese, 2001]

1 – зоны субдукции; 2 – вулканические пояса



карты от современной – появление зон субдукции (контролирующих появление вулканических островных дуг и окраинно-материковых поясов) вдоль западного края Атлантики и на периферии Индийского океана. При этом суммарная длина вулканических поясов океанического обрамления может увеличиться более чем в 1.5 раза.

Основанием для такого прогноза служит геотектоническая концепция циклов Пангеи, согласно которой в истории Земли подобные суперконтиненты формировались и распадались несколько раз с определенной периодичностью [Хаин, 2003]. Если проводить границу циклов по началу дробления суперконтинента, то самый поздний цикл, известный лучше других, продолжался около 550 млн лет: от этапа распада предпоследней Пангеи (в конце протерозоя) к длительному этапу объединения континентальных единиц (с начала палеозоя до середины перми) и к сравнительно короткому этапу существования Пангеи Вегенера как единого целого (поздняя пермь – средняя юра). С переходом к ее дроблению 165–170 млн лет назад (в поздней юре) начался и все еще не завершился первый этап (этап распада) нового суперконтинентального цикла.

Исходя из предполагаемой полной длительности распада Пангеи около 200 млн лет, наиболее вероятно дальнейшее раскрытие современных межконтинентальных океанов еще в течение нескольких десятков миллионов лет, что и отражено на представленной карте. Но с переходом к этапу объединения континентов начнется сокращение этих океанов путем заложения в них новых зон субдукции, поглощающих океаническую литосферу и формирующих новые вулканические дуги, что тоже показано на карте. Неслучайно на ней большинство новообразованных дуг протянулись вдоль западной периферии Атлантики. Именно так должна будет проявить себя та тенденция к асимметричному размещению вулканических островных дуг, которая рассмотрена выше для современного Тихого океана и связана с ротационным режимом Земли.

### СТРОЕНИЕ ОКРАИННЫХ МОРЕЙ

Термин «окраинное море» («marginal sea») был введен [Кариг, 1974] голландским геологом Кюененом (Ph.N. Kuennen) в 1950 г., который, в свою очередь, опирался на термин «adjacent sea»

Свердрупа с соавторами [Sverdrup et al., 1942]. Он обозначал полузамкнутое море, которое прилегает к океану и тесно с ним связано («semienclosed seas adjacent to and connected with the oceans» – цитата по [Howell, 1960, p. 4]). В качестве примера приводились Средиземное и Карибское моря.

В 1971 г. была опубликована работа, во многом определившая изучение окраинных морей, в которой было сказано: «в тылу систем островных дуг располагаются бассейны с глубинами от промежуточных до нормальных океанических, которые обычно отделяют желоба и вулканические дуги от континентов. Это либо одиночные бассейны, либо группы суббассейнов, разделенных крутосклонными подводными хребтами... Для их обозначения предлагается термин «окраинный бассейн», в целом отвечающий понятию «окраинное море» Кюенена (Kuennen, 1950)» [Кариг, 1974, стр. 266]. И далее, там же: «...окраинные бассейны определяются как полуизолированные бассейны или серии таких бассейнов, располагающиеся позади вулканических цепей островных дуг».

Термины «окраинное море», «краевое море» и «задуговое море» широко применяются в современной отечественной геологической литературе и не имеют, с точки зрения автора, однозначного толкования.

Так, в программе-минимум кандидатского экзамена по специальности 25.00.03 «Геотектоника и геодинамика» по геолого-минералогическим наукам, разработанной экспертным советом Высшей аттестационной комиссии Министерства образования Российской Федерации по наукам о Земле, при участии МГУ им. М.В. Ломоносова, от соискателей требуется знание темы «задуговые бассейны (краевые или окраинные моря) и разные геодинамические условия их формирования» [Internet, ПРОГРАММА–МИНИМУМ...]. Таким образом, с точки зрения экспертов ВАК РФ, термины «задуговой бассейн», «краевое море» и «окраинное море» являются синонимами.

Анализ многочисленных литературных и электронных источников показывает, что сходные взгляды преподаются во многих учебных заведениях Мира, что и отражено в многочисленных словарях. Приведем несколько примеров.

В советском геологическом словаре окраинное море (синоним – краевое море) определяется как море, «расположенное между материками и океанами (на окраине материков), обычно отделено от океанов только островами, полуострова-

ми или подводными возвышенностями, что обеспечивает свободный водообмен с океанами...» [Геологический..., 1973, стр. 482]. Крайние моря «могут быть шельфовыми (Северное, Баренцево, Карское) или котловинными (Охотское, Берингово, Андаманское)» (там же).

В русскоязычном варианте толкового геологического словаря, созданного Американским геологическим институтом, определяется, что крайнее море – это «полузамкнутое море, примыкающее к континенту, дно которого сложено погружившимся континентальным блоком» [Толковый..., 2002, стр. 12], и сопровождается комментарием научного редактора: «дно многих крайних морей подстилается корой океанического типа, и образование таких морей связывается с растяжением континентальной коры, а не с ее погружением» (там же). Мелкое крайнее море (marginal sea), например Северное, расположенное на континентальном шельфе с глубинами, которые редко превышают 150 фатомов (275 м), предлагается определять как «shelf sea – шельфовое море» [Толковый..., 2002, стр. 300].

В словаре географических понятий и терминов под крайним (полузамкнутым) морем понимается «часть океана, примыкающая к материку и частично обособленная от открытого океана полуостровами, островами или донными порогами, например Японское море» [Котляков, Комарова, 2007, стр. 361].

В Соросовском журнале, в статье Хаина сказано: «В дальнем тылу зон субдукции раскрываются глубокие крайние моря. По характеру коры и происхождению они представляют как бы мини-океаны» [Хаин, 1998, стр. 108]

По мнению Геофизического центра Российской академии наук, «Филиппинское море – самое большое крайнее море в мире. С востока оно ограничено Марианской островной дугой, а с запада островной дугой Рюкю» [Internet, GC RAS, Lithosphere of margin and inner seas].

«Спрединг в задуговых бассейнах развивается на отдельном обломке океанской или континентальной микроплиты. В пределах крайнего моря происходят в малом масштабе процессы, свойственные осевым зонам океанов. От последних их отличают не только размеры, но и степень деплеции океанической коры и верхней мантии. В пределах крайних морей океаническая литосфера максимально истощена» [Богданов, 2001, стр. 233]. «Краткий обзор характера тектонической

эволюции и строения крайних морей в пределах активных конвергентных краев подтверждает широкое разнообразие их форм и происхождения. Кроме одной общей особенности – формирования в тылу от зоны субдукции и вулканической островной дуги...» (там же, стр. 236).

Неопределенность термина «крайнее море» даже для современных объектов приводит к весьма широкому его трактованию и при палеогеодинамических построениях. Это должно быть предметом специального рассмотрения на геологических совещаниях разного ранга, где следует определить критерии выделения древних крайних морей, что представляется важным для, например, металлогенических построений. Без этого невозможно разработать более или менее единые подходы для террейнового анализа и картирования крупных регионов. Неоднозначность определения объекта исследования покажем только на одном примере для позднедевонского времени Урала. «На основе изучения вещественного состава и распределения фаций установлено, что обломочные отложения зилаирской серии формировались в двух самостоятельных бассейнах, разделенных кордильерой на месте современного массива Уралтау. Созданы модели этих бассейнов, по своим характеристикам сопоставимых с крайним морем (территория Зилаирской синформы и Уфимского амфитеатра) и задуговым бассейном (Магнитогорская мегазона) [Internet, ИГГ УрО РАН, Лаборатория литологии]. Таким образом, к крайнему морю отнесены области, которые подстилались древней континентальной корой, а к задуговому – районы, где существовали обстановки, близкие к современным активным переходным зонам.

В отечественной литературе неоднократно проводились обстоятельные обзоры строения как отдельных крайних морей так и их групп [Пушаровский, Меланхолина, 1992; Меланхолина, 1988, Шипилов, Тарасов, 1998; Объяснительная..., 2000; Хаин, 2001; Геология..., 2002 и др.], расположенных в разных регионах и тектонических обстановках.

Целью настоящей работы является классификация морских бассейнов на западе Тихого океана, которые обычно относят к крайним. Мы не ставим задачей дать подробную региональную геолого-геофизическую характеристику всех морей Земли. Это возможно только в многотомном издании.

Все правописания названий форм подводного рельефа приведены по [Агапова и др., 1993], подводных – по Атласу Мира [1954] с учетом современных изменений.

### **Строение морей активных окраин северо-востока, востока и юго-востока Евразии (Берингово, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское, Южно-Китайское, Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда)**

Вдоль западного края Тихого океана протягивается активная континентальная окраина, которая отличается интенсивными магматическими (включая современные вулканические) процессами и высокой сейсмичностью. В рельефе она представляет собой сложное сочетание островных дуг, горных поясов, мелководных и глубоководных бассейнов различного возраста, строения и развития.

### **Моря Северо-Восточной и Восточной Азии (Берингово, Охотское, Японское, Желтое, Восточно-Китайское)**

На севере и северо-западе Тихого океана расположены Берингово, Охотское и Японское моря, отделенные от него Алеутской, Курило-Камчатской и Японской островными дугами соответственно, с океанской стороны которых расположены глубоководные желоба с глубинами до 8000 м.

#### **Берингово море**

Берингово море отделено от Тихого океана цепью Алеутских о-вов и их западным продолжением – Командорскими о-вами. Общая протяженность всей островной системы (между проливами Камчатским на западе и Исаноким на востоке) составляет порядка 2500 км. Она включает около 300 островов и скал. На севере Берингово море соединяется Беринговым проливом (максимальная глубина – около 60 м) с Чукотским морем (рис. 1.4.27).

Район Берингова моря сейсмичен [Авдейко, Полуева, 2006; Internet, CNSS, 1997]. Основной пояс землетрясений протягивается от побережья п-ова Камчатка до юга п-ова Аляска вдоль

Алеутской островной дуги и одноименного глубоководного желоба. На западе, в районе Командорских о-вов, его ширина составляет порядка 200 км, на востоке, в районе залива Кука – 520 км. Глубины очагов увеличиваются с юга на север от первых десятков до 400 км и более соответственно. Магнитуды сейсмических событий могут достигать максимальных значений [Internet, Southern California Earthquake Center]. Вторая зона сейсмичности расположена в районе Берингова пролива. Здесь зафиксированы мелкофокусные землетрясения на глубинах от 10 до 30 км с максимальными магнитудами до 5. Отдельные эпицентры разрушительных землетрясений известны в Олюторской зоне Корякской покровно-складчатой системы, на кромке шельфа, а также на хребтах Ширшова и Бауэрса.

В пределах Алеутской островной дуги широко развит современный и голоценовый вулканизм (по данным [Internet, NESDIS]). Здесь, включая п-ов Аляска, расположено порядка 60 действующих вулканов. Наиболее активная вулканическая деятельность отмечена около п-ова Аляска, в районе которого [Internet, Southern California Earthquake Center] за сто лет вулканы Павлова, Акутан, Шишалдина и Окмок извергались 82 раза. Крупнейшее извержение XX века в пределах Алеутской островной дуги произошло в 1912 г.

Командорские о-ва [Чуян и др., 2004; Шмидт, 1978] сложены палеоген-неогеновыми вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными породами, прорванными экструзиями трахидолеритов, дайками базальтов и андезитов-базальтов. Острова имеют четко выраженное блоковое строение и неоднократно испытывали существенные вертикальные движения.

Верхняя часть островодужного склона на востоке Алеутского желоба перекрыта [Fryer et al., 2004] мощным шлейфом осадочного материала, который в зависимости от стояния уровня моря мог либо быстро продвигаться в сторону Тихого океана, либо стабилизироваться, что приводило к разрушению склона. Землетрясения вызывали активное движение осадочного материала вниз по склону. Один из таких оползней (мощность порядка 500 м, амплитуда перемещения – 65 км) вызвал, как предполагается, 1 апреля 1946 года на востоке Алеутской дуги катастрофическое цунами с высотой волны на о-ве Угамак более 40 м.

Внешний склон Алеутской островной дуги осложнен многочисленными уступами и терраса-

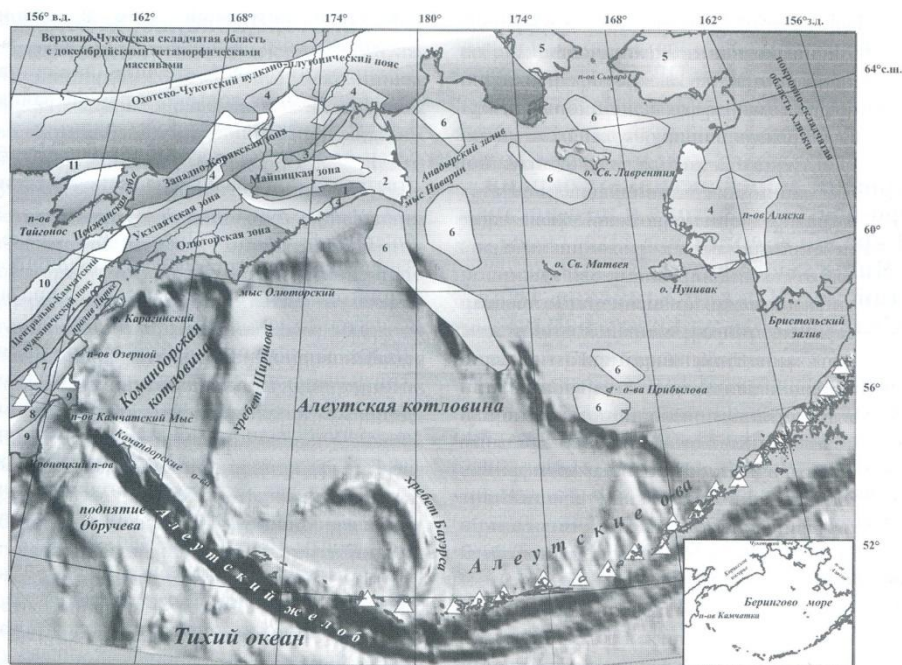


Рис. 1.4.27. Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры Берингова моря с его обрамлением

1–3 – зоны Корякского нагорья: 1 – Эконайская, 2 – Алыктаваамская, 3 – Великореченская; 4 – наложенные кайнозойские впадины; 5 – Чукотский массив и его аналоги на Аляске; 6 – основные депозиты осадконакопления; 7 – Центрально-Камчатская депрессия и прогиб Литке; 8–9 зоны Камчатки: 8 – Восточных хребтов (Кумроц, Тумрок и Валагинский), 9 – Восточных полуостровов (Озерной, Камчатский Мыс, Кроноцкий). Изобаты, м. По данным: [Геология..., 2002; Internet, Accretionary Tectonics]. Топографическая основа: акватория – [ETOPO5 Set, Global Relief Data CD]; суша – [Internet, GTOPO30 Global Digital Elevation Model]. Треугольники – действующие и активные вулканы

ми. Наиболее крупная (Алеутская) расположена на глубинах порядка 4000 м. Она представляет собой последовательность преддуговых впадин и приподнятых блоков, отстоящих от границы желоб–склон на 40 км. В целом, ее поверхность наклонена в сторону островной дуги, выполняя роль барьера, удерживающего массы осадочного материала, поступающие с верхних частей склона.

В своей восточной части Алеутская дуга становится двойной. Здесь расположена гряда о-ва Кадык и крупный междугуовой прогиб залива Кука–пролива Шелихова, с которым связаны крупные месторождения углеводородов [Bruhn et al., 2000].

Конвергенция плит в восточной части Алеутской дуги происходит со скоростями 6–7 см/год под некоторым углом относительно ее

фронта, что обуславливает появление на островодужном склоне как структур сжатия, так и сдвигов [Fryer et al., 2004]. Последние смещают надвиги, складки и впадины в верхней части склона, выполненные осадочным материалом. Низы склона в интервале глубин от 6000 до 4500 м сложены образованиями аккреционной призм.

Берингово море по геолого-геофизическим особенностям и рельефу может быть разделено на две области. Первая расположена в его северной и северо-восточной частях, в пределах которых лежит обширная материковая отмель [Белоус, Сваричевский, 2007] шириной порядка 500–600 км и с глубинами до 200 м. Ее ровное дно осложнено поднятиями с о-вами Прибылова, Св. Лаврентия, Нуниван и Св. Матвея. Кромка шельфа располагается на глубинах 150–160 м.

Основание шельфа сложено покровно-складчатыми структурами Корякского нагорья и юго-запада Аляски [Marlow et al., 1976; Казимиров, 1985], а также верхнемеловыми образованиями Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса [Агапитов, 2004]. Последние хорошо выражены магнитными и гравитационными аномалиями.

Шельф [Белоус, Сваричевский, 2007] отделен от глубоководной части моря крутым склоном, ширина которого изменяется от 30 до 300 км. Он протягивается между п-овами Наварин (Азия) и Аляска (Северная Америка) и его основание залегает на глубине порядка 3000 м. Склон осложнен многочисленными уступами, оползнями и каньонами (Наваринский, Жемчуг и др.), протяженность которых может превышать 350 км. Драгировки показали, что наиболее древние отложения представлены верхнеюрскими песчаниками. Помимо них поднимались габброиды, андезитовые и базальтовые туфы, базальты с возрастом около 55 млн лет [Казимиров, 1985]. Отметим, что на о-вах Прибылова [Barth, 1956] обнажены гипербазиты.

На о-вах Св. Матвея, Холла и Пиннакл [Patton et al., 1975], расположенных в 400 км к западу от побережья Аляски, известны субаэральные андезитовые, дацитовые и риолитовые туфы, потоки и дайки позднемелового–раннетретичного возрастов. Эти породы имеют мощность 500 м, залегают субгоризонтально на терригенных породах неизвестного возраста.

На о-ве Св. Павла (о-ва Прибылова), на севере о-ва Св. Лаврентия (горы Кукулиак), на о-ве Нунивак, а также на юге залива Нортон и севернее бухты Бэрд известны вулканические сооружения голоценового возраста.

В пределах внутренней части шельфа мощности осадочного чехла составляют 500–1000 м. Они увеличиваются к районам, расположенным южнее Берингова пролива и п-ова Сьюард до 2000–4000 м.

Глубоководная часть Берингова моря состоит из Командорской (Западной) и Алеутской (Центральной) глубоководных котловин, разделенных субмеридиональным хребтом Ширшова, который протягивается между 170° и 171° в.д., и серпообразным хребтом Бауэрса. Между Алеутскими о-вами и хребтом Бауэрса расположена небольшая котловина Бауэрса.

Хребет Ширшова [Белоус, Сваричевский, 2007; Непрочнов и др., 1985] имеет протяжен-

ность порядка 670 км и ширину от 100 (север и юг) до 250 (центральная часть) км. Глубины вершинной поверхности изменяются от 200 до 1000 м. Подошва хребта залегает на глубинах 3500–3900 м. Он имеет асимметричное строение. Западный склон более крутой (до 30°), восточный – более пологий (до 5°), но осложнен рядом уступов высотой до 250 м. Мощность коры оценивается в 20 км. Драгировки позволили установить, что хребет Ширшова сложен триасовыми, верхнемеловыми–палеоценовыми кремнями, тектонизированными метабазами, амфиболитами по габброидам и туфогенно-осадочными породами. Предполагается сложная чешуйчатая структура всего хребта.

Хребет Бауэрса простирается на 770 км и его максимальная ширина составляет около 200 км. Глубины его вершинной поверхности изменяются от 200 до 700 м.

В пределах Алеутской котловины мощность коры океанического типа составляет 15–16 км. Ее дно представляет собой субгоризонтальную равнину с глубинами 3800–3900 м. Она наклонена к югу. Максимальная глубина Берингова моря (4773 м) отмечена между южным склоном хребта Бауэрса и о-вом Булдырь.

Мощности осадочного чехла Берингова моря [Белоус, Сваричевский, 2007; Chekhovich et al., 1999; Marlow et al., 1976] изменяются от 1000 до 10000 м. Минимальные – связаны с вершиной хребта Бауэрса (1000–2000 м). На севере котловины, от Анадырского залива до юго-западного побережья Аляски (1700–1800 км), вдоль склона шельфа Берингова моря – система изолированных друг от друга прогибов. В некоторых из них мощности осадочного чехла достигают 8000–10000 м (см. рис. 1.4.27). Севернее и северо-восточнее хребта Бауэрса установлен трог, прослеженный на 800 км, в котором мощность осадков достигает 10 000 м.

Командорская котловина [Белоус, Сваричевский, 2007; Chekhovich et al., 1999] имеет кору океанического типа с мощностью 12–14 км. Ее дно представляет собой субгоризонтальную равнину с глубинами 3800–3900 м. Она наклонена к югу и около Командорских о-вов зафиксированы глубины более 4000 м. В ней развит осадочный чехол с мощностью 2000–6000 м.

Для Берингова моря характерны низкие значения теплового потока (до 100 мВт/м<sup>2</sup>). Вместе с тем, для Командорской котловины и тыловой

части Алеутской островной дуги (южные части Алеутской котловины) зафиксированы повышенные значения (местами до 1000 мВт/м<sup>2</sup>).

### Охотское море

Охотское море отделено от Тихого океана архипелагами Больших и Малых Курильских о-вов и п-вом Камчатка (рис. 1.4.28). Оно имеет кору континентального типа с мощностью от 10 до 40 км. Океаническая кора установлена только в Курильской (Южно-Охотской) котловине. В настоящий момент нет единой концепции строения фундамента Охотского моря. Вместе с тем, очевидно, что он имеет гетерогенную природу. На него наложены осадочные бассейны. Граница М имеет сложный рельеф, скорости сейсмических волн вдоль которой изменяются от 7.8 до 8.1 км/с.

Цепи вулканов Курильских о-вов и Камчатского п-ова объединены в Курило-Камчатскую островную дугу. Ее общая протяженность превышает 1400 км. Она состоит из внутренней (вулканической) и внешней (тектонической) частей, которые разделены прогибом. С юго-востока дуга сопряжена вдоль всего простирания с Курило-Камчатским глубоководным желобом, а с северо-запада граничит с Курильской котловиной и с системой небольших впадин, расположенных на продолжении ее северо-восточного замыкания.

На поднятии Больших Курильских о-вов расположено более 100 надводных и подводных [Подводный..., 1992] среднеплиоценовых, голоценовых и действующих вулканов. Наиболее крупный вулкан Алайд (2339 м) расположен на о-ве Атласова (северная часть гряды). Последнее извержение [Деттерев и др., 2011] на о-вах Курильского архипелага началось в его центральной части на о-ве Матуа 12 июня 2009 г. (вулкан Пик Сарычева, 1446 м).

Наибольшая часть подводных вулканических сооружений находится в «задуговой», «охотоморской» части островной дуги [Internet, Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги]. Они имеют, как правило, конусообразную форму с высотой до 3000 м и сложены породами андезито-базальтового, реже андезитового и базальтового составов. Отмечены как остро- так и плосковершинные вулканы, наклоненные в сторону Курильской котловины.

Малая Курильская гряда сложена, в основном, верхнемеловыми образованиями. На ее продолжении находится подводный хребет Витязь

[Леликов и др., 2008], который подразделяется на южное и северное «плато». На трассе между о-вами Симушир и Расшуа он не выражен в рельефе. С западного склона северного плато в интервале глубин 1800–1200 м были подняты кремнистые алевроаргиллиты с прослоями туфов, алевролиты и мелкозернистые песчаники. Из первых были выделены радиолярии позднекампан-маастрихтского, а возможно и раннепалеоценового возрастов. Палеогеновые (палеоцен-эоценовые?) породы представлены вулкано-терригенными конгломератами и гравелитами, грубо- и крупнозернистыми песчаниками (глубина 1900–1700 м) и туфогенными песчаниками. На южном плато хребта Витязь поднимались слаболитифицированные олигоцен-нижнемиоценовые туфодиазомиты, туффиты и туфоалевроаргиллиты. Слаболитифицированные алевролиты и песчаники такого же возраста были драгированы (глубина 1770–1500 м) на западном склоне северного плато хребта Витязя. Прогиб между Большой и Малой Курильскими островными дугами сложен неогеновыми и четвертичными туфогенно-осадочными образованиями.

Шельф Охотского моря [Мельниченко и др., 2007; Харахинов, 1998] имеет ширину от 180 до 250 км. Его склон занимает около 65% площади моря, в пределах которой преобладают глубины не более 200 м. Шельф включает погруженные участки и две возвышенности (Института океанологии Академии наук) с максимальными глубинами 940 м и 894 м соответственно. Они разделены желобом Макарова.

Восточнее о-ва Сахалин расположена котловина Дерюгина (максимальная глубина 1744 м), которая имеет северо-западное простирание [Мельниченко и др., 2007]. Ее протяженность с севера на юг составляет порядка 800 км при ширине от 100–150 км на севере до 200 км на юге. Котловина отделена от северного Сахалина Шмидтовским подводным поднятием, видимо, сложенным офиолитовыми ассоциациями мелового возраста, которые выходят на востоке п-ова Шмидта. Они отражены в аномальном магнитном поле со значениями 1200–1400 нТ [Родников и др., 2005].

Осадочный бассейн котловины (прогиб Дерюгина) выполнен кайнозойскими, преимущественно глубоководными, морскими терригенными и кремнисто-терригенными отложениями мощностью до 12000 м. Нижняя часть разреза

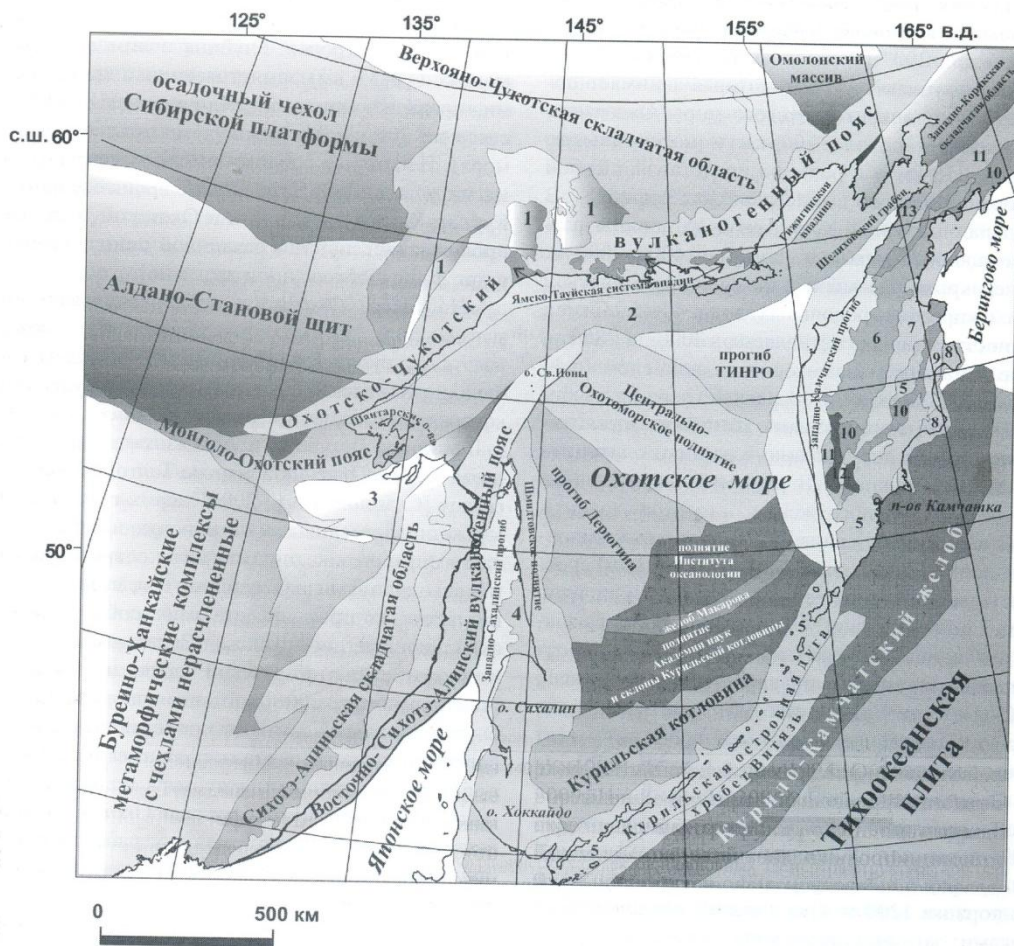


Рис. 1.4.28. Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры Охотского моря с его обрамлением. По данным: [Геология..., 2002; Геодинамика..., 2006; Голозубов, 2006; Жаров, 2004; Соловьев, 2005; Харахинов, 1998]. При создании схемы использовались топографические основы: акватория – [Internet, Satellite Geology]; суша – [Internet, GTOPO30 Global Digital Elevation Model], а также данные магнитотрии [Maus et al., 2008]

Цифры: 1 – Охотский массив, 2 – продолжение Западно-Коряжской покровно-складчатой области в пределах магаданского шельфа, 3 – Баджальско-Ульбанская область развития фрагментов нижнемезозойской аккреционной призмы восточного Сахалина, 4 – фрагменты средне-позднемиоценовой аккреционной призмы востока Сахалина, 5 – Восточно-Камчатский и Курильский вулканические пояса (плейстоцен–голоцен), 6 – Центрально-Камчатский вулканический пояс (неоген–четвертичный), 7 – Центрально-Камчатская депрессия и прогиб пролива Литке, 8 – Кроноцко-Командорская палеостровная дуга (верхний мел – олигоцен), 9 – Ветлюско-Говенская аккреционная призма (эоцен–миоцен), 10 – Ачайваям-Валагинская палеостровная дуга (верхний мел – олигоцен), 11 – Омгоно-Укляятские терригенные отложения подножия континента (верхний мел – эоцен), 12 – метаморфиты по породам Омгоно-Укляятского и Ачайваям-Валагинского террейнов, 13 – Западно-Камчатский вулканический пояс (эоцен–олигоцен)

(3000–5000 м) представлена, в основном, терригенным олигоцен-нижнемиоценовым комплексом, который заполняет отдельные рифтовые грабены. Верхи разреза представлены миоцен-

четвертичным комплексом диатомовых илов, переслаивающихся с пирокластическими горизонтами. Все отложения смяты в складки и разбиты разломами.

На юге моря расположена глубоководная Курильская котловина [Мельниченко и др., 2007; Карп и др., 2007; Varanov et al., 2002] с максимальной глубиной 3521 м, которая занимает порядка 10% площади Охотского моря. Она имеет протяженность около 700 км и максимальную ширину 250 км и в рельефе представляет собой субгоризонтальную абиссальную равнину. В юго-западной части Курильской котловины развит осадочный чехол мощностью 4000–7000 м. Он перекрывает 1-ый и 2-ой слои океанической коры (скорости продольных волн 4.8–5.2 км/с), мощность которых составляет от 2000 до 2800 м. Ниже установлен высокоскоростной слой (6.4–7.2 км/с). Поверхность М расположена на глубинах 11–13 км. Формирование котловины в условиях растяжения происходило с раннего олигоцена до позднего миоцена. В раннем плиоцене началось ее активное погружение.

В котловинах Дерюгина и Курильской установлены повышенные (до 200 и 346–354 мВт/м<sup>2</sup> соответственно) значения теплового потока [Родников и др., 2005]. В первой установлена гидротермальная активность, в результате которой были сформированы баритовые постройки [Greiner et al., 2002]. На остальной части акватории установлен широкий диапазон значений теплового потока (от первых десятков до 100 мВт/м<sup>2</sup>).

Севернее Курильской котловины расположена возвышенность Академии наук [Карп и др., 2007], которая представляет собой плато, вершинная поверхность которого расположена на глубинах порядка 1200 м. Она сложена наклоненными блоками, которые разделены сбросами северо-западного простирания. Вершины блоков не перекрыты осадками. Остальная часть возвышенности перекрыта осадочным чехлом мощностью до 1 сек.

Восточная, северная, и центральная части Охотского моря практически асейсмичны [Internet, CNSS, 1997]. Здесь зарегистрированы только отдельные мелко- и среднефокусные землетрясения с магнитудами до 5.5. Их гипоцентры расположены на глубинах до 30 км. На западе моря, на о-ве Сахалин, хорошо известны не только многочисленные сейсмические события, но и катастрофические землетрясения, которые приводили к многочисленным жертвам и разрушениям населенных пунктов (например, Нефтегорское землетрясение в 1995 г. с М – 7.1 и Углегорское – 2000 г. с М – 7.0). Юг Охотского моря относится

к зонам с повышенной сейсмичностью [Internet, CNSS, 1997], особенно в районе архипелага Курильских островов. Глубина очагов мелкофокусных (10–33 км) землетрясений с магнитудами, превышающими 6, увеличивается с юга на север до 700 км (примерно – центральная часть моря). Некоторые события имели максимальные магнитуды до 7–8. Из них – 34, произошедших в Курило-Камчатской зоне и в Охотском море, сопровождались цунами различной силы [Лаверов и др., 2006; Лобковский и др., 2006].

На севере Охотского моря расположен т.н. магаданский шельф. Его основание сложено структурно-вещественными комплексами Западно-Корякской покровно-складчатой области, которая протягивается от верховьев р. Анадырь к Пенжинской губе и прослеживается далее на п-ова Кони и Пягина. На п-ове Тайгонос она слагается [Соколов и др., 2001] пермь-триасовыми, юрско-нижнемеловыми островодужными образованиями, палеоокеаническими и островодужными ассоциациями палеозойского и мезозойского возрастов, которые представляют собой древние аккреционные комплексы. Западным продолжением Западно-Корякской области считается [Геодинамика..., 2006] восточная часть Монголо-Охотского пояса. Такой интерпретации не противоречат и магнитные данные [Maus et al., 2008].

В раннем палеогене субпараллельно современному северному побережью Охотского моря была сформирована система полуграбенов, грабенов и горстов субширотного и северо-восточного простираний [Кровушкина, 2001; Варнавский и др., 2002; Геодинамика..., 2006]. На суше процессы растяжения образовали Ямско-Тауйскую субширотную рифтогенную зону, грабены и полуграбены которой выполнены палеоген-нижнемиоценовыми терригенными, нередко угленосными отложениями. В основании разреза вскрыты вулканиты основного и среднего составов. Общая мощность разреза достигает 1400 м. В акватории над грабенами сформировались мультислойные структуры, которые развивались в позднеолигоцен-четвертичное время. В пределах акватории мощность осадочного чехла составляет в среднем 3000–5000 м, достигая в отдельных депозцентрах 8000–9000 м.

Вдоль западного побережья Камчатского п-ова от его юга до Пенжинской губы протягивается огромный прогиб (его можно назвать Западнокамчатско-Восточноохотским), основная часть



которого скрыта под водами Охотского моря. На севере он соединяется в районе впадины ТИНРО (максимальная глубина 993 м) с осадочным бассейном примагаданского шельфа и продолжается в залив Шелихова и Пенжинскую губу. Котловина имеет субокеаническую кору. Мощность осадков в ней достигает 8000–10 000 м.

Осадочные породы чехла Охотского моря залегают субгоризонтально, однако в ряде районов примагаданского шельфа и в Западнокамчатско-Востоноохотском прогибе, как под водой, так и на суше, установлены и пликативные, и дезъюнктивные дислокации.

Представление о строении Западнокамчатско-Востоноохотского прогиба дают выходы пород на суше. Установлено [Гладенков и др., 1997; Соловьев, 2005], что основание Западно-Камчатской зоны сложено юрско-меловыми образованиями, которые имеют покровно-складчатую структуру, формирующуюся в маастрихт-датское время на фоне левосдвиговых движений. С угловым несогласием она перекрывается палеоценовыми терригенными отложениями с прослоями углей и многочисленными горизонтами конгломератов и гравелитов. Эоцен представлен морскими чередующимися слоями конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов с многочисленными горизонтами карбонатных конкреций и туфами. Олигоцен слагается флишонами, которые включают горизонты туфов. Миоценовые отложения представлены чередованием конгломератов и песчаников, туфогенными породами, пеплами и туфами. В верхах разреза появляются обломки углефицированной и пиритизированной древесины. Мощность этих отложений на суше может достигать 2500 м. Плиоцен залегает с угловым несогласием и конгломератами в основании на подстилающих разновозрастных толщах. Он характеризуется континентальными или морскими туфогенными песчано-конгломератовыми отложениями с прослоями лигнитов и ракушечников. Мощность отложений в подводной части прогиба может достигать 10000 м. Неопубликованные данные автора свидетельствуют о существовании в Западно-Камчатском прогибе лежащих складок и надвигов, сложенных палеогеновыми породами.

С запада Охотское море обрамляется покровно-складчатыми структурами Хоккайдо-Сахалинской области [Жаров, 2004]. Тектонические зоны Центрального Хоккайдо протягиваются на Южный Сахалин, в то время как восточные счи-

таются уникальными либо сопоставляются с восточной частью Центрального Сахалина. В современной структуре окраины эти комплексы нарушены позднемезозойскими субмеридиональными сдвиговыми перемещениями и кайнозойскими движениями при раскрытии котловин окраинных морей.

Центральная часть о-ва Хоккайдо сложена мел-эоценовыми метаморфическими образованиями, которые сопоставляются с близкими по составу породами юга Сахалина. Здесь известны слюдястые и голубые сильно деформированные сланцы с зонами метаморфизованного серпентинитового меланжа. На востоке обнажены триас-юрские метабазальты, юрско-нижнемеловые метаморфизованные яшмово-сланцевые турбидитовые толщи, которые интерпретируются как остатки аккреционной призмы кампан-раннеэоценового возраста.

В современной геодинамической обстановке регион Охотского моря и его континентального обрамления, включая п-ов Камчатка, входит в состав Охотоморской литосферной плиты, граничащей с Евразийской на северо-западе, Североамериканской на северо-востоке, Берингией на востоке, Тихоокеанской на юго-востоке и Амурской плитами на юго-западе [Riegel et al., 1993; Ландер и др., 1994; Объяснительная..., 2000; Hindle et al., 2006]. Большинство из вышеперечисленных границ, кроме четко выраженной Курило-Камчатской зоны субдукции, имеет диффузный характер, фиксируемый по рассеянной сейсмичности. Для них характерны, в основном, современные сдвиговые смещения.

В Охотском море расположено два (из трех) нефтегазоносных бассейна Дальнего Востока России с доказанными нефтяными, газовыми и газоконденсатными месторождениями. Наиболее крупный расположен на о-ве Сахалин с прилегающими восточными акваториями. На юго-западе Западной Камчатки (Колпаковский прогиб) установлены газовые (Кшукское и др.) и газоконденсатные (Нижнеквакчинское и др.) месторождения.

#### Японское море

Японское море отделено от Тихого океана цепью Японских о-вов (рис. 1.4.29). Оно соединяется с Охотским морем проливами Невельского и Лаперуза, с Восточно-Китайским морем – Корейским проливом, а с Тихим океаном – проливом Цугару (Сангарским).

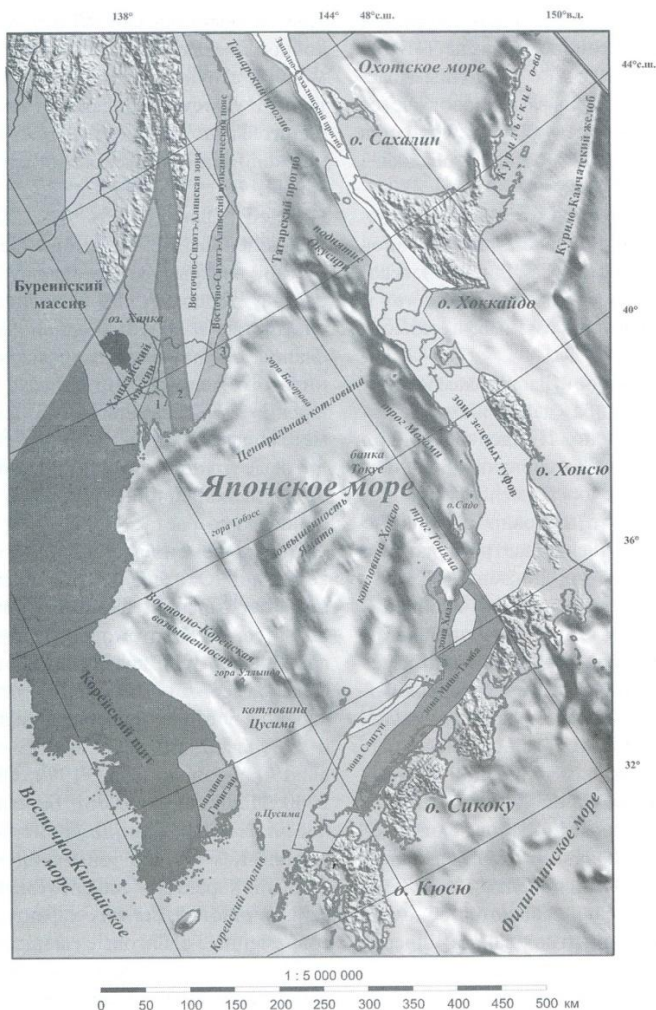


Рис. 1.4.29. Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры Японского моря с его обрамлением

1–3 зоны: 1 – Арсеньевская, 2 – Западно-Сихотэ-Алинская, 3 – Прибрежная. Изобаты, м. По данным [Геология..., 2002], упрощено, с добавлениями. Топографическая основа: акватория – [ETOPO5 Set, Global Relief Data CD]; суша – [Internet, GTOPO30 Global Digital Elevation Model]. Утолщенные линии – крупнейшие разломы

Максимальная ширина Японского моря достигает на юге порядка 700 км, на севере Татарского пролива она уменьшается до 40 км, а в проливе Невельского составляет порядка 7 км. Средняя глубина – составляет 1350 м, а максимальная – 3742 м. В рельефе Японского моря существует [Мельниченко, 2007] несколько крупных котловин и поднятий, а также отдельные под-

водные горы и банки. Севернее  $40^{\circ}$  с.ш. дно моря выровнено, южнее имеет сложный рельеф. Здесь расположены котловины Центральная и Хонсю с максимальными глубинами 3742 м и 3063 м соответственно, которые разделены возвышенностью Ямато. Она состоит из северной и южной частей и банки Такуе, протягиваясь в субмеридиональном направлении почти на 700 км при ширине

200–300 км. Поверхность дна котловин ровная с отдельными вулканическими постройками, с абсолютной высотой над дном до 2 км. В глубоководных котловинах (Центральная, Хонсю) развита океаническая кора, на поднятиях – утоненная континентальная.

Район Японского моря сейсмичен [Internet, CNSS, 1997], особенно на его востоке, около Японских островов, которые расположены над сейсмофокальной зоной. Собственно под впадиной моря преобладают глубоководные землетрясения (до 700 км).

Впадина Японского моря обрамляется структурами Сихотэ-Алиньской, Сахалинской и Японской покровно-складчатых областей, а также Корейского щита. При этом структуры Ханкайского массива, зоны Хида внутренней части юго-западной Японии и возвышенности Ямато имеют очень большое сходство. Много общего имеют также структурно-вещественные комплексы центрального Сихотэ-Алиня и юго-западной части о-ва Хонсю [Мазарович, 1985; Голозубов, 2006].

Наиболее западные структуры о-ва Хоккайдо сложены юрскими терригенными отложениями, которые интерпретируются как остатки аккреционной призмы, неоконским островодужным комплексом, который протягивается до о-ва Монерон, и терригенными комплексами (мощностью до 10000 м) верхнего мела, залегающими на кремнисто-терригенных толщах раннемелового возраста. Эта зона (Западносахалинская) уверенно прослеживается через восток Татарского пролива и вдоль запада о-ва Сахалин до пролива Невельского.

В неогеновое время Японская островная дуга разделилась на две крупные тектонические провинции. Первая из них характеризуется широким развитием кислых и основных вулканических пород раннемиоценового возраста (зона «зеленых туфов»). Вторая, «незеленотуфовая провинция» представлена измененными вулканическими породами и мощными терригенными толщами. Неогеновые породы либо смяты в складки, либо разбиты на блоки.

Значения теплового потока Японского моря изменяются от первых до тысяч мВт/м<sup>2</sup> (максимальные – приурочены к глубоководным котловинам).

В пределах Японского моря повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого

максимальна по периферии (до 2000–3000 м) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1500 м). Мощность коры на юго-восточной окраине азиатского континента составляет 35–40 км, в глубоководных котловинах Японского моря – 12–15 км, под о-вом Хонсю составляет около 35 км, а под структурами Тихого океана, прилегающими к островной дуге, – не более 8 км. Наиболее вероятным представляется формирование Японского моря при растяжении и разрыве восточной окраины Азии в миоцене.

Большую часть моря занимают глубоководные впадины – котловины Хонсю, Центральная и Цусима. Они лишены «гранитного» слоя. Центральная котловина имеет выровненное дно (глубина около 3500 м), над которым возвышаются отдельные, часто высокие подводные горы. В ее пределах повсеместно развит осадочный чехол, мощность которого максимальна по периферии (до 2000–3000 м) и уменьшается к ее внутренним частям (до 1500 м). Котловина Хонсю характеризуется несколькими меньшими глубинами дна (на 500 м) и мощностями осадков (около 500 м). Ее дно полого погружается с юга на север от 1000 до 2300 м. Накопление осадочного чехла началось с позднего олигоцена. Поднятия имеют различную природу. Значительная часть из них представляет собой фрагменты как утоненной, так и нормальной континентальной коры докембрийского, пермского и мелового возрастов. Такие блоки широко развиты вдоль восточного побережья Корейского п-ова, в центральной и восточной частях Японского моря. К ним относятся возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, поднятие Ямато (наиболее крупное), банки Кита-Оки, Оки и некоторые другие.

Земная кора региона имеет трехчленное строение, и в ней установлены «осадочный» ( $V_{пл} = 2.0$  км/с), «гранитный» (5.3–5.6 км/с) и «базальтовый» (6.8 км/с) слои общей мощностью до 25 км. С разных мест поднятия был драгирован набор вулканических, осадочных и метаморфических пород, которые находят свои аналоги среди докембрийских, палеозойских, нижнемезозойских и мел-кайнозойских комплексов Южного Приморья и Японских о-вов, а также Корейского п-ова. Кроме этого, с них были драгированы палеозойские(?), триасовые и юрско-меловые интрузивные породы различного состава (преимущественно гранитоиды). Акустический фундамент поднятия перекрыт хорошо стратифицированной толщей.

Осложняющие хребты (Окусири, Садо) имеют тектоническое происхождение и были сформированы в результате движений по крутопадающим разломам и надвигам в конце плиоценового времени. Их фундамент, судя по строению о-ва Садо, сложен нижнемиоценовыми базальтами и андезитовыми пирокластическими образованиями. Поднятие Окусири представляет собой эшелон хребтов, перекрытых осадочным чехлом позднемиоцен-плиоценового возраста. Хребты пространственно связаны с крупными депрессиями в акустическом фундаменте (трог Могами и др.), мощность осадочного чехла в которых может превышать 1500 м. Глубоководным котловинам соответствуют поднятия поверхности Мохоровичича и пониженные значения сейсмических скоростей, а поднятиям – увеличение толщины коры до 30–35 км и нормальные скорости по поверхности Мохоровичича.

Вулканические горы (Гобэсс, Уллындо и др.) были сформированы в позднемиоцен-плиоценовое время и известны как в глубоководных котловинах, так и на поднятиях. Они сложены щелочными базальтами, трахитами. В осевой части котловины Хонсю подводные горы образуют две цепи, простирания которых соответствуют простиранию котловины. На южной цепи были драгированы свежие пиллоу-базальты и гиалокластиты с возрастом 6–17 млн лет. Аналогичные породы с северного хребта имеют возраст 7–15 млн лет. Отмечается, что на границе миоцена и плиоцена произошло формирование систем разломов субмеридионального простирания. В целом считается, что впадина Хонсю образовалась в условиях спредингового центра.

Формирование современного Японского моря произошло в результате отделения структур, слагающих современные Японские о-ва, от материка 25–15 млн лет назад. При этом огромную роль в предшествующие этапы, особенно в мелу, играли сдвиги [Голозубов, 2006].

### **Желтое и Восточно-Китайское моря**

Желтое море [Хаин, 2001; Lee et al., 2006] расположено между восточным побережьем Китая и Корейским п-вом (рис. I.4.30). Южная граница проводится от устья р. Янцзы до запада о-ва Чеджудо и далее к юго-западной оконечности Корейского п-ова. Восточно-Китайское море простирается южнее этой линии. Его южная граница проходит от севера Тайваньского пролива до

юга архипелага Рюкю и далее протягивается на 1200 км вдоль его тихоокеанской стороны до юга о-ва Кюсю.

Желтое и северная часть Восточно-Китайского морей представляют собой шельф, глубины которого около побережья Китая не превышают 10 м. Они постепенно увеличиваются в восточном и южном направлениях до 80 и 130–150 м соответственно. В пределах шельфа отмечены единичные мелкофокусные землетрясения с магнитудами 4–6.

Шельф подстилается структурами Китайской платформы и, в частности, Корейского щита. Они представлены интенсивно гранитизированными гнейсами и кристаллическими сланцами архейского и раннепротерозойского возраста. В мезозойско-кайнозойское время здесь был сформирован обширный осадочный бассейн. Его современный структурный облик был определен в значительной степени позднемиоценовой и раннеолигоценовой фазами рифтогенеза. Во время первой произошло формирование серии грабенов и полуграбенов, которые выполнены аллювиальными и лагунными отложениями. В позднем эоцене – раннем олигоцене произошел региональный подъем территории и складчатость. Во время раннеолигоценовой рифтогенеза продолжилось накопление осадочных комплексов, сходных с меловыми. Оно завершилось в раннем миоцене региональным подъемом всей территории и переходом в пострифтовый этап. В миоцене началось погружение, которое сопровождалось трансгрессией в западном и северо-западном направлениях. В конце миоцена установилась фаза сжатия, которая привела к формированию складчато-надвиговых структур в восточных частях региона. После этого установился режим спокойного опускания и накопления мощных толщ терригенных пород.

В южной части Восточно-Китайского моря, севернее островной дуги Рюкю, расположен трог Окинава [Fu et al., 2004; Laske, Masters, 1997; Lu, Hayashi, 2001; Park, 1998; Sibuet et al., 1998]. Его ширина на юге составляет 60–100 км, а на севере достигает 230 км. Глубины уменьшаются соответственно с 2300 м до 200 м. Регион отличается повышенной сейсмичностью [Internet, CNSS, 1997]. Здесь зафиксированы многочисленные землетрясения с максимальными глубинами очагов не более 250 км. Их магнитуды не превышают 7.

Трог Окинава представляет собой позднемиоцен-плиоценовый рифт, который был сформиро-

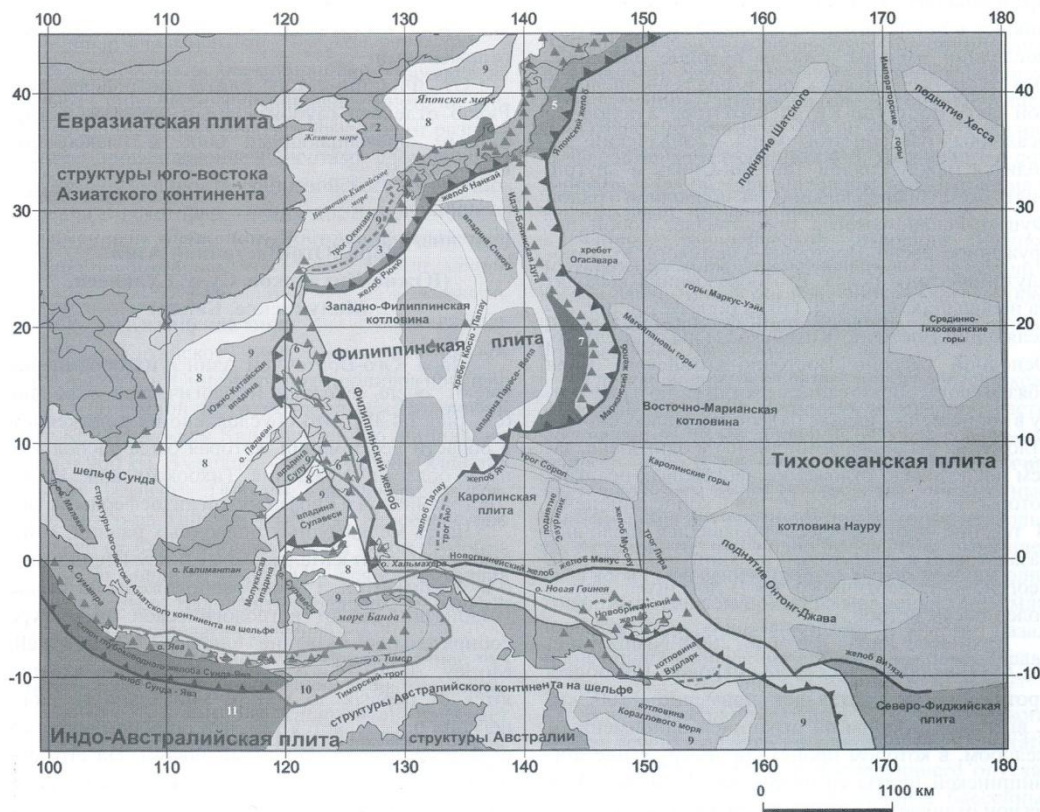


Рис. 1.4.30. Принципиальная схема расположения географических объектов и основных элементов структуры зон перехода Юго-Восточной Азии и севера Австралии к Тихому и Индийскому океанам

Цифры: 1 – архипелаг Японских о-вов, 2 – Корейский п-ов, 3 – островная дуга Рюкю, 4 – о. Тайвань, 5 – склоны островных дуг: Рюкю, Японской и Курильской, 6 – Филиппинский архипелаг, 7 – Марианский трог, 8 – утоненная континентальная кора, 9 – новообразованная океаническая кора, 10 – субдцирированная континентальная кора Австралии, 11 – океаническая кора Индийского океана. Линии: утолщенные – крупнейшие разломы, штрих-пунктир – современные зоны спрединга, с треугольниками – оси глубоководных желобов, без треугольников – оси глубоководных палеожелобов, точка-тире – крупнейшие надвиговые системы. Треугольники – действующие и активные вулканы. По данным: [Fu et al., 2004; Hall, 2002; Kazaki, 1986; Lee et al., 2006; Widiwijayanti et al., 2003]. При создании схемы использовались топографические основы: акватория – [GEBCO, 2009]; суша – [Internet, GTOPO30 Global Digital Elevation Model]

рован при растяжении континентальной коры. Он представляет собой эшелонированный симметричный грабен, который в ряде мест осложнен центральным горстом. Осадочный чехол во многих местах прорван базальтовыми экструзиями. Его мощность в осевой части достигает почти 3000 м. На юге кора утонена до 17 км. В трого обнаружены линейные магнитные аномалии спредингового типа, по которым время начала спрединга установлено в 1.9 млн лет (ранний

плейстоцен), а скорость в 2 см/год. На северную часть трого спрединг еще не распространился. О молодости структуры свидетельствует высокий тепловой поток, в среднем почти в четыре раза превышающий нормальный. С трогом Окинава связаны низко- и высокотемпературные гидротермальные источники [Internet, JAMSTEC, Deep Sea Research Department].

Вдоль северо-западной стороны трого Окинава протягивается подводная гряда Тайвань-Синзи,

представляющая собой складчатое поднятие, возникшее в конце миоцена, но испытывавшее на юге последний импульс сжатия в конце плиоцена. Эта гряда расположена уже в пределах шельфовой части Восточно-Китайского моря, а основной осадочный бассейн этого моря – Тайванский, находится между грядой Тайвань-Синзи и другой, опять же субпараллельной ей подводной грядой Фуцзянь-Ренан, которая представляет собой погруженное звено Восточно-Азиатского вулканоплутонического пояса. Его образования выходят на небольших островах. Гряда образует порог, отделяющий Восточно-Китайское море от Желтого. Основной бассейн Восточно-Китайского моря обязан своим образованием растяжению и рифтингу в конце мела – начале палеогена. Палеогеновые отложения были деформированы в олигоцене, затем последовало отложение неогеновых осадков, которые испытали деформации в конце плиоцена. В течение неогена здесь проявлялся щелочно-базальтовый и толеитовый вулканизм. Мощность неогеново-четвертичного чехла достигает двух и более тысяч метров.

Архипелаг Рюкю [Fu et al., 2004; Nishizawa et al., 2009] включает в себя 98 островов. Его общая протяженность составляет примерно 1200 км. С внешней стороны он ограничен одноименным желобом, в котором происходит погружение Филиппинской плиты со скоростью 5 см/год. Этот регион отличается активной сейсмичностью. Глубины очагов землетрясений увеличиваются в сторону трога Окинава, в котором достигают почти 300 км. Максимальная магнитуда (7.6) была зафиксирована в 1968 г. на севере желоба Рюкю.

Островная дуга Рюкю представляет собой в настоящее время невулканический хребет, за исключением его северной части, расположенной между островами архипелага и трогом Окинава (вулканический пояс четвертичных вулканов Токара). Юго-восточнее от о-ва Кюсю на севере до о-ва Окинава на юге протягивается складчатый пояс Рюкю. Он представляет собой продолжение Внешней зоны юго-западной Японии. Его основание сложено метаморфическими породами позднего палеозоя – раннего кайнозоя. Вдоль всей внешней зоны островной дуги Рюкю протягивается преддуговой хребет, который сложен образованиями аккреционного клина, сформированного при субдукции Филиппинской плиты.

В южной части островной дуги Рюкю развиты иные комплексы. Они представлены мета-

морфическими образованиями, эоценовыми вулканитами, известняками и нижнемиоценовыми отложениями.

От Филиппинской плиты островная дуга Рюкю отделена глубоководным желобом с глубинами, превышающими 6000 м (максимальная – 7881 м).

### **Моря Юго-Восточной Азии (Южно-Китайское, Сулу, Сулавеси, Молуккское, Банда)**

Моря Юго-Восточной Азии и их обрамления имеют очень сложное геологическое строение (см. рис. I.4.30). Это обусловлено их положением в области деформаций, которая была расположена в области схождения Тихоокеанской, Индо-Австралийской и Евразийской литосферных плит.

Часть мелководных подводных равнин, которые примыкают к Малаккскому п-ову, Индокитаю, о-ву Калимантан, а также расположены на западе Индонезии, имеют в геологической литературе собирательное название «шельф Сунда» [Hall, Morley, 2004]. В его пределах глубины изменяются от первых до 100 м. Уникальность этого региона определяется тем, что он обрамляется со всех сторон коллизионными швами. На его юге и юго-западе, в глубоководных желобах Сунда и Ява, происходит погружение океанической коры Индийского океана. На юго-востоке интенсивно развиваются коллизионные процессы между ним и структурами древней платформы Австралии. Они протекают на фоне молодого растяжения в море Банда. На востоке расположен ряд новообразованных впадин (Южно-Китайская, Сулу, Сулавеси и др.) с корой океанического типа, которая формировалась в кайнозое. На западе и северо-западе простирается Гималайский коллизионный ороген, с которым тесно связаны крупные сдвиговые деформации. Активность шельфа подчеркивается повышенными тепловыми потоками, которые в среднем составляют около 80 мВт/м<sup>2</sup>, но могут достигать и 220 мВт/м<sup>2</sup>.

«Тектонический каркас» («континентальное ядро») шельфа Сунда (современные районы Малайского п-ова, Индокитая, а также о-вов Суматра, Ява и Калимантан) включает мезозойские офиолиты и островодужные комплексы с фрагментами протерозойской континентальной коры, аккрезированной в индосинийское время. В

пермо-триасе здесь происходил интенсивный гранитоидный магматизм.

В палеоген-среднемиоценовое время на шельфе Сунда были сформированы многочисленные осадочные бассейны, которые имеют разнообразное происхождение и местами сложнейшую структуру. Мощность кайнозойского осадочного чехла в некоторых из них достигает 14000 м. Современный облик Юго-Восточной Азии был создан в плейстоцене.

### Южно-Китайское море

Южно-Китайское море простирается от Тайваньского до Сингапурского проливов почти на 2900 км. В южной части, между п-вом Индокитай (мыс Камау) и о-вом Калимантан, его ширина достигает 900 км. В средней – между о-вом Хайнань и о-вом Палаван – 1400 км, а на севере, на траверзе юга о-ва Тайвань – 400 км. На севере оно отделено от Филиппинского моря о-вом Лусон, а на юге, от впадины моря Сулу, грядой островов (с юга на север) Калимантан, Балабак, Палаван и островами архипелага Каламиан.

Основную часть моря (северо-восточнее линии устья р. Меконг – центральная часть северо-западного побережья о-ва Калимантан) занимает глубоководная котловина. В ее пределах глубины изменяются от 3700 до 4400 м. От азиатского континента она отделена шельфом шириной от 220 до 300 км. На северо-западе и юго-востоке впадины расположены пологие склоны с шириной от 100 до 500 км (юг территории) и с глубинами до 2500 м. Юго-восточная часть моря, включая Сиамский залив, представляет собой подводную равнину. Над ней, между Сингапурским проливом и о-вом Калимантан, а также в южной части глубоководной котловины возвышаются многочисленные мелкие коралловые острова (архипелаги Натуна, Анамбас, Наньшачюньдао и др.).

В центральной части моря протягивается цепь подводных поднятий, простирающие которых сменяется от западо-северо-западного на северо-восточное. Здесь известно [Kido et al., 2001] порядка 30 подводных гор с абсолютными высотами более 1000 м и около 20 холмов – от 400 до 1000 м.

В восточной и южной частях Южно-Китайского моря, вдоль Филиппинских о-вов и о-ва Палаван, протягиваются глубоководные желоба Манила и Палаван соответственно.

Район Южно-Китайского моря практически асейсмичен [Internet, CNSS, 1997], за исключе-

нием его северо-восточного обрамления (от о-ва Тайвань на севере и вдоль всего Филиппинского архипелага). Здесь преобладают мелкофокусные землетрясения. Однако, на о-ве Лусон отмечались события с глубинами от 150 до 200 км. Их магнитуды составляют в среднем 4–5, хотя на юге о-вов Тайвань и Лусон зафиксированы землетрясения с магнитудами, превышающими 7.

Общее геологическое строение Южно-Китайского моря представляется следующим [Хаин, 1979, 2001; Kido et al., 2001; Xie et al., 2006; Internet, Ocean Drilling Program, Publications; Internet, ИВС ДВО РАН].

Глубоководная котловина подстилается океанической корой. Ее мощность в северной части составляет 5–7,8 км, в южной – 6 км, в северо-западной – 4,4 км, а в юго-восточной она увеличивается до 8,5 км. В ней обнаружены субширотные линейные магнитные аномалии, которые позволили установить, что новообразованная океаническая кора была сформирована между ранним олигоценом и началом среднего миоцена (32–17 млн лет назад). Предполагается, что 27 млн лет назад произошел перескок спрединга в южном направлении.

Вдоль северной окраины Южно-Китайского моря в течение палеоцена–олигоцена в результате растяжения литосферы и последующего опускания были сформированы осадочные бассейны, имеющие разную структуру, мощности осадочного чехла (от 3000 до 17000 м) и форму в плане. Часть из них представляют собой рифтогенные впадины, часть – связаны со сдвиговыми движениями вдоль разломной зоны Красной реки (35–20 млн лет с активизацией 5 млн лет назад). Ряд впадин образовались в раннем миоцене в результате пострифтовых опусканий. Тепловой поток при переходе от северного шельфа к глубоководной котловине возрастает от 53 до 83 мВт/м<sup>2</sup>.

В пределах северо-западной части шельфа Южно-Китайского моря и на его островах, а также на континенте (Вьетнам) установлены районы, в пределах которых проявлялся позднемиоценовый–современный подводный вулканизм [Internet, Геофизические исследования подводных вулканов Курильской островной дуги]. Общая протяженность зоны проявлений достигает 700 км. Исторические извержения подводных вулканов отмечались в 1923 и 1929 гг. В результате трещинных извержений были сформированы покровы и отдельные щитовые вулканы, которые сло-

жены лавами и туфами трахибазальтов, андезито-базальтов и толеитов, а также образованы конусы оливиновых, толеитовых и субщелочных базальтов с небольшим количеством субщелочных пикрито-базальтов, трахибазальтов и андезито-базальтов. Это свидетельствует о магматической активизации региона в новейшее время.

### Море Сулу

Море Сулу омывает на северо-востоке и востоке о-ва Филиппинского архипелага (Миндоро, Панай, Негрос и Минданао), на юго-востоке – архипелаг Сулу, на юго-западе – Калимантан, а на северо-западе – о-ва Палаван и ряд более мелких островов, которые венчают гряду северо-восточного простирания. В плане оно имеет форму, близкую к прямоугольнику (500×600 км), удлиненому в северо-восточном направлении. Подводный хребет Кагаян, сложенный неогеновыми островодужными ассоциациями, разделяет море Сулу на две впадины – Восточно-Палаванскую и моря Сулу. Наибольшие глубины (до 5000 м; максимальная 5576 м) приурочены к юго-восточной части. В сторону о-ва Палаван они постепенно уменьшаются до 100 м и менее.

Регион моря Сулу в северо- и юго-восточных частях сейсмичен. Здесь зафиксированы мелко- и среднефокусные события с магнитудами порядка 4–6. Тепловой поток составляет в среднем 56 мВт/м<sup>2</sup>, достигая, местами 104 мВт/м<sup>2</sup>.

Основание впадины моря сложено деформированными докайнозойскими офиолитами и мелнижезоценовыми кремнисто-вулканогенными комплексами с мощностью до 9000 м. Эти образования перекрыты с резким угловым несогласием ритмичным чередованием песчаников и алевролитов позднеоцен-олигоценного возраста (мощность – до 9000 м). Разрез надстраивают миоцено-плейстоценовые морские терригенные отложения (дельтовые комплексы) с многочисленными прослоями вулканогенного материала. В ряде мест они сочетаются с карбонатными рифами. Во впадине отмечены проявления грязевого диапиризма.

Структуры Восточно-Палаванской впадины определены фронтом надвигов северо-восточного простирания с северо-западными падениями плоскостей сместителей, которые смещены субвертикальными разломами субмеридионального простирания. Она выполнена верхнемезозойско-четвертичными морскими терригенно-карбонатными толщами, мощность ко-

торых достигает 7000 м. В основании впадины установлены системы грабенов и горстов палеогенового возраста. Мощность синрифтовых осадочных комплексов достигает 3000 м.

### Море Сулавеси

Море Сулавеси расположено между о-вом Калимантан и Филиппинским архипелагом. Его максимальная протяженность составляет порядка 850 км, ширина – около 570 км. Южные и восточные части моря относятся к зонам с повышенной сейсмичностью. На юге расположена субширотная сейсмофокальная зона, наклоненная на юг, где под северной частью о-ва Сулавеси их глубина может достигать 200–250 км. На востоке моря расположена вторая, субмеридиональная, сейсмофокальная зона. Область максимальных глубин очагов землетрясений (более 600 км) расположена под центральной частью моря Сулавеси.

Вдоль северной части о-ва Сулавеси (восток п-ова Минахасар) протягивается цепь действующих вулканов, которая продолжается на архипелаг Сангихе.

Море Сулавеси [Lewis, 1991] представляет собой глубоководную котловину, глубины в ней колеблются между 4500 и 5500 м. Она имеет крутые склоны и очень узкие шельфы. Максимальные глубины отмечаются на северо-востоке моря, около о-ва Минданао, где достигают отметок 5700 м (желоб Котабаты). Вдоль южной части моря протягивается желоб северного Сулавеси, где зафиксированы глубины до 5500 м.

Котловина подстилается корой океанического типа палеогенового возраста. Тепловой поток составляет в среднем 58 мВт/м<sup>2</sup>, при этом минимальные значения отмечаются в ее юго-восточной части.

Максимальные мощности осадочного чехла (до 4500 м) сосредоточены в юго-восточной части моря.

### Море Банда

Море Банда [Baillie et al., 2004; Hall, 2002] простирается от о-ва Сулавеси до о-ва Салатан-Тимур более чем на 1000 км. На севере оно омывает архипелаг Бангай, о-ва Сула и южную группу Молуккских о-вов (Буру, Церам и ряд мелких), а на юге – группы о-вов, расположенных восточнее о-ва Флорес. Из наиболее крупных можно упомянуть (с востока на запад) Алор и Ветар. Южнее небольшого моря Саву и пролива Ветар субпарал-



тельно указанной южной границе протягивается цепь о-вов Сумба, о. Тимор и множество мелких.

Все упомянутая выше территория находится в зоне повышенной сейсмичности. На юге расположена субширотная сейсмофокальная зона, наклоненная на север. Расположение ее наиболее глубоких очагов достигает 600 км и более. Повышенная сейсмическая активность приурочена к юго-восточной части моря (впадина Вебер) и на подводном хребте внутренней вулканической дуги Банда. Последняя является частью активной гряды вулканических построек (порядка 400, из них 100 – действующие), которая протягивается в виде дуги от Андаманского моря через южные части о-вов Суматра, Ява и Флорес. Южнее расположен глубоководный желоб Сунда-Ява. На востоке цепь вулканов постепенно отклоняется к северу, образуя дугу в восточной части моря Банда, изогнутую к востоку и доходящую до южной группы Молуккских о-вов.

Дуга Банда состоит из внешней (о-ва Тимор, Танимбар и Серам) и внутренней частей, а также впадины Вебер. Для первой характерно широкое распространение комплексов пород, формирование которых происходило в пределах пассивной окраины Австралии. В настоящий момент они слагают покровные и надвиговые структуры, основные районы развития которых расположены севернее Тиморского трога, а также о-вов Тимор, Ветар, Флорес и Танимбар.

Современные исследования позволяют предполагать, что море Банда начало формироваться в позднетриасовое или юрское время с отделения Западно-Бирманского блока от Австралии. Современный облик был создан в результате новообразования океанической коры в неогене.

Остров Тимор [Audley-Charles, 2004; Internet, University of Melbourne] имеет горный рельеф с высотой порядка 3000 м. Его видимый фундамент представляет собой покровно-складчатую структуру, которая сложена нижнепермскими–нижнеплиоценовыми метаморфизованными морскими глубоководными толщами. Стратиграфически выше развиты верхнемиоцен-плиоценовые олистограммы, которые перекрыты с резким угловым несогласием посторогенными рифами и турбидитами.

Тиморский трог [Audley-Charles, 2004] представляет собой депрессию дна протяженностью около 700 км и шириной от 30 до 75 км. Ее глубина достигает 3200 м. Трог подстилается древней кон-

тинентальной корой Австралийской плиты, которая погружается в северном направлении. При этом ось Тиморского трога мигрировала в южном направлении на фоне формирования аккреционной призмы позднекайнозойского возраста.

#### Молуккское море

Молуккское море [Hall et al., 1991; McCaffrey, 1991; Hall, Wilson, 2000; Widiwijayanti et al., 2003] расположено между о-вом Сулавеси, архипелагом Сангихе на западе и о-вом Хальмахейра на востоке. На севере оно омывает о. Минданао Филиппинского архипелага, а на юге – цепь небольших невулканических островов, которые протягиваются от о-ва Сулавеси до о-ва Новая Гвинея. Море вытянуто на 950 км по меридиану и имеет ширину на севере и в центральной части порядка 250 км, на юге – более 800 км. Вдоль его центральной части протягивается подводное поднятие с глубинами порядка 1500–1600 м. К востоку и западу они увеличиваются до 2500–3000 м, достигая максимума (более 4500 м) в юго-восточной части моря. В пределах поднятия располагается ряд островов, наиболее крупным из которых в северной части является о. Талауд.

Район Молуккского моря отличается исключительно высокой сейсмичностью [Internet, USGS, Molucca Sea Earthquake – 2007]. С 1905 по 2007 гг. здесь отмечено 18 землетрясений с магнитудами, которые превышают 7.5. Очаги располагались на глубинах от первых до 330 км.

Район Молуккского моря, возраст океанической коры которого не известен, ограничен двумя зонами субдукции, направленными навстречу друг другу – на востоке Филиппинской, на западе – Котабата. При этом он сам субдуцирует под островные дуги Сангихе – северо-восток о-ва Сулавеси и Хальмахейра. На последнем расположено ряд активных вулканов. Конвергенция этих дуг определяет строение внутренних частей моря, которые сложены сильно деформированными ассоциациями пород, перекрывающими по надвигам глубоководные желоба. Эти образования обнажены на ряде островов (Талауд, Маю, а также расположенных на юге Молуккского моря).

На восточной части о-ва Хальмахейра, а также на о-вах Ваигео, Оби и некоторых других установлено три комплекса пород. Первый, офиолитовый, перекрыт образованиями преддугового бассейна позднемелового–эоценового возраста. Он представлен островодужными вулканитами

и гипабиссальными интрузивными породами, вулканокластическими брекчиями, конгломератами, песчаниками и алевролитами, которые были сформированы в результате деятельности турбидитовых потоков и обвально-оползневых процессов. Все вышеперечисленные образования перекрыты олигоценowymi лавами пиллоу-базальтов, которые часто переслаиваются со слоистыми вулканокластическими турбидитами. Считается, что этот комплекс пород формировался в условиях растяжения. Третий комплекс пород представлен фрагментами континентальной коры неизвестного возраста – гранат-слюдяными, гранат-ставролит-кианитовыми сланцами, кварцитами и кварц-полевошпатовыми гнейсами.

Структуры Молуккского моря ограничены на юге системой левых сдвигов Соронг, которые протягиваются от северо-запада о-ва Новая Гвинея до о-ва Сулавеси и отделяют островодужные ассоциации от континентальной коры пассивной окраины австралийского континента.

### **Моря восточной Австралии (Коралловое, юг Фиджийского, Тасманово)**

Австралийский континент на две трети сложен [Хаин, 2001] комплексами древней Австралийской платформы, которая занимает его западную и центральную части. Она продолжается на шельф Арафурского моря и далее на север, в южную часть о-ва Новая Гвинея. На востоке Австралии расположен палеозойский Тасманский складчато-надвиговый пояс. Он имеет субмеридиональное простирание. Его северное продолжение установлено в центральной части о-ва Новая Гвинея, южное – в Антарктиде, а восточное – на западе Новой Зеландии. Протяженность пояса на континенте составляет 4000 км при ширине до 1500 км. Он состоит из двух мегазон – западной, которая завершила свое активное развитие в среднем палеозое, и восточной, где это произошло в конце палеозоя – начале мезозоя.

Первая была заложена на докембрийских зеленокаменных поясах, которые сложены нижнепалеозойскими турбидитами, пелагическими глинистыми сланцами и кремнями и островодужными ассоциациями. Силурийско-девонские и нижнекаменноугольные комплексы имеют пестрый, вулканогенно-обломочный состав. Регион

претерпел ряд фаз деформаций, наиболее важная из которых была в конце среднего девона.

Восточная зона Тасманского пояса сложена на западе девон-нижнекаменноугольными островодужными вулканитами, восточнее которых предполагался прогиб. Она надвинута на запад по системе меланжей, которые содержат элементы офиолитов и глаукофановые сланцы. В конце карбона происходило интенсивное внедрение гранитоидов и формирование мощных вулканогенных толщ.

Регион, расположенный восточнее Австралии (рис. 1.4.31), рассматривается [Sdrolias et al., 2001; Ruellan, Lagabrielle, 2005; Joshima et al., 1987; Petterson et al., 1999] как система окраинных морей и остаточных дуг, которые были сформированы в мел-четвертичное время в результате распада Гондваны и конвергенции Тихоокеанской и Индо-Австралийской плит. Здесь расположены моря Коралловое, Фиджи и Тасманово, которые представляют, с точки зрения автора, единый бассейн с очень сложным строением. Он будет в дальнейшем называться Восточно-Австралийским. Его ширина от побережья Австралии до желоба Кермадек-Тонга составляет около 2000 км, протяженность (от Соломоновых островов до юга Австралии) – порядка 2500 км.

Восточное обрамление региона отличается повышенной сейсмичностью. Полоса землетрясений протягивается от запада о-ва Новая Гвинея, через архипелаги о-вов Соломоновых, Вануату, Фиджи и далее поворачивает на юг вдоль желоба Кермадек-Тонга, продолжаясь южнее в Новой Зеландии. Наиболее глубокофокусные события (до 600 км) известны на востоке и северо-востоке Южно-Фиджийской котловины, а также в пределах Северо-Фиджийского плато. Их магнитуды превышали 7. Таким образом, наклон сейсмофокальных зон на северо-востоке Восточно-Австралийского бассейна имеет северо-восточное падение, а в Тонга-Новозеландском секторе – северо-западное. Это подтверждает вывод [Ruellan, Lagabrielle, 2005] о погружении Индо-Австралийской плиты на северо-восток с одной стороны, и Тихоокеанской на северо-запад с другой.

На о-ве Новая Британия, а также на архипелагах о-вов Соломоновы, Тонга и Новая Зеландия расположены действующие и исторические над- и подводные вулканы.

В Восточно-Австралийском бассейне с запада на восток выделяется [Collot et al., 2008] система

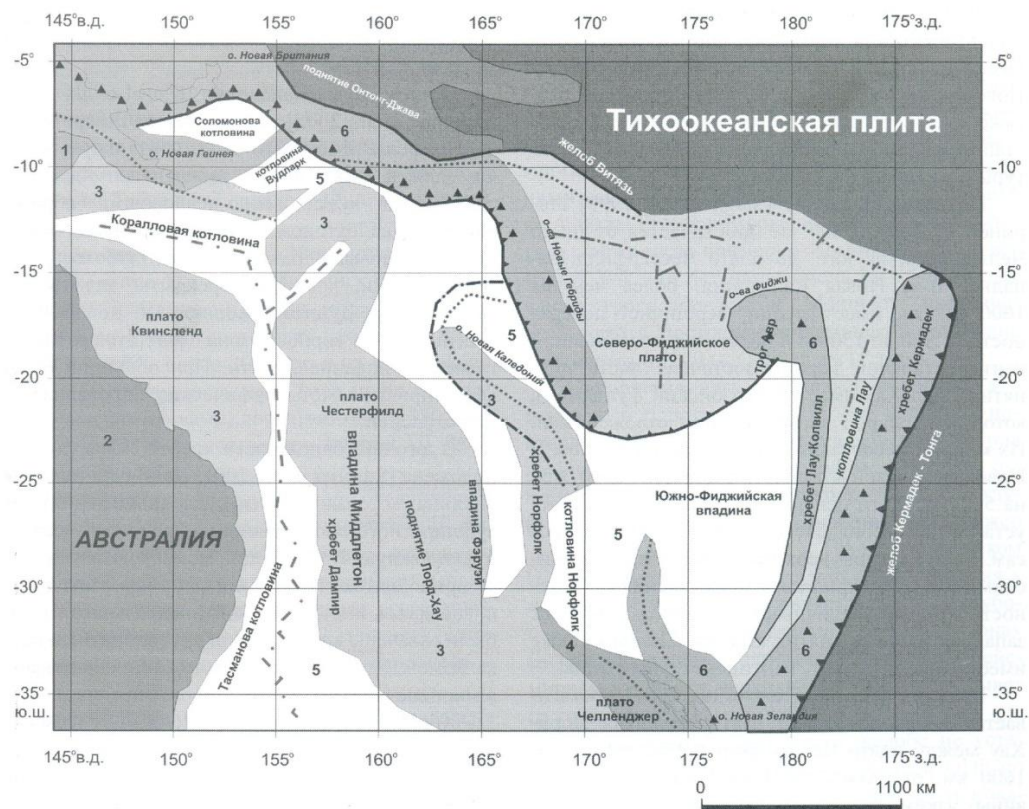


Рис. 1.4.31. Принципиальная схема расположения основных географических объектов и элементов структуры зон перехода от востока Австралии к Тихому океану

1–2 – структуры: 1 – Австралийского кратона на шельфе; 2 – Тасманского покровно-складчатого пояса палеозойско-раннемезозойского возраста; 3 – континентальная кора в акваториях, нормальная и утоненная (нерасчлененные); 4 – прогиб Таранаки; 5 – глубоководные впадины с корой океанического типа; 6 – пояса кайнозойской аккреции с наложенными более молодыми зонами субдукции, спрединга и островными дугами. Линии тире–две точки – современные зоны спрединга, тонкие с треугольниками – оси глубоководных желобов, тонкие без треугольников – оси глубоководных палеожелобов, точка–тире – крупнейшие надвиговые системы, точки – эоцен–плиоценовые островные дуги, два тире–точка – палеоспрединговая система Тасманового моря. Треугольники – действующие и активные вулканы [Gaina et al., 1998; Hall, 2002; Sdrolias et al., 2001; Stagg et al., 1999 и др.]. При создании схемы использовались топографические основы: акватория – [GEBCO, 2009]; суша – [Internet, GTOPO30 Global Digital Elevation Model]

депрессий дна и поднятий субмеридионального простирания: впадина Тасманова моря, хребет Дампир, впадина Миддлетон, поднятие Лорд-Хау, впадина и хребет Фэрзуэй, Новокаледонская впадина, хребет и впадины Норфолк, южная впадина Лоялти и хребет с таким же названием. Начиная с миоцена весь регион представлял собой форланд субдукционной зоны Вануату в которой происходила конвергенция Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит.

В южной части Тасманова моря (максимальная глубина – 5943 м) процессы рифтообразования [Gaina et al., 1998; Müller et al., 2000] начались в маастрихте, а затем продвигались на север. В результате этих процессов произошло отделение структур поднятия Лорд-Хау от австралийского континента, которое сопровождалось формированием бассейна с океанической корой. В последующем спрединг начался в палеоцене во впадине Кораллового моря. Глубины в по-

следнем составляют в среднем 2000 м, а максимальные (9140 м – [Internet, Glossary of Physical Oceanography and Related Disciplines]) отмечены в Новобританском желобе. В целом процессы растяжения завершились в среднем эоцене. С этим этапом связано формирование покровной структуры о-ва Новая Каледония.

Поднятие Лорд-Хау [Stagg et al., 1999] шириной от 400 до 600 км простирается от плато Челленджер, на юге, до плато Честерфилд (западнее о-ва Новая Каледония) более чем на 1000 км. Оно имеет глубину вершинной поверхности от 870 до 1500 м и подстилается утоненной континентальной корой. Восточная часть поднятия Лорд-Хау имеет палеозойский фундамент, который перекрыт кайнозойскими отложениями. Их мощность составляет первые сотни метров. В Новокаледонской котловине фундамент погружен на 5000 м. В его центральной и западной частях установлена серия блоков, опущенных по сбросам. Они сложены верхнемеловыми и кайнозойскими син- и пострифтовыми отложениями, мощность которых увеличивается на запад. Наиболее западная часть поднятия (хребет Дампир) также имеет утоненную кору континентального типа.

Впадина Фэруэй [Exon et al., 2007] протягивается вдоль восточной части поднятия Лорд-Хау между плато Челленджер и Честерфилд на 1600 км, отделяясь от Новокаледонской котловины узким поднятием фундамента. Глубины дна изменяются от 1500 до 3000 м. Мощность утоненной континентальной коры достигает 15 км. Фундамент впадины сильно осложнен субвертикальными разломами, происхождение которых связывают с меловыми рифтогенными процессами. Впадина Фэруэй выполнена осадочным чехлом, который разделен на три комплекса – мел-нижнепалеоценовый терригенный (синрифтовый), палеогеновый, представленный мелом и терригенными тонкообломочными породами (позднерифтовый), и терригенный верхнеолигоцен-голоценовый. Общая мощность отложений превышает 4000 м. Во многих местах они прорываются глиняными диапирами.

Новокаледонская впадина с корой океанического типа была сформирована [Collot et al., 2008] в результате рифтинга, который происходил в меловое или в позднепалеоценовое–палеоценовое время. Она делится по своему строению на две части. На севере расположена впадина северо-западного простирания, мощность осадочного чехла в кото-

рой может превышать 4000 м (до 9000 м?). На юге осадочный чехол имеет мощности в первые сотни метров.

Остров Новая Каледония [Cluzel et al., 2006; Mortimer et al., 2005] расположен на севере хребта Норфолк, имеющего континентальную кору. Он сложен автохтоном – нижнепалеозойско-мезозойскими вулканогенно-осадочными образованиями, аллохтоном – верхнемеловыми–верхнепалеоценовыми базальтами, и глубоководными осадками, которые перекрыты аллохтоном гарцбургитов–дунитов, мощностью до 3500 м. Считается, что корневая зона офиолитов располагалась во впадине Лоялти. При обдукции были сформированы метаморфические породы высоких ступеней.

В юго-восточной части хребта Норфолк расположена [Sdrolias et al., 2001, 2004] одноименная впадина, которая делится подводным поднятием субширотного простирания на две части – северную и южную. В настоящий момент показано, что ее приподнятые части были сформированы в меловое время, имеют кору континентального типа и были охвачены впоследствии внутриплитным вулканизмом. Глубоководные части были образованы в миоцене в результате задугового спрединга.

Хребет Лоялти, расположенный к северо-востоку от о-ва Новая Каледония, интерпретируется как эоценовая вулканическая дуга, которая формировалась при субдукции мел-палеогеновой коры Тихоокеанской плиты.

Южно-Фиджийская котловина (протяженность порядка 1000 км) [Sdrolias et al., 2001] расположена между хребтом Норфолк и одноименной впадиной на западе и хребтом Лау-Колвилл на востоке. Ее раскрытие произошло 18–23 млн лет назад [Mortimer et al., 2007] и сопровождалось формированием новообразованной океанической коры.

Впадина Северная Лоялти имеет [Sdrolias et al., 2001] магнитные аномалии северо-восточного простирания, по которым определен возраст коры – 43.8–35.3 млн лет. Фундамент перекрыт среднеэоценовыми и более молодыми отложениями.

### **Моря западной периферии Тихого океана (Филиппинское, Каролинское, север Фиджийского)**

Вдоль западной и юго-западной частей Тихого океана расположены моря, которые нахо-

дятся в области коллизии Евразийской, Индо-Австралийской и Тихоокеанской плит (см. рис. 1.4.30).

### Филиппинское море

Филиппинское море ограничено с северо-запада архипелагами о-вов Японского и Рюкю, а также о-ва Тайвань. С запада – Филиппинскими о-вами (более 7000). С юга и востока граница моря проходит через север Каролинских о-вов, о. Гуам, архипелаги о-вов Марианских, Канзава, Огасавара и Нампо. Ширина моря (на травезе юга о-ва Кюсю) составляет около 600 км, в средней части – около 2000 км, а на юге – около 500 км. Протяженность моря (между Японскими и Молуккскими о-вами) достигает почти 3800 км. Его средняя глубина составляет [Internet, ИГ РАС] 4108 м.

Филиппинское море имеет кору океанического типа, мощность которой составляет 7–10 км. Оно разделено на две глубоководных котловины подводным субмеридиональным хребтом Кюсю-Палау. Он сложен островодужными известково-щелочными вулканами (33–32 млн лет), которые перекрыты осадками верхнего олигоцена – нижнего миоцена.

Западно-Филиппинская котловина разделена хребтом (его южное окончание расположено на востоке примерно на 15° с.ш.) северо-западного простирания на две глубоководных впадины с глубинами, достигающими 6000 м и более. Хребет протягивается почти на 1000 км, имеет осевую впадину, сходную по морфоструктуре с рифтами медленноспрединговых хребтов, и рассматривается как ось палеоспрединга. Возраст образования котловины, по магнитным аномалиям, представляется как палеоцен-эоценовый (60–37 млн лет). В котловине установлены структуры мегамульбон, которые свидетельствуют о процессах растяжения океанического основания с выведением на поверхность мантийных пород.

К востоку от хр. Кюсю-Палау расположена Восточно-Филиппинская котловина, которая разделяется поднятием северо-восточного простирания на впадины Сикоку (северная) и Паресе-Вела (южная) [Onaga et al., 2003], глубины в которых достигают 5800 м. По полосовым линейным аномалиям возраст коры в них датируется как миоценовый и среднеолигоцен-раннемиоценовый (30–18 млн лет) соответственно.

Восточно-Филиппинская котловина ограничена с востока субмеридиональной Идзу-Бонинской вулканической дугой [Internet, Stern et al., 2001], которая на севере котловины Паресе-Вела, разделяется на две – остаточную – Западно-Марианский хребет, развитие которого прекратилось в позднем миоцене, и активную – Марианскую дугу. Между ними расположен Марианский трог с глубинами до 4000 м. Его формирование началось в результате рифтогенеза примерно 10 млн лет назад, который 3–4 млн лет назад сменился в некоторых частях трога спредингом. Мощность океанической коры в Восточно-Филиппинской котловине изменяется от 6–9 (юг) до 15 км (север).

Марианская дуга зародилась в эоцене, а в миоцене и плиоцене–плейстоцене испытала повторные импульсы вулканизма. На востоке она граничит с Марианским желобом, в котором отмечена максимальная [Internet, GEBCO] глубина в Мировом океане – впадина Челленджер – 10920±10 м, отмеченная в 1984 г. на японском НИС «Токио». Сейсмофокальная зона, которая к нему приурочена, также является и самой глубокой, прослеживаясь до глубины 660 км. В зонах изгиба погружаемой плиты выделяются две сейсмических области, верхняя из которых испытывает сжатие, а нижняя – растяжение.

Аккреционный комплекс в желобе не установлен. Драгировки и бурение DSDP и ODP по восточному склону Идзу-Бонинской дуги показали, что он сложен разнообразными магматическими породами, включая перидотиты, бониниты и толеиты.

На северо-западе Филиппинское море ограничено глубоководными желобами Рюкю (Нансей) и Нанкай, на юго-западе – Филиппинским желобом (максимальная глубина [Internet, The free dictionary by FARLEX] –10540 м) и его северным отмершим продолжением – желобом Квезон, на северо-востоке – желобами Идзу-Бонинским и Марианским, сопровождаемыми с запада одноименными вулканическими дугами, а южнее – желобами Яп и Палау (Белая).

Все упомянутые выше районы сейсмичны. Наиболее масштабные землетрясения приурочены к северо-восточной части моря Сулавеси, к району между о-вами Тайвань и Лусон, а также к Идзу-Бонинской островной дуге. Во внутренней части Филиппинского моря отмечены только единичные мелкофокусные события.

Мощность осадочного чехла в Филиппинском море в среднем достигает 500 м, увеличиваясь до 1400 м в районе, расположенном южнее юго-западной части Японских о-вов.

Основная часть Филиппинского архипелага [Internet, Mines and Geosciences Bureau, Philippines] слагается сложно построенными комплексами пород меловых (или более молодых) офиолитов (палеоокеанических бассейнов), островных дуг, пред- и задуговых бассейнов, а также метаморфическими образованиями. На юго-западе архипелага (север о-ва Палаван, п-ов Буранга на о-ве Панай, группа о-вов Ромблон, а также на юге о-ва Миндоро) обнажен метаморфический комплекс, включающий гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы с верхнепалеозойской фауной, которые прорваны гранитоидами. Все эти образования перекрыты верхнепермско-юрскими терригенными, кремнистыми и карбонатными отложениями.

### Каролинское море

Каролинское море расположено севернее о-ва Новая Гвинея. От Филиппинского моря и Тихого океана его отделяют Каролинские о-ва. По периферии моря расположены глубоководные желоба Яп, Палау, Новогвинейский, Муссау, на севере — трог Сорол. Расстояние между желобами Палау и Муссау составляет примерно 1900 км, между трогами Сорол и о-вом Новая Гвинея — порядка 1000 км. В рельефе центральной части моря выделяются две глубоководные впадины (Западно- и Восточно-Каролинские), которые разделены поднятием Эаурипик субмеридионального простирания.

Каролинское море [Baillie et al., 2004; Gaina, Müller, 2007] расположено между Тихоокеанской, Филиппинской и Индо-Австралийской плитами. Оно подстилается океанической корой, которая формировалась в Восточно-Каролинской впадине в результате симметричного спрединга восток-северо-восточного простирания в течение кайнозойского времени, а в Западной отмечен ряд перескоков осей растяжения (хроны 12 (33.1 млн лет), 10 (28.7 млн лет) и 8 (26.6 млн лет)), субпараллельных вулканическому поднятию Эаурипик. Современный центр спрединга находится в трог Аю.

Основная часть моря малосейсмична. В его центральной и восточных частях зафиксированы отдельные малоглубинные события, магнитуды некоторых из них могут достигать 6. Более интен-

сивна сейсмичность желобов Яп и Палау, а также трога Аю. Здесь происходили в основном малоглубинные землетрясения с магнитудами 4–5. Пояс интенсивной мало-среднеглубинной сейсмичности расположен на о-ве Новая Гвинея и его шельфе. Ряд из них имел магнитуды до 7.

### Север моря Фиджи

Северо-Фиджийская котловина (плато) расположена [Gràcia, Escartín, 1999; Ruellan, Lagabrielle, 2005] между архипелагами Новые Гебриды (на западе) и Фиджи (на востоке). С севера она ограничена желобом Витязя, с юга — поднятиями дна дугообразной формы, которые соединяют юг о-вов Вануату и Фиджи. Котловина протягивается с севера на юг на 1200 км и на 700 км — в субширотном направлении. В ее пределах установлено несколько спрединговых центров, наиболее изученными из которых являются Центральная и Южная Пандора. Первый имеет субмеридиональное простирание и представляется крупнейшим в задуговых бассейнах запада Тихого океана (протяженность 800 км, ширина 60 км). В центральной части хребта расположен эшелон осевых грабенов, которые имеют много сходства по морфологии с рифтовыми зонами Срединно-Атлантического хребта. Спрединг начался 3.5 млн лет назад. Его скорость уменьшается в северном направлении от 83 (20°30' ю.ш.) до 50 мм/год (17° ю.ш.). В пределах Центрального спредингового центра формируются базальты MORB-типа. Здесь же установлены низко- и высокотемпературные курильщики.

Хребет Южная Пандора расположен в северной части Северо-Фиджийской впадины. Он имеет протяженность в 450 км и состоит из двух сегментов, которые отличаются по рельефу и имеют в целом субширотное простирание. На хребте расположены многочисленные подводные вулканы, диаметр основания которых достигает нескольких километров. В его пределах установлены магнитные аномалии с возрастом 7 млн лет.

Архипелаг Фиджи [Хаин, 2001] сложен андезитовыми вулканитами, которые прорываются штоками эоценовых (50–43 млн лет) интенсивно деформированных и метаморфизованных габбро. Эти образования несогласно перекрыты вулканогенно-обломочными островодужными комплексами верхнего миоцена, метаморфизованными в цеолитовой фации. Плиоценовые базальты, в том числе щелочные, и обломочные осадки залегают уже субгоризонтально, но подняты на

высоту до 1000 м. Мощность коры под архипелагом достигает 23–32 км.

Архипелаг Новые Гебриды состоит [Maillet et al., 1989] из трех цепей вулканов. Западная имеет позднеолигоцен-среднемиоценовый возраст, восточная – миоцен-плиоценовый, а центральная протяженностью в 1500 км представляет собой четвертичные и современные активные вулканы, сложенные базальтами и андезит-базальтами

С юго-востока архипелаг ограничен одноименным глубоководным желобом, который протягивается вдоль его склона [Малиновский и др., 2006]. Его протяженность составляет по изобате 5500 м – 1600 км, ширина в среднем – 40 км. Максимальная зафиксированная глубина – 9174 м. Желоб состоит из ряда впадин, разделенных порогами. Глубины между ними различаются на 2000–3000 м. Со склонов желоба подняты литифицированные пелиты, алевроиты и псаммиты среднеэоцен-голоценового возраста.

Котловина Лая имеет хорошо выраженную спринговую систему субмеридионального простираия, протяженность которой составляет порядка 700 км [Conder, Wiens, 2006; Internet, Ridge–2000, Plan]. Она состоит из многочисленных осевых гигантских вулканических хребтов, которые нередко продвигаются навстречу друг другу (т.н. «overlapping») на десятки километров. Скорость растяжения достигает на юге 3, а на севере – 10 см/год. В спринговой зоне установлены низко- и высокотемпературные гидротермальные постройки, а также магматические линзы, расположенные на разных глубинах. Современная фаза растяжения началась 4–6 млн лет назад в северной части котловины и постепенно охватывала все более южные районы. В целом считается, что котловина Лая была заложена 10 млн лет назад.

Восточнее котловины Лая [Wright et al., 2000] протягивается активная вулканическая дуга Кермадек-Тонга и одноименный глубоководный желоб. В основании дуги залегают офиолиты, которые перекрыты островодужными ассоциациями, формирование которых началось в эоцене.

Приведенный выше обзор строения окраинных морей свидетельствует о том, что под термином «окраинное море» понимаются акватории, которые расположены в различных геодинамических обстановках, имеющие разную структуру и отличные условия осадконакопления. Его однозначное применение затрудняется тем, что географы и геологи, применяя одни и те же сло-

ва, имеют разные цели исследований. Для первых важна степень изолированности того или иного морского бассейна от океанического пространства, интенсивность водообмена между ними и др. Для вторых существенным представляются такие характеристики, как тип коры, история формирования, условия осадконакопления, геохимические особенности магматических пород и пр. Таким образом, за термином «окраинное море» не стоит какой-то определенный геологический объект и он должен в связи с этим восприниматься как термин свободного пользования. Из вышесказанного следует, что применение термина «окраинное море» при реконструкциях геологических обстановок прошлого должно сопровождаться доказанными пояснениями, которые объясняли бы, что автор работы подразумевает, выделяя те или иные обстановки прошлого.

Очевидно, что в самом общем виде существуют моря, которые расположены в пределах активных и пассивных окраин. Первые имеют контрастный рельеф с минимальными глубинами до 1000 и более метров. Они расположены в регионах с проявлениями магматизма островодужного типа и могут располагаться на океанической или континентальной коре, а также на их сложном сочетании. Вторые расположены на коре только континентального типа и их глубина составляет, как правило, 100–300 м. В их пределах отмечены проявления магматизма, характеристики которого резко отличаются от островодужного (например, некоторые районы Баренцева моря). Представляется, что за ними должен быть закреплен термин, который однозначно выделял бы их в особую категорию. Наиболее приемлемым, с точки зрения автора, может быть – «шельфовое море». Вместе с тем, в литературе, и особенно в Интернете [например, Internet, Геонафт, Словарь], этот термин применяется даже для таких объектов, как Балтийское и Белое моря. Это является очевидной ошибкой, которую следует в дальнейшем исключить. Упомянутые моря, при ряде различий, расположены почти полностью на Восточно-Европейской платформе. Их очертания в плане обусловлены положением авлакогенов и границ Балтийского щита и Русской плиты. Существенным отличием представляется, что Балтийское море полностью наследует конфигурацию рифейских авлакогенов, а Белое, расположенное на границе щита и плиты, только отчасти. Они являются тектонотипом эпиплатформенных морей.

Активные континентальные окраины традиционно разделены на андийский и западно-тихоокеанский типы. Первые характеризуются переходом от океана к континенту по схеме: глубоководный желоб – вулcano-плутонический пояс. Вторые отражают более сложный переход от океана к континенту: глубоководный желоб – островная дуга – окраинное море. Проведенный выше анализ показывает, что эта идеализированная картина не отражает всей сложности природных обстановок.

Проведенный анализ показывает, что в зоне перехода от востока и юго-востока Азии к Тихому океану существуют два резко различных типа морей. Первые (окраинноокеанические) не имеют связи с континентальной корой, вторые (окраинноконтинентальные) – непосредственно с ней связаны или имеют в своем строении ее фрагменты разного масштаба.

Моря на океанической коре (энсиматические, эпокеанические) соответствуют часто выделяемым микроплитам (Филиппинской, Каролинской, Северо-Фиджийской). Они не связаны со структурами континентов, с одной стороны, с другой – их собственные структуры дискордантны по отношению к простирающимся цепей подводных гор (Магеллановы, Каролинские и др.) открытого океана. В настоящий момент они расположены по периферии запада Тихоокеанской плиты и отделены от нее либо активными (Марианский, Идзу-Бонинский), либо уже отмершими (Витязя) желобами, либо глубоководными трогами. Первые сочетаются с глубокими дугами, вторые – с подводными поднятиями (палеодугами). Характерной чертой для них представляется общий режим растяжения, который подчеркивается существованием современных активных зон рифтогенеза или даже спрединга. Между собой моря граничат либо по глубоководным желобам (Палау-Япский), либо между ними находятся крупные поднятия с океанической корой, которая имеет увеличенную мощность (Онтонг-Джава) [Пушаровский, Разницын, 1986].

Окраинноконтинентальные моря не имеют единого эталона строения, который мог бы быть приложен ко всем объектам.

Наиболее сложный вариант перехода от океана к континенту представлен в юго-восточноазиатском сегменте (см. рис. I.4.30). Здесь область перехода от Тихого океана к азиатскому континенту состоит из: глубоководных желобов

(Марианский, Идзу-Бонинский) – современной островной дуги (Идзу-Бонинской), усложненной Марианской зоной спрединга – сложно построенного Филиппинского моря на океанической коре – зоны (пояса) кайнозойской аккреции с наложенными более молодыми зонами субдукции, спрединга и островными дугами (архипелаг Филиппинских островов) – зон глубоководных впадин с океанической корой, наложенных на структуры Юго-Восточной Азии.

Поясним, что зона кайнозойской аккреции протягивается от о-ва Тайвань до Соломоновых о-вов. Она сложена покровно-складчатыми структурами, которые были сформированы в кайнозойское время в результате коллизии Тихоокеанской, Индо-Австралийской и Евроазиатской плит и включает комплексы пород отмерших островных дуг и офиолиты. Характерной чертой зоны представляется отсутствие фрагментов континентальной коры. Сейчас пояс ограничен либо зонами субдукции, плоскости падения которых направлены навстречу друг другу (восток Южно-Китайского моря), либо зонами современной субдукции или палеосубдукции. Он не завершил своего развития и на кайнозойском основании формируются активные вулканические зоны, крупные разломные зоны различной кинематики или спрединговые центры.

Западнее расположен ряд глубоководных впадин с новообразованной кайнозойской океанической корой (Южно-Китайская, Сулу, Сулавеси, Банда), которые обрамлены утоненной континентальной корой юго-востока Азии. Они имеют восток-северо-восточное простираение и, очевидно, наследуют направления структур Альпийско-Гималайского пояса, располагаясь резко дискордантно по отношению к структурам Филиппинского архипелага. Для всего региона характерен современный режим сжатия, который проявлен активными надвиговыми зонами и значительными вертикальными движениями. С запада впадины с океанической корой обрамлены обширными мелководными шельфами, которые имеют в своем основании продолжение структур Юго-Восточной Азии. Последние не имеют фрагментов древних платформ [Hall, 2008].

Восточнее Австралии можно видеть тип перехода от Тихого океана к континенту, который существенно отличается от вышеописанного. Здесь расположен Восточно-Австралийский бассейн (см. рис. I.4.31). Он, как было показано