



ГЛАВА II

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

О первичной земной коре, сформировавшейся в результате расслоения хондритовой расплавленной Земли, образовавшейся в виде ядра ее флюидной материнской планеты, можно составить некоторые представления только по аналогии с примитивно развитыми материнскими планетами метеоритов (ахондритов), с Луной и Марсом. Анализ изотопных вариаций кислорода (Маракушев, 1999) приводит к выводу о более низкой ступени планетной эволюции материнских планет ахондритов по сравнению с Луной и тем более с Марсом и Землей.

Ядерные части Луны представлены аналогами железных метеоритов, мантия сложена породами, сходными по составу с дунитами, а лунная кора мощностью около 60-80 км последовательно (снизу вверх) состоит из аналогов диогенитов, говардитов и эвкритов. Однако, в отличие от материнских планет эвкритов, лунная эволюция продвинулась дальше, что доказывается более тяжелым изотопным составом кислорода лунных базальтов по сравнению с эвкритами. Особенно наглядно это выражается при сопоставлении одоименных минералов (табл. 2.1).

По уровню изотопного фракционирования лунным породам относительно близки диогениты, говардиты и эвкриты, однако по сравнению с ними значительно более выраженное массфракционирование изотопов кислорода в лунных образцах обусловлено формированием на Луне дунитовой мантии, отличающейся высокой степенью экстракции легкого изотопа кислорода. Эти и другие особенности, отличающие лунные породы от метеоритов, наглядно выражены на диаграмме (рис. 2.1), где они сопоставляются с валовым составом Луны и подразделяются на три типа: дуниты (I), лейкобазальты, лейкодолериты и микроанортозиты (II), обнажающиеся на возвышенных площадях лунной поверхности, и меланократовые базальты и микропироксениты (III), залегающие в вулканических депрессиях.

В лунных базальтах, как и в ахондритах, встречаются металлические и сульфидно-металлические выделения и шарики, отделившиеся от расплава путем ликвации. Наличие в них закономерных прорастаний металла и троилита отражает эвтектическую кристаллизацию минералов из расплава. Химический состав металлической фазы из лунного реголита приводится ниже в сопоставлении с металлической фазой типичного эвкрита Juvinas (цифры в скобках): Fe и Ni в мас. %, остальные элементы в г/т: Fe-94.6 (96.5), Ni-4.7 (2.9), Co-0.52 (0.62), Cu-340 (150), Au-0.83 (0.76), Ir-2.6 (0.9), W-24 (31). Никель концентрируется к краям глобул, где его содержание может достигать 15 %.

Сходство лунных пород с ахондритами подчеркивалось многими исследователями (Biggar et al., 1971; и др.). Кристаллизация в лунных породах оливина, хромистой шпинели, пироксенов, плагиоклаза, ульвошпинели, ильменита, иногда тридимита и образование стекла отвечает температурному интервалу 1065-1310°C и давлению кислорода порядка $10^{-12.5}$.

Таблица 2.1. Изотопный состав кислорода ($\delta^{17}\text{O}$, $\delta^{18}\text{O}$, в ‰) пироксена и плагиоклаза лунных базальтов и эвкритов (Clayton, Mezey, 1996)

Породы и метеориты	Пироксен		Плагиоклаз	
	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{17}\text{O}$	$\delta^{18}\text{O}$
Лунные базальты	2.74	5.59	3.11	6.13
Эвкрит Juvinas	1.29	2.90	1.49	3.54
Эвкрит Ibitira	1.73	3.47	2.00	3.97

Лунные породы, богатые плагиоклазом, — это очень тонкозернистые породы (типичная крупность зерна составляет 20-100 мкм) с порфировой структурой, нередко с вулканическим стеклом. Встречаются стекловатые нераскристаллизованные и очень слабо раскристаллизованные разновидности. Составляющие их минералы типичны для вулканических пород: высокотемпературные (разупорядоченные) основные плагиоклазы, пижониты, бедные кальцием авгиты. В породах прослеживается эффективное кристаллизационное фракционирование элементов, выражающееся в зональности кристаллов и отражающее быстрое охлаждение расплавов в вулканической обстановке. Для них подходящи названия «лейкобазальты» (для стекловатых разновидностей), «лейкодолериты» и «микродолериты» (для полностью раскристаллизованных типов).

Интенсивное фракционирование железа в ходе формирования как лейкократовых (I), так и меланократовых (II) типов лунных пород подчеркивает

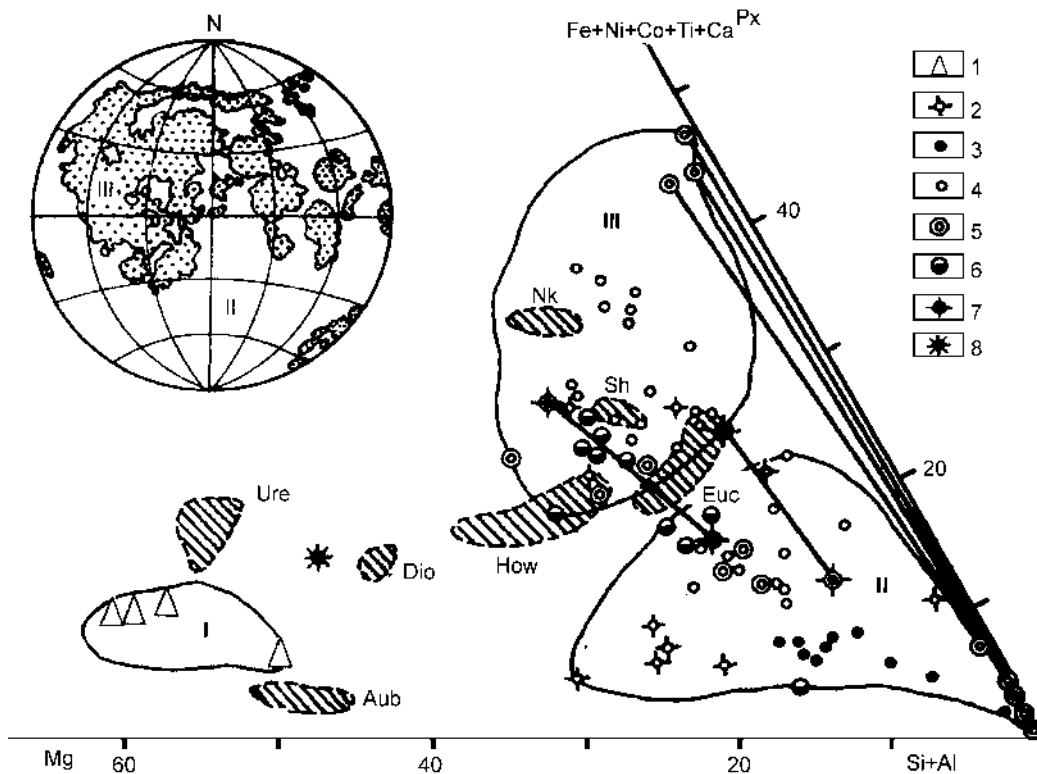


Рис. 2.1. Петрохимическая диаграмма лунных пород и ахондритов

1 – дуниты; 2 – долериты; 3 – лейкодолериты; 4 – базальты; 5 – вулканические стекла в базальтах; 6 – шарики силикатного стекла в реголитах; 7 – стекла, полученные при экспериментальном расщеплении расплавов под давлением водорода; 8 – валовый состав Луны. Римскими цифрами обозначены формации лунных пород (II и III), показанные на видимой стороне Луны. Заштрихованные поля – составы ахондритов: обритов (Aub), диогенитов (Dio), эвкритов (Euc), говардитов (How), наклитов (Nr), шерггитов (Sh), уреилитов (Ure)

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

аналогию их с вулканическими типами ахондритов. Плутонические типы ахондритов принципиально отличаются от вулканических по характеру фракционирования элементов, в образцах пород с поверхности Луны они не представлены.

В отличие от Луны материнские планеты ахондритов полностью распадались, в результате чего обломочный материал поступал как из поверхностных, так и из внутренних частей. В этом случае метеориты более представительны характеризуют материнские планеты, чем образцы лунных пород, относящиеся только к поверхности. Поэтому получить представление о составе и строении глубинных частей Луны можно только по аналогии с плутоническими ахондритами. Сопоставление состава ахондритов и лунных пород приводится в табл. 2.2.

Таблица 2.2. Средние составы (в ат. % металлов) ахондритов, лунных дунитов и базальтов

Метеориты, породы	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Ni	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	S
Уреилиты (Ure)	33.98	0.05	0.36	0.31	16.93	0.15	0.26	46.47	0.72	0.72	-	0.05	-
Обриты (Aub)	42.88	0.05	0.62	0.05	9.92	0.16	0.10	42.51	0.77	2.10	0.10	0.16	0.67
Диогениты (Dio)	47.17	0.11	1.25	0.60	13.63	0.05	0.27	34.85	1.36	-	-	-	0.71
Говардиты (How)	46.49	0.06	11.07	0.39	14.24	0.11	0.51	16.50	7.80	1.92	0.46	0.06	0.39
Эвкриты (Euc)	45.65	0.29	14.72	0.29	14.83	-	0.40	12.08	10.48	0.80	0.06	0.06	0.34
Шерготтиты (Sh)	48.04	-	6.62	-	17.86	-	-	14.23	10.66	2.36	0.23	-	-
Наклиты (Nk)	46.91	0.29	1.96	0.23	16.80	-	0.06	17.14	15.58	0.75	0.17	-	0.11
Лунные дуниты	31.87	-	3.90	0.15	7.95	-	0.10	53.38	2.65	-	-	-	-
	30.98	-	0.89	0.20	8.24	-	0.10	58.85	0.74	-	-	-	-
	30.50	-	0.39	0.10	7.83	-	0.10	60.69	0.39	-	-	-	-
Лунные базальты	44.28	1.07	18.69	-	8.97	-	-	14.29	10.73	1.24	0.45	0.28	-
	41.40	0.06	36.93	-	0.94	-	-	1.72	18.35	0.78	0.06	0.06	-
	45.03	1.57	10.83	-	17.53	-	-	13.68	10.66	0.58	0.06	0.06	-
	39.33	8.80	11.32	-	15.93	-	-	11.86	11.86	0.78	0.06	0.06	-

Приведенный выше обзор лунных пород свидетельствует о принадлежности их к эвкритовой серии, характеризующейся близким к анортиту составом плагиоклаза во всех их главных типах. Это позволяет сделать вывод о диогенит-эвкритовой первичной лунной коре, который с большой долей вероятности можно распространить и на первичную кору Земли.

Принадлежность Луны и Земли к одному семейству и близость его к семейству эвкритов и диогенитов однозначно определяет диогенит-эвкритовый состав их первичных недр. На Луне, в отличие от Земли, первичная кора в значительной мере сохранилась и, согласно сейсмическим данным (Галкин, 1988), является более мощной на обратной стороне Луны (80 км) по сравнению с видимой стороной (60 км). В этом усматривается влияние на первичное расслоение Луны гравитационного поля Протоземли, которое определило также и характер последующего обновления лунной коры. Благодаря этому влиянию видимая сторона Луны эволюционировала дальше обратной (рис. 2.2). На ней располагается множество огромных (до 1100 км диаметром) вулканических депрессий («морей») и устанавливаются протяженные рифтовые структуры (Альпийская долина и др.). На обратной же стороне Луны выявлена в краевой части только одна новообразованная депрессия («море» Москвы) диаметром около 350 км. Древняя мощная лунная кора (с

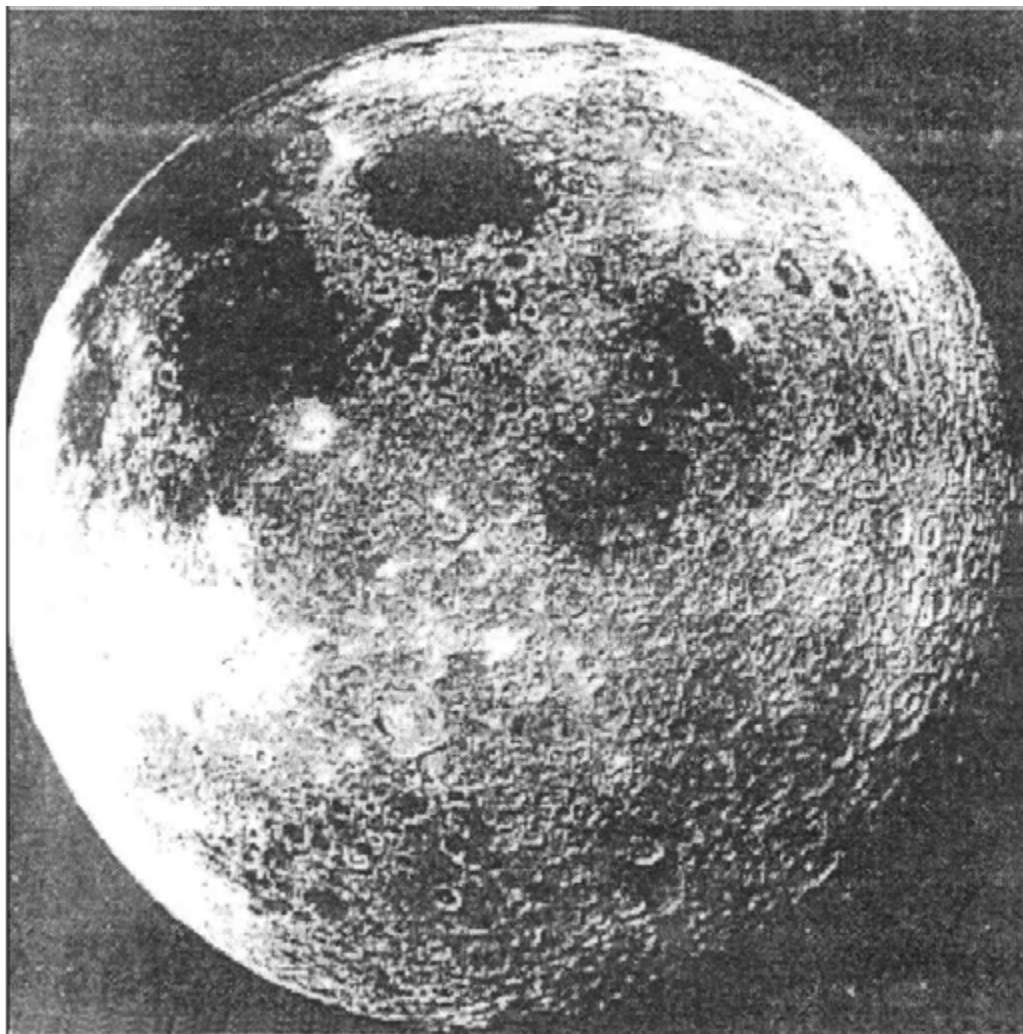


Рис. 2.2. Снимок Луны (диаметр 3480 км) со станции «Аполлон-17», отражающий принципиальное различие между ее ближней и дальней сторонами. Обращенная к Земле сторона содержит множество вулканических депрессий с редкими метеоритными кратерами, тогда как на обратной стороне вулканические депрессии отсутствуют и она полностью представлена древней формацией (Storetvedt, 1997)

возрастом 4.6 млрд лет) в структурах обновления заместились новообразованными корами меньшей мощности, возраст которых 4.0-3.2 млрд лет.

Аналогия с материнскими планетами эвкритов и диогенитов, а также с Луной, расслаивание которых происходило на заре планетного развития Солнечной системы (более 4.6 млрд лет тому назад), позволяет подойти к представлениям не только о первичной коре Земли, но и о ее ранней деструкции, ведущей к образованию океанических структур. На видимой стороне Луны почти половина первичной коры замещена свойственной вулканическим депрессиям мало мощной корой океанического типа, что характеризует грандиозность подобного рода процессов в эволюции планет земной группы. На Марсе они получили еще больший размах, как можно судить по огромным размерам марсианских вулканических депрессий (диаметры в км): 2000

(Эллада), 1400 (Исида), 1200 (Аргир), 470 (СиAPERелли) и громадным рифтовым долинам (Нергаль и др.).

Главным механизмом грандиозной коровой эволюции было замещение первичной коры ультраосновным веществом верхней мантии. Мантия под первичными океаническими депрессиями подвергалась плавлению в результате воздействия на нее флюидных потоков, восходящих из расплавных ядер планет, а возникающие при этом расплавы испытывали базит-гипербазитовое расслаивание. Базитовые расплавы образовывали в депрессиях покровные излияния, а гипербазитовые магмы внедрялись в первичную кору, что и определяло сокращение ее мощности.

Визуальное изучение поверхности Марса представляет доказательства того, что на планетах земной группы осуществлялось, как и на Луне, замещение мощной диогенит-эвкритовой первичной коры молотомощными базальтовыми корами вулканических депрессий («морей»).

Можно полагать, что и на Земле тонкая базальтовая кора формировалась в результате сходных процессов. Однако, в отличие от Луны и Марса, на Земле, как более массивной планете, это сопровождалось образованием атмосферы и гидросферы, формирующей ее первичный океан. В работе (Ozima, 1987) геохимически было показано, что Земля в ходе ее поверхностной дегазации под воздействием солнечного ветра полностью потеряла первичную флюидную оболочку, так что ее атмосфера и гидросфера полностью сформировались в результате дегазации недр. Восстановленные компоненты в восходящих флюидных потоках (H_2 , CO), доминировавшие на «лунной стадии», во все большей мере уступали место окисленным компонентам (H_2O , CO_2). Главными механизмами этой эволюции были селективная миграция водорода – наиболее подвижного компонента флюидов, и развитие во флюидах реакций диспропорционирования ($H_2+CO=C+H_2O$, $H_2+3CO=2C+CO_2+H_2O$ и др.), непосредственно генерирующих в них водный и углекислый компоненты.

Термодинамические расчеты (табл. 2.3) показывают, что этим реакциям особенно способствовало охлаждение флюидов, так что исходящие из расплавленного ядра Земли водородные флюиды в ходе подъема трансформировались в водные и углекисло-водные флюиды. С реакциями связывается и развитие магмагенерирующей способности восходящих флюидных потоков, которой способствует повышение во флюидах содержания водного компонента, эффективно понижающего температуру плавления вещества коры и мантии Земли.

Механизм, сходный с обновлением лунной коры работал и на Земле в далеком прошлом, когда происходило замещение мощной первичной эвкри-

Т а б л и ц а 2.3. Водородно-углеродные реакции диспропорционирования компонентов в восходящих водородных флюидных потоках

Реакции	H_{298}^0 , кДж	G_{298}^0 , кДж	G_{1200}^0 , кДж
$H_2+CO=C+H_2O$	-131,3	-91,4	+36,4
$3H_2+CO=CH_4+H_2O$	-206,1	-142,1	+78,0
$H_2+3CO=2C+CO_2+H_2O$	-303,7	-211,4	+75,9
$5H_2+3CO=2CH_4+CO_2+H_2O$	-453,4	-312,8	+159,2
$2H_2+2CO=CH_4+CO_2$	-247,3	-170,7	+81,2

П р и м е ч а н и е. Термодинамические характеристики H_{298}^0 и G_T^0 (в кДж) отражают смещение реакций вправо при охлаждении.

товой коры новообразованной маломощной океанической земной корой. Морфологически это начиналось с образования огромных вулканических депрессий, подобных лунным или марсианским «морям», но, в отличие от них, это были реальные моря, заполненные водой и дающие начало формированию гидросферы Земли. Они сливались друг с другом, контролируясь в своем распространении рифтовыми долинами, образующими глобальную систему, в общих чертах сходную с современной системой рифтогенных срединноокеанических хребтов. Ее зарождение было связано с самым катастрофическим периодом в жизни Земли на переходе от протопланетной к собственно планетной стадии развития. Переход породил первый и самый мощный взрывообразный импульс дегазации расплавленного земного ядра.

В результате силикатная оболочка Земли распалась на блоки, соответствующие на поверхности океаническим литосферным плитам, которые развивались в дальнейшем уже более или менее автономно. В блоках, разделявшихся в Мировом океане системой рифтовых структур, должны были какое-то время сохраниться обширные поднятия суши, представленные фрагментами эвкритовой коры. Они были подобны древнейшим формациям Луны и Марса, усеянными метеоритными кратерами. В дальнейшем реликтовые континентальные структуры, не обладавшие складчатых строением, вытеснялись тонкой океанической корой, распространявшейся в стороны от глобальной рифтовой системы.

В результате базальтовая кора стала безраздельно господствовать в Мировом океане, разделяясь на литосферные плиты спрединговыми структурами растяжения, образующими глобальную рифтовую систему. В океанических плитах осуществлялся режим сжатия и создавались благоприятные условия для образования континентальной складчатой коры, которая начала зарождаться около 3.8 млрд лет назад, образуя древнейшие ядра почти всех континентов. Промежуточным звеном на этом пути было формирование в Мировом океане островных архипелагов со свойственным им утолщением океанической коры и развитием щелочного уклона в магматизме.

Щелочной уклон в магматизме, сопровождающий развитие островных поднятий в океанах, обычно завершает магматические циклы, тогда как их начало характеризуется извержениями толеитовых базальтов в предшествующих поднятиям рифтогенных прогибах. Это свидетельствует о том, что островные поднятия относятся к типу инверсионных структур, развитие которых начинается с рифтогенного прогибания океанического дна в результате растяжения коры. Инверсия обусловлена переходом к режиму сжатия и утолщения коры. Петрологически она фокусируется сменой толеит-базальтового вулканизма, после существенного перерыва в магматизме, щелочно-базальтовым, что сопровождается радикальным изменением характера вулканизма, который становится более взрывоопасным.

С появлением в магматизме щелочного уклона в лавах неизменно появляются нодулы дунитов и перидотитов, что отражает развитие на глубине магматического замещения ультраосновного субстрата, вмещающего магматические очаги (с захватом магмами останцов от его замещения в виде нодул).

С магматическим замещением ультраосновного субстрата и связывается развитие щелочного уклона в основном магматизме (Маракушев, 1992), обусловленного кислотно-основным взаимодействием компонентов (Кропоткин и др., 1987), в результате которого усиливается переход щелочных металлов из трансмагматических флюидов в расплавы с одновременным флюидным выносом из них кремнезема. Вследствие этого над магматическими очагами

развивалась пироксенизация ультраосновной мантии, ведущая к увеличению мощности коры за счет формирования пироксенитового слоя в ее основании. Это и приводило к нарушению изостазии и воздыманию океанических островов, неизменно сопровождающему развитие очагов щелочного магматизма, локализованных в верхней мантии.

Как и в рассмотренных выше марсианских структурах развития щелочного вулканизма, в океанах Земли концентрация радиоактивных элементов в щелочных базальтах островных архипелагов (мас. % $\times 10^{-6}$): U-0.3-2.4; Th-1.6-4.2, служит их характерным отличием от толеитовых базальтов океанического дна: U-0.1-0.2; Th-0.2-0.6 (Магматические горные..., 1985). Гавайский архипелаг в Тихом океане с характерным для него щелочным вулканизмом аналогичным образом испытывает воздымание, обусловленное утолщением океанической коры, достигающей в его пределах мощности порядка 25 км (при мощности нормальной океанической коры 8-10 км).

Гавайские вулканы развились в сложной обстановке на пересечениях рифтовых структур различного направления, например, юго-западной и восточной (вулкан Килауэа). С рифтогенной обстановкой связывается развитие толеитовых базальтов нормальной щелочности с широким диапазоном содержания SiO_2 (45-55 мас. %). После существенного перерыва в вулканизме они сменялись более эксплозивными извержениями лав щелочной серии с более низким содержанием кремнезема (41-48 %) и высоким – щелочных металлов. Чем длительнее перерыв в вулканизме, тем более щелочной характер приобретает вулканизм: «Ранние и главные стадии развития всех вулканов проявились в последовательных излияниях потоков килауэйского типа (базальтов нормальной щелочности). На более поздних этапах жизни в тех же местах извергались более щелочные лавы. После длительного периода покоя и эрозии произошла еще одна вспышка вулканической деятельности (особенно вблизи Гонолулу), сопровождавшаяся излиянием сильно щелочных нефелинсодержащих лав» (Ферхуген и др., 1974, с. 231).

Перерывы в вулканизме отражают переход от режима рифтогенеза к режиму сжатия и повышению флюидного давления в магматических очагах. Перерывы отвечали этапам их разрастания путем магматического замещения вмещающего гипербазитового субстрата с захватом магмами его останцов в виде нодулей с одновременным развитием щелочного уклона в магматизме. В щелочных гавайских лавах гипербазитовые нодули представлены в изобилии и найден также нодуль гранатового клинопироксенита (вблизи Гонолулу), свидетельствующего о большой глубине залегания очагов, питающих вулканы. С развитием щелочного магматизма коррелируется воздымание Гавайских островов, которые возвышаются над океанической абиссальной равниной более чем на 10 км и являются одной из самых выдающихся на Земле форм рельефа.

В прошлом, если исходить из аналогии с Марсом (Сидоров, Золотов, 1989), подобные островные поднятия океанической коры проявлялись более грандиозно. В специфической обстановке Земли с ее атмосферой и гидросферой они могли разрушаться и служить областями сноса терригенного материала в сопряженные с поднятиями рифтогенные прогибы океанического дна, давая начало эмбрианальному геосинклинальному процессу.

Продолжая аналогию с Марсом, можно полагать, что они формировались в доспрединговый период развития ложа Мирового океана, благодаря чему и смогли развиваться так грандиозно (наблюдаемые в настоящее время островные поднятия в океанах ограничены узкими возрастными рамками его

обновленного ложа). Приуроченность гигантских островных поднятий к раннему периоду эволюции Мирового океана определила и удивительную синхронность заложения складчатых метаморфических комплексов всех континентов, относящихся к возрасту около 3.8 млрд лет. Выявление в древнейших метаморфических комплексах первично морских отложений является прямым свидетельством древности Мирового океана, который первоначально безраздельно господствовал на Земле.

В метапелитовых гнейсах и кварцитах Канадского щита (Акаста) и Австралии (Маунт-Наррьер), содержащих свойственный им циркон с возрастом до 3.8 млрд лет, находятся зерна богатого ураном циркона значительно более древнего возраста (4.2 млрд лет) (Йорк, 1993) (рис. 2.3), связанного своим происхождением с породами областей сноса терригенного материала в первичные геосинклинальные прогибы океанического дна. Высокое содержание в цирконе урана и тория определенно свидетельствует об их связи со щелочными породами древнейших архипелагов.

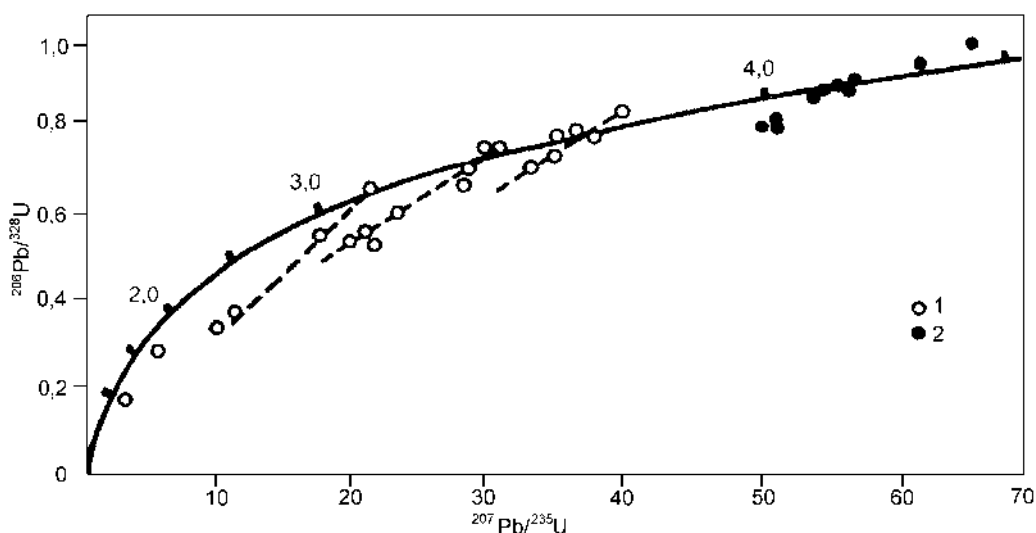


Рис. 2.3. Два типа цирконов в древнейшем кварцито-гнейсовом комплексе Австралии (Маунт-Наррьер) на кривой согласованных значений абсолютного возраста (конкордии) (Йорк, 1993) 1 – цирконы с возрастом 3,1-3,75 млрд лет (отвечают времени метаморфизма складчатого комплекса); 2 – более древние цирконы (4,1-4,2 млрд лет) из пород области сноса терригенного материала

Складчатые эмбрионы всех континентов, синхронно формировавшиеся в первичном Мировом океане, около 3.8 млрд лет назад, принципиально отличались от предшествовавших им островных вулканических поднятий, не обладавших складчатым строением. Однако, в аспекте общего геоструктурного развития земной коры те и другие обладали рядом сходных особенностей, являясь прежде всего инверсионными структурами ее утолщения, поднятия и поверхностной эрозии. С эмбриональных складчатых структур началось развитие на Земле континентов, формирующих складчатые обрамления первичных океанов, область распространения которых вследствие этого последовательно сокращалась.

Процесс формирования складчатой континентальной коры на Земле отличался большой сложностью и был далеко не однозначным. Фазы складча-

тости и орогенеза, создающие новые складчатые пояса на континентальных окраинах, сменялись деструкцией и разрушением континентальных окраин, их «океанизацией», связанной с развитием вторичной океанической коры, трапповых формаций на континентах и накоплением геосинклинальных отложений на континентальных окраинах. Это развитие геосинклинального процесса на пассивных континентальных окраинах может быть очень длительным, как по периферии Атлантического океана (Изох, 1991), где он охватывает мезозойско-кайнозойское время и продолжается до сих пор благодаря пассивному состоянию (низкой спрединговой активности) срединно-океанического хребта. Погружение океанической плиты под Американский континент полностью компенсируется в этой обстановке осадконакоплением. Вулканоогенно-осадочные и осадочные геосинклинальные отложения на пассивных континентальных окраинах создают предпосылки последующего образования на их месте складчатых поясов, возникающих при усилении спрединговой активности океанов с соответствующим превращением пассивных континентальных окраин в активные.

Формирование складчатых поясов представляется следующим образом. Океаническая кора образует с частью подстилающей ее мантии литосферные плиты мощностью около 50 км. С возрастанием спрединговой активности океанов усиливается горизонтальное раздвижение литосферных плит в стороны от главных рифтогенных структур океанов — срединно-океанических хребтов. Литосферные плиты при этом интенсивно воздействуют на вулканогенно-осадочные толщи, накапливающиеся по периферии океанов (рис. 2.4), оказывая боковое давление и превращая их в новообразованные складчатые пояса, что является главным механизмом разрастания континентальных массивов и сокращения на Земле площади первичного океана.

Складчатость вулканогенно-осадочных отложений как в архейскую, так и в последующие эпохи, возникала под боковым давлением литосферных океанических плит (Маракушев, 1988). В архейскую эпоху складчатость была большей частью купольной, приобретая затем линейный (поясовый) характер. В результате древнейшие ядра континентов облекались все более молодыми складчатыми формациями, которые развивались нередко дискордантно, так как каждая новая геосинклинальная система закладывалась по собственному структурному плану с замещением («океанизацией») ранее образованных складчатых поясов.

Новообразованные складчатые пояса испытывали орогенное воздымание с развитием гранитного магматизма в глубинных зонах, эксплозивного андезитового вулканизма и сейсмической активности, свойственных активным континентальным обрамлениям океанов. Формирование континентов сопровождалось радикальным преобразованием мантии, уплотняющейся до глубин 400-650 км (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Кропоткин и др., 1987; Jordan, 1979). В целом континентальные сегменты Земли являются жесткими стабильными структурами с доминирующим состоянием сжатия. Ступени разрастания за счет океанических впадин фиксируются глубоководными желобами, представляющими собой выход на океаническое дно плоскостей раздела континентальной коры и океанических литосферных плит на каждом данном этапе формирования складчатых поясов, как было выявлено при развитии Алеутской геосинклинальной системы (рис. 2.5). Поверхности раздела падают под континенты и контролируют размещение очагов землетрясений и магматических очагов, питающих вулканы. Такое строение характерно для активных континентальных окраин, на которых продолжается орогенное раз-

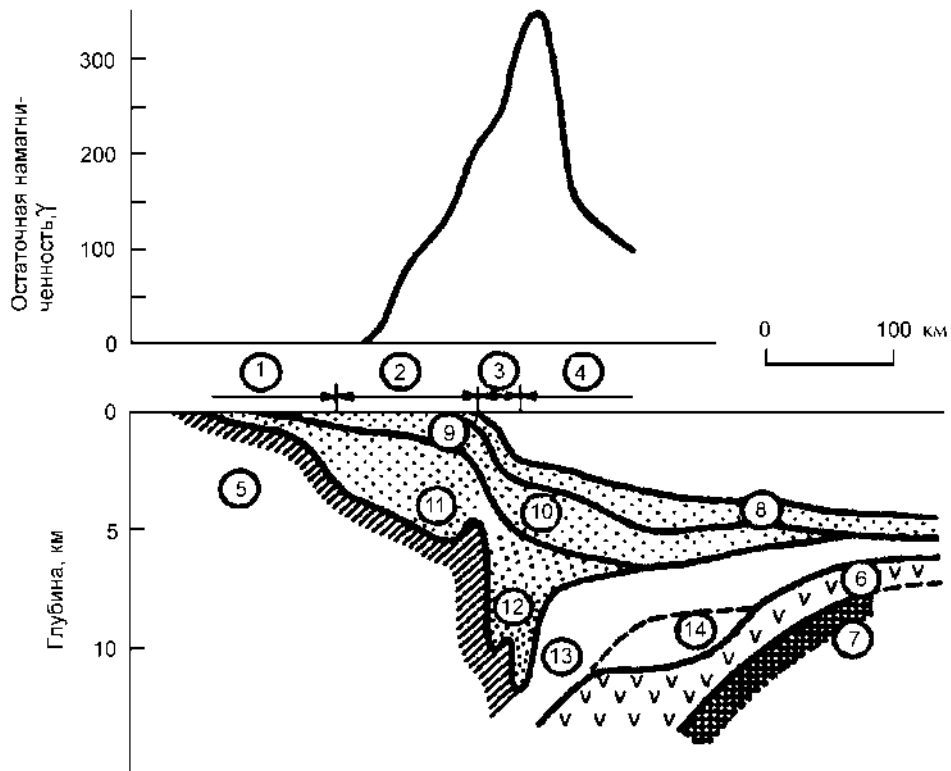


Рис. 2.4. Геолого-геофизический разрез западной окраины Атлантического океана (шт. Нью-Джерси) (Джелс, Уоткинс, 1970; Дрейк, 1970).

Цифры в кружках: 1-4 – структурные зоны (1 – континент, 2 – шельф, 3 – континентальный склон, 4 – континентальное подножие); 5-14 – типы пород с различной скоростью прохождения сейсмических волн (в км/с): 5 – складчатая континентальная кора домезозойского возраста (5,4-6,0), 6 – океаническая базальтовая кора (7,0-7,3), 7 – ультраосновная мантия (8,0), 8 – океанические рыхлые отложения (1,6-1,9), 9 – шельфовые рыхлые отложения (1,6-1,7), 10 – осадочные породы континентального подножия (2,2-2,7), 11 – карбонатно-терригенные породы шельфа (2,0-4,3), 12 – карбонатно-терригенные породы континентального склона (4,1-4,5), 13, 14 – гипербазитовые формации (офиолиты): 13 – с преобладанием осадочного материала (5,0-5,5), 14 – вулканогенные (6,3)

вите складчатых поясов, обусловленное высокой спрединговой активностью океанов. Однако, активность ядра непостоянна и варьирует во времени, в связи с чем в развитии каждого океана различаются стадии его высокой спрединговой активности, чередующиеся с периодами пассивного состояния.

С понижением спрединговой активности океанов их континентальные окраины приходят в пассивное состояние, в развитии океанической коры усиливаются процессы магматического замещения, распространяющиеся затем на континентальные обрамления, в которых формируется вторичная океаническая кора и развиваются трапповые формации на платформах – характерные образования, сопровождающие заложение каждой новой геосинклинальной системы.

По геологическому положению это образования «тыла геосинклиналей, широко распространенные и лучше сохранившиеся на платформах» (Макаренко, 1995, с. 61). Благодаря хорошей сохранности трапповые формации играют роль реперов, фиксирующих импульсы распространения океанизации континентальных массивов и образования вторичных океанов, свойственных

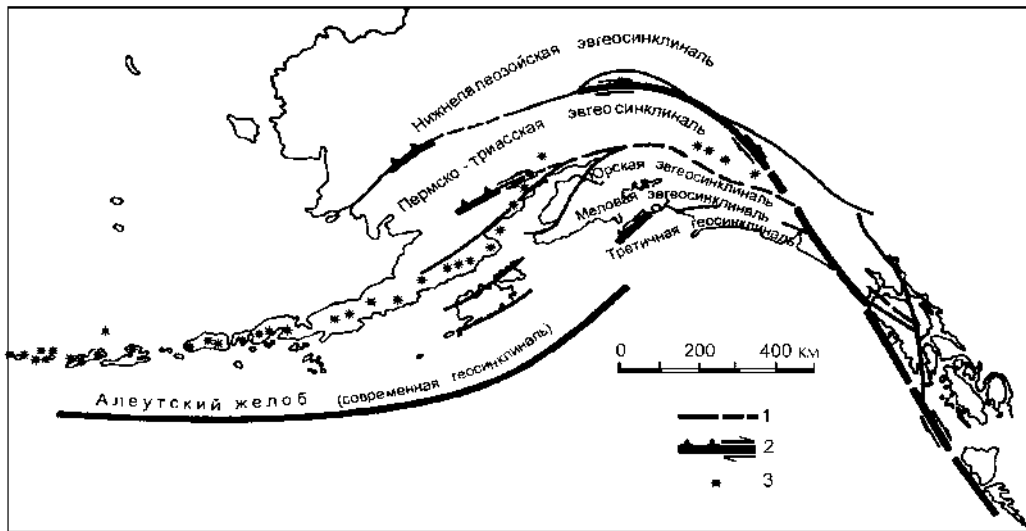


Рис. 2.5. Схема развития Алеутской геосинклинальной системы (Stoneley, 1971)

1 – разломы; 2 – современные и реликтовые границы раздела континентальной и океанической типов кор (фокальные поверхности очагов землетрясений), совпадающие на выходе с глубоководными желобами; 3 – андезитовые вулканы

геосинклинальным периодам развития земной коры. В мезозое и кайнозое трапповые формации распространялись на рубежах неогена и палеогена (P/N), палеогена и мела (K/P), мела и юры (J/K), юры и триаса (T/J), триаса и перми (P/T), фиксируя гипербазификацию и базификацию континентальной коры с превращением ее в кору океаническую в периоды, предшествующие диастрофизму и образованию новых складчатых поясов. Все это отражает сложные взаимоотношения континентальных и океанических структур коры. В работе (Маракушев, 1996₂) было обосновано представление о первичном Мировом океане со стабильной океанической постоянно обновляющейся корой, и вторичных океанах, родственных окраинным морям, океаническая кора которых замещала континентальную складчатую кору и содержит ее останцы. Эволюция земной коры в общем направлена в сторону последовательного сокращения площади Мирового океана в результате импульсного образования складчатых поясов разрастающихся со времени 3.8 млрд лет континентальных массивов (рис. 2.6). Однако, все рубежи геологических веков характеризовались экстенсивной гипербазификацией и базификацией складчатой сиалической континентальной коры с образованием вторичных океанов, окраинных морей и трапповых формаций на континентах. Все эти процессы «океанизации» континентальной коры сопрягались с заложением эвгеосинклиналей и непосредственно предшествовали воцарению миогеосинклинального режима, свойственного пассивным континентальным окраинам. Поэтому древним платформам на Земле свойственна фрагментарность, наглядно выраженная на рис. 2.6.

По периферии центральной части Атлантического океана геосинклинальный режим прослеживается с триасово-юрского рубежа (T/J), которому было свойственно широкомасштабное замещение континентальной коры океанической и развитие офиолитовой формации с последующим установлением устойчивого накопления карбонатно-терригенных отложений (рис. 2.7), продолжающегося и в настоящее время. Для южной и северной частей Ат-

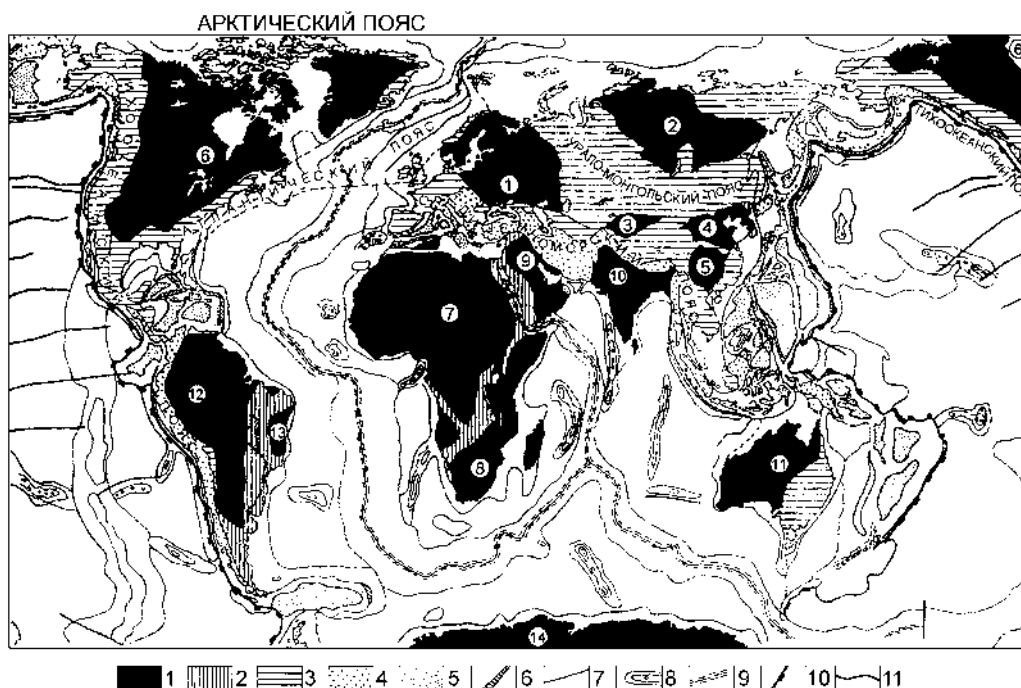


Рис. 2.6. Главнейшие структурные элементы материков (по М.В.Муратову и Л.И. Шаболину, 1999)

1 – древние платформы (1 – Восточно-Европейская, 2 – Сибирская, 3 – Таримская, 4 – Северо-Китайская, 5 – Южно-Китайская, 6 – Северо-Американская, 7 – Северо-Африканская, 8 – Южно-Африканская, 9 – Аравийская, 10 – Индостанская, 11 – Австралийская, 12 – Южно-Американская, 13 – Бразильская, 14 – Антарктическая); 2-4 – геосинклинальные складчатые пояса: 2 – позднепротерозойские складчатые области Малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в эпоху дальсландской, гренвильской (1200-900 млн. лет) и байкальской, катангской, бразильской, кадомской, виндийской (700-500 млн. лет) эпох; 3 – площади Больших складчатых поясов, превратившиеся в молодые платформы (эпибайкальские, эпигерцинские, эпимезозойские); 4 – части Больших геосинклинальных складчатых поясов, сохранившие подвижность и являющиеся кайнозойскими и современными геосинклинальными областями; 5 – котловины внутриматериковых и окраинных морей в пределах геосинклинальных областей; 6 – глубоководные желоба; 7-9 – элементы структуры океанского дна: 7 – границы глубоких частей дна океанов, 8 – океанские каналы, 9 – срединно-океанические хребты; 10 – главнейшие разломы; 11 – границы впадины Тихого океана (андезитовая «линия»)

лантического океана переломными рубежами были границы юры и мела (J/K) и мела и палеогена (K/P) соответственно. Разновозрастные структуры Атлантики позволяют рассматривать ее как совокупность трех океанов, разделяющихся, согласно Ю.М.Пущаровскому и др. (1995), демаркационными разломными зонами Романш и Чарли Гиббс. Характерно, что во всех трех структурных зонах широко распространена вторичная океаническая кора, образовавшаяся в результате гипербазитового и базитового магматического замещения складчатой сиалической коры палеозойского и докембрийского возраста. Об этом можно судить по обилию останцов этой коры, распространенной не только по периферии, но и в центральной части Атлантического океана, в том числе и в пределах его срединного хребта (4, рис. 2.8).

По данным Трухалева и др. (2000) блоки древних докембрийских (преобладающих) и фанерозойских образований выявлены и в пределах Срединно-Атлантического хребта (САХ) на значительных его отрезках 23-26° с.ш. и 14-

15° ю.ш. Наиболее точные датировки получены по цирконам из троктолитов в скважинах 922А и 923А Pb-Pb-изохронным и U-Pb-методами 1623-1722 млн лет и 301-330 млн лет. Возраст гранито-гнейса из района 26° с.ш. составляет 1653-1687 млн лет, а возраст его протолита 3.6 млрд лет (U-Pb и Sm-Nd методы). Докембрийские цифры возраста получены также по породам, драгированным в районе 11-14° ю.ш. – 2.5-2.6 млрд лет и 1.8-1.9 млрд лет (Pb-Pb определения по цирконам). Докембрийские породы подверглись неоднократным наложенным метаморфическим преобразованиям в интервалах возрастов 490-650, 260-330, 150-170 и 110-125 млн лет. Все эти находки свидетельствуют об образовании Атлантического океана в значительной мере путем замещения древнего складчатого поднятия, интродуцированного базитами и гипербазитами. Аналогичные представления высказывались многими авторами (Пейве, 1975; Долгнов, 1979; Беляцкий и др., 1997).

Огромные реликтовые блоки складчатой континентальной коры выявляются в океаническом ложе на самом юге Атлантики в районе Фолклендских островов и на южных окраинах океанов Индийского (Кергелен) и Тихого (Чатам). Все они создают аномальное строение океанической коры, нормальная мощность которой 8-10 км возрастает в их пределах до 20-30 км. Они относятся к реликтовым структурам, унаследованным вторичными океанами от замещенной ими океанической коры. Однако, утолщения океанической коры могут быть и новообразованными, генетически обусловленными наложенным на океанические плиты вулканизмом, развитие щелочного уклона которого неизменно сопровождается утолщением коры и воздыманием ее поверхности с образованием подвод-

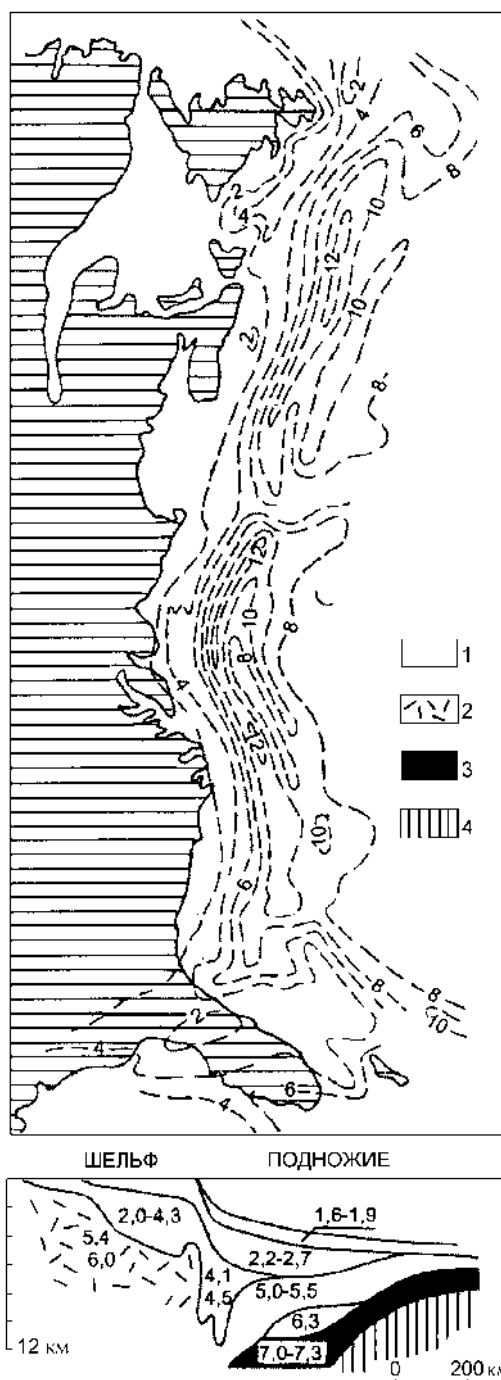
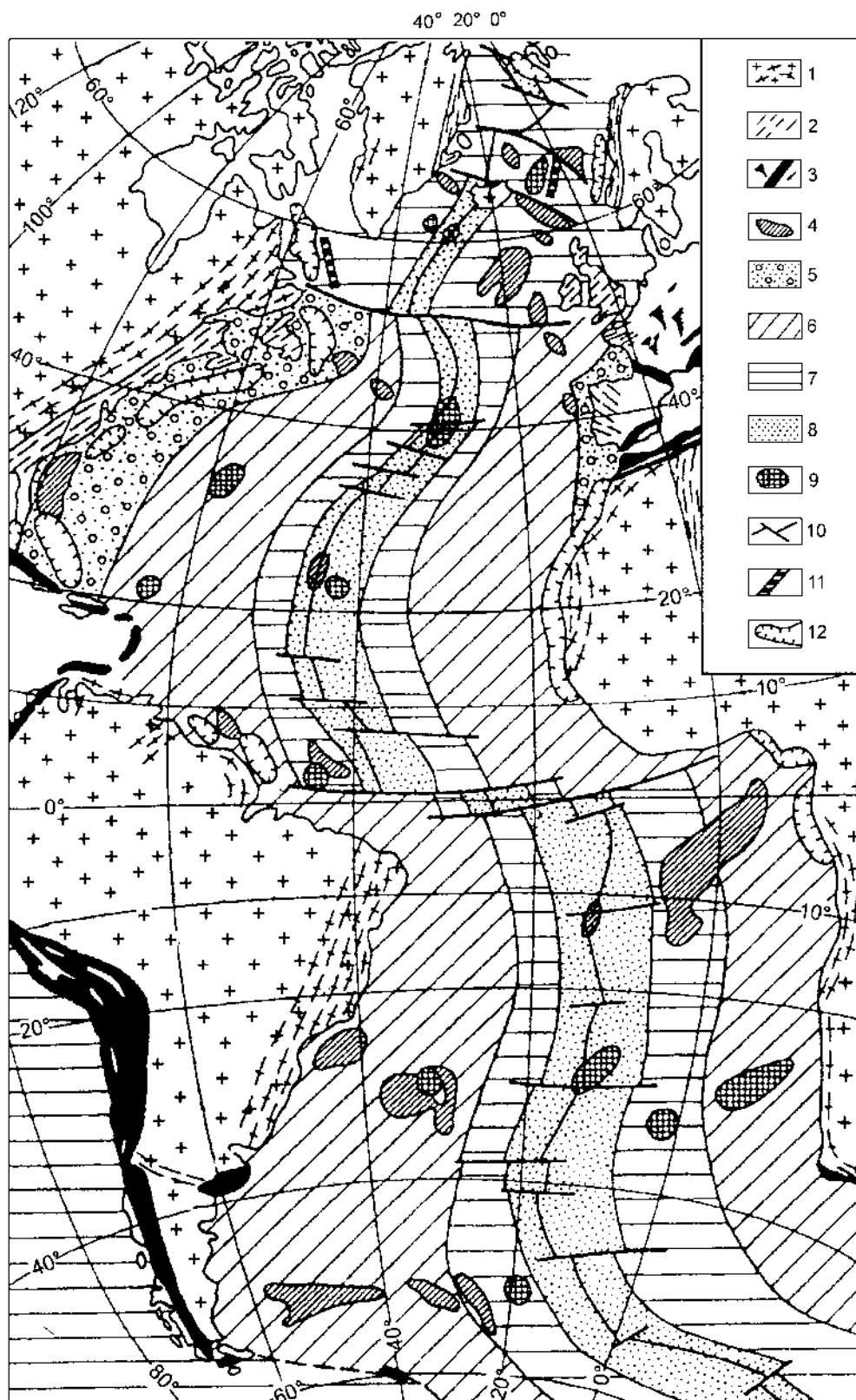


Рис. 2.7. Распределение мощностей (в км) осадков мезозоя и кайнозоя на Атлантической подводной окраине Северо-Американского материка (по Dewey, 1972)

1 – осадки (на профиле); 2 – гранитный слой континентальной коры; 3 – океаническая кора; 4 – мантия. Цифры на профиле отвечают скоростям продольных сейсмических волн (в км/с)



ных хребтов, островных архипелагов и куполовидных поднятий, например, в структурах Гавайского и Императорского хребтов. В структурном районировании океанического ложа и те и другие, по существу противоположные образования объединяются общим термином «асейсмические плато» (поднятия с утолщенной корой), сводка которых приводится на рис. 2.9. Он охватывает эти поднятия далеко не полно, но вполне отражает сложность строения ложа Мирового океана, маломощная кора которого (8-10 км) на огромных пространствах осложняется поднятиями с аномально утолщенной корой. Обзор этих поднятий с приведением данным по мощности в них коры приводится в работах В.В.Реввердатто и В.В.Хлестова (1988). В Арктическом (Северном Ледовитом) океане мощности 15-30 км установлены на Чукотском поднятии и в подводных хребтах Менделеева и Ломоносова. В Атлантическом океане к фрагментам континентальной коры с мощностью около 40 км относится Исландия, значительной мощности коры свойственны поднятия Рокколл, Бермудской зоны, Азорского плато, зоны Зеленого Мыса, Антильской, Рио-Гранде, Мальвинской и Китового хребта. В Индийском океане повышенные мощности земной коры (до 20-30 км) отмечаются к северо-востоку от Мадагаскара, вблизи южной окраины Африки, в Маскаренском хребте (Сейшельские острова), в южной части Западно-Австралийской котловины и в районе острова Кергелен. В Тихом океане нормальная океаническая кора распространена только в восточном секторе, в котором располагается Восточно-Тихоокеанский хребет, тогда как весь его обширный Западно-Тихоокеанский регион характеризуется корой, мощность которой больше 11 км. В нем выделяется множество поднятий с аномально утолщенной (15-25 км) корой (поднятия Шатского, Хесса, Магеллана, Манихики, Онтонг-Джава и др.). Аналогичны поднятия вдоль Американского побережья Тихого океана: Чилийское, Наска и др. К востоку от Австралии простираются Фиджийское и Новозеландское плато, которые в той или иной мере могут охватываться океанизацией и представлять особый тип фрагментов континентальной коры в океанах — плато-базальтовые покровы, погребенные в океанические пучины. К таким относятся базальтовые лавы плато Рокколл (Rockall) на севере Атлантики, Кергелен на юге Индийского океана, Карибское плато.

Платобазальты, как определенный тип базальтов, отличающийся от базальтов срединно-океанических хребтов, характеризуется повышенной железистостью, наличием вкрапленников плагиоклаза, авгита, пижонита и оливина, пористой текстурой, свидетельствующей о трещинных излияниях на земную поверхность или в мелководье и обогащенностью К, Rb, Ba, Sr, Cs, U, Th. Наличие их в океанах в сочетании с реликтами континентальной коры является прямым свидетельством распространения океанизации на континентальные формации. Однако базальты, сходные петрографически с платобазальтами, могут возникать и в развитии океанического магматизма в режиме

Рис. 2.8. Схема геологического строения ложа Атлантического океана и его континентального складчатого обрамления. Составлена с использованием данных (Макаренко, 1993, 1995; Пушаровский, 1994).

1-4 — складчатая континентальная кора: 1 — докембрийская с направлениями простириания складчатых структур, 2 — палеозойская, 3 — мезозойская, 4 — реликтовые фрагменты континентальной коры в океаническом ложе (реликты островных дуг); 5-8 — толеитовые базальты и долериты океанического ложа: 5 — юрские, 6 — меловые, 7 — палеогеновые, неогеновые; 9 — щелочные базальты тех же возрастов; 10 — срединно-океаническая спрединговая структура и трансформные разломы; 11 — отмершие спрединговые структуры; 12 — геосинклинальные котловины

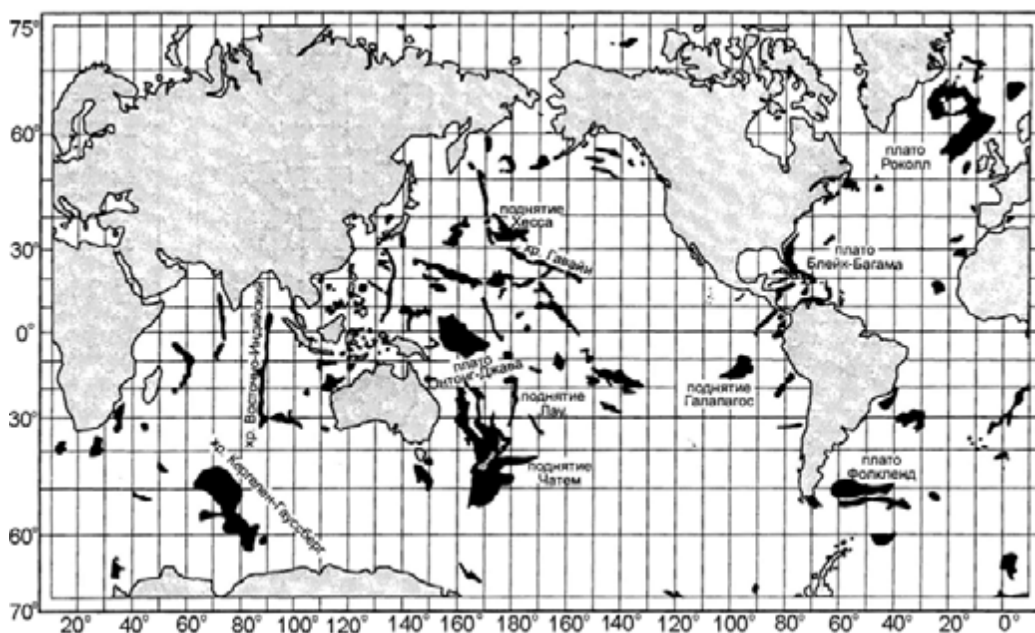


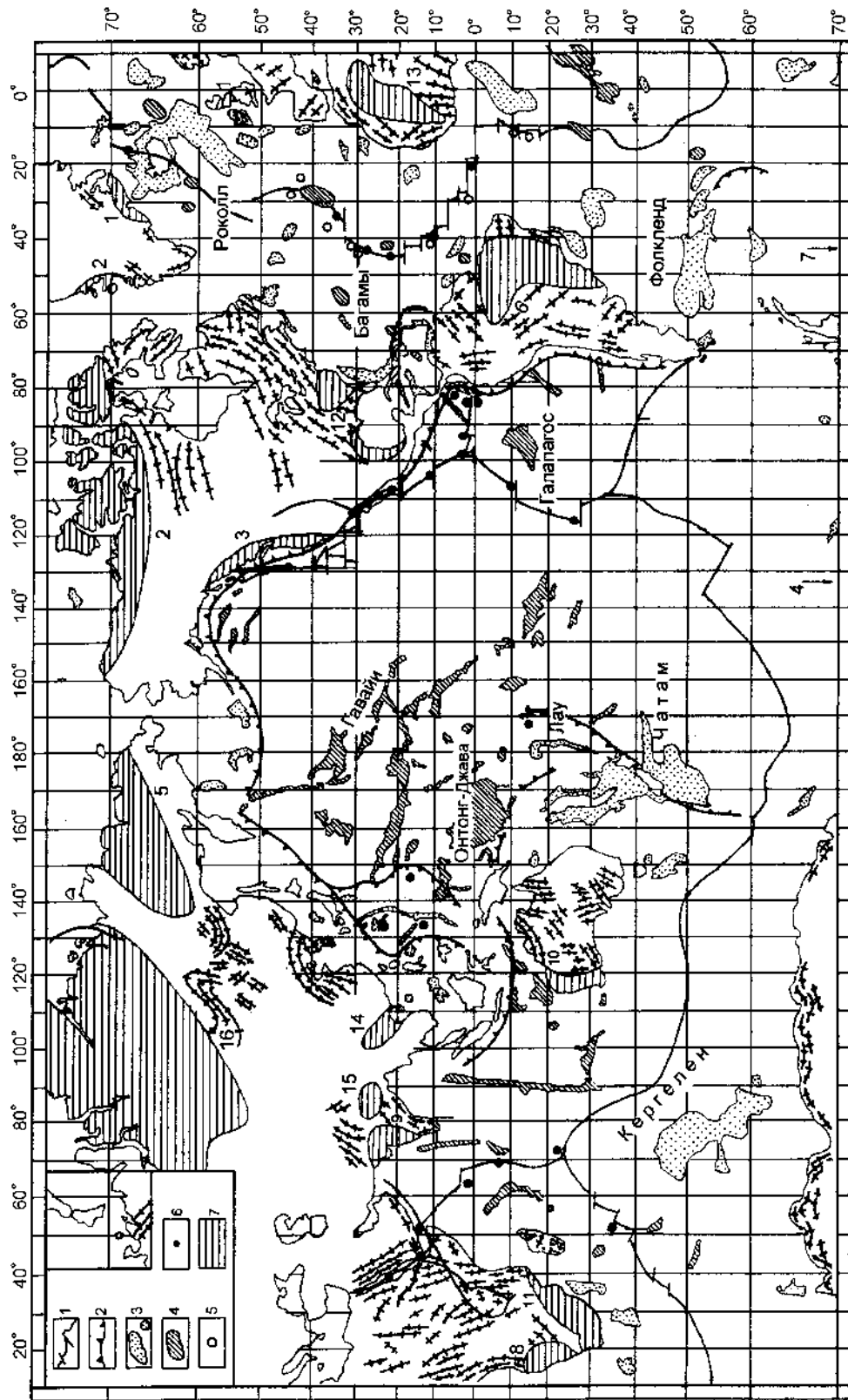
Рис. 2.9. Распределение асейсмических плато (черное) в океанах (Storetvedt, 1997)

погружения подводных хребтов и островных архипелагов, сопровождаемого встречными воздыманиями мантийного субстрата. Это явление геодинамически сходно с образованием тафрогенных прогибов на платформе. Примером таких существенно погружившихся океанических хребтов могут служить меридиональные хребты Восточно-Индийский в Индийском океане и Императорский хребет в Тихом океане. Для них характерно перекрытие калиевыми базальтами пористой текстуры (2-3 % $K_2O+P_2O_5$ в базальтах Императорского хребта), придающие им сходство с трапловыми базальтами на континентах. Это погружение хребтов и архипелагов следует за их воздыманием, фиксируемое щелочными базальтами, богатыми натрием и танталом. В общем характерен щелочной уклон магматизма, неизменно сопровождающий формирование асейсмических вулканических поднятий в океанах. На схеме (рис. 2.10) предлагается вариант разделения асейсмичных поднятий ложа Мирового океана на реликтовые (апоконтинентальные) и новообразованные. Реликтовые поднятия обусловлены наличием в коре вторичных океанов фрагментов континентальной коры, в том числе и перекрытых платобазальтами. В противоположность им новообразованные поднятия связаны своим происхождением с вулканической активизацией океанических литосферных плит, которая начинается образованием в них рифтогенных прогибов с трещинными излияниями толеитовых базальтов, которые затем подвергаются инверсии и воздыманию, сопровождающим развитие щелочного уклона в магматизме. Эти циклы могут повторяться и приводить к возникновению обширных поднятий океанического ложа, характеризующихся утолщенной корой. На схеме видно, что реликтовых фрагментов континентальной коры в океанах значительно больше, чем новообразованных поднятий, которые ограничены большей частью только Тихим океаном. Объясняется это тем, что Тихий океан длительно сохранял активное состояние в продолжение мезозоя и палеогена, формируя свое складчатое обрамление. Только в неогене в со-

вмещении с продолжением орогенного развития началось разрушение его складчатого обрамления, причем весьма ограниченно, с образованием окраинных морей в северной и западной окраинах. В отличие от Тихого океана активное развитие всех других океанов (Атлантического, Индийского и Антарктического) большей частью завершилось в палеозое, давая начало экстенсивной океанизации континентальной коры в ходе формирования их пассивных континентальных окраин. На схеме наглядно выражено характерное для этих окраин срезание океаническими границами складчатых структур континентов, продолжение которых часто прослеживается в реликтовых останцах континентальной коры во вторичных океанах. В отличие от них на активных континентальных окраинах прослеживается большей частью согласное залегание складчатых структур континентов с границами океанов, их краевыми валами и глубоководными желобами, что отражает отсутствие океанизации континентальной коры на этих границах.

Как отмечалось, эволюция земной коры начиналась около 3.8 млрд лет тому назад с формирования в Мировом океане первичных складчатых ядер континентов, которые затем импульсивно разрастались с образованием все более молодых складчатых поясов. Складчатые пояса закладывались большей частью дискордантно по отношению к ранее образованным структурам, что отражает экстенсивное разрушение ранее образованной континентальной коры и замещение ее корой вторичных океанов и трапповыми формациями, фиксирующими дискордантное заложение каждой новой эвгеосинклинали на пассивных континентальных окраинах. Последующее длительное миогеосинклинальное развитие континентальных окраин сопрягалось со слабой спрединговой активностью океанов. Спрединговое расширение океанического ложа в геосинклинальные периоды компенсировалось углублением геосинклинальных трогов, компенсируемых отложением карбонатно-терригенных осадков, сносимых с континентов. Ситуация резко изменялась с переходом к импульсам диастрофизма, усиления спрединговой активности океанов и стремительным движением океанических плит, сминающих в складки осадки, накопившиеся в геосинклинальных котловинах на пассивных континентальных окраинах. В результате подобного рода циклов с глубокого докембрия в земной коре периодически формировались складчатые пояса, с образованием которых пассивные континентальные окраины превращались в орогенные, эндогенно активные с высокой сейсмичностью и эксплозивным андезитовым вулканизмом. Восточная, северная и западная окраины Тихого океана еще сохранили активное состояние, тогда как на его южной окраине и на окраинах всех других континентов воцарился пассивный миогеосинклинальный режим накопления карбонатно-терригенных отложений. Процесс охватил и активные окраины Тихого океана (северную и западную). В тылу их орогенных поясов (на континентальном обрамлении) развивались окраинные моря (Берингово, Охотское, Японское, Филиппинское, Коралловое и др.), в результате чего активные вулканические пояса оказались на островных дугах, характеризующихся сокращенной мощностью коры. В окраинных морях представлены все стадии замещения континентальной коры вторичной океанической корой.

Структуры окраинных морей, где наиболее наглядно выражены процессы ее формирования, развились на основе рифтогенных расколов континентальной коры в тылу (на континентальной стороне) поясов орогенного воздымания, сопровождаемого эксплозивным андезитовым вулканизмом. При



образовании окраинных морей реликты складчатых поясов образуют островные дуги, вулканы которых сопрягаются с поясами очагов землетрясений умеренной глубины.

Расколы имеют рифтовую природу и трансформируются в своем развитии в спединговые зоны конвективной природы, по которым происходит раздвижение и замещение складчатой коры мантийными расплавами, что сопровождается уменьшением ее мощности (воздыманием мантии). Этот процесс сходен с образованием лунных и марсианских морей, сопровождаясь образованием вулканических депрессий, но осуществляется не в первично коровом субстрате, а в складчатой коре континентов.

Спрединовые зоны окраинных морей, как и в структурах обновления океанической коры, имеют комплексную природу. Их спрединовый характер проявляется отодвиганием от континентов островных дуг, которые приобретают вследствие этого свойственный им изгиб в сторону океанов. Горизонтальное смещение доказывается методом интерферометрии, определяющей движение островных дуг в сторону океанов с небольшой скоростью порядка 2 см/год (Картер, Робертсон, 1987). Однако ведущим процессом образования окраинных морей неизменно является «океанизация» складчатой континентальной коры путем магматического замещения при внедрении в нее основных и ультраосновных расплавов.

На этой основе рядом исследователей развивается концепция мантийного диапира, внедряющегося в земную кору, и подчеркивается антидромным характером связанного с ним магматизма (Перчук, 1987; Фролова и др., 1989), начинающегося с излияния кислых лав, что отличает его от магматизма, с которым связано обновление океанической коры в срединных океанических хребтах. Однако тот и другой типы магматизма сходны как в своем апогее (максимуме прогибания морского дна) при внедрении гипербазитов и образовании офиолитовой формации, так и в завершении, сопровождаемом щелочным уклоном магматизма.

Офиолитовая формация срединных хребтов в океанах остается эмбриональной, не имеющей продолжения в развитии эвгеосинклинального процесса, так как эти структуры удалены от континентальных областей сноса терригенного материала. В отличие от них офиолитовые формации окраинных морей дают начало накоплению геосинклинальных толщ, свойственных пассивным континентальным окраинам. Вулканизм окраинных морей, обладающий чертами сходства с трапповыми формациями и корой вторичных океанов, принципиально отличен, как от андезитового вулканизма орогенных поясов, так и от магматизма океанического ложа.

Рис. 2.10. Схема размещения асейсмичных поднятий в Мировом океане и трапповых формаций на поднятиях, составлена с использованием монографии (Storétvedt, 1997; Макаренко, 1993). 1 – срединно-океанические хребты (современная рифтовая система океанов); 2 – глубоководные желоба, отделяющие орогенные структуры континентов от океанической коры; 3 и 4 – асейсмичные поднятия в океанах: реликтовые континентальные блоки (3) и воздымания неясного генезиса – объекты настоящего исследования (4); 5 и 6 – сульфидные рудопроявления с повышенным содержанием никеля (5) и нормальные колчеданные цинково-медные (6); 7 – трапповые формации на континентах (Макаренко, 1993), перечисленные в последовательности повышения геологического возраста (цифры на чертеже): 1 – Брито-Арктическая (Великобритания, Гренландия, Шпицберген), 2 – Канадская, 3 – Колумбийская, 4 – Западной Антарктиды, 5 – Верхоянья, 6 – Паранская, 7 – Восточной Антарктиды, 8 – Каоко, 9 – Западно-Индостанская, 10 – Австралийская, 11 – Карру, 12 – Аппалачей и Мексиканского залива, 13 – Таудени, 14 – Китайская, 15 – Северо-Индостанская, 16 – Сибирская. На континентах показаны главные направления складчатых структур по Е.А. Долгинову (1979) и В.Е. Хаину, М.Г. Ломидзе (1995)