

ЭКОЛОГИЧЕСКИЕ, ГУМАНИТАРНЫЕ И СПОРТИВНЫЕ АСПЕКТЫ

ПОДВОДНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ

**Материалы
III международной
научно-практической
конференции**

**21–23 октября
2004 года**

**МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ
ТОМСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ
УНИВЕРСИТЕТ**

Посвящается 45-летию СКАТ
Томского государственного университета

**Экологические, гуманитарные
и спортивные аспекты
подводной деятельности**

*Материалы
III Международной
научно-практической конференции*

**Томск
Томский государственный университет
2004**

УДК 797.15
ББК 75.717.91
Э40

Э40 Экологические, гуманитарные и спортивные аспекты подводной деятельности: Материалы III Международной научно-практической конференции / Под ред. В.И. Суслева. – Томск: Том. гос. ун-т, 2004. – 270 с.

ISBN 5-94621-093-9

В сборнике содержатся материалы по следующим научным направлениям: фундаментальные и прикладные проблемы защиты окружающей среды; подготовка спортсменов высшего мастерства; медицинские аспекты подводного плавания; организационные формы в подводном спорте. Отдельная группа материалов посвящена физико-химическим свойствам воды.

УДК 797.15
ББК 75.717.91

Редакционная коллегия: Г.Е. Дунаевский
В.Б. Титов
В.И. Суслева

Ответственность за содержание статей несут их авторы.

ISBN 5-94621-093-9

© Томский государственный университет, 2004

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ НАСТОЯЩЕЕ, ПРОШЛОЕ И БУДУЩЕЕ ОКЕАНОВ И МОРЕЙ. КРАСНОЕ МОРЕ – ВЕЛИКИЙ ОКЕАН БУДУЩЕГО

П.В. Макаров

Томский государственный университет

Россия, г. Томск

1. Введение. Основные черты рельефа Земли. Если внимательно проанализировать рельеф земной поверхности, включая континенты и океанические впадины, то станет очевидным, что горы и даже горные системы, а также глубоководные океанические желоба, не более чем детали рельефа. Истинная поверхность нашей планеты – лик Земли – предстанет перед нами, если мы мысленно освободим ее от водной толщи. Тогда мы увидим, что поверхность планеты разделится на два уровня – высоко поднятые материковые массивы и сравнительно ровные плоские океанические впадины. Связующим элементом этих двух главнейших уровней будут материковые склоны – уступы, ограничивающие массивы материков и одновременно служащие бортами океанических депрессий и зон субдукций, где океаническая кора подныривает под материковую. На дне высохших океанов мы увидим протяженную систему срединно-океанических хребтов, которая по своим масштабам сравнима с горными системами континентов. Вблизи островных дуг Тихого, Индийского и частично Атлантического океанов обнаружим узкие, протяженные и глубокие желоба.

Наблюдаемое разделение земной поверхности на два уровня – материковый и океанический – связано с фундаментальными различиями в строении и составе, истории их происхождения и развития, а также в наблюдаемой современной динамике материковой земной океанической коры. Понятно, что причины резкого различия коренятся в процессах, происходящих в глубоких недрах коры и мантии Земли. Приведем некоторые количественные данные, установленные к настоящему времени, которые однозначно указывают на принципиальное отличие коры континентальной от коры океанической. Земной шар грубо можно разделить на три главных оболочки: земную кору толщиной от 5 до 70÷80 км, мантию и ядро. Земная кора отделена от мантии резкой границей раздела – поверхностью Мохоровичича, названной по имени открывшего ее в 1914 г. геофизика из Загреба. Мантия (как и кора) имеет сложное строение, ее разделяют на три слоя – верхнюю, среднюю и нижнюю мантию.

Нас интересует верхняя мантия, находящаяся непосредственно под поверхностью Мохо, в которой на глубинах порядка $100 \div 150$ км вещество находится в вязком расплавленном состоянии. Именно с этим слоем связаны наблюдаемые процессы вулканизма и магматизма. Этот вязкий расплавленный подслон получил название астеносферы. Выше астеносферы мантия находится в вязко-пластическом состоянии, и эту верхнюю часть мантии вместе с земной корой называют литосферой. Являясь твердой оболочкой Земли, литосфера расчленена на элементы – литосферные тектонические плиты (рис. 1). Литосферные плиты не статичные, раз и навсегда данные структурные элементы земной коры. Они являются динамическими, подвижными, взаимодействующими структурами, определяющими геодинамическую и сейсмическую активность верхней оболочки Земли. Именно тектоника плит формирует постоянно обновляющийся лик земной поверхности, образуя новые континенты и океаны.

2. Рельеф и строение континентальной коры. Континенты возвышаются над ложем океана в среднем почти на 6 км. Если учесть, что максимальная глубина океанов превышает 11 км, а высота горных хребтов суши достигает почти 9 км, то оказывается, что размах земного рельефа составляет 20 км. Континенты сложены в основном гранитами и гнейсами, то есть горными породами, содержащими 65–70% кремнезема – SiO_2 и значительное количество щелочей – калия и натрия. Между тем ложе океанов подстилается базальтами – породами, содержащими всего 45–50% SiO_2 и богатыми магнием и железом. Таким образом, континенты оказываются построенными менее плотным, более легким материалом, чем дно океанов. К тому же, кора континентов намного толще (в среднем $35 \div 40$ км), чем кора океанов ($5 \div 7$ км). Благодаря этому континенты минимум на 5–6 км возвышаются над ложем океанов. На некоторой глубине, где в верхней мантии находится пластичный слой (так называемая астеносфера), легкие, но толстые континентальные глыбы и тяжелые, но тонкие океанские плиты должны уравновешивать друг друга (закон изостазии или равновесия). По этой же причине земная кора существенно толще под горными областями и нагорьями – 50–60 км (Кавказ, Тянь-Шань), под Памиром и Гиндукушем более 60 км, под Гималаями до 75–80 км и под Андами – 75 км. Эти утолщения земной коры под горными системами получили название "корней гор".

Породы континентального типа появились на Земле не позднее, чем примерно полмиллиарда лет после ее образования – 4,6 млрд лет тому назад. Правда, это были не совсем типичные континентальные породы, но 2,5 млрд лет тому назад уже существовала вполне континентальная

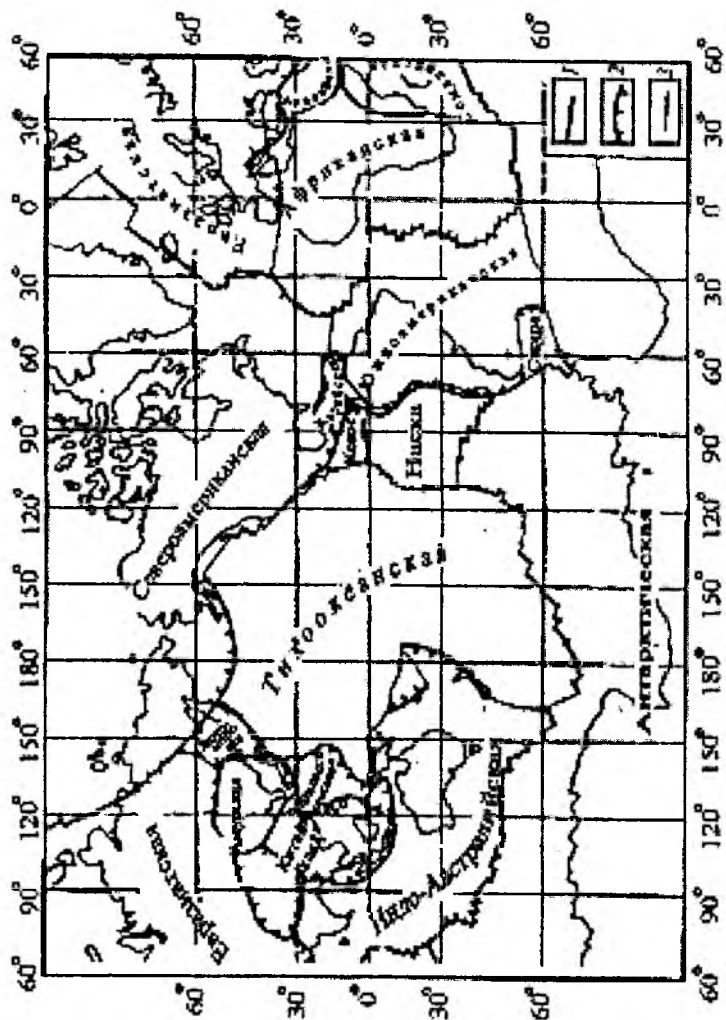


Рис. 1. Литосферные плиты Земли, по Л.П. Зоненшайну и Л.А. Савостили (1979).
 Границы плит: 1 – наращивания; 2 – поглощения; 3 – скольжения

кора, и она занимала не менее семидесяти процентов современной площади. Следовательно, кора современных континентов в основном древняя, в среднем не моложе 2 млрд лет, в то же время кора океанов, как показывают данные глубоководных бурений, нигде не старше 180 млн лет. Этот чрезвычайно важный факт может быть объяснен только тем, что в океанах постоянно происходит процесс обновления коры, и именно с этим процессом связано образование основных черт рельефа океанского ложа и способов сопряжения океанической коры с корой континентов.

Вся кора Земли разбита на литосферные плиты (рис. 1). Наиболее крупных плит 16: Тихоокеанская, Евроазиатская, Африканская, Североамериканская, Южноамериканская и другие. Так как нас интересуют динамические процессы, изменяющие лик Земли, то обратим особое внимание на горные системы. Горные хребты, как правило, протягиваются по окраинам континентов, а равнины занимают их центральные части. Объясняется это тем, что ядра материков образуют древние платформы, которые характеризуются спокойным тектоническим режимом, а горные цепи, составляющие их обрамление, имеют более молодой возраст и тяготеют к окраинам литосферных плит. Один из типов горных хребтов приурочен к активным окраинам континентов. Для этих горных хребтов характерно асимметричное строение и развитие в их осевой зоне или на океанской стороне цепей активных или недавно потухших вулканов.

Другой тип горных хребтов свойственен зонам столкновения континентальных плит, их коллизии по современной терминологии. Такая коллизия наступает после того, как заканчивается поглощение в процессе субдукции океанской части литосферной плиты, и в соприкосновение вступают континентальные блоки, например коллизия Североамериканской и Евразийской плит на северо-востоке России (рис. 1). Эти типы горных систем имеют то общее, что они образуются в условиях горизонтального сжатия.

3. Строение и рельеф океанской коры. Бурение океанского дна в 1970–1990 гг. показало, что возраст пород в поперечном направлении Атлантического океана от срединно-океанического хребта в направлениях к берегам Америки и Европы, с одной стороны и к берегам Африки, с другой стороны, меняется от 0+1 млн лет вблизи срединно-океанического хребта до 150 млн лет вблизи континентов. Точно также кора Индийского, Тихого и Северно-Ледовитого океанов оказалась нигде не старше 150+180 млн лет. Обновление коры океанов связано с двумя крупномасштабными процессами – наращиванием океанической коры в областях спрединга, т.е. в рифтовых системах срединных-океанических хребтов и ее поглощением в зонах субдукции (рис. 2, 3). Рифтами и рифтовыми

системами называют протяженные линейные структуры Земли, в которых осуществляется растяжение земной коры (см. рис. 2). Наиболее грандиозна глобальная рифтовая система срединно-океанических хребтов. Континентальные рифтовые структуры являются более молодыми. Средний возраст всех современных активно развивающихся континентальных рифтов оценивается в 40÷50 млн лет, а наиболее молодых в 5÷10 млн лет. Так, продолжительность формирования Байкальского рифта оценивается в 20÷25 млн лет. Карта распределения очагов землетрясений (рис.4) показывает, что они сосредоточены в зонах океанических и континентальных рифтов поскольку рифты и рифтовые системы являются границами взаимодействующих (движущихся) плит.

Таким образом, главной чертой внутреннего рельефа океанов является система пронизывающих их подводных срединно-океанических хребтов. Эта грандиозная система общей длиной в 60 тыс. км, а с ответвлениями 80 тыс. км, шириной от нескольких сот до первых тысяч километров, возвышающаяся над абиссальными равнинами в среднем на 2,5 км, сопоставима по своему масштабу с горными системами суши. За счет новообразования океанской коры в осевых зонах срединных хребтов идет расширение океанических впадин – процесс, получивший название спрединга. Скорость спрединга оказывается различной в разных океанах и на разных этапах их развития: она колеблется от 1 до 16–18 см в год и от значения этой скорости зависит морфология срединно-океанических хребтов.

Самое большое пространство океанского ложа занимают абиссальные равнины. Настоящими равнинами являются те, которые затянуты сплошным плащом осадков, среди них возвышаются отдельные вулканические постройки, однако, вулканическая деятельность проявляется и за пределами срединных хребтов. Кроме множества отдельных, обычно сравнительно небольших вулканических центров есть и более крупные сооружения вроде острова Реньюн в Индийском океане. Часто они встречаются группами, причем, наряду с действующими вулканами и даже чаще последних наблюдаются потухшие подводные вулканы со срезанными вершинами, покрытыми рифтовыми телами. Они известны под названием гайотов и особенно многочисленны в центрально- и юго-западной частях Тихого океана. Здесь многие из них выступают над уровнем океана в виде атоллов. Их скопления образуют островные группы Микронезии и Полинезии, а погруженные ниже уровня океана – подводные горы. В океане среди его абиссальных равнин выступают и другие поднятия. Особенно примечательны крупные подводные поднятия – плато.

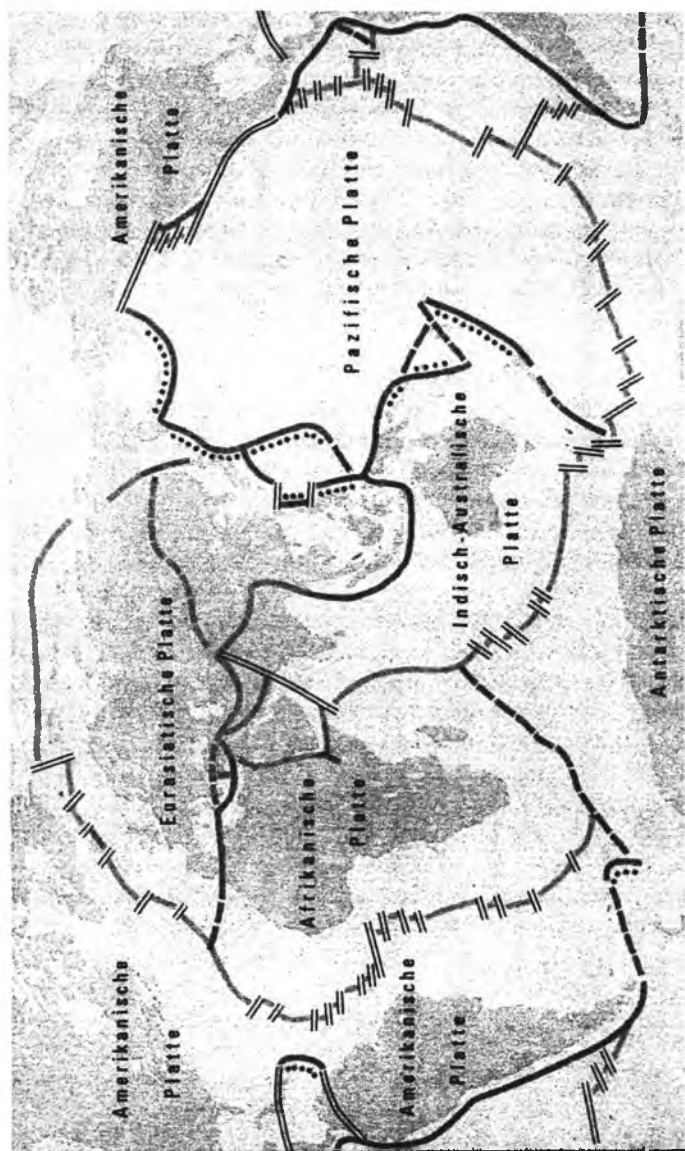


Рис. 2.

- Океанические рифтовые зоны — зоны спрединга;
- зоны трансформных разломов;
- зоны активного взаимодействия океанических и континентальных плит;
- пассивные зоны;
- области активного океанического вулканизма

Они имеют очень мощную кору, толщиной около 30 км. Эта кора по мощности сравнима с континентальной, но по строению является типично океанской. Ее резко увеличенная мощность, по сравнению с нормальной океанской, возникла за счет увеличения толщины всех трех слоев: осадочного, базальтового и габбрового (габбро-полнокристаллический аналог базальта – продукт остывания магматической камеры, из которой поднимались базальты). Увеличение толщины двух нижних слоев свидетельствует о том, что масштабы магматизма, создавшего эти поднятия, были более значительными по сравнению с магматизмом срединно-океанских хребтов. Современным аналогом таких структур является остров Исландия в Северной Атлантике. С окраинами континентов абиссальные равнины океанов сопрягаются тремя способами (рис. 3). Первый сопрягается через континентальное подножие, полого опускающееся с глубин около 2,5 км, и континентальный склон, более крутой и примыкающий к почти плоскому шельфу – континентальной ступени, лежащей на глубине от 0 до 200 метров. Подножие, склон и шельф образуют вместе так называемые пассивные окраины континентов. Шельф подстилается нормальной континентальной корой, а в пределах склона обычно развита кора переходная от континентальной к океанской, которая в зоне подножия замещается уже нормальной океанской корой. Пассивные окраины характерны для Атлантического океана; для запада, юга и юго-востока Индийского океана и для Северного Ледовитого океана. Они формируются в процессе перехода от континентального рифтинга к океанскому и представляют разорванные и раздвинутые при спрединге плечи рифта (рис. 3). Другой тип сочленения океана и континента, относи-



Рис. 3. Типы континентальных окраин, по Г. Буало (1984).

Континентальные окраины: 1 – активные; 2 – пассивные; 3 – трансформные

тельно более редкий, – сочленение через поперечный, трансформный разлом. Эти окраины схожи с пассивными, но отличаются узостью, крутым континентальным склоном, приуроченным к разлому. Таковы северная окраина Гвинейского залива и южная окраина Ньюфаундленда в Атлантике, крайний южный участок африканской окраины Индийского океана (см. рис. 3). Третий тип сочленения континент-океан самый сложный. В этом типе абиссальные равнины (обычно через пологие краевые валы) сочленяются с глубоководными желобами, глубины которых составляют 7–11 км. Такие желоба почти со всех сторон, кроме южной, окаймляют Тихий океан, сопровождают Индийский океан на востоке и на двух участках развиты в Атлантическом океане. Глубоководные желоба со стороны континента сопрягаются с вулканическими островными дугами. Между этими дугами и окраиной собственно континента, обычно довольно узкой, располагаются глубоководные котловины окраинных морей. В некоторых районах мира картина усложняется появлением дополнительных дуг и желобов, как в Филиппинском море или Меланезии, к востоку от Австралии.

Закономерная сопряженность желобов и вулканических дуг получила свое объяснение их приуроченностью к зонам конвергенции, то есть схождения литосферных плит. В желобах происходят погружение и поглощение в мантии (так называемая субдукция) океанских плит, рожденных на осях спрединга – гигантских океанских рифтовых систем. Зоны субдукции прослеживаются по расположению очагов землетрясений вглубь, местами до нижней мантии. Они наклонены под островные дуги или, как в случае западной окраины Южной Америки, непосредственно под континент, к которому примыкает глубоководный желоб. Достигнув глубины около 100 км, океанские плиты подвергаются частичному плавлению, из них удаляются флюиды – вода и другие летучие вещества, они проникают в мантию в виде висячего крыла зон субдукции, порождая здесь магматические очаги. Подъем и излияние магмы на поверхность и создают вулканические дуги, а в их основании застывают тела гранитоидов. Примыкающие к желобу склоны дуг наращиваются осадочным материалом благодаря соскребыванию осадочного слоя с океанской коры, эти осадки образуют тектонические чешуи, наклоненные к оси дуги. Так происходит разрастание коры континентального типа за счет субдуцируемой океанской коры.

4. Механизм рифтогенеза как основная движущая сила в эволюции земной поверхности. В настоящее время наша Земля обладает количеством морской воды, измеряемым величиной около 1370 млн км³. Эта вода полностью заполняет океанические впадины и низкие части

континентов – шельфы и мелководные шельфовые моря, дно которых составляет кора материкового типа. Главнейшие шельфовые моря – Азовское, Балтийское, Баренцево, Берингово, Карское, Охотское, Арафур, Восточно-китайское, Южно-китайское, Северное, Яванское. Особое место занимают моря глубоководные. Это Черное, Японское, Красное, Коралловое, Банда, Тиморское, Целебес, Карибское, Средиземное, Аравийское и Гренландское. Их кора в основном океанического типа. Очень показательны, что дно ряда внутренних морей также принадлежит к океаническому типу. Сравнительно недавно стало известно, что утолщенная кора (за счет мощного слоя осадков) под дном Средиземного моря принадлежит к океаническому типу. Подобная кора была обнаружена в Мексиканском заливе, в Черном море и в южной части Каспийского моря.

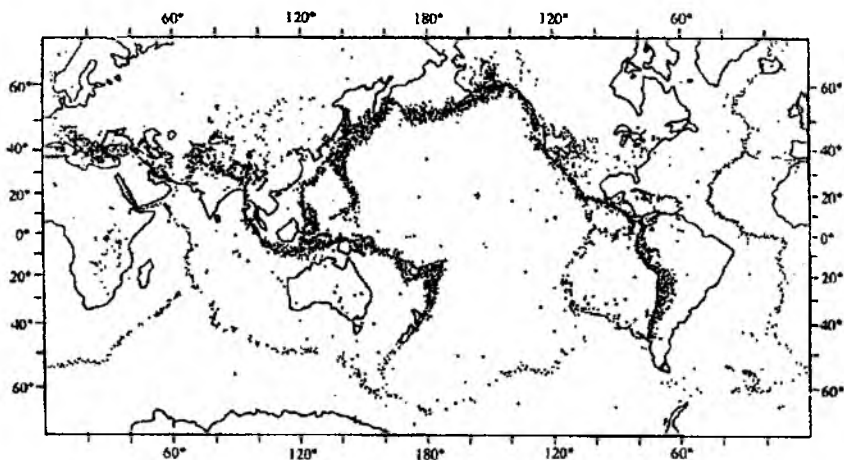


Рис. 4. Глобальное распределение очагов сильных землетрясений по инструментальным данным за 1961–1967 гг.

Таким образом, если выступы материковых массивов – шельфы, покрытые в настоящее время водой, характеризуются континентальным типом коры, то все глубокие депрессии (провалы) земной поверхности – океаническим типом, включая и внутренние моря.

В свете теорий тектоники литосферных плит и дрейфа континентов из сказанного выше следуют далеко идущие последствия. Глубоководные внутренние моря с океаническим типом коры дна являются остатками

схлопнувшихся древних океанов. Из этих же теорий следует, что основные тектонические процессы развиваются по границам литосферных плит, причем исключительную роль играют рифтовые зоны.

Может показаться невероятным, что сравнительно незначительная по площади часть земной поверхности (не более 1% от площади Земли), составляющая системы рифтов и зон субдукции – зон, где океаническая кора подныривает под континентальную, определяет рельеф Земли, судьбы континентов и океанов, но это несомненный факт современного состояния геодинамических процессов.

Конкретные механизмы рифтогенеза или рифтинга (активного, пассивного, океанического, континентального, рассеянного) – процесса образования рифтов посредством магматического расклинивания – сложны и многообразны. Также разнообразны и типы различных рифтов и рифтовых зон, как океанических, так и континентальных. Грубая же схема такова. В областях океанических рифтов – зон спрединга, там, где расходятся литосферные плиты от срединно-океанического хребта, океанское дно наращивается, т.е. наращивается океаническая кора благодаря поступлению магматического материала из разломов. Разрастающаяся океаническая кора теснит континенты, раздвигая их в противоположные стороны. Следовательно, на противоположной стороне Земли другой океан – Тихий, должен сокращаться. Океаническая кора такого сокращающегося океана сопрягается с континентальной особым способом, образуя зоны поддвига литосферной плиты океанической коры под край коры континента или коры островной дуги. Континентальные рифты в свою очередь раскалывают континенты, образуя новые (в настоящее время этот процесс выражен слабо в глобальном смысле).

Итак, современный рельеф Земли сравнительно молод, так как 150 млн лет тому назад Атлантического океана не было, а Тихий океан был воистину Великим, существенно превышая современные размеры. Конечно, породы, слагающие континенты, старые, но все современные горные системы молоды и их возраст коррелирует с характерными временами наблюдаемых процессов рифтогенеза (спрединга) и субдукции. Можно считать установленным, что североамериканские Кордильеры и южноамериканские Анды образовались в результате взаимодействия материковых плит и плит океанической коры Тихого океана. Происхождение Гималаев и Тибета связывается с столкновением Евразийского континента Индостаном, отколовшимся от древнего материка Гондваны (осколком, располагавшимся ранее между Африкой, Антарктидой и Австралией (рис. 5)) и врезавшимся впоследствии в современную Евразию.

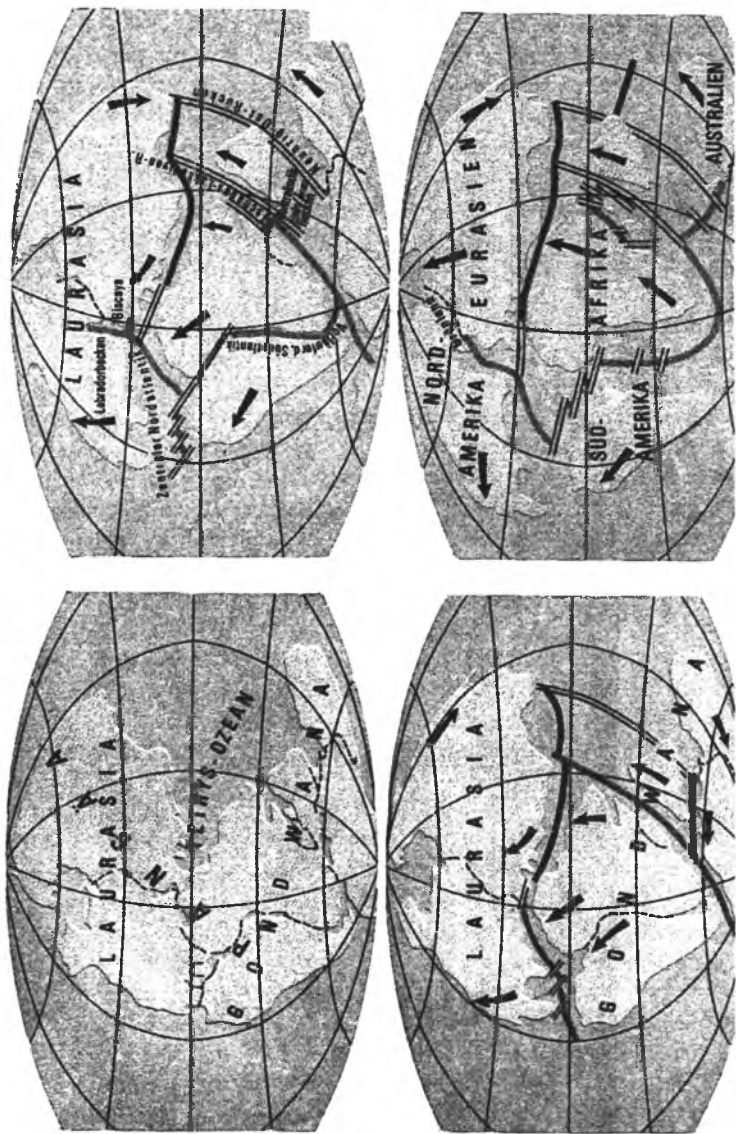


Рис. 5. Формирование в процессе рифтинга современных материков и океанов из древнего материка Пангеи

Возникают вопросы: 1) является ли наблюдаемый рифтогенез типичным только для новейшей стадии эволюции земной коры, или подобные циклы образования новых океанов и поглощения старых многократно повторялись в истории Земли; 2) есть ли свидетельства древнего рифтогенеза, и каковы были его масштабы, если он имел место; 3) каков сценарий развития наблюдаемого современного рифтогенеза? Понятно, что свидетельства этому можно найти только на старой континентальной коре. Последние исследования показали, что рифтогенез периодически повторялся на протяжении 1,5–2 млрд лет, активизируясь в отдельные эпохи. Наиболее мощно, активно и неоднократно рифтогенез проявлялся в позднем протерозое (между 1,6 и 0,6 млрд лет назад) на древних платформах Лавразийской группы (рис. 5). Неоспоримы свидетельства, что циклы горизонтального растяжения, глубокого погружения и последующего сжатия земной коры неоднократно повторялись. Многие тектонически активные области претерпели несколько подобных циклов.

Таким образом, гипотеза о том, что континенты периодически сбирались в один общий материк (очень приблизительная и грубая схема), который впоследствии раскалывался на новые континенты с образованием новых океанов, имеет право на существование. Очень непростой вопрос о сценарии развития современного рифтинга в будущем. Дело в том, что развитие рифтов и рифтовых систем протекает неравномерно, активизируясь во время относительно коротких фаз и замирая или даже приостанавливаясь в промежутках. На современном этапе (последние 10 млн лет) наблюдается активное формирование зон растяжения, которое может смениться впоследствии стадией некоторого сжатия. Активно разрастаются рифтовые зоны Красноморская и Калифорнийская. Так в осевой части Красного моря наблюдаются зачаточные зоны спрединга. Красноморский рифт протягивается в северо-западном направлении и практически полностью отделяет Африканский континент от Аравийского полуострова. Его длина составляет 1800 км, а ширина от 150 км на севере до 350 км на юге. Он сочленяется на юге с рифтовой зоной Аденовского залива, который, в свою очередь через мощный трансформный разлом соединяется с рифтовой системой Индийского океана (рис. 2, 4). Структура Красноморского рифта соответствует структуре Срединно-Атлантического хребта. Все перечисленные обстоятельства и позволили высказать гипотезу о его великом будущем.