

МИНИСТЕРСТВО ОБРАЗОВАНИЯ И НАУКИ  
РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ  
ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ  
ОБРАЗОВАТЕЛЬНОЕ  
УЧРЕЖДЕНИЕ ВЫСШЕГО ПРОФЕССИОНАЛЬНОГО  
ОБРАЗОВАНИЯ  
«Амурский государственный университет»  
(ФГБОУ ВПО «АмГУ»)

Кафедра геологии и природопользования

**МЕТОДИЧЕСКИЕ УКАЗАНИЯ  
К ВЫПОЛНЕНИЮ САМОСТОЯТЕЛЬНОЙ РАБОТЫ ПО  
ДИСЦИПЛИНЕ  
«ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА.  
Часть 1. КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНЫ»**

по специальности:

*130101.65 Геологическая съемка поиски и разведка  
месторождений полезных ископаемых*

Благовещенск 2014

ББК 26.3я73

Б90

*Печатается по решению  
редакционно-издательского совета  
Амурского государственного  
университета*

*Разработано в рамках реализации гранта «Подготовка  
высококвалифицированных кадров в сфере горно-металлургического  
кластера Амурской области» по заказу предприятия ЗАО УК  
«Петропавловск»*

*Издаётся по решению кафедры геологии и природопользования  
инженерно-физического факультета Амурского государственного  
университета в рамках выполнения программы «Кадры для региона»*

*Рецензенты:*

*Мельников А.В., ведущий научный сотрудник Института геологии и  
природопользования, канд.геол-минер. наук;*

*Стриха В.Е., профессор кафедры геологии и природопользования  
АмГУ, доктор геол-мин.наук*

Бучко И.В. Методическое указание к выполнению самостоятельной работы по дисциплине «Геотектоника и геодинамика. Часть 1. Континенты и океаны». Методическое указание/ Бучко И.В. – Благовещенск: Изд-во АмГУ, 2014.- 125 с.

Методическое указание составлено в соответствии с требованиями Государственного образовательного стандарта высшего профессионального образования по специальностям 130301.65 «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений полезных ископаемых», 130101.65 «Прикладная геология».

Методическое указание предназначено для студентов кафедры геологии и природопользования инженерно-физического факультета АмГУ.

ББК 26.3я73

© Амурский государственный университет, 2014

# 1. ПРЕДМЕТ, МЕТОДЫ И ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОТЕКТОНИКИ

## 1.1. Предмет геотектоники и ее подразделения

Геотектоника — это наука о строении Земли, раздел геологии, обособившийся в самостоятельную научную дисциплину в 30-е годы XX в. Более полная формулировка – геотектоника это *наука о строении, движениях и деформациях литосферы и ее развитии в связи с развитием Земли в целом*. Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть мантии. Под ее *строением* подразумевается распределение горных пород различного состава, происхождения и условий залегания. Кроме того, термин «структура» применяется в геотектонике нередко и в ином смысле — как сокращение от понятия «структурная форма» (структурный элемент земной коры); примерами таких структурных форм являются антиклинали, сбросы, антиклинории, платформы и т. п. *Движения литосферы* выражаются в перемещении отдельных ее участков в вертикальном (поднятия, опускания) или горизонтальном направлении, которые называются *тектоническими деформациями*, а конечный результат деформаций составляют новые формы залегания пород, называемые *тектоническими дислокациями*, или *нарушениями*; к ним относятся антиклинали, сбросы, своды, впадины и т. п. Дислокации разделяются на *пликативные (складчатые)*, *дизъюнктивные (разрывные)* и *инъективные*.

Главные источники тектонических движений и деформаций лежат в глубоких недрах Земли в непосредственно подстилающем литосферу более пластичном и подвижном слое верхней мантии — *астеносфере*. В связи с этим литосферу и астеносферу нередко объединяют в одно понятие *тектоносферы* как главной области

проявления тектонических процессов. Однако современные данные показывают, что основные источники тектонических движений и деформаций лежат еще глубже, что в них вовлечена вся мантия вплоть до пограничного слоя с жидким ядром Земли. Вот почему в настоящее время область интересов геотектоники не может ограничиваться литосферой и тем более только земной корой и распространяется по Землю в целом. Геотектоника является лишь разделом геологии, а собственно геологические методы исследования — геологическое картирование и бурение — позволяют непосредственно изучать лишь земную кору и самую верхнюю часть мантии; более глубокое проникновение в недра Земли — это уже удел геофизики. Отсюда и предложенное выше несколько ограниченное определение геотектоники.

В последние десятилетия в науках о Земле возникла и получила бурное развитие новая научная дисциплина—*геодинамика* - наукаизучающая силы, действие которых и порождает процессы, изменяющие состав и строение оболочек твердой Земли, в том числе не только тектонические, но и сейсмические, магматические и метаморфические. В отличие от геотектоники она использует данные всех трех основных наук о Земле — геологии, геофизики и геохимии и является, таким образом, синтезирующей дисциплиной. Основной метод этой науки — моделирование: математическое и физическое.

Геотектоника, будучи разделом геологии, состоит из нескольких разделов, которые могут рассматриваться как самостоятельные дисциплины: — *морфологической геотектоники*, чаще называемой *структурной геологией* или просто тектоникой, *региональной геотектоники*, *исторической геотектоники*, *неотектоники*, *актуотектоники*, *экспериментальной тектоники*, *тектонической картографии*, *сейсмотектоники*.

## 1.2. Методы геотектоники

Геотектоника использует особые методы исследования и наряду с этим общенаучные методы и методы, заимствованные из смежных наук. К собственно тектоническим методам относятся:

- Структурный анализ;
- Метод сравнительной тектоники;
- Геодезические методы;
- Геоморфологические методы;
- Анализ фаций и мощностей осадочных и вулканогенно-осадочных отложений;
- Объемный метод;
- Анализ формаций;
- Анализ перерывов и несогласий;
- Физическое и математическое моделирование.

Первая группа методов - структурные - направлена на изучение современной структуры земной коры и литосферы в целом; к ним относятся структурный анализ и его разновидности. Вторая группа методов - исторические - занимается изучением истории тектонических движений и деформаций и общего развития земной коры; таковы геодезические и геоморфологические методы изучения современных и новейших движений — неотектонический анализ, методы анализа фаций, мощностей, объема отложений, формаций, литодинамических комплексов, перерывов и несогласий — палеотектонический анализ. Третья группа методов — методы сравнительной тектоники, физического (эксперимент) и математического моделирования, отчасти структурный — предназначена для раскрытия происхождения тектонических структур.

В последние десятилетия приобрело для геотектоники широкое применение *метода актуализма*, вернее актуалистического подхода, ранее оправдавшего себя в других отраслях геологии.

Помимо собственных методов геотектоника широко опирается на данные смежных наук о Земле и прежде всего на данные геофизики, без которых невозможно получить объемное представление о строении земной коры и литосферы, а тем более тектоносферы и планеты в целом. Ведущее положение среди геофизических методов с точки зрения геотектоники приобрели сейсмические методы; их значение стремительно возрастает и уже стало сравнимым со значением собственно геологических методов. Достаточно велика роль и других геофизических методов: магнитометрии, гравиметрии, геотермии, магнитотеллурических зондирований.

Существенное значение для геотектоники приобрели и геохимические методы в широком их понимании, включая петрохимию, изотопную геохимию и др. Так, состав магматических пород оказался ценнейшим индикатором геодинамических и, в частности, тектонических обстановок и режимов. Тесные связи с геотектоникой наук о веществе горных пород — петрологии магматических и метаморфических пород, седиментологии и литологии — получили отражение в учении о формациях и литодинамических комплексах. Не менее тесны они и в отношении геоморфологии и палеогеографии. Причем здесь всюду действует принцип обратных связей: с одной стороны, геотектоника использует фактический материал этих наук и, с другой стороны, помогает им в истолковании процессов и явлений, которые составляют область их интересов. То же касается и наук, изучающих полезные ископаемые. Многие из них служат ценными показателями тектонических и геодинамических

обстановок, например, алмазоносные кимберлиты, характерные для древних платформ, сульфидные руды полиметаллов типа Куроко — для вулканических островных дуг и т. п.

## **2. ОБЩИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ТЕКТОНОСФЕРЕ**

### **2.1. Источники сведений о составе и строении тектоносферы**

Существуют две главные группы методов изучения состава и строения земной коры и верхней мантии — геологические и геофизические. К геологическим относятся полевые наблюдения. Они дают возможность непосредственно познакомиться на суше с породами верхней мантии и в немногих районах (Канадский и Западно-Австралийский щиты, Итальянские Альпы и некоторые другие) и нижней континентальной коры. В океанах она нередко обнажается полностью и из-под нее выступают породы верхней мантии. Они здесь доступны для драгирования, а также для прямых наблюдений с подводных обитаемых аппаратов. На суше известны древние аналоги океанской коры и верхов мантии — это офиолиты, выступающие на поверхность во внутренних зонах большинства складчатых систем. По ним мы можем судить об океанской коре геологического прошлого и частично о верхней мантии.

Ценные данные о составе нижних горизонтов коры и особенно верхней мантии дает изучение ксенолитов в базальтах континентов и океанских островов, а также включений в алмазоносных кимберлитах, поступающих с глубин до 150 км, где были обнаружены такие минералы сверхвысоких давлений, как сам алмаз, а также коэсит и ступоверит. Научные сведения о составе и особенно физическом состоянии континентальной коры на больших глубинах дало бурение Кольской сверхглубокой скважины, достигшей глубины 12 261 м. В настоящее время по примеру начатого в нашей стране сверхглубинного континентального бурения аналогичная скважина бурится в Германии и проектируется бурение в США, Японии и Франции.



Строение и состав океанской коры были освещены бурением более 800 скважин в Мировом океане с американских судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшн». Глубоководным бурением особенно подробно изучен осадочный чехол океанов; консолидированная часть коры вскрыта на ощутимую глубину лишь единичными скважинами и пока нигде не пройдена полностью; это составляет задачу дальнейших исследований по проекту глубоководного бурения.

Очень большая роль в изучении тектоносферы принадлежит геофизическим и прежде всего сейсмическим методам. Строение осадочного чехла крупных впадин на континентах и во внутренних и окраинных морях чрезвычайно успешно освещается *сейсмостратиграфией*, причем для привязки отдельных горизонтов к стратиграфической шкале достаточно редкой сети опорных, параметрических скважин. Для расшифровки строения коры в целом широкое применение нашло *глубинное сейсмическое зондирование* (ГСЗ).

Настоящим прорывом в мантийные глубины можно считать новое направление — *сейсмотомографию*, — заключающееся в компьютерном анализе прохождения сквозь всю толщу мантии, вплоть до границы ядра, сейсмических волн от многих тысяч землетрясений. Это позволило выявить в мантии, на разных ее глубинах, области повышенных и пониженных скоростей распространения сейсмических волн, которым, очевидно, соответствуют области уплотнения и разуплотнения мантии, ее охлаждения и разогрева. Тем самым было получено первое объективное подтверждение проявления конвекции в мантии.

## 2.2. Общие представления о составе и строении тектоносферы

В геологическом смысле по вещественному составу тектоносфера делится на земную кору и верхнюю мантию до глубины порядка 400 км, а в физическом, точнее реологическом, смысле — на литосферу и астеносферу, причем границы между этими подразделениями, как правило, не совпадают и литосфера обычно включает кроме коры и какую-то часть верхней мантии.

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твердой Земли. Она одевает нашу планету почти сплошным слоем, изменяя свою мощность от 0 на некоторых участках срединно-океанских хребтов и океанских разломов до 70 — 75 км под высокими горными сооружениями Анд, Гималаев и Тибета. Состав и строение коры под континентами и под океанами различно, что позволило выделить два ее главных типа.

**Океанская кора** занимает на Земле большую площадь, чем континентальная - 56%, но обладает меньшей мощностью, обычно не превышающей 5—7 км и возрастающей к подножию континентов. В строении (рис. 2.1) достаточно отчетливо выделяются три слоя.

*Первый*, или *осадочный слой* мощностью не более 1 км — в центральных частях океанов, вплоть до полного отсутствия в осевых зонах срединно-океанских хребтов, и до 10-15 км — на периферии океанов, близ континентальных подножий. В состав 1-го слоя входят глинистые, кремнистые и карбонатные глубоководные пелагические осадки, причем карбонаты распространяются лишь до некоторой глубины. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши, так называемые гемипелагические осадки. Скорость распространения продольных сейсмических волн ( $v_p$ ) в 1-м слое изменяется от 2,0 до 5,0 км/с. Возраст осадков этого слоя не превышает 180 млн. лет.

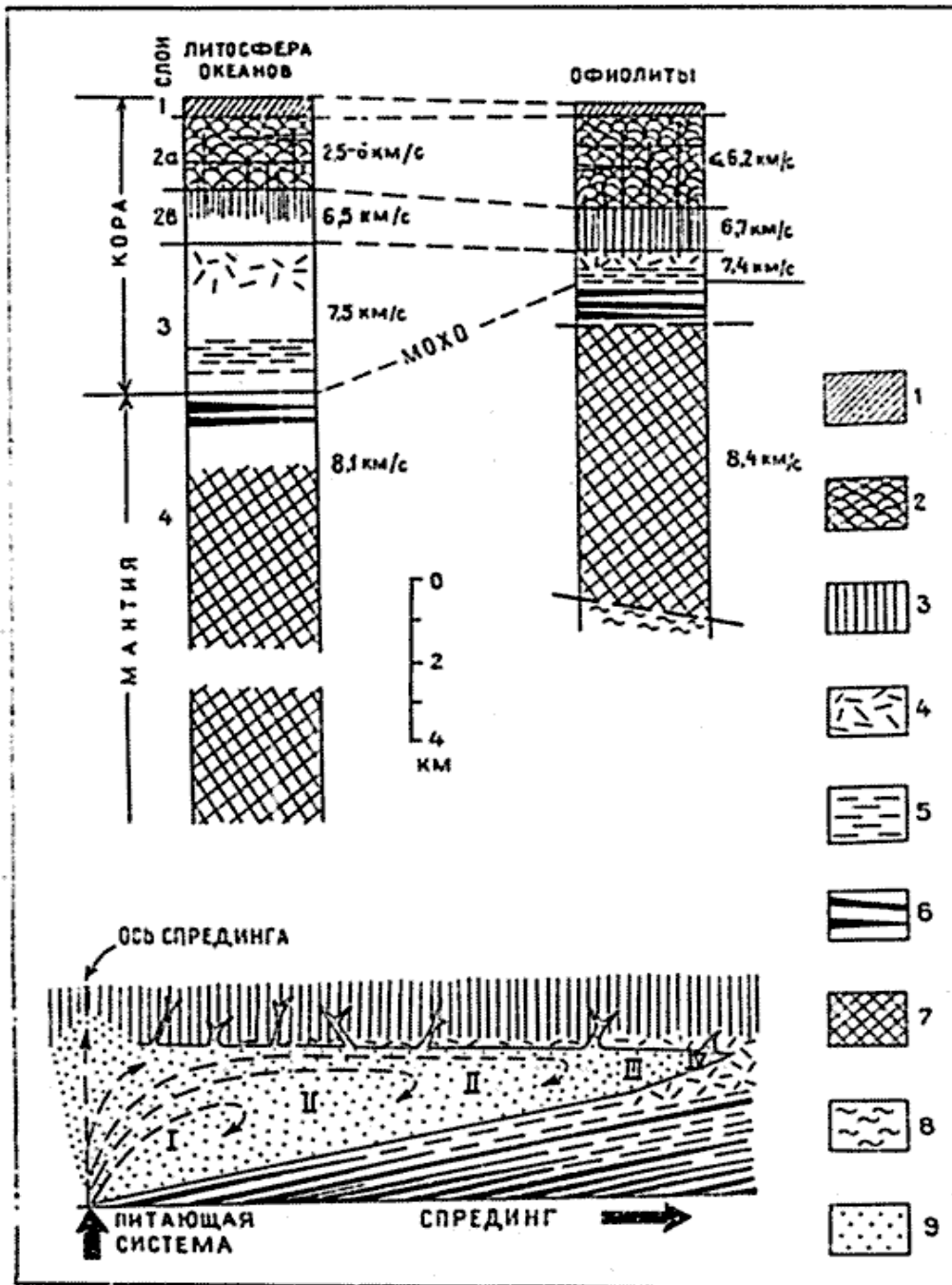


Рис 2.1. Разрез литосферы океанов в сравнении с усредненным разрезом офиолитовых аллохтонов (Бей-оф-Айлендс, Папуа, Семаиль, Троодос, Вуринос), по Дж. Спрею (1983), с дополнениями. Внизу — модель формирования главных единиц разреза в зоне океанского спрединга, по Дж. Палистеру и К. Хопсону (1981):

1 — пелагические осадки; 2 — излившиеся базальты; 3 — комплекс параллельных даек (долериты); 4 — верхние (не расслоенные) габброиды и габбро-долериты, 5, 6 — расслоенный комплекс (кумуляты): 5 — габброиды, 6 — ультрабазиты; 7 — тектонизированные перидотиты; 8 — базальный метаморфический ореол; 9 — базальтовая магма I—IV — последовательная смена условий кристаллизации в очаге по мере удаления от оси спрединга

*Второй слой* океанской коры в своей основной верхней части (2А) сложен базальтами и редкими и тонкими прослоями пелагических осадков; базальты эти нередко обладают характерной подушечной (в поперечном сечении) отдельностью (пиллоу-лавы), но встречаются и покровы массивных базальтов. В нижней части 2-го слоя (2В) обнаружены параллельные дайки долеритов. Общая мощность 2-го слоя 1,5 — 2 км, а скорость продольных сейсмических волн 4,5 — 5,5 км/с.

Строение 1-го и 2-го слоев океанской коры хорошо изучено глубоководным бурением, наблюдениями со спускаемых подводных аппаратов и драгированием. Второй слой на значительную мощность (1726 м) вскрыт скважиной 504 В в восточной части Тихого океана, близ побережья Коста-Рики.

*Третий слой* океанской коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и подчиненно ультраосновного состава. В его верхней части обычно развиты породы типа габбро, а нижнюю часть составляет «полосчатый комплекс», состоящий из образований габбро и ультрамафитов. Мощность 3-го слоя 5 км. Скорости продольных волн в этом слое достигает 6,0-7,0 км/с. Глубоководным бурением габбро 3-го слоя вскрыты лишь в одной точке в юго-западной части Индийского океана к югу от Мадагаскара, но состав слоя довольно хорошо известен по данным драгирования и наблюдений с подводных аппаратов. Полные разрезы океанской коры и верхов мантии наблюдались в Атлантике французской и советской экспедициями в стенках разломов.

Считается, что породы 2-го и 3-го слоев образовались примерно одновременно с породами 1-го слоя. Это подтверждено скв. 332В

глубоководного бурения в Центральной Атлантике, где среди базальтов 2-го слоя были обнаружены прослои фораминиферовых илов, принадлежащие той же фаунистической зоне, что и низы осадочного 1-го слоя, перекрывающие эти базальты. Кроме того, имеются радиометрические датировки пород 2-го и 3-го слоев, также свидетельствующие в пользу близости возраста основания осадочного слоя и двух других слоев океанской коры. Однако в некоторых и, возможно, не столь уж редких случаях базальты 2-го слоя залегают с перерывом на породах 3-го слоя; это особенно характерно для древних аналогов океанской коры (см. ниже). Океанская кора, вернее кора океанского типа, не ограничивается в своём распространении ложем океанов, а развита также в глубоководных котловинах окраинных морей, таких как Японское море, Южно-Охотская (Курильская) котловина Охотского моря, Филиппинское, Карибское и многие другие моря. Кроме того, имеются серьезные основания подозревать, что в глубоких впадинах континентов и мелководных внутренних и окраинных морей типа Баренцева, где мощность осадочного чехла составляет 10—12 км и более, он подстилается корой океанского типа; об этом свидетельствуют скорости продольных сейсмических волн порядка 6,5 км/с.

Выше говорилось, что возраст коры современных океанов (и окраинных морей) не превышает 180 млн. лет: Однако в пределах складчатых поясов континентов мы находим и гораздо более древнюю, вплоть до раннедокембрийской, кору океанского типа, представленную так называемыми *офиолитовыми комплексами* (или просто офиолитами). Термин этот принадлежит немецкому геологу Г. Штейнманну и был предложен им еще в начале XX в. для обозначения характерной «триады» пород, обычно встречающихся вместе в

центральных зонах складчатых систем, а именно серпентинизированных ультрамафитов, габбро, базальтов и радиоляритов. Сущность этого парагенеза пород долго интерпретировалась ошибочно, в частности, габбро и гипербазиты считались интрузивными и более молодыми, чем базальты и радиоляриты. Только в 60-е годы, когда были получены первые достоверные сведения о составе океанской коры, стало очевидным, что офиолиты — это океанская кора геологического прошлого. Это открытие имело кардинальное значение для правильного понимания условий зарождения подвижных поясов Земли.

Континентальная кора распространена не только в пределах собственно континента, т.е. суши, за возможным исключением наиболее глубоких впадин, но и в пределах шельфовых зон континентальных окраин и отдельных участков внутри океанских бассейнов - микроконтинентов. Тем не менее общая площадь развития континентальной коры меньше, чем океанской, и составляет 41% земной поверхности. Средняя мощность континентальной коры 35-40 км: она уменьшается к окраинам континентов и в пределах микроконтинентов и возрастает под горными сооружениями до 70—75 км.

В общем, континентальная кора, так же как и океанская, имеет трехслойное строение, но состав слоев, особенно двух нижних, существенно отличается от наблюдаемый в океанской коре. Слои эти следующие.

1. *Осадочный слой*, обычно именуемый *осадочным чехлом*. Его мощность изменяется от нуля на щитах и менее крупных поднятиях фундамента территории осевых зон складчатых сооружений до 10 и

даже 20 км во впадинах платформ, предгорных и межгорных прогибах горных поясов. Правда, в этих впадинах кора, подстилающая осадки и обычно называемая *консолидированной*, может уже быть ближе по своему характеру к океанской, чем к континентальной. В состав осадочного слоя входят различные осадочные породы преимущественно континентального или мелководного морского происхождения реже батинального (опять-таки в пределах глубоких впадин) происхождения, а так же практически повсеместно, покровы и силлы основных магматических пород, образующие трапповые поля. Скорость продольных волн в осадочном слое составляет 2,0 — 5,0 км/с с максимумом для карбонатных пород. Возрастной диапазон пород осадочного чехла — до 1,7 млрд. лет, т.е. на порядок выше, чем осадочного слоя современных океанов.

2. Верхний слой консолидированной коры выступает на дневную поверхность в зонах складчатых сооружений, он вскрыт на глубину 12 км в Сверхглубокой скважине и на значительно меньшую глубину в скважинах в Волго-Уральской области на Русской плите, на плите Мидконтинента США и на Балтийском щите в Швеции. Золотодобывающая шахта в Южной Индии прошла по данному слою до 3,2 км, в Южной Африке — до 3,8 км. Поэтому состав этого слоя, по крайней мере его верхней части хорошо известен. Главную роль в его сложении играют различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и граниты, в связи с чем он нередко именуется *гранитогнейсовым*. Скорость продольных волн в нем составляет 4,5 - 6,5 км/с. В фундаменте залегают породы, имеющие архейско-протерозойский или даже мезозойский возраст, а частично и во внутренних зонах молодых складчатых сооружений этот же слой сложен менее сильно метаморфизованными (зеленосланцевая фация

вместо амфиболитовой) породами и содержит меньше гранитов, поэтому здесь его часто называют *гранитно-метаморфическим слоем*, а типичные скорости продольных скоростей в нем порядка 5,5 — 6,0 км/с. Мощность данного слоя коры достигает 15 — 20 км на платформах и 25—30 км в горных сооружениях: поэтому попытки достигнуть бурением его подошвы, предпринятые в Кольской и Саатлинской сверхглубоких скважинах, оказались безуспешными.

3. Нижний слой консолидированной коры. Первоначально предполагалось, что между двумя слоями консолидированной коры существует четкая сейсмическая граница, получившая по имени ее первооткрывателя — немецкого геофизика — название границы Конрада. Бурение только что упоминавшихся скважин поставило под сомнение существование такой четкой границы; иногда вместо нее сейсмика обнаруживает в коре не одну, а две ( $K_1$  и  $K_2$ ) границы, что дало основание выделить в нижней коре два слоя. Состав пород, слагающих нижнюю кору, как отмечалось, недостаточно известен, так как скважинами она не достигнута, а на поверхности обнажается фрагментарно. Этот слой коры называется *гранулит-базитовым*. В настоящее время большинство геофизиков различают верхнюю и нижнюю кору по другому признаку — по их отличным реологическим свойствам: верхняя кора жесткая и хрупкая, нижняя — пластичная. На многих сейсмических профилях через фундамент платформ нижняя кора характеризуется наличием многочисленных параллельных отражающих площадок, которые рядом исследователей интерпретируются как пластовые внедрения основных магматических пород. Если это так, то лишним раз подтверждается наименование данного слоя коры как гранулит-базитового. Скорость продольных волн в нижней коре 6,4—7,7 км/с; принадлежность к коре или мантии



низов этого слоя со скоростями более 7,0 км/с нередко спорна. Есть предположение, что и некоторых районах, в частности под трапповыми полями, кора подстилается продуктами кристаллизации основной магмы, не вышедшей на поверхность.

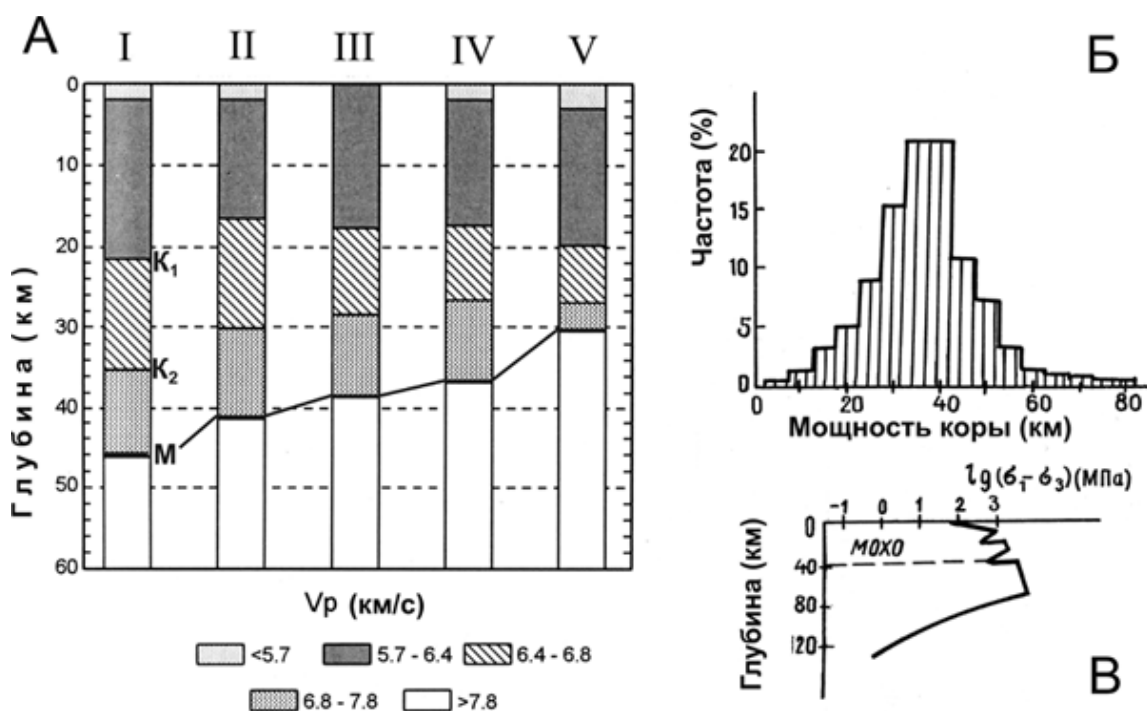


Рис. 2.2 Структура и мощность континентальной коры. А — главные типы разреза по сейсмическим данным: I—II — древние платформы (I - щиты II — синеклизы), III — шельфы, IV — молодые орогены.  $K_1$ ,  $K_2$  — поверхности Конрада, М — поверхность Мохоровичича, скорости указаны для продольных волн (Н.И. Павленкова, 1978); Б - гистограмма распределения мощностей континентальной коры (Дж. Коглеи, 1984); В — профиль обобщенной прочности (Л.И. Лобковский, 1990)

Между двумя крайними типами земной коры океанским и континентальным — существуют переходные типы. Один из них — *субокеанская кора* — развит вдоль континентальных склонов и подножий, возможно, подстилает дно котловин некоторых не очень глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Субокеанская кора представляет собой утоненную до 15—20 км, пронизанную дайками и силлами основных магматических пород континентальную кору. Она вскрыта скважиной глубоководного бурения у входа в

Мексиканский залив и обнажена на побережье Красного моря. Другой тип переходной коры — *субконтинентальный* (термины принадлежат русскому геофизику И. П. Косминской) — образуется в том случае, когда океанская кора в энсиматических вулканических дугах, превращается в континентальную, но еще не достигает полной «зрелости», обладая пониженной, менее 25 км, мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн — не более 5,0—5,5 км/с в низах коры.

Некоторые исследователи выделяют в качестве особых типов еще две разновидности океанской коры, о которых уже шла речь выше; это, во-первых, утолщенная до 25—30 км океанская кора внутренних поднятий океана (Исландия и др.) и, во-вторых, кора океанского типа, «надстроенная» мощным, до 15—20 км, осадочным чехлом (Прикаспийская впадина и др.).

### **Поверхность Мохоровичича и состав верхней мантии.**

Граница между корой и мантией, обычно сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5—7,7 до 7,9—8,2 км/с, известна как поверхность Мохоровичича (или просто Мохо и даже М), по имени установившего ее хорватского геофизика. В океанах эта граница отвечает переходу от полосчатого комплекса 3-го слоя с преобладанием габброидов к сплошным серпентинизированным перидотитам (гарцбургитам, лерцолитам), реже дунитам, местами выступающим на поверхность дна, а в скалах Сан-Паулу в Атлантике против берегов Бразилии и на о. Забаргад в Красном море, возвышающимся над поверхностью океана. Обычно граница Мохо в океанах несет следы сильной тектонизации и можно предполагать, что вдоль нее происходят значительные подвижки и даже срывы коры относительно мантии.

Верхи океанской мантии можно наблюдать местами на суше в составе низов офиолитовых комплексов. Их мощность в Омане достигает 8 км, а в Папуа-Новой Гвинее, возможно, даже 12 км. Сложены они перидотитами, в основном гарцбургитами. По мнению некоторых исследователей, в океанах и вулканических дугах сейсмическая граница Мохо не совпадает с петрологической и проходит выше последней, так как полосчатый кумулятивный комплекс низов коры, состоящий в значительной степени из ультрамафитов, по сейсмическим скоростям относится уже к мантии.

На континентах поверхность Мохо недоступна непосредственному изучению и существуют основания полагать, что здесь переход от коры к мантии носит более сложный характер, тем более что на ряде профилей ГСЗ, в частности на Украинском щите, обнаруживается не одна, а несколько границ М, которые интерпретируются как результат перескока поверхности М с одного уровня на другой вследствие фазовых превращений.

Верхняя часть мантии вторично обеднена рядом компонентов: кремнеземом, щелочами, ураном, торием, редкими землями и другими некогерентными элементами благодаря выплавлению из нее базальтовых пород земной коры. Эта «истощенная» («деплетированная») мантия простирается под континентами на большую глубину (охватывая всю или почти всю ее литосферную часть), чем под океанами, сменяясь глубже «неистощенной» мантией. Средний первичный состав мантии должен быть близок к шпинелевому лерцолиту или гипотетической смеси перидотита и базальта в пропорции 3:1, названной австралийским ученым А.Е. Рингвудом *пиролитом*.

На глубине около 400 км начинается быстрое возрастание скорости сейсмических волн; отсюда до 670 км простирается *слой Голицына*, названный так в честь русского сейсмолога Б.Б. Голицына. Его выделяют еще в качестве средней мантии, или *мезосферы* — переходной зоны между верхней и нижней мантией. Возрастание скоростей упругих колебаний в слое Голицына объясняется увеличением плотности вещества мантии примерно на 10% в связи с переходом одних минеральных видов в другие, с более плотной упаковкой атомов: оливина в шпинель, пироксена в гранат.

Нижняя мантия начинается с глубины порядка 670 км. Эксперименты по поведению вещества, отвечающего мантийному при давлениях, соответствующих нижнемантийным, показывают, что нижняя мантия должна быть сложена в основном перовскитом ( $\text{MgSiO}_3$ ) и магнезиовюститом  $(\text{Fe,Mg})\text{O}$  — продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию. Но те же эксперименты обнаружили, что этих фазовых превращений недостаточно, чтобы обеспечить реально наблюдаемую плотность вещества нижней мантии, и заставили предполагать некоторое изменение ее химического состава, а именно увеличение отношения  $\text{Fe/Mg}$ .

Ядро Земли в своей внешней части, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее — снова твердым. Конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли. Состав ядра подавляющим большинством геофизиков принимается железным. Но опять же по экспериментальным данным приходится допустить некоторую примесь никеля, а также серы, либо кислорода, либо кремния, чтобы объяснить пониженную плотность ядра по сравнению с определенной для чистого железа.

По данным сейсмотомографии, поверхность ядра является неровной и образует выступы и впадины с амплитудой до 5—6 км. На границе мантии и ядра выделяют переходный слой с индексом D" (этот и другие индексы взяты из схемы К. Буллена, обозначившего кору индексом А, верхнюю мантию — В, среднюю — С, нижнюю — D, верхнюю часть нижней мантии D'). Мощность слоя D" местами достигает 300 км (Т. Джордан и др.).

**Литосфера и астеносфера.** В отличие от коры и мантии, выделяемым по геологическим данным (по вещественному составу) и данным сейсмологии (по скачку скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича), литосфера и астеносфера — понятия чисто физические, вернее реологические. Исходным основанием для выделения астеносферы — ослабленной, пластичной оболочки, подстилающей более жесткую и хрупкую литосферу, — была необходимость объяснения факта изостатической уравновешенности коры, обнаруженного при измерениях силы тяжести у подножия, горных сооружений. Первоначально ожидалось, что такие сооружения, особенно столь грандиозные, как Гималаи, должны создавать избыточное притяжение. Однако когда в середине XIX в. были произведены соответствующие измерения, оказалось, что такого притяжения не наблюдается. Следовательно, даже крупные неровности рельефа земной поверхности чем-то компенсированы, уравновешены на глубине для того, чтобы на уровне земной поверхности не проявлялось значительных отклонений от средних значений силы тяжести. Таким образом, исследователи пришли к выводу что имеется общее стремление земной коры к уравновешенности за счет мантии; явление это получило название *изостазии*.

Существуют два способа осуществления изостазии. Первый заключается в том, что горы обладают корнями, погруженными в мантию, т.е. изостазия обеспечивается вариациями мощности земной коры и нижняя поверхность последней обладает рельефом, обратным рельефу земной поверхности; это гипотеза английского астронома Дж. Эри (рис. 2.3). В региональном масштабе она обычно оправдывается, так как горные сооружения действительно обладают более толстой корой и максимальная толщина коры наблюдается у наиболее высоких из них (Гималаи, Анды, Гиндукуш, Тянь-Шань и др.). Но возможен и другой механизм реализации изостазии: участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а участки пониженного — более плотными; это гипотеза другого английского ученого — Дж. Пратта. В этом случае подошва земной коры может быть даже горизонтальной. Уравновешенность континентов и океанов достигается комбинацией обоих механизмов — кора под океанами и много тоньше, и заметно плотнее, чем под континентами.

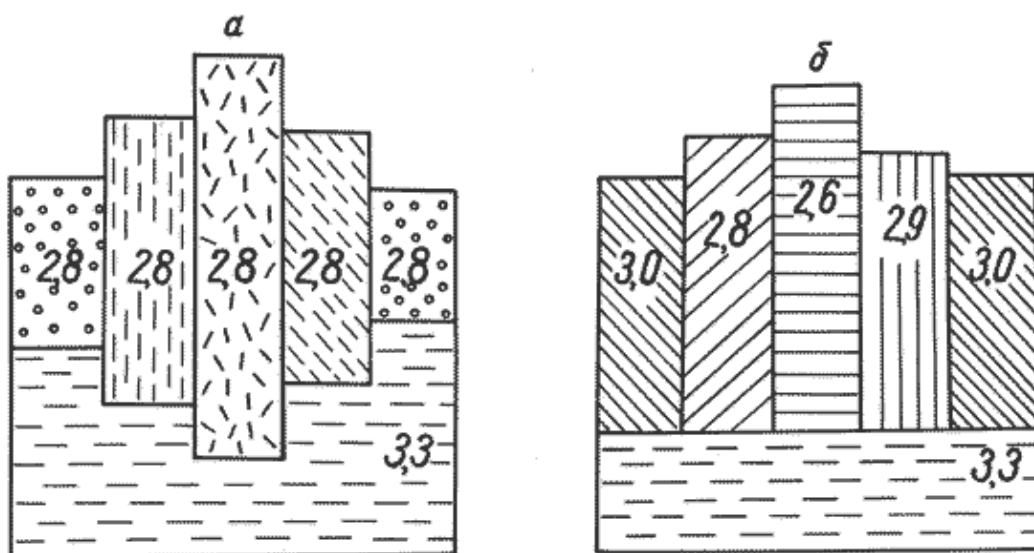


Рис. 2.3 Схемы изостатического равновесия земной коры: а — по Дж. Эри, б — по Дж. Пратту

Как показали гравиметрические исследования, большая часть поверхности Земли находится в состоянии, близком к изостатическому

равновесию. Действие изостазии наглядно проявляется в том, что под тяжестью ледниковых покровов, достигающих 4-километровой мощности, поверхность коры в пределах Антарктиды и Гренландии испытала значительное прогибание, опустившись на больших участках ниже уровня океана. Напротив, Скандинавия и Канада, освободившись сравнительно недавно от ледникового панциря, испытывают поднятие, на порядок превышающее по скорости то поднятие, которое они испытывали до наступления ледникового периода.

Наибольшие отклонения от изостазии — изостатические аномалии— обнаруживают островные дуги и сопряженные с ними глубоководные желоба. Такие отклонения и тем более движения, направленные на нарушение, а не на восстановление изостатического равновесия, — антиизостатические движения - требуют специального объяснения — привлечения действия дополнительных сил.

Для того чтобы стремление к изостатическому равновесию было эффективным, т.е. под дополнительной нагрузкой происходило бы погружение коры, а при снятии нагрузки - ее подъем, надо, чтобы под корой существовал достаточно пластичный слой, способный к перетеканию из областей повышенного геостатического давления в области пониженного давления. Именно для этого слоя, первоначально выделенного гипотетически, американский геолог Дж. Баррелл и предложил в 1916 г. название *астеносфера*, что означает «слабая оболочка». Это предположение было подтверждено лишь много позднее, в 60-е годы, когда сейсмологами (Б. Гутенберг) было обнаружено существование на некоторой глубине под корой зоны понижения или отсутствия повышения, естественного при увеличении давления, скорости сейсмических волн. В дальнейшем появился другой метод установления астеносферы — метод магнитотеллурического

зондирования, при котором астеносфера проявляет себя как зона понижения электрического сопротивления. Кроме того, сейсмологи выявили еще один признак астеносферы — повышенные затухания сейсмических волн.

Все эти особенности астеносферы характеризуют ее как оболочку пониженной по сравнению с литосферой вязкости. Такое свойство астеносферы объясняют частично расплавленным состоянием слагающего ее вещества. Содержание расплава должно быть невелико и составляет всего лишь несколько процентов; пленка расплава вокруг твердых зерен снижает вязкость и увеличивает пластичность. Обычно этому способствует повышение температуры, эффект которого на данной глубине может превзойти эффект повышения давления с глубиной, которое препятствует плавлению. Аналогичную роль может играть и снижение давления (декомпрессия), особенно резкое, например, вдоль разломов, связанных с растяжением, или при утонении литосферы.

Дальнейшее повышение температуры или понижение давления приводит к увеличению содержания расплава в астеносфере и к образованию магматических камер, питающих эффузивный или интрузивный магматизм. Образующаяся в астеносфере магма имеет базальтовый состав, т.е. содержит больше кремнезема, чем исходное ультраосновное вещество. И только при еще более высокой температуре происходит переход в расплав большего процента мантийного вещества и образование магмы ультраосновного же состава. Но такие условия были широко распространены лишь на ранних стадиях развития Земли, до 2,5 млрд. лет, — в архее, когда тепловой поток был значительно более высоким, чем современный.



Итак, астеносфера является главным источником магматической деятельности на Земле. В XIX в. эта роль приписывалась гипотетическому расплавленному слою, подстилающему твердую кору. Но затем сейсмологи установили, что Земля является твердой вплоть до внешнего ядра. Тем самым возникла проблема с источником магмы. Открытие астеносферы решило эту проблему. Но магматические очаги возникают и в коре, и в литосферной мантии, они часто являются вторичными по отношению к астеносферным и играют подчиненную роль. Мантийные магмы, как отмечалось, имеют базальтовый состав; если они возникают за счет истощенной, деплетированной мантии, их отличает крайне низкое содержание щелочей и вообще некогерентных элементов, их продуктом являются толеитовые базальты. В случае, если магматические очаги образуются в недеплетированной мантии, они дают щелочные базальты, обогащенные некогерентными элементами. Коровые магмы имеют более разнообразный и в общем более кислый состав, вплоть до риолитов и гранитов. Широко распространены породы, образовавшиеся благодаря взаимодействию мантийных магм с моровым веществом; к ним относятся диориты, монцониты и др. Существенное влияние на состав магм и пород имеют поднимающиеся из мантийных глубин или из зон поддвига океанской коры флюиды, вызывающие метасоматические изменения мантии и (или) коры и привносящие в них легкоподвижные компоненты.

Астеносфере принадлежит также ведущая роль в движениях литосферы. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные пластины-плиты и вызывает их горизонтальные перемещения. Подъем поверхности астеносферы приводит к подъему литосферы, а в предельном случае — к разрыву ее сплошности,

образованию раздвига и опусканию. К последнему ведет также отток астеносферы.

Таким образом, из двух оболочек, составляющих тектоносферу, астеносфера является активным, а литосфера — относительно пассивным элементом. Их взаимодействием определяется тектоническая и магматическая «жизнь» земной коры.

Первоначально считалось, что в океанах граница литосферы и астеносферы проходит на глубине 50—60 км, а на континентах — 100—120 км. Однако развитие глубинного сейсмического зондирования показало, что амплитуда колебаний глубины кровли астеносферы значительно больше. В осевых зонах срединно-океанских хребтов, особенно на Восточно-Тихоокеанском поднятии, кровля астеносферы находится на глубине всего 3—4 км, т.е. литосфера ограничивается лишь верхней частью коры. По мере движения к периферии океанов толщина литосферы увеличивается за счет низов коры, а в основном верхов мантии и может достигать 80 — 100 км. В центральных частях континентов, особенно под щитами древних платформ, таких как Восточно-Европейская или Сибирская, мощность литосферы измеряется уже 150-200 км и более (в Южной Африке 350 км); по некоторым представлениям (Т. Джордан), она может достигать 400 км, т.е. здесь вся верхняя мантия выше слоя Голицына должна входить в состав литосферы.

Трудность обнаружении астеносферы на глубинах более 150—200 км породила у некоторых исследователей сомнения в ее существовании под такими областями и привела их к альтернативному представлению, что астеносферы как сплошной оболочки, т.е. именно геосферы, не существует, а имеется серия разобщенных «астенолинз».

С этим выводом, который мог бы иметь важное значение для геодинамики, нельзя согласиться, так как именно указанные области демонстрируют высокую степень изостатической уравновешенности, ведь к ним относятся приведенные выше примеры областей современного и древнего оледенения — Гренландия и др.

Астеносферу не везде легко обнаружить, так как происходит изменение её вязкости по латерали. Зависит это от уменьшения содержания в астеносфере расплава; в пределе отличие астеносферы от литосферы может состоять лишь в аморфизации вещества. И все это определяется величиной идущего из недр теплового потока: чем выше этот поток и соответственно геотермический градиент, тем на меньшей глубине происходит переход от литосферы к астеносфере и тем мощнее оказывается последняя.

### 3. КОНЦЕПЦИЯ ТЕКТОНИКИ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

С самого начала становления научной геологии, с середины XVIII в., ее главной задачей было объяснение причин движений земной коры, изменений ее структуры и явлений магматизма. С этой целью последовательно выдвигались различные гипотезы: это гипотезы поднятия, контракции, пульсационная, ротационная, расширения Земли, глубинной дифференциации и, наконец, дрейфа материков. Каждая из этих гипотез опиралась на какую-то реально наблюдаемую сторону тектонических процессов и не учитывала их действительного многообразия и (или) не могла предложить удовлетворительного их механизма. Так, гипотеза поднятия поставила в центр внимания поднятие горных сооружений и сопряженные с ним опускания, но не смогла удовлетворительно объяснить происхождение складчатости, из-за чего и была оставлена. Гипотеза контракции, напротив, главное внимание сосредоточила на объяснении складкообразования и добилась в этом направлении некоторого успеха, но оставила без объяснения поднятия, не связанные со складчатостью, и магматизм. Пульсационная гипотеза пыталась дополнить контракционную представлением о чередовании в истории Земли эпох сжатия и расширения, что давало возможность объяснить образование грабенов, заложение геосинклиналей и излияния базальтов, но не раскрывала механизм пульсаций и не учитывала факт одновременного формирования структур растяжения и сжатия. Гипотеза расширяющейся Земли впервые дала удовлетворительное объяснение образованию молодых океанов, но игнорировала существование древних и не могла должным образом объяснить происхождение складчатых и тем более складчато-покровных поясов. Несостоятельными оказались и представления о значительном

расширении Земли в ходе геологической истории. Ротационная гипотеза оказалась пригодной лишь для объяснения происхождения планетарной системы разломов и трещин.

Ближе всего к истине, как потом оказалось, подошла гипотеза дрейфа материков А. Вегенера, но она не смогла предложить убедительный механизм этого дрейфа. Между тем такой механизм уже выдвигался в начале века австрийским геологом О. Амферером, немецким геофизиком Р. Швиннером и рядом других ученых, которые называли его подкоровыми течениями. Позднее голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес связал эти течения с конвекцией в мантии, а британец А. Холмс и американец Д. Григгс в конце 20-х — начале 30-х годов объяснили дрейф материков действием конвекции и тем самым фактически предвосхитили современный вариант мобилизма — тектонику плит. Однако в те годы еще не было убедительных доказательств правоты этих взглядов, в глазах большинства геологов и геофизиков они казались слишком парадоксальными, и в 30—50-е годы господствующее положение заняла гипотеза глубинной дифференциации, которая связала образование поднятий и сопряженных с ними опусканий земной коры с глубинной, на уровне мантии, дифференциацией мантийного вещества и подъемом (адвекцией) к поверхности легких продуктов этой дифференциации — астенолитов. Складчатость и надвиги рассматривались этой гипотезой как побочный результат образования поднятия, а крупные горизонтальные перемещения коровых масс отрицались — основная роль отводилась вертикальным движениям.

В конце 50-х — начале 60-х годов началось интенсивное геолого-геофизическое исследование океанов и был сделан ряд принципиально важных геофизических открытий. Было установлено существование

астеносферы и тем самым слоя, по поверхности которого возможно относительное перемещение литосферы. Было подтверждено предполагавшееся Вегенером коренное отличие мощности и состава океанской коры от континентальной. Было обнаружено существование грандиозной системы срединно-океанских хребтов и рифтов. В океане были открыты линейные знакопеременные магнитные аномалии, параллельные и симметричные относительно осей срединных хребтов. Было открыто также явление периодических инверсий магнитного поля Земли. Горные породы оказались обладающими остаточной намагниченностью, позволяющей восстановить их положение в древнем магнитном поле. На этой основе возникло новое научное направление - палеомагнетизм, первые же результаты которого показали, что материки испытали значительные перемещения, прежде чем занять свое современное положение.

Все эти и некоторые другие новые открытия не укладывались ни в одну тектоническую гипотезу фиксистского направления и заставили вспомнить о гипотезе Вегенера, которая к тому времени насчитывала лишь очень немногочисленных сторонников. В 1961 — 1968 гг. усилиями американских, английских, канадских и французских геофизиков и геологов были разработаны основы новой мобилистской теории, первоначально больше известной как *новая глобальная тектоника* или *тектоника плит* (тектоника литосферных плит).

Зародышем ее явилась идея об образовании океанов в результате раздвижения континентов и разрастания пространства молодой океанской коры начиная от осей срединно-океанских хребтов. Этот процесс был впервые описан американскими геологом Г. Хессом и геофизиком Р. Дитцем и получил от последнего название *спрединга океанского дна*. На основе идеи спрединга и установленных недавно

перед этим инверсий магнитного поля английские геофизики Ф. Вайн и Д. Мэтьюз одновременно с канадцем Л. Морли предложили изящное объяснение полосовых магнитных аномалий океана.

Развивая эту идею, американские геофизики Дж. Хейртцлер и другие разработали первую возрастную шкалу магнитных аномалий океана, охватывающую кайнозой и вторую половину позднего мела. Американский геолог Г. Менард открыл в Тихом океане гигантские разломы, пересекающие срединно-океанские хребты, а канадский геофизик Дж. Т. Вилсон установил, что они образуют особый класс разломов, и назвал их *трансфертными*. Американские сейсмологи Б. Айзеке, Дж. Оливер и Л. Сайке, изучив распределение землетрясений по земному шару и механизмы смещений и их очагах, смогли нарисовать общую картину смещений литосферных плит, которые были выделены американским геофизиком Дж. Морганом, английскими исследователями Д. Маккензи и Ф. Паркером и французским — К. Ле Пишоном. Так общими усилиями ученых четырех стран, первыми получивших новый фактический материал по геологии океанов и геофизике, была сформулирована эта новая концепция, опубликованная в основных чертах в американском «Journal of Geophysical Research» в 1968 г. («Новая глобальная тектоника». М., «Мир», 1974).

Другое подтверждение реальности спрединга принесли наблюдения с подводных спускаемых аппаратов. Они обнаружили неопровержимые следы растяжения в осевых рифтовых зонах срединных хребтов и показали справедливость взглядов Дж.Т. Вилсона относительно трансформных разломов, пересекающих эти зоны. В дальнейшем (франко-японский проект Кайко) изучению стали подвергаться и зоны сближения плит, и здесь также получены данные,

доказывающие правильность представления о поддвиге одних плит под другие.

Третью категорию доказательств справедливости тектоники плит доставили данные космической геодезии, которые подтвердили, что плиты испытывают относительно друг друга горизонтальные перемещения, и показали общее совпадение знака и скорости этих перемещений с предсказанными по полосовым магнитным аномалиям.

С появлением сейсмической томографии нашла подтверждение реальность конвективных течений в мантии, рассматриваемых тектоникой плит в качестве основной движущей силы.

Все это дает полное основание расценивать тектонику плит как первую научную теорию, имеющую достаточную предсказательную силу. Статус тектоники плит как теории подкрепляется и тем немаловажным обстоятельством, что она имеет определенную математическую количественную формулировку, благодаря которой современная или так называемая мгновенная кинематика плит, включающая направления и скорости их взаимных перемещений, может быть экстраполирована и в прошлое и в будущее. Это резко отличает тектонику плит от прежних умозрительных и качественных построений, в том числе и от гипотезы Вегенера — ее непосредственной предшественницы.

Основные положения тектоники литосферных плит.

1. *Первой предпосылкой* тектоники плит является разделение верхней части твердой Земли на две оболочки, существенно отличающиеся по реологическим свойствам (вязкости), — жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу. Как уже говорилось,



выделение этих двух оболочек производится по сейсмологическим (скорость сейсмических волн, степень их затухания) или магнитотеллурическим (степень сопротивления естественным электрическим токам) данным, причем надо добавить, что граница литосферы и астеносферы по этим двум категориям данных может не вполне совпадать.

Рис. 3.1. Литосферные плиты Земли. Среди малых плит и микроплит: Х — Хуан-де-Фука; Ко — Кокос; К — Карибская; А — Аравийская; Кт — Китайская; И — Индокитайская; О — Охотская; Ф — Филиппинская. 1 — дивергентные границы (оси спрединга); 2 — конвергентные границы (зоны субдукции, реже — зоны коллизии); 3 — трансформные разломы и прочие границы; 4 — векторы «абсолютных» движений литосферных плит (в координатах горячих точек), по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978), с дополнениями; максимальная скорость около 10 см/год

Рис. 3.2. Размещение эпицентров землетрясений на поверхности Земли, по М. Барзанги, Дж. Дорману (1969)

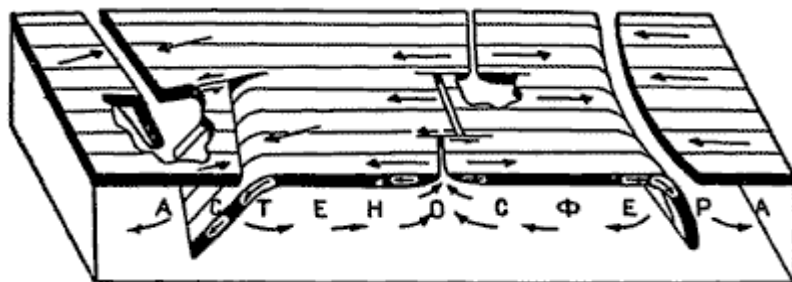


Рис. 3.3. Блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (1968), иллюстрирующая относительное движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции

2. *Второе положение* тектоники плит, которому она и обязана своим названием, состоит в том, что литосфера естественно подразделена на ограниченное число плит — в настоящее время семь крупных и столько же малых (рис. 3.1). Основанием для их выделения и проведения границ между ними служит размещение очагов землетрясений (рис. 3.2). Оно отличается крайней неравномерностью: внутренние части плит практически асейсмичны, вернее очень слабо сейсмичны (есть исключения), а основное выделение сейсмической энергии происходит на границах между плитами, которые по этому признаку и проводятся. В большинстве случаев, но не везде, эти границы достаточно четкие, но

в Евразии существует широкий пояс рассеянной сейсмичности и нечто подобное наблюдается в Северной Америке — на Аляске и в южной части Северо-Американских Кордильер (см. гл. 14).

3. *Третье положение* тектоники плит касается характера их взаимных перемещений. Различают три рода таких перемещений и соответственно границ между плитами: 1) *дивергентные границы*, вдоль которых происходит раздвижение плит, — спрединг; 2) *конвергентные границы*, на которых идет сближение плит, обычно выражающееся поддвигом одной плиты под другую (рис. 3.3); если океанская плита пододвигается под континентальную, этот процесс называется *субдукцией*, если океанская плита (кора, литосфера) надвигается на континентальную — *обдукцией*; если сталкиваются две континентальные плиты, тоже обычно с поддвигом одной под другую, — *коллизией*; 3) *трансформные границы*, вдоль которых происходит горизонтальное скольжение одной плиты относительно другой по плоскости вертикального трансформного разлома.

В природе преобладают границы первых двух типов (см. рис. 3.1). Дивергентные границы приурочены к осевым зонам срединно-океанских хребтов и межконтинентальным рифтам, конвергентные — к осевым зонам глубоководных желобов, сопряженных с островными дугами. Некоторые границы, как видно из той же схемы, являются одновременно конвергентными и трансформными, т.е. сочетают элементы поддвига и сдвига (транспрессивные границы).

На дивергентных границах, в зонах спрединга, происходит непрерывное рождение новой океанской коры; поэтому эти границы называют еще *конструктивными*. Кора эта перемещается астеносферным течением в сторону зон субдукции, где она

поглощается на глубине; это дает основание называть такие границы *деструктивными*, что не очень удачно, так как за счет океанской коры здесь рождается континентальная.

Все границы плит на поверхности Земли сочленяются друг с другом. Особый интерес представляют *тройные сочленения*, где сходятся три такие границы, причем эти границы могут быть разного рода — оси спрединга, оси глубоководных желобов, т.е. зоны субдукции, трансформные разломы. Наиболее распространено сочленение трех осей спрединга типа наблюдаемого в районе о. Буве на юге Атлантики или в центре Индийского океана.

4. *Четвертое положение* тектоники плит заключается в том, что при своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической геометрии, а точнее *теореме Эйлера*, согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли. Выход этой воображаемой оси на земную поверхность называется *полюсом вращения* или *раскрытия*. Поскольку на поверхности Земли трансформные разломы простираются вдоль тех же дуг окружностей, в центре которых находится полюс вращения, эта воображаемая точка может быть найдена как точка пересечения перпендикуляров, проведенных относительно трансформных разломов.

Это положение тектоники плит накладывает вполне определенные ограничения на реконструкции их перемещений и позволяет использовать ЭВМ в таких реконструкциях, что чрезвычайно важно.

5. *Пятое положение* тектоники плит гласит, что объем поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга. Таким образом, субдукция полностью компенсирует спрединг, и объем Земли и ее радиус остаются постоянными вопреки тому, что допускалось гипотезами контракции, пульсации и расширения Земли. Именно это постоянство радиуса Земли обеспечивает достоверность плитнотектонических палеореконструкций.

6. *Шестое положение* тектоники плит усматривает основную причину движения плит в мантийной *конвекции*. Эта конвекция в классической модели 1968 г. является чисто тепловой и общемантийной, а способ ее воздействия на литосферные плиты состоит в том, что эти плиты, находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются течением последней и движутся на манер ленты конвейера от осей спрединга к зонам субдукции. В целом схема мантийной конвекции, приводящей к плитнотектонической модели движений литосферы, состоит в том, что под срединно-океанскими хребтами располагаются восходящие ветви конвективных ячеек, под зонами субдукции — нисходящие, а в промежутке между хребтами и желобами, под абиссальными равнинами и континентами — горизонтальные отрезки этих ячеек.

В настоящее время непосредственное увлечение литосферных плит астеносферным течением вследствие вязкого сцепления между литосферой и астеносферой не считается единственной и даже главной, движущей плиты, силой, поскольку вязкости литосферы и астеносферы существенно различаются. Значительно большая роль отводится двум другим силам — отталкиванию литосферных плит от осей срединных хребтов под влиянием гравитации, вследствие их значительного превышения над абиссальными равнинами и их затягиванию в зоны

субдукции вследствие того, что в результате охлаждения океанская литосфера оказывается более тяжелой, чем астеносфера, и утрачивает благодаря этому свою плавучесть.

Мантийная конвекция не является чисто умозрительным построением. Ее неизбежность стала очевидной после того, как были открыты явления интенсивной гидротермальной деятельности (горячие источники) в зонах спрединга. не только срединно-океанских, но и окраинно-морских, что заставило резко увеличить оценку теплового потока, идущего из глубин Земли. Если бы это тепло удалялось из недр только путем кондуктивной теплопроводности. Земля должна была бы достаточно быстро разогреться, а ее верхние оболочки — расплавиться (собственно, такой разогрев, хотя и меньшего масштаба, и предполагался в ранних тепловых моделях Земли, когда не учитывался конвективный теплоперенос). Конвекция является гораздо более эффективным механизмом удаления внутреннего тепла Земли. В настоящее время, как указывалось выше, ее реальность подтверждена сейсмотомографией, выявившей существование в мантии чередования областей разогрева и охлаждения.

Источники внутреннего тепла Земли в тектонике плит, основные положения которой мы только что изложили, не рассматриваются. Все геофизики согласны в том, что Земля «работает» как тепловая машина, но сильно расходятся в оценке относительной роли отдельных из этих источников. Современные специалисты в области планетной космогонии сходятся в том, что Земля на стадии своего формирования должна была сильно разогреться вследствие соударения планетезималей, вплоть до образования на поверхности или близ поверхности «магматического океана», а через какое-то время, не

позднее 3,5 млрд. лет, когда появилось магнитное поле, — возникновения расплавленного внешнего ядра.

Сам процесс обособления ядра, по общему мнению, должен был сопровождаться значительным тепловыделением. Дополнительным источником тепла на этой стадии были мощные твердые приливы, связанные с гравитационным воздействием еще близко расположенной Луны. Таким образом, на наиболее ранней стадии развития Земля была достаточно горячей, хотя к 3,8 млрд. лет температура ее поверхности и снизилась до менее 100°, о чем свидетельствует появление жидкой воды. Все же в архее, т.е. до 2,5 млрд. лет, тепловой поток оставался еще значительно выше современного, в 2 — 3, если не в 4—5 раз. По мере того как расходовались запасы «первичного» тепла Земли, возрастает относительное значение двух других источников естественной радиоактивности вещества в процессе магматической деятельности. Но выделение радиогенного тепла на ранней стадии тоже было выше, поскольку еще существовали вымершие вскоре радиоактивные изотопы алюминия ( $^{26}\text{Al}$ ), йода ( $^{127}\text{J}$ ) и некоторые другие; запасы ядерного топлива (U, Th, K) продолжали истощаться и в дальнейшем. Должны были ослабевать и темпы глубинной дифференциации, особенно заметно после 1,7 млрд. лет. Все это заставляет ожидать постепенного ослабления тектонической и магматической деятельности, вплоть до превращения Земли в отдаленной перспективе в мертвую планету наподобие Меркурия или Луны. Но процесс этот, как мы увидим ниже, нельзя считать монотонным, он носит скорее циклический характер и периоды спада этой активности чередуются с периодами ее оживления.

Тектоника плит в своей первоначальной форме не рассматривала вопрос о внутриплитной тектонике. Литосферные плиты вовсе не являются столь жесткими, монолитными и недеформируемыми. Об этом свидетельствуют значительные внутриплитные и окраинно-плитные дислокации и проявления магматизма. Этот пробел тектоники плит был частично восполнен появлением дополнительной гипотезы — «горячих точек» и «мантийных струй» (плюмов) предложенной Дж. Вилсоном и Дж. Морганом.

Исходным примером для данной гипотезы послужили Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане. Гавайский хребет представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающуюся на юго-востоке о. Гавайи с крупными действующими вулканами; это широко известные Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа. Возраст потухших вулканов закономерно возрастает до эоценового (42 млн. лет) на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей, известных как Императорский хребет. Простирается этот хребет не ЗСЗ — ВЮВ как Гавайского, а СЗ — ЮВ; возраст вулканических построек возрастает от эоценового до позднемелового (78 млн. лет). Эту картину Вилсон и Морган объясняют тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя, которая пробивает литосферу и астеносферу и занимает стационарное положение. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем, с 42 млн. лет в запад-северо-западном направлении, в то время струя расплава "прожигала" и создавала все новые вулканы. Добавим, что Гавайско-Императорский хребет не единственный пример подобного рода,



назовем, в частности, Восточно-Индийский подводный хребет в Индийском океане, хребет Луисвилл в Тихом океане, есть и другие.

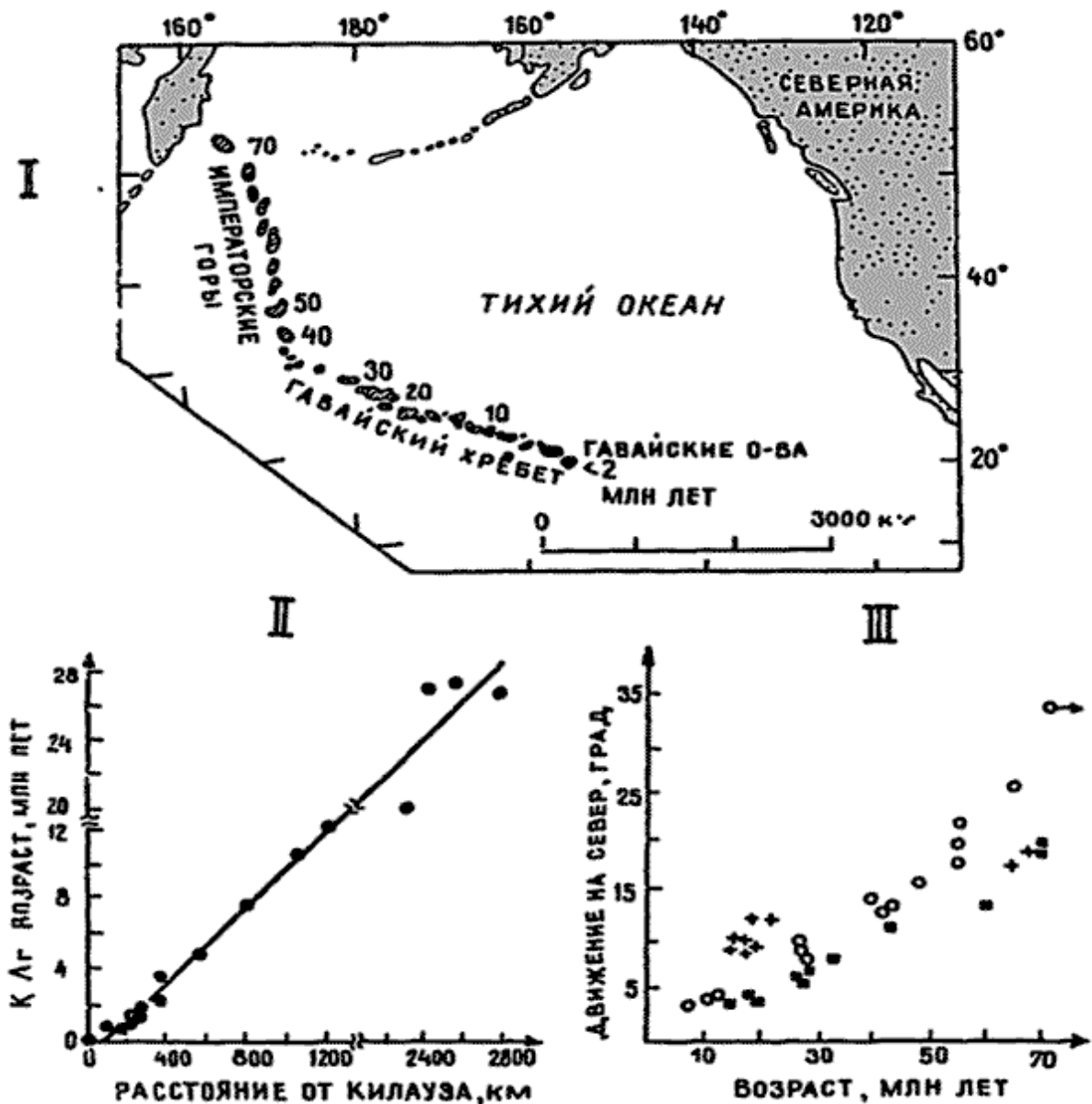


Рис. 3.3 Увеличение возраста вулканических построек Гавайско-Императорской цепи по мере удаления от вулканически активных Гавайских островов и его интерпретация согласно гипотезе горячих точек: I — общая схема, по Д. Клэки с соавторами (1975); II — зависимость возраста вулканов Гавайского хребта от расстояния до Килауэа, наклон линии соответствует скорости кажущейся миграции вулканизма  $9,41 \pm 0,27$  см/год, по И. МакДуталу, Р. Дункану (1980); III — сравнение величин перемещения Тихоокеанской плиты в северном направлении, полученных разными методами; по возрасту вулканитов Гавайско-Императорской цепи, т.е. относительно Гавайской горячей точки (кружки); по палеомагнитным данным (крестики); по осадочным фациям экваториальной зоны (прямоугольники). По Р. Гордону и Ч Кэйпу (1981)

Со всеми или почти всеми горячими точками связаны проявления вулканической деятельности. Магма этих вулканов как в океанах, так и на континентах неизменно относится к щелочно-базальтовой формации т.е. происходит из недеплетированной мантии. Это доказывает глубинное положение «корней» горячих точек. Вместе с тем локализация горячих точек на земной поверхности обнаруживает определенную зависимость от особенностей структуры коры и литосферы. Возникает еще один вопрос — каким образом вертикально поднимающиеся мантийные струи преодолевают горизонтальные конвективные течения в астеносфере? Очевидно, это возможно при условии, если скорость струи выше, чем скорость астеносферного течения, некоторое его отклоняющее влияние вероятно.

Горячие точки, если их источник действительно стационарен относительно фигуры Земли, дают возможность определять не относительные, как это обычно делается по полюсам вращения, абсолютные движения плит. Существует и другой способ определения последних, используя так называемую безмоментную систему отсчета. Она основана на том, что каждая из существующих в данное время плит сообщает мезосфере вращательный момент, который можно вычислить, зная границы плит и их угловую скорость. Затем надо найти такую систему, в которой суммарный момент, сообщаемый мезосфере всеми плитами, равен нулю. Этот способ используется в большинстве работ для вычисления абсолютных движений плит. Сравнение полученных результатов с данными по горячим точкам показывает довольно хорошее, но все же неполное соответствие. Последнее указывает на то, что горячие точки испытывают относительно друг друга некоторые перемещения, но они незначительны по сравнению с движениями самих литосферных плит.

Гипотеза горячих точек дает объяснение лишь части достаточно многообразных проявлений внутриплитной тектономагматической активности. Она основана на факте реологической расслоенности литосферы, при которой верхняя кора и литосферная мантия ведут себя как жесткие тела, а нижняя кора (в океане верхи мантии) — как пластичные. В этих условиях может происходить отслаивание (*фр. decolltment, англ., detachment*) коры от мантии и ее самостоятельное перемещение. Например, литосферная мантия может испытывать поддвиг под смежную плиту, а верхняя кора — на нее надвигаться и т.п.

## 4. ВНУТРИПЛИТНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ

### 4.1. Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности

К ним относятся прежде всего современные вертикальные движения земной коры, которые наблюдаются повсеместно, хотя их скорость и невелика — первые миллиметры в год. Относительные горизонтальные движения вне подвижных поясов проявляются лишь в форме раздвига в рифтовых зонах, например в Восточно-Африканской рифтовой системе и особенно в ее северном, Афарском, звене. На обширных пространствах вне рифтовых зон - в платформенной части Северной Америки, космогеодезические измерения не обнаружили следов дифференциальных горизонтальных движений — эти части литосферных плит движутся как одно целое.

Внутренние части плит повсеместно, за исключением рифтовых зон, испытывают напряжения сжатия. Векторы этих напряжений ориентированы либо перпендикулярно ближайшим осям спрединга, например в Скандинавии срединным хребтам Норвежско-Гренландского бассейна, либо перпендикулярно фронту складчатых горных сооружений, например Альпийской дуге в Западной Европе. Это совершенно определенно указывает на источник напряжений: в первом случае — зоны спрединга и отталкивания литосферных плит от оси хребта, во втором случае — зоны коллизии, т.е. столкновения литосферных плит. Аналогичные данные получены относительно океанских плит, где источником сведений являются определения механизмов изредка происходящих здесь землетрясений. Наглядное свидетельство деформаций сжатия в пределах этих плит — обнаруженные в северо-восточной части Индийского океана, на широте о. Шри-Ланка, складчато-разрывные дислокации. Надвиговые или

раздвиговые дислокации наблюдаются вдоль трансформных разломов, например надвиги на банке Горриндж в Центральной Атлантике, близ берегов Португалии или южнее, на о-вах Зеленого Мыса. На сейсмических профилях через абиссальные равнины в акустическом фундаменте, т.е. в породах консолидированной части океанской коры, часто видны либо листрические сбросы, либо надвиги.

Внутренние части литосферных плит, по определению, должны рассматриваться как асейсмичные. Однако слабые сейсмические толчки происходят практически повсеместно, но и более значительные землетрясения, с магнитудой до 5—6 и иногда больше, не столь уж редки. В основном они приурочены к рифтовым зонам, в частности к Восточно-Африканской рифтовой системе.

Определенную сейсмичность обнаруживают пассивные окраины континентов. На юго-западной окраине Европы в 1755 г. произошло катастрофическое Лиссабонское землетрясение, на западной окраине Индостана к югу от Бомбея в 1967 г. — землетрясение в Койне. Эти и другие подобные землетрясения связаны с подвижками вдоль продольных по отношению к окраине (Койна) или поперечных (Агадир) разломов.

Не лишены внутренние части плит и проявлений вулканизма. Наиболее значительные из них связаны с рифтовыми системами. В Восточно-Африканской рифтовой системе находятся такие крупные стратовулканы, как Кения, Килиманджаро и Эльгон, в Западной Африке — вулкан Камерун и другие вулканические центры, а на продолжении «линии Камеруна» в Атлантике — ряд вулканических островов — Фернандо-По (ныне о. Биоко) и др. Проявления молодого вулканизма известны в Африке и сеигрнее Камеруна — на юге Марокко (Сируа в Антиатласе), Алжира (массив Ахаггар) и Ливии (массив Тибести). Значительный вулканизм характеризует Западно-

Европейскую рифтовую систему на протяжении от Рейнских Сланцевых гор и Верхнерейнского грабена до Тунисского пролива, включая Центральный Французский массив с его многочисленными недавно потухшими вулканами и следами поствулканической деятельности. В Азии проявления молодого вулканизма наблюдаются в Байкальской рифтовой системе, а также на Чукотке (Аннойские вулканы), в Тибете. В Антарктиде расположены крупные вулканы Эребус и Террор. В Северной Америке молодой вулканизм свойствен Кордильерам, в том числе их восточной части в пределах США — рифту РиоГранде, району Йеллоустонского парка, где его можно отнести к внутриплитным явлениям, в отличие от вулканизма Каскадных гор и Южной Аляски, тяготеющего уже к западному ограничению Северо-Американской литосферной плиты.

Внутриплитный вулканизм широко проявлен в океанских бассейнах. Наиболее эффектными его выражениями являются вулканы Канарских островов — Тенерифе и др. — и продолжения «линии Камеруна» в Атлантике, вулканические острова Реюньон и Маврикий в Индийском океане, многочисленные островные вулканы в Тихом океане, в том числе Гавайи, Галапагос, Таити и многие другие. Но еще более многочисленны подводные вулканы, особенно в Тихом океане.

Практически все продукты внутриплитных вулканических извержений принадлежат щелочно-базальтовой формации. Сами эти извержения связывают с активностью мантийных струй («плюмов»), порождающих «горячие точки».

#### **4.2. Основные типы внутриплитных дислокаций**

**Планетарная трещиноватость.** Наиболее универсальным, повсеместно распространенным типом внутриплитных дислокаций является трещиноватость. Она наблюдается во всех горных породах, независимо от их возраста и литологического состава, но в наиболее

«чистом» виде — в отложениях платформенного (плитного) чехла. Мощным средством изучения планетарной трещиноватости оказались космические снимки, по данным дешифрирования которых составлены карты трещиноватости крупных регионов, например Эгейского, и целых стран, например всей Франции. Именно трещиноватость горных пород предопределяет рисунок речной и овражной сети, а значит, и водораздельных гряд, и даже ледниковый рельеф областей древнего материкового оледенения. Именно через рельеф и связанный с составом пород растительный покров трещиноватость главным образом и проявляется на космоснимках.

Статистическая обработка материалов показывает, что в своей ориентировке трещиноватость подчиняется определенной закономерности — лучи на розах-диаграммах отвечают трем парам сопряженных систем, из которых одна следует вдоль широт и меридианов и именуется ортогональной, а две других занимают диагональное положение:  $300—120^\circ$  и  $330—150^\circ$ . Эта закономерная ориентировка относительно оси вращения Земли может объясняться лишь образованием трещиноватости и, как будет показано ниже, сети более крупных разломов вследствие напряжений, возникающих при изменении фигуры Земли, степени ее эллипсоидальности, при изменениях скорости ее вращения (чем больше эта скорость, тем земной шар более сплюснут, и наоборот). Но непосредственной причиной образования трещин служат диагенез и литификация осадочных пород и остывание магматических и метаморфических пород, происходящие в поле ротационных напряжений.

Планетарная трещиноватость сохраняет свою ориентировку, с небольшими вариациями, в породах самого разного возраста, что говорит о большой устойчивости этой ориентировки.

**Линеаменты.** Термин «линеамент» был введен в литературу американским геологом У. Хоббсом в 1911 г. первоначально для обозначения вытянутых по одному направлению элементов рельефа и структуры. Он получил новое значение и широкое применение с началом дешифрирования космоснимков. На них достаточно отчетливо проявлены широкие (километры, первые десятки километров) и протяженные (многие сотни, нередко более тысячи километров) зоны концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, пересекающие как платформы, так и складчатые системы. Такие линеаментные зоны выделены на Русской плите (рис. 4.1). Установлены они и на Южно-Американской платформе, где один из них пересекает в северо-восточном направлении прибрежную познедокембрийскую складчатую систему Рибейра и затем продолжается в глубь сннеклизы Параны, гюдчеркиваясь роем даек и магнитными аномалиями.

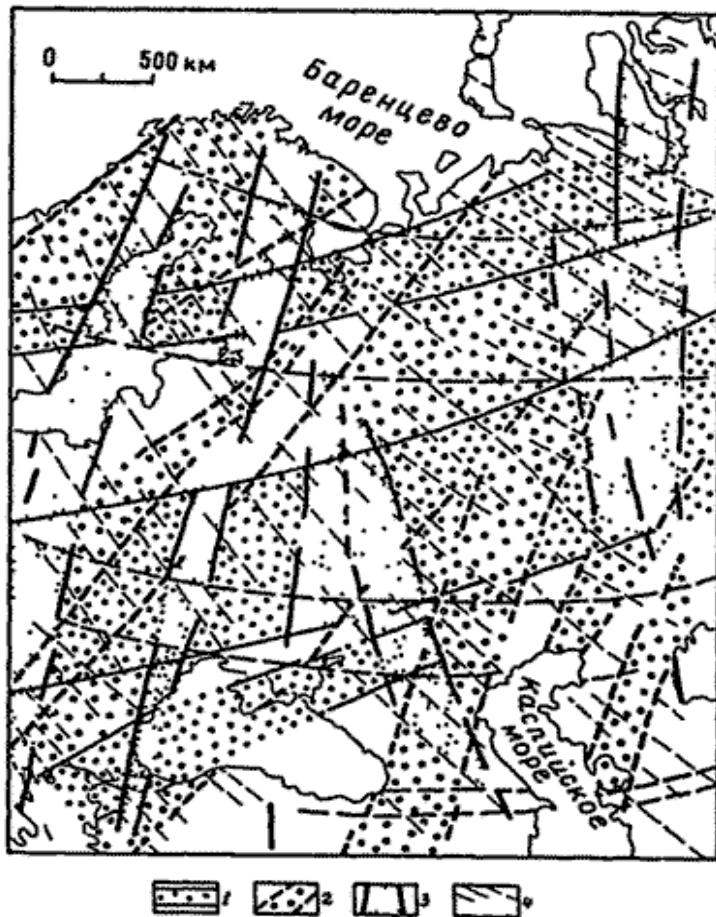


Рис 4.1. Линеаментные зоны Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования космических снимков и анализа топографических карт (А.И. Полетаев, 1986): 1-4 — зоны субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания



**Глубинные разломы.** Начиная с 30-х годов нашего столетия исследователи стали обращать все большее внимание на существование разломов большой протяженности, длительного развития и большой глубины заложения, разделяющих разнородно построенные блоки земной коры. В 30-х годах текущего столетия была выявлена зона разрывных нарушений, отделяющая каледониды Северного от каледоно-герцинид Срединного Тянь-Шаня, названная линией Николаева. Позже были установлены Иртышская зона смятия на границе Рудного Алтая и Зайсанского прогиба, крупная зона разрывов на Среднем Урале, термальная линия Копетдага. Но решающую роль в становлении учения о глубинных разломах и в дальнейшем его быстром развитии в нашей стране сыграло появление в 1945 г. статьи А.В. Пейве «Глубинные разломы в геосинклинальных областях», основанной на материале Тянь-Шаня и Урала.

А.В. Пейве в более поздних работах 50—60-х годов значительно расширил свои первоначальные представления о глубинных разломах, раскрыв их значение в унаследованном развитии тектонических структур и процессах магматизма. Существование глубинных разломов нашло определенное подтверждение при проведении профилей глубинного сейсмического зондирования, особенно через фундаменты древних платформ. Учение о глубинных разломах приобрело особую популярность у металлогенистов (В.И. Смирнов и др.), поскольку создавало определенную основу для понимания закономерностей размещения рудных месторождений. Особенно привлекательна для металлогенистов идея о длительном развитии глубинных разломов и их устойчивом расположении как каналов, связывающих верхние горизонты коры с мантийными глубинами — источниками рудоносных флюидов. Эта идея широко использовалась и для критики мобилизма.

По определению А.В. Пейве, глубинный разлом должен обладать тремя особенностями — планетарной протяженностью, значительной (подразумевается мантийной) глубиной заложения и большой длительностью развития, он разделяет блоки земной коры, отличающиеся по своей структуре, тектоническому режиму и истории развития.

Первая из особенностей глубинных разломов — их протяженность — устанавливается по данным геологического картирования — сгущению параллельных разломов, повышению интенсивности складчатости, проявлениям основного и ультраосновного магматизма, динамометаморфизма (очень показательны зоны бластомилонитов), дешифрованию космических снимков, геофизическим данным, в частности по сочетанию «гравитационных ступеней» (резких перепадов значений силы тяжести) с линейными магнитными аномалиями, контакту блоков с разными простираниями и конфигурацией этих аномалий, данным ГСЗ о смещении поверхности Мохо, сгущению очагов землетрясений.

Вторая особенность — большая глубина заложения — наиболее объективно устанавливается по данным глубинного сейсмического зондирования (смещение поверхности Мохо), данным сейсмологии (очаги землетрясений), а также по присутствию основных и особенно ультраосновных магматитов.

Третья особенность — длительность развития — выявляется по резким различиям в фациальном характере и мощностях осадочных и вулканогенных толщ по обе стороны разлома, а также по продолжительности магматической деятельности вдоль линии этого разлома. Следует учитывать, что в активности разлома могут быть перерывы.

Четвертая особенность — различия в структуре и истории развития разделенных разломом блоков земной коры и литосферы — устанавливается как геологическими, так и геофизическими методами, о чем уже говорилось.

Понятию глубинных разломов полностью отвечают лишь так называемые сутуры, или швы, маркирующие зоны столкновения, коллизии литосферных плит. Это важнейшие элементы строения подвижных поясов. Их наиболее достоверным признаком является распространение офиолитов (т.е. древней коры океанского типа, обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления — низкой температуры (глаукофановые сланцы), который может затем смениться зеленосланцевым. Обычно это довольно крутые зоны, но нередко они обладают заметным наклоном. Швы эти разделяют крупные блоки коры и литосферы, иногда именуемые *геоблоками*, резко отличающиеся по структуре и истории развития. Эти различия могут служить основанием для установления сутур даже там, где отсутствуют выходы офиолитового меланжа и глаукофановых сланцев. Заключительные движения в зонах сутур ориентированы в основном вертикально и нередко носят сдвиговый характер; часто это пластичные, или вязкие, сдвиги, подчеркиваемые полосами развития бластомилонитов, как в китайском хребте Циньлин.

В дальнейшей своей истории сутуры вместе с разграничивающими их блоками могут войти в состав фундамента платформ, превращаясь тем самым из межплитных во внутриплитные структуры, и в пределах плит скрыться под осадочным чехлом. В этом случае прослеживание сутур осуществляется геофизическими методами — сейсмическими (ГСЗ), магнитометрическими (линейные магнитные аномалии) и др. Наиболее древние сутуры имеют позднеархейский — раннепротерозойский возраст; примером могут

служить Криворожский разлом Украинского щита, разделяющий Кировоградский и Среднеприднепровский архейские блоки; Ботническо-Ладожская зона разломов на Балтийском щите между Свекофеннским и Карельским блоками; Становая зона на Алдано-Становом щите и др. К числу более молодых сутур относятся линия Николаева и Южно-Ферганская зона разломов в Тянь-Шане, Периадриатическая зона в Альпах и др.

Древние, в том числе погребенные, сутуры образуют ослабленные зоны в литосфере внутренних частей континентов, и вдоль них нередко происходит разрядка внутриплитных напряжений и возникают разного рода дислокации. В общем сутуры — важнейшие элементы строения не только подвижных поясов, как было указано выше, но и континентов в целом, и с их выделения должно начинаться тектоническое районирование при составлении тектонических карт.

В строении складчатых поясов и образующихся на их месте платформ, точнее их фундамента, в том или ином виде могут сохраняться следы крупнейших трансформных разломов, существовавших на доорогенном этапе их развития. Такие поперечные зоны намечаются, например, в Северо-Американских Кордильерах, на продолжении гигантских трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана — Мендосино и др.

Тем не менее крупные, планетарного масштаба сдвиги остаются важными внутриплитными структурами. Их протяженность может превышать 1000 км, а амплитуда достигает сотен километров: сдвиг Тяньлу в Восточном Китае 550 км (по некоторым данным значительно больше), сдвиг Сан-Андреас в Калифорнии 580 км, Таласо-Ферганский и Центральный Сихотэ-Алинский сдвиги порядка 200 км и т.д. Скорость смещения вдоль сдвигов может превышать 1 см/год, а при сейсмических толчках достигает нескольких метров, иногда более 10 м.

К разряду глубинных разломов-раздвигов могут быть отнесены образующиеся позднее континентальные рифтовые системы, учитывая их протяженность, длительность развития и проявления базальтового и щелочнобазальтового, а иногда и ультраосновного магматизма. В своем дальнейшем развитии они могут перерождаться в дивергентные границы плит, что мы и видим на примере Восточно-Африканской рифтовой системы, развитие которой уже привело к откалыванию Аравийской плиты и ведет в настоящее время к откалыванию Сомалийской плиты от Африканской.

Глубинные разломы ориентированы в определенных направлениях относительно оси вращения Земли и образуют в совокупности регматическую сеть, состоящую из трех систем разломов — ортогональной и двух диагональных, обнаруженных также при изучении планетарной трещиноватости.

Число разломов, которые могут быть отнесены к глубинным в их классическом понимании, должно быть ограничено и сама трактовка этих разломов изменена, их существенное значение в контроле размещения месторождений полезных ископаемых не подлежит сомнению. В океанах вдоль них наблюдается интенсивная гидротермальная деятельность с накоплением сульфидов ряда металлов, на континентах с рифтами также бывают связаны месторождения свинца, цинка, а главное, здесь над рифтами развиваются осадочные бассейны, в которых и образуются залежи нефти и газа. В сутурных зонах континентов в связи с присутствием гипербазитов и габбро встречаются месторождения хромитов, платины, асбеста и некоторые другие. В ослабленных зонах над сутурами в фундаменте древних платформ, особенно на их пересечениях, размещаются алмазоносные кимберлитовые трубки и т.д.

**Внутриплитные зоны складчатых дислокаций.** Наряду с крупными складчатыми поясами, которые формируются на границах плит, существуют внутриплитные складчатые зоны, примеры которых достаточно многочисленны на всех материках и начинают обнаруживаться в океанах (в частности, Индийском). В Европе можно отметить Кельтиберийские цепи в Испании, Куяно-Поморскую зону в Польше, в Азии — зону Пальмирид на Аравийском полуострове, Горный Мангышлак в Закаспии и др. Протяженность таких складчатых зон составляет сотни километров, ширина — многие десятки километров, складчатость значительно более умеренная по сравнению со складчатыми поясами, проявления магматизма обычно отсутствуют. Складчатые зоны образуются над более древними рифтами, простираются параллельно ближайшим складчатым поясам, а время их деформации совпадает с эпохами деформаций последних. Во многих таких зонах в основании разреза залегают эвапориты. Очевидно, что складчатые деформации обязаны напряжениям сжатия, исходящим из коллизионных орогенов, а локализация этих деформаций в ранее ослабленных зонах с утоненной литосферой, особенно с развитием эвапоритов, представляется вполне естественной.

### **4.3. Кольцевые структуры и их природа**

Развитие космической геологии вызвало повышенный интерес к этой категории внутриплитных структур, имеющих округлую или овальную форму.

В 1975 г. В.М. Рыжовым и В.В. Соловьевым была опубликована карта морфоструктур центрального типа территории СССР в масштабе 1:10000000. Все кольцевые структуры (несколько сотен) разделены на купольные, кольцевые и купольно-кольцевые. В возрастном отношении

они образуют две группы: домезозойскую и мезокайнозойскую. Наиболее крупные из структур, достигающие в поперечнике 1000 км, расположены в районе Западно-Сибирской низменности, в Казахстане и на Северо-Востоке России. В крупные структуры вписываются более мелкие кольца, полукольца и полуовалы, диаметр самых мелких из которых составляет не более 50 км.

На основании изучения кольцевых структур среди них выделяют несколько генетических типов. Наиболее распространены структуры магматогенного происхождения (вулканогенные, вулканоплутонические, плутонические), метаморфогенные (гранитокупольные) структуры, связанные с диапиризмом соленосные структуры, структуры ударного (метеоритного) происхождения, сводовые поднятия и погружения (связанные главным образом с нарушением изостатического равновесия) и структуры, имеющие гетерогенное происхождение, так или иначе отраженные в расположении элементов рельефа земной поверхности.

Среди кольцевых структур присутствуют как положительные, так и отрицательные, которые могут возникнуть при одних и тех же процессах.

**Метеоритные кратеры и астроблемы.** К метеоритным кратерам и астроблемам относят крупные понижения и котловины на поверхности Земли, образование которых связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возбуждаемых падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел. Метеоритные кратеры и астроблемы известны на всех континентах. Всего их насчитывается более 150, из них 40 — на территории Канады и 25 — на территории, входившей в СССР, но природа ряда из них

спорна. Размеры метеоритных кратеров различны: от 25 м до 100 км и более. К настоящему времени установлено около 20 крупных структур этого рода с диаметром более 20 км. Из них семь находятся на территории бывшего СССР, в том числе и самая большая из известных — Попигайская астроблема (рис. 4.2).

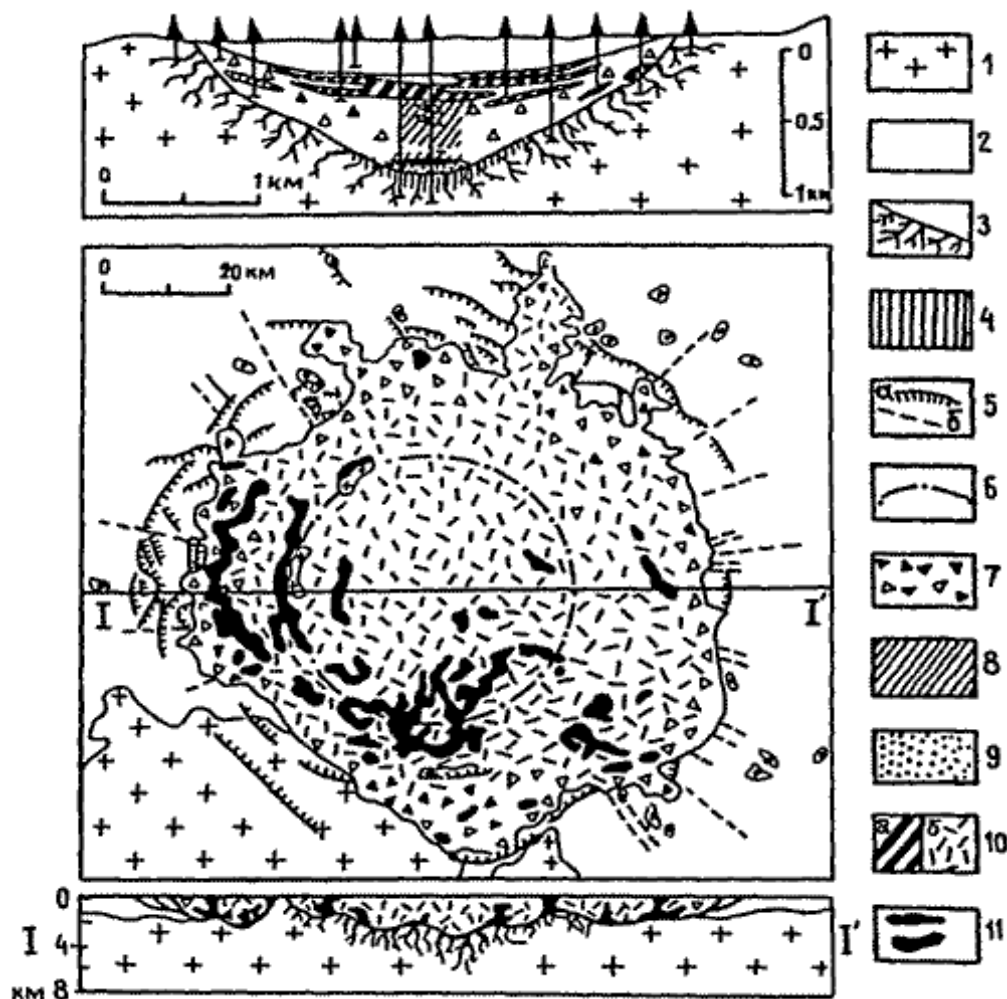


Рис. 4.2 Геологическое строение астроблем. Вверху — разрез палеозойского ( $414 \pm 20$  млн лет) ударного кратера Брент на Канадском щите (по Р. Гриве, 1977, упрощено), внизу — карта и схематический разрез кайнозойского (39 млн лет) Попигайского ударного кратера на Анабарском щите (по В. Л. Масайтису и др., 1975). I—I' — линия разреза.

1 — кристаллические породы докембрия; 2 — докайнозойский осадочный чехол Канадского щита и осадочное заполнение кратера Брент; 3 — брекчирование и катаклаз; 4 — ударно-метаморфизованные гнейсы; 5 — центробежные надвиги (а) и радиальные разрывы (б); 6 — ось кольцевого поднятия; 7 — аллогенные брекчии, 8 — то же, с признаками ударного метаморфизма; 9 — базальный горизонт аллогенных брекчий; 10 — зювиты астроблемы Брент (а) и Попигайской (б); 11 — застывшие импактные расплавы, в том числе тагамиты



Обычно метеоритный кратер представляет собой округлую структуру, окруженную приподнятым валом. Кратеры заполнены ударной брекчией, лежащей на расколотых и трещиноватых породах. В середине кратеров часто присутствует центральное поднятие, сложенное хаотической брекчией, состоящей из вынесенных наверх пород дна кратера. В астроблемах из-за позднейших разрушений, оползней, оплывин и эрозии некоторые из элементов строения кратеров могут быть выражены очень слабо или совсем отсутствовать. В связи с возникающими при ударе огромными давлением (до 100 ГПа) и температурой (до 2000°C) в метеоритных кратерах обнаружены минералы высокобарических фаз кремнезема (коэсит, стиповерит) и высокобарические фазы других соединений (рингвудит и жадеит), а также горные породы особого сложения и структуры.

Под воздействием ударной волны возникают изменения в минералах и горных породах. В них понижаются показатели преломления и двупреломления, возникает ударное двойникование и ударный кливаж. Среди ударных структур наиболее полно исследованы Попигайский кратер, расположенный на севере Восточной Сибири, Аризонский кратер в Северной Америке и Рисский кратер на юге ФРГ.

Попигайский кратер находится на северной окраине Анабарского щита, кристаллические породы которого перекрыты чехлом протерозойских и кембрийских кварцитов, доломитов и известняков, а также пермских песчаников и алевролитов, включающих силлы долеритов.

По данным В.Л. Масайтиса, кратер представляет собой округлое понижение в рельефе глубиной до 200—400 м значительного диаметра, частью заполненное четвертичными песками и галечниками. Во

внутренней воронке кратера находится кольцевое поднятие гнейсовой аутигенной брекчии диаметром 45 км, обладающее признаками ударного воздействия (конусы разрушения, стекла). Воронка заполнена зювитами, в которых заключены пластообразные и секущие тела тагамитов мощностью до нескольких десятков метров. Мощность импактитов в центральной части кратера достигает 2—2,5 км. Внешняя воронка образует кольцо 20-25 км шириной. Осадочные породы в ее бортах интенсивно деформированы, нарушены центробежными надвигами и радиальными разрывами с амплитудами смещения от метров до первых километров. Аллогенная брекчия, залегающая под импактитами, имеет мощность не менее 150 м и состоит из обломков и глыб разного размера и рыхлого коптокластического материала. Импактиты близки по химическому составу к гнейсам и состоят из стекла, обломков оплавленных гнейсов и их минералов. Из обломков такого же стекла, сцементированного тонкораздробленным стеклом с фрагментами пород и минералов, состоят зювиты и тагамиты.

Согласно расчетам, в эпицентре взрыва ударное давление достигало  $10^5$  Па, а температура — до  $2000^\circ$ . Возникший в таких условиях при плавлении гнейсов импактный расплав растекался радиально с большой скоростью, образуя кольцевые гребни, а далее от центра— струи и потоки, перекрывающие большую часть днища кратера. Образование центрального поднятия началось в момент взрыва и продолжалось в результате упругой отдачи уже после заполнения кратера. Образование Попигайского кратера произошло около 30 млн лет назад.

Меньшие по размерам, но близкие по строению метеоритные кратеры расположены на Балтийском щите (Янисъярви), на Русской плите (Пучеж-Катунский, Калужский), Пай-Хое (Карская астроблема),

на Украинском щите (Ильинецкий, Гусевский, Каменский) и в других районах. Самый древний из них — Янисьярвинская астроблема — имеет возраст около 700 млн лет.

Помимо наземных наблюдений метеоритные кратеры и астроблемы изучаются с помощью аэрофотоснимков и космических снимков. В гравитационных полях над кратерами возникают отрицательные аномалии; наблюдаются также уменьшение скоростей сейсмических волн и пониженная магнитность пород.

В настоящее время обсуждается вопрос о возможном метеоритном происхождении крупной кольцевой структуры Садбери (Канада), заключающей основные породы и медно-никелевые месторождения.

Достоверным доказательством именно импактного происхождения кратеров и их принадлежности к настоящим астроблемам служит обнаружение реликтов метеоритного вещества, обогащенность иридием, металлами платиновой группы, никелем, а также наличие шоковых минералов — пластинчатого кварца, коэсита, стишовита и других и конусов разрушения. Менее надежным признаком является распространение брекчий, трактуемых как ударные, но могущих иметь и взрывной генезис.

### **Кольцевые структуры, отраженные на аэро- и космоснимках.**

При дешифрировании аэрофотоснимков на основании изучения рисунка элементов рельефа, фототона и других деталей изображения довольно уверенно выделяются многочисленные округлые, овальные или полуовальные структуры. Кольцевые структуры диаметром до 90 км в большинстве своем имеют, по-видимому, вулканоплутоническое

происхождение. В отношении природы более крупных образований мнения различны.

Кольцевое строение вулканоплутонических структур обусловлено прежде всего округлыми очертаниями самих вулканических построек и расположением многих элементов рельефа вокруг центров извержений. В древних денудированных вулканах кольцевым строением обладают отпрепарированные экструзивные купола, некки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы, гребни вложенных куэст, ориентированные вдоль границ, обрушения. Следует отметить сходство вулканоплутонических кольцевых структур с подобными образованиями других планет и в первую очередь Луны.

Происхождение кольцевых структур диаметром более 90 км пока еще недостаточно ясно. Почти все исследователи склоняются к мысли об их большой древности и зарождении на значительной глубине. Многие из кольцевых структур, установленные на древних щитах, связаны со складчатыми овалами и гранито-гнейсовыми куполами. При образовании складчатых овалов происходило воздымание относительно легких сиалических ядер, в то время как в межовальных пространствах сохранились зеленокаменные пояса. На более поздних стадиях развития земной коры, начиная с позднего докембрия, поднимавшиеся легкие массы ремобилизованных под влиянием высокого теплового потока пород фундамента внедрялись в осадочные толщи протоплатформенного и платформенного чехла и формировались гранито-гнейсовые купола. В относительно неизменном виде эти структуры сохранились в областях, не затронутых позднейшей складчатостью: на Алданском, Балтийском, Украинском и других щитах и массивах.

Не менее отчетливо на аэрофото- и космоснимках видны кольцевые и овальные структуры в областях погружения консолидированной земной коры. К ним относятся Трансильванская, Паннонская, Прикаспийская, Южно-Балхашская и другие впадины. Много данных также приведено на космотектонической карте Арало-Каспийского региона масштаба 1 : 2 500 000. Размеры кольцевых и овальных структур на изученной территории различны — от 25 до 300 км в поперечнике. По мнению авторов карты, четкость и рельефность их изображения зависят не столько от фотографического «проникновения» на глубину, сколько от новейшей тектонической активности этих структур или их частей. В большинстве случаев на фотографиях земной поверхности улавливаются едва заметные унаследованные черты развития глубинных структур в течение новейшего времени. Просвечивание глубинного строения отмечалось лишь на тех участках, где чехол новейших отложений оказался маломощным. Многие из небольших по размерам округлых, овальных и удлиненных структур в Арало-Каспийском районе принадлежат соляным куполам. Более крупные структуры, по мнению авторов, связаны со сводовыми поднятиями в подсолевых горизонтах над выступами фундамента впадины.

## 5. ГЛАВНЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ЕДИНИЦЫ ЛИТОСФЕРЫ

Для латерального подразделения литосферы применяются две разные системы понятий: с одной стороны, литосферные плиты, с другой — континенты и океаны и их более мелкие подразделения.

Итак, в качестве структурных элементов литосферы первого порядка выступают океаны и континенты. Отличаются они прежде всего толщиной, строением и составом коры. Кора океанов тонкая, всего 5—6 км, трехслойная: 1-й слой осадочный — глубоководные глинистые, кремнистые, карбонатные осадки мощностью до 1 км; 2-й слой базальтовый, с системой параллельных даек внизу; 3-й слой — габбро вверху, полосчатый габбро-ультрамафитовый комплекс внизу. Возраст коры современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей — до 180 млн лет. Кора континентов толстая — до 70—75 км (35—40 км в среднем), тоже трехслойная: с верхним осадочным слоем, в котором практически нет глубоководных отложений, но широко развиты континентальные; средним — гранитогнейсовым; и нижним гранулит-базитовым. Возраст пород континентальной коры близок к возрасту Земли - до 4,0 млрд лет. Существенно отличается в пределах океанов и континентов и мощность литосферы — в океане до 80-100 км, на континентах до 150-200 км и, возможно, больше — до 400 км. Наблюдаются отличия и в составе литосферной мантии — под континентами она в основном деплетированная, под океаном деплетированная лишь в верхней части. Заметные отличия можно предполагать и для астеносферы — ее мощность под океанами значительно больше, а вязкость ниже, чем под континентами.

Геолого-геофизическое понимание континентов и океанов отличается от чисто географического. К континентам по типу пород относятся также континентальные шельфы, местами, в особенности в Русской Арктике, достигающие ширины более 1000 км, краевые плато типа Иберийского, Квинслендского, Новозеландского и др., и микроконтиненты, такие как Мадагаскар, Роколл в Атлантическом океане и др. С другой стороны, корой океанского типа характеризуются глубоководные котловины окраинных и даже ряда внутренних морей, поскольку последние входят в состав подвижных поясов. Кора переходного типа — субокеанская — подстилает зоны континентальных склонов и подножий. В структуру континентов как бы вкраплены реликтовые микроокеаны — остатки древних океанских бассейнов, в которых океанская кора перекрыта исключительно мощным слоем осадков.

По тем же признакам — строению и составу коры и всей литосферы, а также по тектоническому режиму — эти единицы первого порядка подразделяются на единицы второго порядка — подвижные пояса и устойчивые площади. В океанах первые представлены срединно-океанскими хребтами, вторые — абиссальными равнинами, на континентах соответственно выделяются складчатые пояса — орогены и платформы — кратоны. Кроме того, существуют подвижные пояса переходных зон между континентами и океанами — активных континентальных окраин. Противоположность активным окраинам составляют пассивные окраины, а наиболее резкая граница между областями развития континентальной и океанской коры наблюдается вдоль трансформных окраин.

В океанах абиссальные равнины занимают наибольшую площадь и являются тектонически наиболее спокойными их структурными

элементами, практически почти асейсмичными и с ограниченным проявлением вулканизма.

Абиссальные равнины отличаются однообразным строением, выдержанной мощностью коры, типично океанской, и плавным изменением мощности литосферы, возрастающей с увеличением возраста коры, т.е. в направлении континента. Аналогичное возрастание обнаруживает мощность осадочного слоя за счет появления более древних горизонтов. Из этих общих закономерностей выпадают участки внутриплитных поднятий и хребтов — структурных элементов третьего порядка.

Другим структурным элементом океанов того же порядка, что и абиссальные равнины, являются срединно-океанские хребты — внутриокеанские подвижные пояса. Морфологически выраженные рифты наблюдаются вдоль срединных хребтов далеко не повсеместно и существование этих хребтов обязано процессам современного и недавнего спрединга. В отличие от абиссальных равнин и хребтов в их пределах срединные хребты на всем своем протяжении сейсмичны и вулканически активны.

В пределах континентов тектонически спокойные площади получили название платформ или кратонов. Термин «платформа» применяется для площадей, покрытых осадочным чехлом, т.е. плит платформ в нашей системе терминов.

Платформы, как и их абиссальные гомологи, практически асейсмичны и отличаются слабым проявлением магматической деятельности, за исключением вспышек базальтового вулканизма, создающих трапповые поля. Они характеризуются выдержанной



мощностью коры и литосферы, причем мощность последней может вдвое или даже больше превышать максимальную мощность океанской литосферы. На отдельных участках, как отмечалось, консолидированная кора по сейсмическим параметрам близка к океанской, но она перекрывается мощным осадочным чехлом и ее суммарная мощность все равно оказывается близкой к нормальной для платформ мощности континентальной коры — 35 — 40 км.

Подвижные пояса континентов представлены внутриконтинентальными орогенами, известными еще как эпиплатформенные (С.С. Шульц), вторичные, дейтероорогены (К.В. Боголепов) Все эти названия связаны с тем, что исторически образованию этих орогенов, в отличие от первичных, о которых будет сказано ниже, предшествует платформенный этап развития. Внутриконтинентальные орогены обладают горным рельефом, в котором хребты чередуются с межгорными впадинами, а по высоте в общем не уступают высоте первичных орогенов. Кора вторичных орогенов относится к континентальному типу, но обладает почти вдвое большей мощностью, которая может достигать 70—75 км, но обычно порядка 50 — 60 км. Сейсмичность, как правило, высокая, но магматическая активность невелика и намного уступает таковой первичных орогенов, нередко проявляясь лишь в виде базальтовых излияний, а местами и вовсе отсутствуя. Наиболее ярким и типичным орогеном данного типа является Центральноазиатский, но большая часть этих орогенов занимает периферическое по отношению к континентам положение.

Подвижные пояса, расположенные между континентами и океанами и отвечающие активным континентальным окраинам, подобно поясам периферии Тихого океана, или занимающие

межконтинентальное положение, как современные Карибский, Индонезийский, Южноантильский (моря Скотия) регионы, прежде называли геосинклинальными или геосинклинально-орогенными, складчатыми геосинклинальными поясами, а в современной литературе — просто складчатыми или орогенными.

Ближайшими аналогами подвижных поясов в геологическом прошлом были активные окраины континентов и межконтинентальные пространства с их достаточно сложным строением, включающим элементы пассивных окраин, окраинные глубоководные моря, островные дуги с задуговыми, междуговыми и преддуговыми прогибами, глубоководные желоба имикроконтиненты («срединные массивы»).

Подвижные пояса геосинклинально-орогенного типа обладают весьма изменчивыми вкrest их простираия мощностью, составом и строением коры континентального типа — на шельфе внешних окраин, переходного — субокеанского типа — на склоне и подножии последних, субокеанского и океанского в котловинах окраинных морей, субконтинентального — в островных дугах и на внутренних склонах глубоководных желобов и, наконец, океанского — на внешних склонах последних.

## **6. ВНУТРЕННИЕ ОБЛАСТИ ОКЕАНОВ**

Двумя главными элементами рельефа и структуры внутренних областей океанов являются срединно-океанские хребты и абиссальные равнины с осложняющими их поднятиями и хребтами.

### **6.1. Срединно-океанские хребты**

Мировая система срединно-океанских хребтов (СОХ) пронизывающая все океаны и имеющая общую протяженность около 60 тыс. км, среднюю глубину порядка 2500 м возвышается над ложем океана на 1000—3000 м. Ширина хребтов составляет от многих сотен до 2000—4000 км; последние цифры относятся к срединному хребту Тихого океана, который обычно называют Восточно-Тихоокеанским поднятием.

Срединно-Атлантический хребет почти на всем своем протяжении отстоит на равном расстоянии от ограничивающих океан материков. В Северном Ледовитом океане продолжением этого хребта служит хр. Гаккеля, который занимает срединное положение лишь по отношению к одной, самой молодой глубоководной котловине Арктического океана — Евразийской котловине. На востоке он опирается в континентальный склон моря Лаптевых, но в пределах этого шельфового моря продолжается погребенным рифтовым грабеном. На крайнем юге Атлантики, в районе о. Буве, Срединно-Атлантический хребет раздваивается (тройное сочленение). Короткая запад-юго-западная ветвь, именуемая Американско-Антарктическим хребтом, отходит от него к западу и прослеживается вплоть до южного окончания Южно-Сандвичевой островной дуги, где срезается трансформным разломом. Другая ветвь — Африканско-Антарктический хребет — простирается в северо-восточном направлении между

Африкой и Антарктидой и переходит в Юго-Западный Индоокеанский хребет. Последний почти в центре Индийского океана сочленяется с двумя другими срединными хребтами этого океана — Аравийско-Индийским хребтом, протягивающимся в северном направлении, и Юго-Восточным Индоокеанским хребтом. Аравийско-Индийский хребет простирается между Африкой с Мадагаскаром и Аравией на западе и Индостаном на северо-востоке; в виде хребта Шебз он продолжается в Аденский залив и далее в рифты Красного моря и Восточной Африки.

Юго-Восточный Индоокеанский хребет переходит в Австрало-Антарктический хребет, а затем — в Южно-Тихоокеанское поднятие. Последнее сменяется далее к северо-востоку меридиональным Восточно-Тихоокеанским поднятием. В северном направлении это поднятие все больше приближается к американскому побережью и в конце концов уходит в Калифорнийский залив, срезаясь в его вершине разломом Сан-Андреас и погружаясь под континент Северной Америки. Разлом Сан-Андреас продолжается к север-северо-западу и выходит в океан у мыса Мендосино, сочленяясь с широтным разломом того же названия. К северу от этого разлома в океане вновь появляется хребет срединного типа; в своей южной части он именуется хр. Горда, а в северной — хр. Хуан-де-Фука; на подступах к заливу Аляска последний окончательно срезается разломом. Остается добавить, что на юге, против побережья Чили, от Восточно-Тихоокеанского поднятия к юго-востоку отходит ветвь, получившая название Западно-Чилийского поднятия; на крайнем юге Чили оно уходит под Южно-Американский континент.

В строении СОХ обычно выделяются три зоны — осевая зона, представленная рифтовой долиной, гребневая зона, по обе стороны

этой долины с сильно расчлененным рельефом, и зона флангов или склонов хребта, постепенно понижающаяся в направлении смежных абиссальных равнин. Рифтовые долины, протягивающиеся вдоль осей хребтов и представляющие оси активного спрединга имеют глубину 1-2 км при ширине в несколько километров. Наблюдения с подводных обитаемых аппаратов обнаружили ряд интересных черт строения дна рифтовых долин (рис. 6.1). На дне существуют открытые трещины растяжения, подобные давно известным под названием «гьяу» на о. Исландия, представляющем приподнятый над уровнем океана участок Срединно-Атлантического хребта.

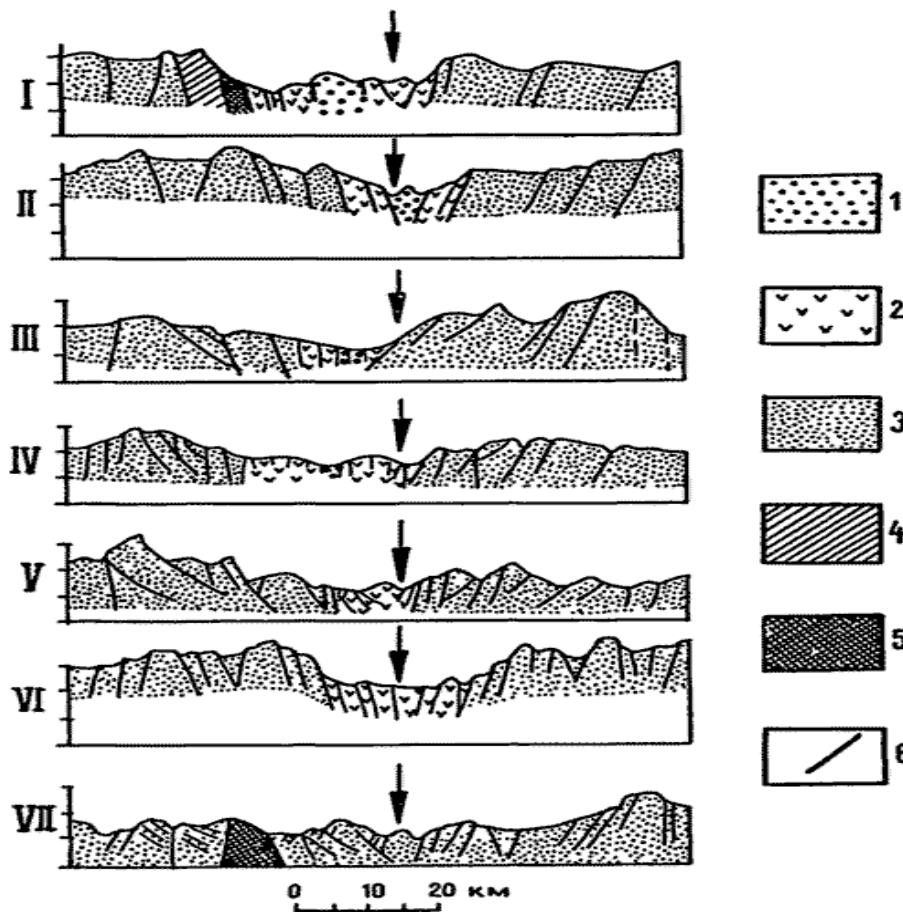


Рис. 6.1. Вариации в магматическом и структурном проявлении низкоскоростного спрединга на профилях через осевую часть срединно-океанского хребта Центральной Атлантики, по Дж. Карсону и др. (1987). Профили расположены в порядке убывания роли базальтового вулканизма и нарастания относительной роли разрывных структур растяжения. Превышение

вертикального масштаба в 3 раза. Привязка профилей к полигонам глубоководного геологического картирования: I - MARK, 2; II — FAMOUS; III — TAG; IV — MARK, 5; V - MARK, 4; VI — AMAR; VII - MARK, 3. 1 — свежие базальты; 2 — базальты, слегка прикрытые осадками; 3 — более древние базальты под чехлом осадков; 4 — метагаббро; 5 — серпентинизированные перидотиты; 6 — разрывы

Имеются здесь и многочисленные центры вулканических поднятий, выраженные холмами высотой до 200 — 600 м, местами застывшие лавовые озера. Потоки базальтовых лав имеют форму труб, а в поперечном сечении сплюснутых шаров — подушек, столь характерную для их древних аналогов, встречаемых на суше. Нередко они очень свежие, о чем свидетельствует почти полное отсутствие поверх них осадков; в Красном море они лишь слегка припудрены известковым илом. Но современных излияний нигде не встречено, они отмечены лишь непосредственно к югу от Исландии. По обе стороны от молодых вулканических центров обнаружены гидротермы, сначала в Красном море, затем в Тихом и позднее в Атлантическом океанах. Эти гидротермы представляют весьма впечатляющее зрелище: они отлагают сульфиды, сульфаты и окислы металлов (цинка, меди, железа, марганца и др.), образующие скопления, достигающие в высоту десятков метров, которые в будущем могут иметь серьезное промышленное значение. Струи горячей воды, содержащей в растворе газы  $H_2$ ,  $CO_2$ ,  $CH_4$  и указанные выше металлические соединения, нагреты до температуры  $350^\circ$ . Над жерлами, из которых они выделяются, воздымаются облака из тонкодисперсных сульфатов, благодаря чему эти гидротермы получили название чёрных и белых (в зависимости от состава преобладающих минералов сульфидов и сульфатов) курильщиков. Благодаря высокой концентрации во флюидах сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются сульфиднокислые бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных живых существ, в том числе ранее неизвестных биологической науке.

Деятельность гидротерм связана со взаимодействием поднимающейся вдоль осей спрединга базальтовой магмы с морской

водой. Вода проникает в трещины остывающих базальтовых лав и выщелачивает из них металлы и другие соединения и затем осаждает их при своем охлаждении. Открытие гидротерм показало, что осевые зоны срединно-океанских хребтов характеризуются весьма высоким тепловым потоком, и позволило констатировать, что осевые зоны срединно-океанских хребтов являются основными зонами выделения внутреннего тепла Земли.

Рифтовые долины практически не заполнены осадками, кроме осыпей и обвалов у подножия уступов по краям этих долин, высота которых может превышать 1 км. Эти осыпи состоят из глыб и щебня пород океанской коры — базальтов, габбро, перидотитов — и образуют особый тип осадочных пород. В разрезе 2-го слоя океанской коры они могут переслаиваться с подушечными и массивными базальтами. В основании 1-го слоя океанской коры при бурении нередко встречаются металлоносные осадки — продукты отложения материала, выделяемого гидротермами.

Рифтовые долины наблюдаются далеко не на всем протяжении срединно-океанских хребтов. Восточно- и Южно-Тихоокеанское поднятия почти на всю свою длину лишены таких долин; вместо них на оси спрединга располагаются горсты, возвышающиеся над гребневыми зонами. Вместе с большей шириной этих хребтов и их относительно слабой расчлененностью это и придает им скорее характер пологих поднятий, чем настоящих хребтов, что и повлияло на их название. Отсутствуют рифты и на значительной части хр. Рейкьянес — отрезка Срединно-Атлантического хребта, отходящего на юг от одноименного полуострова Исландии.

Отсутствие рифтовых долин и появление вместо них осевых горстов обычно связывается с высокой скоростью спрединга ( $>8$  см/г), свойственной Тихоокеанским поднятиям (но не хребту Рейкьянес!), и обильным магмовыделением, при котором не успевает происходить проседание оси хребта при эпизодическом опорожнении магматической камеры.

Продукты вулканической деятельности СОХ принадлежат к семейству толеитовых базальтов. В резко подчиненном количестве в срединных хребтах драгированием подняты более кислые магматические породы — плагиограниты, рассматриваемые как дифференциаты толеит-базальтовой магмы. На о. Исландия кислые породы — «исландиты» — составляют 14% обнаженного разреза, в Индийском океане плагиограниты встречены в количестве 1% от драгированных пород.

Помимо повышенного теплового потока и вулканической активности, осевые СОХ отличаются сейсмической активностью. Но очаги землетрясений, механизм которых указывает на растяжение, лежат не глубже 30 км, что отвечает максимальной мощности литосферы под срединными хребтами, а выделяемая энергия оказывается почти на порядок меньше максимальной энергии землетрясений, происходящих на конвергентных границах плит.

Гребневые зоны срединно-океанских хребтов занимают полосы по обе стороны рифтовых долин или осевых горстов шириной в первые сотни километров. Как правило, они отличаются сильно расчлененным рельефом и блоковой тектоникой и состоят из чередования более поднятых и менее поднятых, линейных блоков, расчлененных субвертикальными разломами. В гребневых зонах еще сохраняется



сейсмическая активность. Появляется осадочный чехол, но он распространен прерывисто, заполняя «карманы» на более погруженных блоках и мощность его обычно измеряется лишь десятками метров. По возрасту осадки не древнее позднего миоцена; это соответствует тому, что гребневые зоны обычно очерчиваются 5-й линейной магнитной аномалией (поздний миоцен, около 10 млн лет).

Фланговые зоны (склоны) срединно-океанских хребтов — наиболее широкие их зоны, измеряемые многими сотнями и даже тысячами километров (последнее относится к хребтам Тихого океана). В пределах этих зон происходит плавное понижение рельефа в сторону абиссальных равнин. Склоны срединных хребтов практически асейсмичны. Осадочный чехол здесь уже развит повсеместно, его возрастной диапазон увеличивается до олигоцена включительно, мощность постепенно возрастает в направлении абиссальных равнин до сотен метров.

Линейные магнитные аномалии в пределах срединно-океанских хребтов находят свое наиболее яркое выражение. Ограничивает эти хребты обычно 14-я аномалия с возрастом около 40 млн лет (начало олигоцена). Изучение этих аномалий позволило вскрыть некоторые интересные особенности развития хребтов. Во-первых, выяснилось, первоначально на примере Австрало-Антарктического хребта, что спрединг происходит не всегда вполне симметрично, т.е. с одинаковой скоростью по обе стороны хребта; в меньшей степени это оказалось справедливым и для хр. Гаккеля в Арктике. Во-вторых, может наблюдаться перескок осей спрединга параллельно самим себе. Перескоки ярко выражены в Норвежско-Гренландском бассейне, где они произошли дважды в течение кайнозоя, а также южнее Исландии.

Существование срединных хребтов как топографических возвышенностей ложа океанов обязано разогреву слагающей их литосферы. Это видно из того, что срединные хребты не проявляют себя сколько-нибудь значительными аномалиями в поле силы тяжести. По мере остывания литосферы с удалением от оси спрединга она становится плотнее, чему еще способствует закрытие трещин в связи с заполнением их минеральным веществом, и подвергается опусканию.

Установление четкой зависимости между возрастом коры и глубиной океана открыло путь для палеоокеанских реконструкций. Выше уже указывалось, каким образом по линейным магнитным аномалиям можно восстановить ширину океана на момент времени, отвечающий возрасту этих аномалий. Использование зависимости глубины от возраста коры позволяет определить и глубину океана. А далее, зная общие закономерности распределения течений в современных океанах, можно смоделировать и циркуляцию воды в древнем океане. Всем этим теперь и занимается новое научное направление — палеоокеанология.

## **6.2. Трансформные разломы**

Срединно-океанские хребты и в меньшей степени абиссальные равнины расчленены, как правило, перпендикулярно к их простиранию *трансформными* разломами. Эти разломы расчленяют срединные хребты и оси спрединга на отдельные сегменты, смещенные в плане относительно друг друга. Амплитуда смещения составляет сотни километров и может превышать для отдельного разлома 1000 км (разлом Мендосино в северо-восточной части Тихого океана), а по зоне сближенных разломов типа экваториальной зоны разломов в Атлантике или зоне Элтанин в юго-восточной части Тихого океана достигает 4000

км. При отсутствии поблизости осей спрединга, как в северо-восточной части Тихого океана, амплитуда разлома устанавливается по смещению одноименных магнитных аномалий.

Трансформные разломы представляют собой сдвиги, но, как показал Вилсон, они принципиально отличаются от сдвигов тем, что противоположно направленное смещение их крыльев наблюдается лишь на участке, соединяющем оси спрединга. За его пределами оба крыла движутся в одну сторону, хотя скорость этого движения может несколько отличаться. Эта особенность трансформных разломов очень скоро была подтверждена сейсмологами, обнаружившими, что землетрясения происходят вдоль этих разломов только на участках между осями спрединга.

Траектории трансформных разломов не только перпендикулярны срединным хребтам, но и следуют вдоль малых кругов, проведенных относительно полюсов раскрытия (что и дает возможность, как указывалось, устанавливать положение этих полюсов), а направление скольжения вдоль них отвечает направлению движения плит, разделенных смещаемой осью спрединга. Но за пределами сейсмоактивного участка простирание разлома может отклоняться от простирания малого круга, и чем дальше от этого участка, тем больше. Это означает, что в более раннее время положение полюса раскрытия и направление движения плит могли отличаться от современных.

В некоторых районах океана трансформные разломы и в гребневой зоне хребта ориентированы косо по отношению к оси спрединга, например в хр. Рейкьянес в Атлантике и в Аравийско-Индийском хребте в Индийском океане.

Морфологически трансформные разломы выражены уступами, иногда высотой более 1 км, и вытянутыми вдоль них узкими ущельями глубиной до 1,5 км в гребневой зоне хребта и до 0,5 км на его флангах. Относительно поднятым всегда оказывается крыло разлома, сложенное более молодой литосферой, что соответствует закономерности Слейтера — Сорохтина о погружении литосферы с возрастом. Уступы трансформных разломов нередко дают хорошие обнажения разрезов океанской коры и верхов мантии, удобные для драгирования и наблюдений с подводных аппаратов.

Вдоль трансформных разломов наблюдаются проявления вулканической деятельности, гидротермы и протрузии серпентинизированных пород мантии.

Трансформные разломы различаются по своему масштабу и значению. Прежде всего выделяется категория крупнейших разломов. В.Е. Хаин предложил именовать их магистральными, а Ю.М. Пушаровский — трансокеанскими, они пересекают океан от края до края, не только срединные хребты, но и абиссальные равнины, и могут продолжаться в пределы смежных материков. Протяженность подобных разломов нередко составляет несколько тысяч километров, например разломов-гигантов северо-восточной части Тихого океана — Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон, а расстояние между ними — порядка тысячи километров.

Ущелья вдоль магистральных разломов местами достигают довольно значительной ширины и большой глубины, превышающей обычную глубину абиссальных равнин, это внутриплитные или трансформные желоба; один из них, желоб Романш в Экваториальной Атлантике имеет глубину 7728 м. Существование таких желобов,

несомненно, свидетельствует о проявлении некоторого растяжения поперек желоба. На других участках тех же разломов могут наблюдаться, напротив, следы сжатия с надвиганием одного крыла разлома на другой, например вдоль разлома Элтанин в Тихом океане. В этих случаях породы более глубоких слоев океанской коры и даже верхней мантии могут оказаться залегающими гипсометрически выше пород верхних слоев коры, например перидотиты и габбро выше базальтов.

Кроме магистральных разломов существует еще три типа трансформных разломов меньшего масштаба. Наиболее крупные из них пересекают срединные хребты примерно через 100 — 200 км и продолжаются на некоторое расстояние в пределы абиссальных равнин. Разломы второй категории не выходят за пределы срединных хребтов и отстоят друг от друга на десятки километров. Более мелкие разломы пересекают лишь гребневые зоны и рифтовые долины.

### **6.3. Абиссальные равнины**

Абиссальные равнины по занимаемой ими площади являются преобладающим элементом строения океанского ложа, занимая пространство между срединными хребтами и континентальными подножиями. Они подстилаются корой в основном доолигоценового возраста и имеют глубину от 4000 до 6000 м, если не считать прорезающих их трансформных желобов, только что упоминавшихся выше. Кора в пределах абиссальных равнин отвечает нормальному для океанов типу и в общем выдержана по толщине, за исключением того, что осадочный слой в направлении континентального подножия постепенно увеличивается в мощности за счет появления все более древних горизонтов, до верхов средней юры (бат-келловой) в

Атлантическом и Тихом океанах, а также за счет поступления обломочного и вулканического материала с суши (пелагические осадки сменяются гемипелагическими), в частности эоловым путем. Против устьев крупных рек — Амазонки, Нигера, Конго, Инда и особенно Ганга и Брахмапутры в вершине Бенгальского залива и некоторых других — на нормальную океанскую кору накладываются мощные конусы выноса, продолжающие дельты. Их мощность может достигать нескольких километров, а значительная роль в сложении принадлежит турбидитам. Во втором слое исчезает разница в сейсмических скоростях верхней (2А) и нижней (2В) частей за счет повышения плотности верхней части в связи с охлаждением и «залечиванием» трещин. Возрастает и мощность литосферы благодаря опусканию ее границы с астеносферой, опять-таки вследствие охлаждения; Но все эти изменения происходят плавно, растягиваясь на большие расстояния.

Некоторые абиссальные равнины, особенно в Атлантическом и Индийском океанах, обладают почти идеально плоским рельефом, обязанным тому, что повсеместно наблюдаемые неровности поверхности акустического фундамента здесь затянута достаточно мощным слоем осадков. Другие абиссальные равнины, преимущественно в Тихом океане, характеризуются, напротив, холмистым рельефом, обычно непосредственно отражающим неровности кровли фундамента, т.е. базальтового слоя, возникшие еще в период его формирования и развития на срединном хребте. Опять же в Тихом океане, но отчасти и в других океанах среди равнин возвышаются подводные вулканические горы; их насчитываются тысячи. Некоторые такие вулканы выступают над поверхностью океана в виде вулканических. Особую разновидность подводных гор образуют гийоты — плосковершинные возвышенности, встречающиеся на

глубине до 2 км и представляющие потухшие вулканы, вершины которых в свое время были срезаны морской абразией, затем перекрыты мелководными осадками и далее погрузились, вследствие охлаждения подстилающей их коры, ниже уровня океана. Гийоты также наиболее многочисленны в Тихом океане, в его западной части.

Абиссальные равнины в мегарельефе ложа океанов распадаются на отдельные котловины, разделенные крупными подводными хребтами и возвышенностями. Котловины имеют округло-овальную форму и более 1000 км по длинной оси. В Атлантическом океане к западу от срединного хребта выделяются котловины Северо-Американская, Гвианская, Бразильская, Аргентинская, а к востоку — Иберийская, Канарская, Гвинейская, Ангольская, Капская; в Индийском океане на западе — Сомалийская, Мадагаскарская, Мозамбикская, Маскаренская, Крозе, на востоке — Бенгальская, Уортон, Северо-Австралийская, Перт; в Тихом океане — Северо-Западная, Центральная, Южная, Северо-Восточная — к западу от Восточно-Тихоокеанского поднятия, Гватемальская. Кокосовая, Перуанская, Наска, Чилийская — к востоку от этого поднятия, Беллинсгаузена — к югу от Южно-Тихоокеанского поднятия и др.

#### **6.4. Внутриплитные возвышенности и хребты**

Кроме срединно-океанских срединговых хребтов в Мировом океане существует еще большое число крупных подводных возвышенностей и хребтов иного происхождения, разделяющих глубоководные котловины. Эти поднятия океанского ложа имеют разнообразную форму. Одни из них более или менее изометричные, овально-округлые, например, Бермудское — в Атлантическом океане, Крозе — в Индийском, Шатского и Хесса — в Тихом и ряд других.

Некоторые из них за плоский рельеф, образованный осадочным слоем, называют плато, например плато Онтонг-Джава в Тихом океане. Другие — отчетливо линейные, протягивающиеся местами на тысячи километров при ширине порядка сотни километров; классические примеры — Мальдивский и Восточно-Индийский хребты в Индийском океане. Третьи имеют промежуточную форму — вытянутую, с несколько неправильными очертаниями, например Кергелен в Индийском океане, Китовый хребет — в Атлантическом. Все эти хребты и возвышенности поднимаются над смежными глубоководными котловинами на 2—3 км и больше; кое-где их вершины выступают над уровнем океана в виде островов — Бермудские, Зеленого Мыса в Атлантике, Крозе, Кергелен и Херд в Индийском океане и немногие другие. Линейные хребты, в отличие от срединно-океанских спрединговых, иногда называют асейсмичными, но это определение не всегда достаточно точно, например в Мальдивском и Восточно-Индийском хребтах известны очаги землетрясений.

Для большинства внутриплитных поднятий очевидно вулканическое происхождение. Для Императорско-Гавайского хребта оно непосредственно доказывается современным вулканизмом на о. Гавайи, вулканической природой остальных островов Гавайской цепи и вскрытием вулканических построек бурением на ряде гийотов Императорского хребта. Такие же древние вулканические аппараты вскрыты бурением на о-вах Лайн в Тихом океане, Восточно-Индийском и Мальдивском хребтах в Индийском океане. Действующие или недавно потухшие вулканы наглядно свидетельствуют о происхождении Канарских островов в Атлантике, Коморских в Индийском океане. На Бермудском, иу-Гранди, Китовом и других поднятиях и хребтах в Атлантике, Маскаренском в Индийском под



осадочным чехлом вскрыты базальты, обычно повышенной щелочности, характерные для внутиплитных океанских островов. На о. Кергелен и о-вах Зеленого Мыса известны и интрузии пород — дифференциатов щелочно-базальтовой магмы. Все это не оставляет сомнений в том, что подавляющая часть внутриплитных поднятий океана, если не все эти поднятия, обязана своим образованием процессам магматизма.

С этим в общем согласуется и наблюдаемое практически под всеми поднятиями утолщение коры, мощность которой в отдельных поднятиях, например Шатского, Хесса, Онтонг-Джава в Тихом океане, может превышать 30 км, т.е. становится сравнимой с континентальной. Последнее дало повод относить эти поднятия к категории микроконтинентов, однако более детальное сейсмическое изучение строения их коры показало, что она имеет то же трехслойное строение, что и типичная океанская кора, с теми же скоростными характеристиками каждого из слоев.

Океанская природа коры поднятий подтверждается и составом вулканитов верхов 2-го слоя, вскрытых бурением. Увеличение общей мощности коры идет за счет возрастания мощности всех трех слоев в отдельности. Для 2-го и 3-го слоев это, очевидно, объясняется увеличением интенсивности магматизма по сравнению с нормальной для спрединговых зон, а также большей продолжительностью его проявления, в связи с чем нормальная океанская кора надстраивается позднее образованными вулканитами, а в некоторых случаях, как на Кергелене и о-вах Зеленого Мыса, и внедрением интрузий. Мощность осадочного слоя на поднятиях тоже бывает увеличенной, поскольку вершины поднятий находятся выше уровня растворения карбонатов

или на столь небольшой глубине, что здесь возможно образование биогермов.

Возникновение внутиплитных поднятий обычно связывают с действием мантийных струй и горячими точками, для которых типичен свойственный этим поднятиям щелочно-базальтовый магматизм. Определенная часть горячих точек приурочена к тройным сочленениям осей спрединга. Рисунок магнитных аномалий севера Тихого океана позволяет предполагать такое происхождение для поднятий Шатского и Хесса; о. Буве на юге Атлантики снимает подобное положение. Другая, большая, часть поднятий расположена на пересечении спрединговых хребтов крупными трансформными разломами. Хороший современный пример дает Исландия, которая, по выражению французов, «сидит верхом» на Срединно-Атлантическом хребте, причем в том его месте, где он пересекается зоной разломов, создавшей весь Гренландско-Фарерский порог. Мощность коры Исландии составляет 40 км, что дало повод одно время относить ее к континентальной, но слагающие Исландию неоген-четвертичные вулканиты — это довольно типичные вулканиты 2-го слоя и сейсмическая структура коры отвечает океанской.

Затухание вулканической деятельности на горячей точке, расположенной на оси спрединга, и дальнейшее продолжение спрединга может привести к тому, что сооружение, подобное Исландии, окажется разорванным и обе его части отодвинутыми на какое-то расстояние от современной оси спрединга. Так объясняют происхождение парных поднятий, таких, как Сеара и Сьерра-Леоне, Риу-Гранди и Китовый хребет в Атлантике, Кергелен и Брокен в Индийском океане, Моррис-Джесуп и Ермак в Северном Ледовитом

океане. Раздвиг таких поднятий идет вдоль полос, параллельных трансформным разломам, т.е. в направлении движения плит.

К числу линейных хребтов, параллельных трансформным разломам, относятся такие их крупнейшие представители, как Восточно-Индийский и Мальдивский хребты в Индийском океане, из которых первый имеет длину 4,5 тыс. км. В Восточно-Индийском хребте бурением установлено, что он первоначально представлял цепь вулканических островов, возраст которых систематически омолаживается с севера на юг от позднемелового до эоценового, а Мальдивский хребет и сейчас представляет цепочку коралловых атоллов.

Хотя решающая роль магматизма в создании внутриплитных подводных хребтов и поднятий очевидна, нельзя исключить и значения тектонических процессов, в частности блоковых движений. Сейсмические профили через возвышенности Шатского, Хесса, Бермудскую, Китовый хребет показали, что они имеют блоковую структуру. Можно думать, что такое строение приобретено этими поднятиями после прекращения вулканизма, в процессе их охлаждения и опускания.

### **6.5. Микроконтиненты**

Микроконтиненты характеризуются плоским рельефом поверхности, лежащей на глубине до 2—3 км ниже уровня океана, но отдельные участки могут выступать в виде мелководных банок (Роколл) или даже островов, в некоторых случаях (например, Лорд-Хау) имеющих вулканическое происхождение. Особый случай представляет крупный, гористый о. Мадагаскар. Подстилаются

микроконтиненты типичной, но утоненной до 25—30 км континентальной корой.

Осадочный чехол несколько утолщен по сравнению с абиссальными равнинами и в нем могут присутствовать отложения, предшествующие раскрытию данного океана. Вулканические проявления наблюдаются повсеместно и принадлежат бимодальной ассоциации, характерной для континентальных рифтов. Возраст фундамента может быть различным — от палеозойского к востоку от Австралии до раннедокембрийского, даже архейского, на плато Рокколл и Мадагаскаре.

Происхождение микроконтинентов— они откалывались от континентов обычно на ранних стадиях раскрытия океана; затем ось спрединга перескакивала в центральную часть современного океана. Начальной стадией обособления микроконтинентов является образование краевых плато, некоторые из них уже наполовину отделены от континента рифтовыми грабенами, в которых еще сохранилась утоненная континентальная кора. Примером может служить Квинслендское плато к востоку от Австралии. Следующая стадия — перерастание континентального рифта в зону спрединга — может быть проиллюстрирована примером трога Рокколл, возникшего в конце мела и отделившего плато Рокколл от материка Европы.

## **6.6. Возраст и происхождение океанов**

В настоящее время благодаря глубоководному бурению и картированию линейных магнитных аномалий возраст современных океанских бассейнов может считаться уже довольно надежно установленным. В Атлантическом и Тихом океанах наиболее древняя

кора имеет бат-келловейский (165 млн лет) доказанный возраст, возможно несколько древнее, в Индийском океане — оксфордский (158 млн лет), в Арктическом океане — среднемеловой (около 100 млн лет). Для всех океанов, кроме Тихого, этот возраст означает время начала взламывания коры суперконтинента Пангея и начала спрединга.

Как известно, к выводу о существовании в позднем палеозое и раннем мезозое такого суперконтинента пришел еще А. Вегенер, обосновав его рядом геологических доказательств. Одним из них являлось соответствие очертаний материков по обе стороны Атлантического океана, другим — сходство наземных фаун и флор этого времени на материках, ныне разделенных Атлантическим и Индийским океанами (для южной части Пангеи, для Гондваны оно было установлено еще Э. Зюссом), третьим — одновременный охват гондванских материков позднепалеозойским покровным оледенением, невозможный при их стационарном положении, так как в этом случае значительная часть площади, покрытой льдами, оказалась бы в тропиках. Все эти аргументы Вегенера получили подтверждение в последующих исследованиях. В середине 60-х годов английский геофизик Э. Булард с сотрудниками проверил на ЭВМ совмещение материков, ныне разделенных Атлантикой, и получил вполне удовлетворительные результаты (рис. 6.1); аналогичные данные были получены затем для совмещения Индии и Австралии с Антарктидой. Позднепалеозойские — раннемезозойские наземные фауны и флоры Антарктиды, еще не известные Вегенеру в период создания его гипотезы, хорошо вписались в реконструкцию Пангеи; то же касается следов позднепалеозойского оледенения на этом материке.

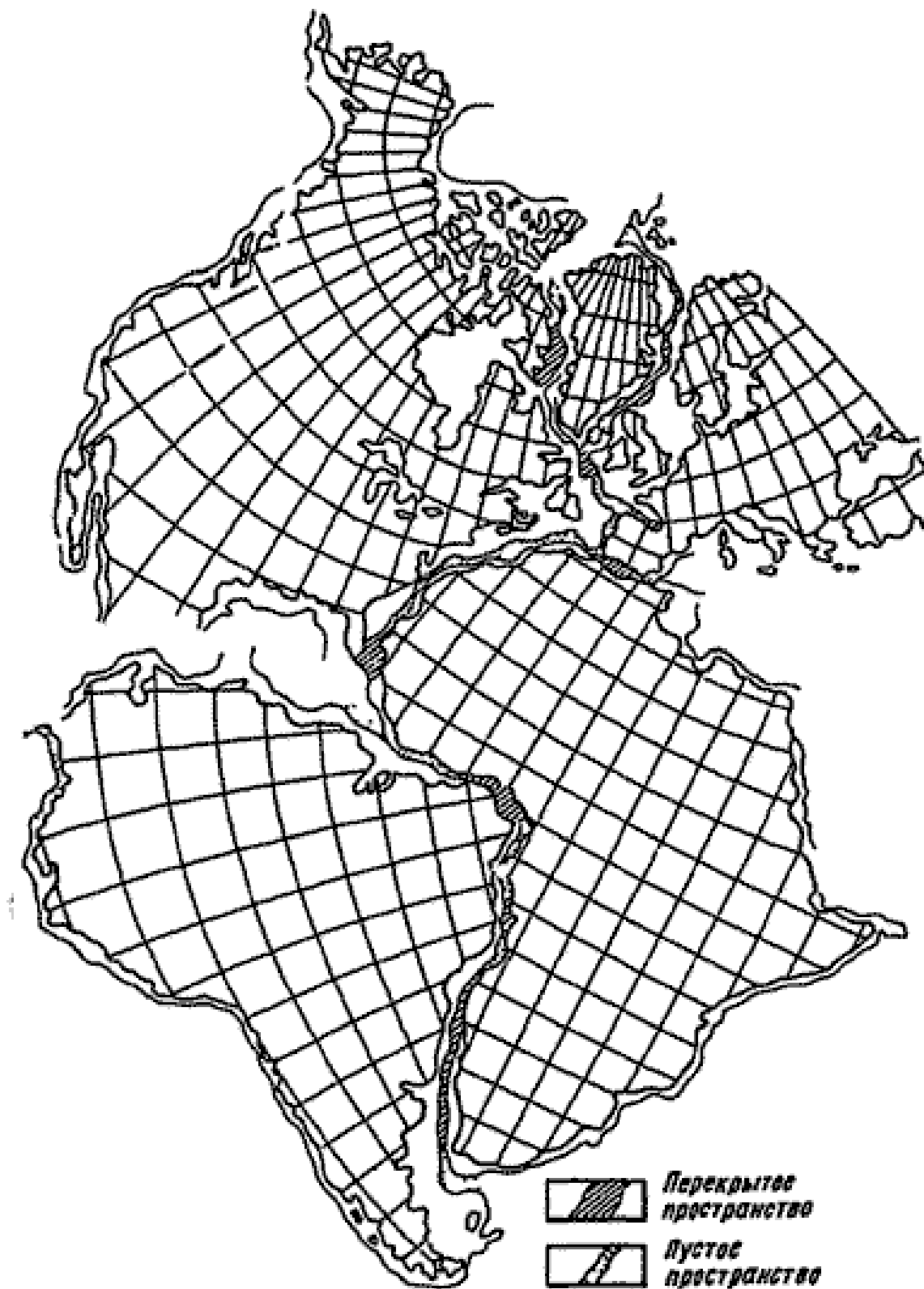


Рис. 6.1. Совмещение континентальных единиц, разобщенных при раскрытии Атлантического океана в позднем мезозое — кайнозое По Э. Буларду и др. (1965)

Но решающее подтверждение справедливости постоений Вегенера принесли данные палеомагнетизма, начавшие накапливаться с 50-х годов. Современная кора Тихого океана, не древнее юры, но данные геологического изучения обрамления этого океана приводят к выводу, что он должен быть намного более древним. К этим данным относится прежде всего распространение офиолитов, т.е. древней коры океанского типа, почти по всей периферии океана, причем возраст этих офиолитов возрастает в направлении от океана в глубь континентов, а наиболее древние офиолиты принадлежат рифею (Юго-Восточный Китай), кембрию (о. Тасмания, Австралия, Новая Зеландия) и ордовику (Корякия, Калифорния, Южные Анды).

Далее, палеогеографические реконструкции тихоокеанского обрамления показывают, что трансгрессии на континентальные окраины неизменно приходили со стороны современной акватории Тихого океана. Наиболее древняя пассивная окраина пра-Тихого океана, относящаяся к среднему-позднему рифею, сохранилась в Северо-Американских Кордильерах, позднерифейская — раннекембрийская — в Австралии (складчатая система Аделаида), а элементы (более гипотетические) еще более древних — раннепротерозойских — активных окраин с краевыми вулканоплутоническими поясами обнаруживаются на крайнем северо-западе Канадского щита, в районе Большого Медвежьего озера, и на северо-востоке Австралии, в Квинсленде. Данные палеомагнетизма показывают, что океанское пространство должно было существовать на месте современного Тихого океана по крайней мере с начала палеозоя. И наконец, невозможность образования всей водной массы Мирового океана за счет ее поступления из мантии в течение юрско-четвертичного времени уже сама по себе заставляет допустить

существование древних, доюрских, океанов, особенно Тихого в позднем палеозое — раннем мезозое, когда почти вся площадь материков представляла сушу.

Итак, в отношении Тихого океана приходится прийти к заключению, что его современная молодая кора является лишь обновленной и что начало формирования этого океана относится, вероятно, к протерозою, если не к более раннему времени, хотя с того времени его конфигурация и площадь могли претерпевать значительные изменения.

Серьезным дополнительным аргументом в пользу существования доюрских океанов является широкое распространение не только палеозойских, но и докембрийских комплексов отложений, характерных для современных континентальных окраин. Кроме турбидитов, которые образуются на глубинах не менее 1200—1800 м, особенно показательное присутствие осадков приливно-отливного происхождения, так называемых тайдалитов, так как приливы наблюдаются лишь в крупных открытых бассейнах и не свойственны окраинным и внутренним морям. Приливно-отливное происхождение могут иметь строматолиты, получившие массовое распространение уже в протерозое. Показательно также развитие осадков, характерных для зон апвеллинга, т.е. подъема вдоль континентальных окраин глубинных вод, обогащенных соединениями фосфора, органическим углеродом, биогенным кремнеземом, некоторыми редкими и рассеянными элементами (U, V, Cu).

Противники существования палеоокеанов приводят два главных аргумента: 1) в разрезе древних подвижных поясов не наблюдается столь маломощных осадков, какие характеризуют абиссальные



равнины молодых океанов, 2) состав осадков этих поясов отличается от состава осадков молодых океанов, в особенности в отношении кремнистых толщ, якобы не имеющих аналогов в чехле молодых океанов. По поводу первого аргумента надо заметить, что он не вполне соответствует действительности, — можно привести примеры маломощных, конденсированных разрезов начиная с нижнепалеозойских граптолитовых сланцев Южных нагорий Шотландии и продолжая кремнистыми, радиоляриевыми сериями верхнего палеозоя — нижнего мезозоя нашего Дальнего Востока (Корякия, Сихотэ-Алинь). Но нет ничего удивительного и в существовании достаточно мощных толщ, ибо осадки океанского чехла в процессе развития палеокеана надстраиваются отложениями островных дуг, сопровождавших их прогибов и окраинных морей.

Палеогеографические и палеотектонические реконструкции показывают, что в палеозое и позднем протерозое существовал кроме пра-Тихого океана ряд других океанских бассейнов. Одним из них был океан Япетус (термин английского геолога У.Б. Харланда), существовавший до девона и занимавший положение, близкое к положению современной Северной Атлантики. Это дало основание Дж.Т. Вилсону говорить о повторном раскрытии Атлантики в юре. Другой, значительно более крупный, океан — Палеоазиатский (Урало-Охотский) — отделил Восточно-Европейский материк от Сибирского, а последний — от Китайско-Корейского; он существовал до позднего палеозоя, а на крайнем востоке и до раннего мезозоя включительно. Третий океан простирался в широтном направлении между северными и южными материками; он давно получил название Тетиса; развитие этого океана продолжалось до кайнозоя, а частично продолжается и в современную эпоху (Средиземное море). Наконец, в Арктической

области Земли намечается существование в палеозое и мезозое еще одного океана — Арктического.

Приведенные выше датировки возраста отдельных из современных океанов относятся к их наиболее древним сегментам. Между тем раскрытие океанов происходило не сразу на всем их протяжении, а по отдельным сегментам, разграниченным магистральными трансформными разломами, как бы с остановками на каждом из таких разломов и последующим их взламыванием и прорастанием рифта. Это особенно наглядно видно на примере Атлантического и частично Северного Ледовитого океанов. В конце средней юры и в течение поздней юры раскрылся лишь центральный сегмент Атлантики между Азоро-Гибралтарским разломом на севере и Экваториальной зоной разломов на юге. В течение раннего и среднего мела процесс распространился к северу от Азоро-Гибралтарского разлома на сегмент между Ньюфаундлендом и Иберийским полуостровом и достиг разлома Чарли—Гиббса. В начале сенона спрединг преодолел этот барьер и достиг следующего — Гренландско-Фарерского порога, проходящего через Исландию. На этом этапе возникла другая, побочная (первоначально главная), ось спрединга — Лабрадорская, полностью отделившая к концу эоцена Гренландию от Северной Америки. В конце палеоцена — начале эоцена спрединг распространился из Северной Атлантики в Норвежско-Гренландский бассейн Арктики и вскоре, преодолев Шпицбергенский разлом, в Евразийскую котловину Северного Ледовитого океана, создав хр. Гаккеля.

Происхождение океанов интересовало ученых еще в античной древности и в средние века. Тогда господствовала точка зрения, что океан первоначально одевал всю Землю, а затем вода стала уходить в

подземные пустоты и начала обнажаться суша. Поводом для таких воззрений явно служит тот факт, что даже на довольно высоких горах находят раковины морских животных, а также наблюдения над карстовыми процессами, широко распространенными в Средиземноморье. С появлением научной геологии, когда ведущая роль стала признаваться за поднятиями, идея об уходе воды в подземные пустоты была, естественно, оставлена и возобладало мнение о разрастании суши за счет океана в результате поднятий. С появлением учения о геосинклиналях и орогенезе оно трансформировалось в представление о разрастании континентальной коры и сокращении площади океанов, которые, однако, оставались на том месте, которое занимали раньше, но в уменьшенных размерах. Это представление дольше всего удерживалось в Северной Америке, палеогеографические реконструкции которой вплоть до 50-х годов нашего века показывали этот материк со всех сторон окруженным океанами.

Между тем первый удар по концепции постоянства океанов был нанесен уже Э. Зюссом на рубеже XIX и XX вв., когда он выдвинул идею о существовании суперконтинента Гондвана и ричности океанов, разделяющих ее обломки. Однако, Зюсс, а вслед за ним и другие европейские геологи, в том числе А.Д. Архангельский, видели причину распада Гондваны и образования молодых океанов в погружении промежуточных блоков континентальной коры. Такое мнение могло удерживаться лишь до середины 50-х годов, когда было окончательно доказано предположение Вегенера и Лукашевича о резком отличии океанской коры от континентальной, а данные палеомагнетизма показали, что Гондвана и Пангея в целом были образованы компактным расположением современных материков. Это побудило

большинство геологов перейти на позиции мобилизма и в конце концов привело к теории спредингового происхождения океанов.

Таким образом, лишь теория спрединга и вообще тектоники плит дает удовлетворительное объяснение происхождению океанов. Действительно, только спрединг может объяснить совпадение следующих данных:

1. систематическое увеличение возраста базальтов 2-го слоя и перекрывающих их осадков от осей срединных океанов в направлении континентов;
2. увеличение мощности и стратиграфического диапазона осадочного слоя от нулевых значений на оси спрединга в том же направлении;
3. увеличение глубины океана с увеличением возраста коры и переход от более мелководных, хотя и пелагических осадков к более глубоководным вверх по разрезу осадочного чехла;
4. присутствие в основании осадочного слоя металлоносных осадков, отложенных гидротермами на осях спрединга;
5. увеличение мощности и плотности литосферы от срединного хребта к континенту;
6. уменьшение интенсивности магнитных аномалий в том же направлении;
7. снижение величины теплового потока в том же направлении.

## 7. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ПЛАТФОРМЫ

### 7.1. Общая характеристика

Континентальные платформы (кратоны) представляют собой как бы ядра материков и занимают большие части их площади порядка миллионов квадратных километров. Они слагаются типичной континентальной корой мощностью 35—45 км. Литосфера в их пределах достигает мощности 150—200 км, а по некоторым данным — до 400 км. Они обладают изометричной, полигональной формой.

Значительные площади в пределах платформ покрыты неметаморфизованным осадочным чехлом толщиной до 3—5 км и в наиболее глубоких прогибах и впадинах до 10—12 и даже, в исключительных случаях (Прикаспийская впадина), до 20—25 км. В состав чехла могут входить покровы платобазальтов и изредка более кислых вулканитов. На участках, не покрытых чехлом, на поверхность выступает фундамент платформы, сложенный в различной степени метаморфизованными, а также интрузивно-магматическими породами, среди которых ведущая роль принадлежит гранитам. Платформы обычно характеризуются равнинным рельефом и покрыты мелким, эпиконтинентальным морем типа современных Балтийского, Белого, Азовского. Их характеризует также низкая скорость современных вертикальных движений, слабая сейсмичность, отсутствие или редкое проявление вулканической деятельности, пониженный по сравнению со среднеземным тепловой поток. В общем, платформы — это наиболее устойчивые и спокойные части континентов.

Понятие о платформах зародилось в конце XIX в. в противопоставление подвижным поясам земной коры, к тому времени

получившим название геосинклиналей. Первоначально платформы называли просто равнинами (А.П. Карпинский), континентальными площадями (французский ученый Э. Ог); термин «платформа» появился впервые в 1904 г. во французском переводе капитального труда австрийского геолога Э. Зюсса, в котором усская равнина была описана как *Russische Tafel*, т. е. дословно «Русская плита». В 1921 г. для стабильных частей континентов, охватывающих и плиты и щиты, австрийский тектонист Л. Кобер предложил термин «кратоген» (греч. «кратос» — крепкий, устойчивый), который немецкий ученый Г. Штилле сократил до названия «кратон». Последнее удержалось в литературе, особенно зарубежной, а у нас употребляется как синоним платформы. В разработке учения о платформах, их строении и развитии ведущая роль принадлежала русским ученым, начиная с А.П. Карпинского и А.П. Павлова, а впоследствии — А.Д. Архангельскому, Н.С. Шатскому, А.А. Богданову, М.В. Муратову, А.Л. Яншину, Р.Г. Гарецкому.

Наиболее типичными являются древние платформы, т.е. платформы с докембрийским, в основном раннедокембрийским фундаментом, составляющие древнейшие и центральные части материков и занимающие около 40% их площади; термин «кратон» обычно применяют только к ним. К числу древних платформ относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская, составляющие их северный ряд, и Южно-Американская, Африканская, Индостанокая, Австралийская, Антарктическая, входящие в южный ряд; промежуточное положение занимает Южно-Китайская платформа (китайские геологи называют ее платформой Янцзы). В фундаменте древних платформ преобладают архейские образования, за ними идут раннепротерозойские, подчиненно —

среднепротерозойские, а верхнепротерозойские участвуют в строении фундамента лишь двух древних платформ — Южно-Американской и Африканской. Эти образования, как правило, глубокометаморфизованы (амфиболитовая и гранулитовая фации метаморфизма); главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены граниты. Поэтому такой фундамент называют гранитогнейсовым или кристаллическим. Скорость продольных сейсмических волн в верхней части составляет 6,0—6,6 км/с. Древние платформы имеют полигональные очертания и отделены от смежных складчато-надвиговых сооружений орогенов их передовыми прогибами, наложенными на опущенные края этих платформ, либо непосредственно тектонически перекрыты их надвинутыми периферическими зонами. По периферии Восточно-Европейской платформы наблюдаются оба типа соотношений. Так, Урал, Кавказ, Карпаты отделены от этой платформы своими передовыми прогибами, на которые они надвинуты, а Скандинавские каледониды и северо-западное продолжение Тимана вдоль побережья Кольского полуострова непосредственно надвинуты на платформу, причем шарьяжи каледонид перекрывают ее край на расстояние до 200 км. На остальных участках своего периметра Восточноевропейская платформа граничит с молодыми платформами — Западноевропейской на западе, Скифско-Туранской на юге, причем ограничения представлены разломами, частично субвертикальными, частично надвиговыми.

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь в структуре материков (около 5%) и располагаются либо по их периферии, как Средне- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская и Патагонская, либо между древними платформами, как, например, Западно-Сибирская платформа между древними

Восточноевропейской и Сибирской. Фундамент молодых платформ складывается в основном фанерозойскими осадочно-вулканическими породами, испытавшими слабый (зеленосланцевая фация) или даже только начальный метаморфизм, хотя встречаются и блоки более глубокометаморфизованных древних, докембрийских, пород, составлявшие некогда микроконтиненты среди подвижных поясов фанерозоя. Граниты и другие интрузивные образования, среди которых следует отметить офиолитовые пояса, играют подчиненную роль в составе этого фундамента, который в отличие от фундамента древних платформ именуется не кристаллическим, а складчатым, от чехла он отличается не столько метаморфизмом, сколько высокой дислоцированностью. Скорость продольных сейсмических волн у его поверхности составляет 5,5—6,0 км/с; иногда под более молодым складчатым комплексом сейсмически прощупывается более древний, раннедокембрийский, со скоростями 6,0—6,5 км/с.

В зависимости от возраста завершающей складчатости этого фундамента молодые платформы или их части подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские. Так, Западно-Сибирская и Восточно-Австралийская платформы являются частично эпикаледонскими, частично эпигерцинскими, а платформенная Арктическая окраина Восточной Сибири — эпикиммерийской, эпибайкальские платформы с верхнепротерозойским фундаментом смятым в самом конце докембрия (Тимано-Печорская, в частности), но своим особенностям стоят ближе к молодым платформам, чем к древним, хотя, как указывалось выше, байкальские складчатые системы входят и в состав фундамента некоторых древних платформ.

Осадочный чехол молодых платформ имеет в основном юрско-или мел-четвертичный возраст; на эпигерцинских платформах чехол



начинается с верхней перми, на эпикаледонских — с верхнего девона. Геологи-нефтяники нередко выделяют между складчатым основанием и типичным чехлом молодых платформ промежуточный комплекс, выполняющий обычно отдельные впадины. Этот комплекс отличается от фундамента слабой дислоцированностью и полным отсутствием метаморфизма и гранитов, а от чехла отделяется несогласием и обнаруживает большую уплотненность своих пород. Формационный и структурный анализы показывают, что к промежуточному комплексу относятся образования двух типов: 1) осадочное, молассовое или молассово-вулканическое выполнение межгорных впадин последнего орогенного этапа развития подвижного пояса, предшествовавшего образованию платформы; 2) обломочное и обломочно-вулканогенное выполнение грабенов, образованных на стадии перехода от орогенного этапа к раннеплатформенному. На Западно-Сибирской и Скифско-Туранской платформах промежуточный комплекс имеет соответственно позднепалеозойский и триасово-раннеюрский возраст.

Молодые платформы в значительно большей степени покрыты осадочным чехлом, чем древние, и по этой причине их часто именуют просто плитами (те же Западно-Сибирская и Скифско-Туранская). Выступы фундамента, не затронутые новейшей тектонической активизацией и поэтому не превращенные во внутриконтинентальные орогены, встречаются скорее в виде исключения, одно из них — Казахский щит между Западно-Сибирской и Туранской плитами. Соответственно, молодые платформы обладают за пределами таких щитов или массивов равнинным, часто низменным рельефом.

Участкам наибольшей (более 10 км) мощности осадочного чехла на молодых, реже древних платформах обычно отвечают участки с аномальным характером фундамента (консолидированной коры). Кора

эта имеет здесь пониженную мощность — менее 1520 м — и уже у своей верхней границы обнаруживает скорости продольных волн, характерную для нижней («базальтовой») континентальной коры или для второго слоя океанской коры, — близкую к 6,5 км/с; отсюда наименование этих участков — «базальтовые окна». Существуют основания предполагать, что такие участки развития коры, близкой к океанской, действительно представляют собой реликты бассейнов с океанской корой в пределах подвижных поясов. К ним относятся Прикаспийская впадина в юго-восточном углу Русской плиты, отдельные впадины Сибири, в частности Нюрольская на юге, впадины в Баренцевом и Карском морях и др. Не вполне заполненная осадками современная структура такого типа — впадина Мексиканского залива.

Осадочные чехлы молодых платформ отличаются от чехлов древних платформ повышенной дислоцированностью и более высокой степенью унаследованности дислокаций от внутренней структуры фундамента. На древних платформах наследуются в основном разломы, а на молодых — часто также складки, воспроизводимые в чехле в ослабленных зонах.

## **7.2. Внутреннее строение фундамента древних платформ**

Главная роль в сложении фундамента древних платформ принадлежит архейским и нижнепротерозойским образованиям. Изучение этого фундамента в пределах обнажений щитов и по данным бурения и геофизики (особенно эффективна магнитометрия) под чехлом плит показало, что он, как правило, имеет крупноблоковое строение. Некоторые из этих блоков, обычно сложенные протерозоем, сильно вытянуты в одном направлении и поэтому называются поясами, например, Лапландско-Беломорский пояс на Балтийском щите,

Становой на юге Алданского щита, Гренвильский — на востоке Канадского. Здесь, особенно в архее, распространены специфические структурные элементы, характерные для ранних этапов истории Земли. В архее мы обнаруживаем два главных типа таких элементов — гранит-зеленокаменные области и гранулитогнейсовые пояса.

*Гранит-зеленокаменные области (ГЗО)* нередко слагают целые блоки сотни километров в поперечнике. В их пределах прежде всего бросаются в глаза несколько извилистые, параллельные линейные полосы *зеленокаменных поясов (ЗКП)*, сложенные относительно слабометаморфизованными, преимущественно основными, зеленокаменно измененными вулканитами (отсюда название поясов) и отчасти осадочными породами. Протяженность таких поясов составляет многие сотни, изредка больше тысячи (на Канадском щите) километров, ширина — многие десятки — первые сотни километров. Зеленокаменные пояса, впервые описанные в Канаде, ныне установлены на всех континентах, всех платформенных щитах. Классическими считаются ЗКП Канады, Южной Африки, Австралии, Индии. В нашей стране они изучены на Кольском полуострове, в Карелии, на Воронежском массиве, Украинском и Алданском щитах. В поперечном сечении ЗКП имеют синклиналиную структуру, обычно сильно усложненную складчатостью и надвигами (рис. 7.1). Разделяются ЗКП более широкими гранитогнейсовыми полями, гранича с ними изредка по разломам (Олекминский блок Алданского щита), но чаще вдоль интрузивных контактов гранитов, а иногда по трансгрессивным контактам (Зимбабве). В отдельных регионах (Среднеприднепровский блок Украинского щита, массивы Зимбабве в Южной Африке, Пилбара в Западной Австралии) ЗКП заполняют промежутки между крупными гранитогнейсовыми куполами. Можно

полагать, что такой структурный рисунок, как и разломные ограничения, являются вторичными, а первичный план, как и в большинстве других случаев, был линейным.

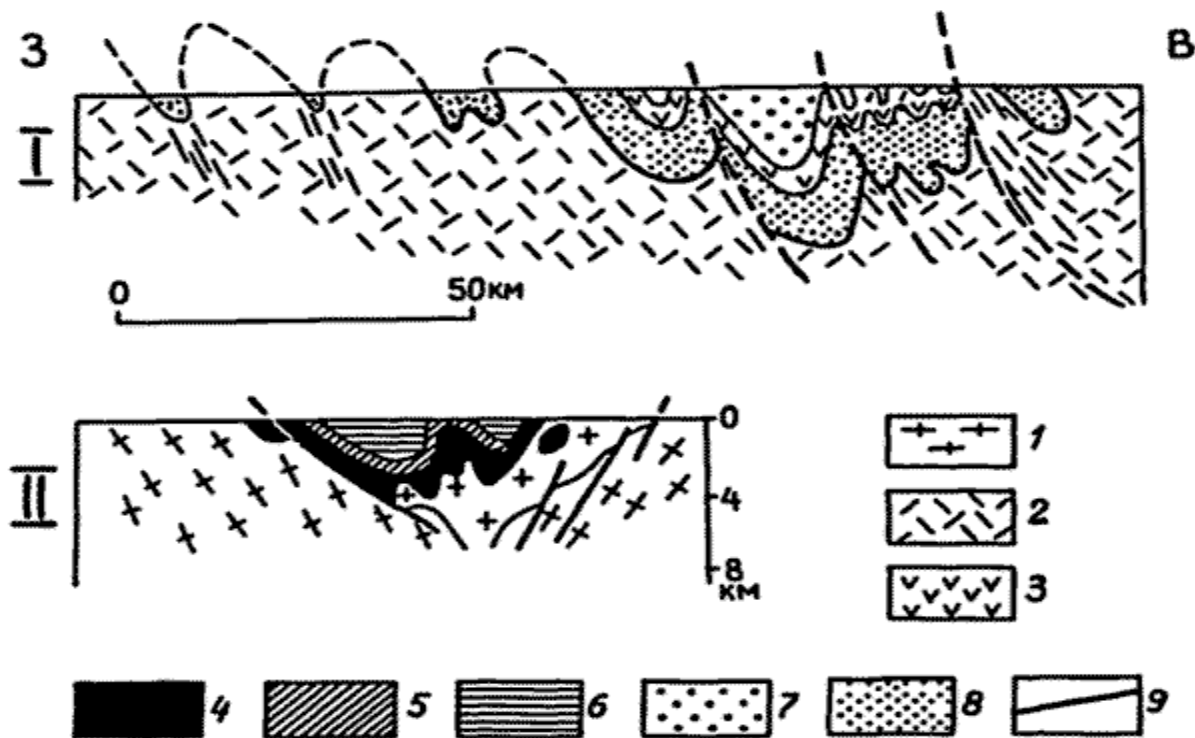


Рис. 7.1. Синклиновая структура архейских зеленокаменных поясов: Читрадурга в Южной Индии (I, по С. Дрюри и др., 1983) и Сурского на Украинском щите (II, по А.А. Сиворонову и др., 1984):

1 — гранитогнейсы; 2 — гнейсы; 3—6 — метавулканиды (3 — нерасчлененные, 4 — толеиты и коматииты; 5 — толеиты и джеспилиты; 6 — толеиты, андезиты, дациты); 7 — граувакки; 8 — возможно, базальные образования; 9 — разрывы

Мощность осадочно-вулканического выполнения ЗКП может достигать 10—15 км; обычно оно имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза складывается преимущественно основными, типа толеитовых базальтов, отчасти ультраосновными лавами. Среди последних особенно характерны коматииты, отличающиеся резко повышенным содержанием MgO (>20%). Среди более молодых, чем архей, образований они почти не встречаются и свидетельствуют об очень высокой степени плавления астеносферы, что, в свою очередь, рассматривается как следствие резко повышенного в архее теплового

потока. В подчиненном количестве в нижней части разреза ЗКП присутствуют осадочные породы — железистые кварциты (джеспилиты), и силициты (кремни). В средней части разреза ЗКП вулканогенные породы также занимают основное место, но состав их меняется — это уже главным образом эффузивы и пирокластиты среднего и кислого состава, вплоть до дацитов и риолитов; содержание осадочных пород, в том числе обломочных, заметно повышается. Петрохимически эти вулканиты близки, если не тождественны, более молодым островодужным вулканитам известково-щелочной ассоциации. В верхней части разреза ЗКП обломочные породы уже занимают господствующее положение, вследствие эта часть разреза напоминает молассовую формацию, типичную для более молодых подвижных поясов. Эта часть разреза от нижней обычно отделена несогласием, времени образования которого отвечает внедрение диапировых или межпластовых плутонов гранитоидов. Заканчивается развитие ЗКП складчато-надвиговыми деформациями, метаморфизмом и образованием новой генерации гранитоидов, в отличие от первой обычно характеризуемой преобладанием  $K_2O$  над  $Na_2O$ .

Основная масса ЗКП образовалась между 3,5 и 2,5 млрд лет; в это время сменилось несколько их поколений, потому что длительность образования этих структур составляла, как правило, не более 100 млн лет, обычно меньше. Небольшое число ЗКП возникло в первой половине раннего протерозоя на Гвианском (Южная Америка) и Леоно-Либерийском (Западная Африка) щитах, некогда составлявших единую ГЗО. В ряде ГЗО было замечено, что пояса омолаживаются в определенном направлении. Значение этого факта мы рассмотрим ниже.

Присутствие в ряде регионов в основании разреза ЗКП конгломератов с галькой гранитов и гнейсов позволяет предполагать, что в той или иной мере часть ЗКП закладывалась в условиях раздвига, рифтинга более древней континентальной коры. Эта кора, представленная «серыми гнейсами» — гранитогнейсами тоналитового типа, ныне выступает среди гранитогнейсовых полей, разделяющих ЗКП, хотя основная площадь этих полей сложена гранитоидами, более молодыми, чем смежные ЗКП. Поскольку вулканиты сеедины разреза близки к островодужным, а магматиты нижней части — к офиолитам, предполагается аналогия ЗКП с молодыми задуговыми бассейнами.

*Гранулитогнейсовые пояса (ГГП)*, второй главный тип раннедокембрийских структур, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Появляются они в конце архея и получают широкое развитие в протерозое, но в их строении обычно значительное участие принимает архейский материал. Пояса эти отличаются высоким (амфиболитовая — гранулитовая фации) и многократно проявленный метаморфизм, сложная и также многократная складчатость, надвиги, причем характерно пологое надвигание на смежные ГЗО. Внутренняя структура нередко осложнена гранитогнейсовыми куполами и крупными плутонами габбро-анортозитов. Типичны и пегматитовые поля. Классические примеры — Гренвильский в Северной Америке, Мозамбикский в Восточной Африке, Лапландско-Беломорский и Становой у нас. Другой тип подвижных поясов, свойственный уже только раннему протерозою, — это *протогеосинклинали (ПГС)*. Они протягиваются на многие сотни, нередко более тысячи километров при ширине в первые сотни километров и обычно четко линейны, например Курско-Криворожская система Восточно-Европейской платформы или Трансгудзонская и

Пенокийская Северо-Американской платформы. В большинстве случаев в строении этих подвижных систем, как и их более молодых аналогов, четко выделяются внешние и внутренние зоны. Первые подстилаются непереработанным или слабо переработанным архейским фундаментом; их осадочный комплекс образован неметаморфизованными шельфовыми карбонатными и обломочными породами. Практически моноклиналиное залегание сменяется в направлении внутренних зон чешуйчато-надвиговым строением, причем надвиги развиваются по более ранним листрическим сбросам. В этом же направлении возрастают глубоководность и мощность осадков. Появляются покровы и силлы основных магматитов. Легко заметить полную аналогию с внешними зонами позднепротерозойско-фанерозойских орогенов. Во внутренних зонах появляются флиш и черносланцевые толщи, обильнее становятся основные вулканиты, приближающиеся по составу к океанским толеитам; это явно отложения континентальных склонов, подножий и окраинных морей. Еще дальше в тылу рассматриваемых систем нередко встречаются образования вулканических дуг или вулканоплутонических поясов, включая гранитные батолиты.

Эволюция протогеосинклиналей завершается сходно с их более молодыми аналогами — складчато-надвиговыми, вплоть до покровных, деформациями, метаморфизмом до амфиболитовой фации, внедрением гранитоидов, поднятиями с накоплением перед фронтом возникающих таким образом складчатых горных сооружений обломочных толщ молассового типа, хотя обычно умеренной мощности и не очень грубого состава. Следовательно, различия между протогеосинклиналями и более поздними «настоящими» геосинклиналями, вернее геосинклинальными поясами, заключались

главным образом в их масштабе, в том, что первые были продуктами мини-океанов, а вторые — крупных океанских бассейнов.

Пространства между раннепротерозойскими подвижными поясами были заняты блоками континентальной коры, консолидированными к концу архея и представлявшими скорее всего обломки эpiarхейского суперконтинента, подвергшегося деструкции в начале протерозоя. Об этом говорят несогласное простирание подвижных поясов по отношению к внутренней структуре архейских блоков и рой даек базитов, в массовом количестве появившихся в начале протерозоя. Архейские блоки в основном отвечают гранит-зеленокаменным областям и лишь в некоторых случаях включают наиболее древние из гранулитогнейсовых поясов. Довольно значительные площади в их пределах бывают покрыты осадочным (осадочно-вулканогенным) чехлом. Осадочный чехол протоплатформ выполняют плоские синеклизы типа Удоканской в Восточной Сибири, перекрывающей западную часть Алданского щита.

### **7.3. Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ**

Платформы подразделяются прежде всего на крупные площади выходов на поверхность фундамента — щиты и на не менее крупные площади, покрытые чехлом, — плиты.

Щиты занимают территорию с поперечником, нередко превосходящим тысячу километров. На протяжении своей истории они обнаруживают устойчивую тенденцию к поднятию и денудации, хотя временами ненадолго покрывались, полностью или частично, мелким морем: Канадский щит в ордовике — девоне, Балтийский щит в



кембрии—силуре, Алданский — в кембрии и т.д. Менее крупные и более длительное время затоплявшиеся морем выступы фундамента обычно именуется массивами, например Анабарский массив Сибирской платформы, Украинский массив Восточно-Европейской платформы и др. Впрочем, Украинский массив нередко также называют щитом.

Щиты легко выделяются в платформах северного ряда, где они со всех сторон окружены чехлом, но значительно труднее в платформах южного ряда, особенно Африканской и Индостанской, им большей части площади которых фундамент обнажается на поверхности, а чехол, напротив, распространен более ограниченно, и пределах замкнутых впадин. Как отмечалось выше, молодые платформы целиком или почти целиком представляют собой плиты, а щиты или массивы здесь встречаются в виде исключения. Таким образом, плиты — преобладающий элемент строения большей части древних и особенно молодых платформ, покрытый осадочным или осадочно-вулканогенным чехлом изменчивой мощности (см. ниже). В пределах плит различают структурные элементы подчиненного (второго) порядка: антеклизы, синеклизы и авлакогены; последние могут осложнять строение и щитов (например, Овручский авлакоген на северо-западе Украинского щита, авлакоген Нелчер и другие на Канадском щите).

*Антеклизы* представляют собой крупные и пологие погребенные поднятия фундамента, в сотни километров в поперечнике. Глубина залегания фундамента и соответственно мощность чехла в их сводовых частях не превышает 1—2 км; разрез чехла обычно изобилует перерывами и сложен сугубо мелководными или континентальными отложениями. Иногда в центре антеклизы имеются относительно

небольшие выходы фундамента (Воронежская антеклиза Русской плиты, Оленекская антеклиза в Сибири, антеклизы Бенд и Озарк в Северной Америке). В некоторых случаях антеклизы являются как бы многовершинными. Эти вершины именуются сводами, например Татарский и Токмовский своды Волго-Уральской антеклизы. Антеклизы встречаются и на молодых плитах, например Каракумская антеклиза Туранской плиты.

*Синеклизы* — крупные, пологие, почти плоские впадины фундамента с глубиной залегания фундамента до 3—5 км и относительно более полным и глубоководным («мористым») разрезом осадочного чехла. Следует иметь в виду, что антеклизы и синеклизы — очень пологие структурные формы: угол наклона слоев обычно составляет менее  $1^\circ$  и не может быть замерен обычным компасом в обнажениях, поэтому эти структуры устанавливаются по смене выходов более древних и более молодых отложений на геологических картах и по данным бурения и сейсморазведки. Синеклизы наблюдаются не только в пределах плит, но иногда и в пределах щитов (например, синеклиза Гудзонова залива на Канадском щите); на гондванских платформах они представляют изолированные впадины, окруженные выходами фундамента (синеклизы Конго, Таудени в Африке, Амазонская в Южной Америке и др.). На платформах северного ряда синеклизы обычно граничат либо с антеклизами, либо с щитами. Типичными являются Московская синеклиза Русской плиты, Амударьинская (Мургабская) синеклиза молодой Туранской плиты.

Существует два особых типа синеклиз. Один из них характеризуется резко повышенной мощностью осадочного чехла (до 10—11 даже 20—25 км) и залеганием чехла непосредственно на

фундаменте со скоростями продольных сейсмических волн, типичными для нижнего слоя континентальной коры или для второго слоя океанской коры. Об этих синеклизах уже говорилось выше и высказывалось предположение, что они могут представлять реликты океанских бассейнов подвижных поясов.

Второй особый тип синеклиз — *трапповые синеклизы*, например Тунгусская Сибирской платформы, Деканская Индостана, Карру Южной Африки, Параны Южной Америки. В их разрезе, особенно в его верхах, залегает мощная платобазальтовая форма, покрывающая площадь более 1 млн км<sup>2</sup>; с базальтами ассоциируют дайки и силлы основных магматитов. Любопытно, что эти синеклизы в рельефе обычно выражены плоскогорьями — плато Путорана в Сибири, Декан в Индостане, Карру в Южной Африке. Вероятно, это объясняется повышенной мощностью коры, нарастившейся снизу основной магмой.

Подобно тому как антеклизы могут распадаться на несколько сводов, синеклизы могут состоять из нескольких впадин, разделенных сводами или седлами. Несколько таких впадин различают в пределах Тунгусской синеклизы; их нередко считают самостоятельными синеклизами. В Западно-Техасской синеклизе Северо-Американской платформы выделяют впадины Делавер и Мидленд, разделенные «Центральной платформой».

Весьма примечательным типом крупных отрицательных структур платформ являются *авлакогены* (греч. «авлакос» — борозда т.е. бороздой рожденные). Авлакогены — это четко линейные грабен-прогибы, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки, иногда более сотни километров, ограниченные разломами (сбросами) и выполненные мощными толщами осадков, а нередко и

вулканитов, среди некоторых особенно характерны базальты повышенной щелочности и родственные им породы. Среди осадков типичны соленосные и паралические угленосные формации, которые встречаются и в глубоких синеклизах. Глубина залегания фундамента нередко достигает 10—12 км, а консолидированная кора и литосфера в целом часто утонены, что сопровождается подъемом разуплотненной мантии (астеносферы). Такое глубинное строение характерно для континентальных рифтов: их древней и погребенной разновидностью — палеорифтами — авлакогены и являются.

Для многих авлакогенов, например Днепровско-Донецкого и Кировско-Казанского, характерно двухфазное развитие. Первоначально они возникли в рифее, но затем, после довольно длительного денудационного интервала, возродились в середине девона.

Помимо щитов и плит в структуре платформ нередко различают третий элемент того же первого порядка — зоны перикратонных опусканий. Такие зоны наиболее четко выделяются между щитами и орогенами или их передовыми прогибами; в Северной Америке это зона Великих равнин между Канадским щитом и Скалистыми горами, в Южной Америке — зона между Гвианским и Западно-Бразильским щитами, с одной стороны, и Андами — с другой. На Восточно-Европейской платформе с известной долей условности, связанной с неопределенностью границы с усской плитой, подобной зоной можно считать Волго-Уральскую область и, с большей уверенностью, южный, причерноморский, склон Украинского щита и западный склон того же щита и Белорусской антеклизы — Вислянско(Балтийско)-Днестровскую зону. На Сибирской платформе Е.В. Павловский выделил в качестве тектонотипа «перикратонного прогиба» Ангаро-Ленскую зону.

Зоны перикратонных опусканий характеризуются пологим моноклиналильным или ступенчато-моноклиналильным погружением фундамента в сторону смежных подвижных поясов. По существу они представляют наиболее внутренний, проксимальный, элемент пассивных континентальных окраин и отвечают внутреннему шельфу, отличаясь обычно повышенной мощностью (до 10—12 км) и более открыто-морским составом осадков по сравнению со смежными плитами, хотя встречаются и паралические и лагунные формации. Их внешняя граница практически проводится либо по появлению моласс передового прогиба, наложенного, как правило, на продолжение той же зоны перикратонных опусканий, либо практически вдоль фронта интенсивных деформаций сложного орогена, в последнем случае эта граница может не совпадать с линией заметных изменений фаций и мощностей отложений, либо носит вторичный характер.

#### **7.4. Стадии развития платформ**

Поверхность фундамента платформ отвечает срезанной денудацией поверхности складчатого пояса — орогена. Таким образом, платформы следуют за орогенами в эволюционном ряду крупных элементов земной коры и литосферы. Однако настоящий платформный режим устанавливается на площади бывшего подвижного пояса не сразу, иногда лишь по прошествии многих десятков, в случае молодых платформ — даже нескольких сотен, в случае древних платформ — миллионов лет, с наступлением стадии накопления плитного чехла. А перед этим, в течение «доплитного» этапа, платформы проходят две подготовительные стадии, на которых они отличаются еще повышенной подвижностью, — стадию кратонизации и авлакогенную стадию, выделенные А.А. Богдановым.

*Стадия кратонизации* на большей части площади древних платформ отвечает по времени первой половине среднего протерозоя, раннему рифею. Как отмечалось выше, есть серьезные основания предполагать, что на этой стадии все современные древние платформы еще составляли интегральные части единого супергинента — Пангеи I, возникшей в конце раннего протерозоя, поверхность суперконтинента испытывала общее поднятие, и накопление осадков, в основном континентальных, происходило на ограниченных площадях. Зато широкое развитие получило образование субаэральных покровов кислых эффузивов и туфов, в том числе игнимбриков, нередко несколько повышенной щелочности (калиевости). Одновременно более древние породы подвергались калиевому метасоматизму и происходило внедрение крупных расслоенных плутонов, часто в форме лополитов, основных в нижней части, более кислых — в верхней; первый тип пород обычно представлен габбро-анортозитами, второй — гранитами типа рапакиви. Если первые представляют продукт плавления нижней коры под влиянием подъема астеносферы или непосредственно подъем продуктов плавления последней, что наиболее вероятно, то граниты образуются за счет плавления верхней коры. Во всяком случае, магматизм и метасоматизм данной стадии свидетельствуют о повышенном тепловом и флюидном потоке и в свою очередь приводят к изотропизации платформенного фундамента.

*Авлакогенная стадия* на большинстве древних платформ соответствует среднему и позднему рифею и может захватывать и ранний венд. Она знаменует начало распада суперконтинента и обособления отдельных древних платформ, характеризуясь господством растяжения и образованием многочисленных рифтов и целых рифтовых систем, в большинстве своем затем перекрытых

чехлом и превращенных в авлакогены, он дал и название стадии, подобные рифтовые системы установлены практически на всех древних платформах, особенно северного ряда (в южном ряду они превратились в позднем рифее в интеркратонные геосинклинали), — в Северной Америке, Восточной Европе, Сибири, Северном Китае и Корее. Выполнены эти палеорифты-авлакогены обломочными континентальными и мелководно-морскими осадками: кварцитами, аргиллитами, строматолитовыми карбонатами; в позднем рифее кое-где (Австралия) впервые появляются эвапориты. Разрезы обычно построены циклически. Встречаются покровы платобазальтов и силлы габбро-диоритов и габбро-диабазов, т.е. породы трапповой ассоциации, преимущественно на границе циклитов среднего и позднего рифея, позднего рифея и венда.

На молодых платформах, где доплитный этап сильно сокращен по времени, стадия кратонизации не выражена, а авлакогенная стадия проявлена образованием рифтов, непосредственно наложенных на отмирающие орогены в согласии с их простиранием. Эти рифты нередко называют тафрогенами, а соответствующую стадию развития — тафрогенной. Их выполнение представлено обломочными отложениями — красноцветными или угленосными, а также базальтами. Типичны поздне триасовые-раннеюрские грабены типа Челябинского на восточном склоне Урала и их аналоги под чехлом Приатлантической равнины в США, в Восточной Австралии и т.д. Грабены Срединной долины Шотландии и другие в Британских каледонидах относятся к той же категории.

Переход к плитной стадии (собственно платформенному этапу) завершился на древних платформах Восточной Европы, Сибири, Китая и Кореи в венде, Северной Америки — в конце кембрия, южных

материков — в ордовике (Австралии — в кембрии). Он выразился в замещении авлакогенов прогибами, с расширением последних до размеров синеклиз, затоплении морем промежуточных поднятий и их превращении в антеклизы и тем самым в образовании сплошного платформенного чехла. Начало накопления плитного чехла закономерно совпадает с началом распада суперконтинентов — в венде — кембрии Пангеи I, в Юре — Пангеи II. Именно поэтому чехол молодых платформ по своему стратиграфическому объему соответствует первому слою коры современных океанов. Накопление этого чехла не было, однако, непрерывным — оно прерывалось эпохами тектонической активизации, которая выражалась в осушении платформ, перестройке их структуры, проявлении магматической деятельности. Восточно-Европейская платформа пережила подобные эпохи в позднем кембрии, середине девона и середине триаса, Сибирская — в середине и конце триаса, Китайско-Корейская — в силуре — раннем карбоне и т.д. Эти перерывы подразделяют плитный чехол на отдельные циклически построенные комплексы, которые, как правило, отвечают тектоническим циклам смежных подвижных поясов — каледонскому, герцинскому и др.

На значительных пространствах древних платформ южного ряда настоящей плитной стадии еще не наступило, а процесс ограничился образованием изолированных синеклиз («синеклизная» стадия).

На молодых платформах Евразии плитная стадия началась в средней юре; по существу, то же относится к Восточной Австралии и Патгагонии. Соответственно здесь плитный чехол отвечает одному (на эпигерцинских платформах) или двум (на эпикаледонских платформах) циклам чехла древних платформ.



## **7.5. Осадочные формации плитного чехла и эволюция структурного плана платформ**

Осадочные формации платформ в целом отличаются от формаций подвижных поясов отсутствием или слабым развитием, с одной стороны, глубоководных и, с другой стороны, грубообломочных континентальных осадков. Поскольку платформенное осадконакопление протекало в континентальных или очень мелководных условиях, на него существенное влияние оказывала климатическая обстановка. Вследствие этого характер отложений, слагающих крупные формационные ряды отдельных этапов (циклов) развития плитного чехла, заметно различаются. Однако формации, занимающие одинаковое положение в этих рядах, имеют достаточно много общего и характеризуют одни и те же фазы тектонического развития.

В основании формационных рядов чехла обычно залегают континентальные обломочные формации: серо-, красно- или пестроцветные бескарбонатные, с каолиновым цементом — продуктом размыва коры выветривания, иногда с лимническими углями в условиях гумидного климата (красная окраска характерна для тропических условий, серая — для умеренных), а также красноцветные с карбонатным цементом, нередко гипсоносные — в аридном климате. С началом морской трансгрессии на смену континентальным формациям сначала приходят паралические или лагунные: соответственно сероцветная паралическая угленосная в гумидном и гипсосоленосная эвапоритовая — в аридном климате. Особенно мощные эвапориты, нередко включающие не только каменную, но и калийные соли, накапливаются в авлакогенах. По мере дальнейшего развития трансгрессии эти формации перекрываются

трансгрессивными терригенными формациями — в гумидном климате кварцево-песчаной с глауконитом и фосфоритами, а в аридном — пестроцветной песчано-глинистой, иногда с гипсом.

В фазу максимальной трансгрессии, когда внутренние источники сноса — щиты, массивы, вершины антеклиз — перекрываются морем, преобладание получают карбонатные формации — гумидные мергельно-известняковые (в мелу и палеогене формация писчего мела и мелоподобных мергелей) и аридные — преимущественно доломитовые. В отдельных более глубоких впадинах и, в частности, в авлакогенах в условиях дефицита материала отлагаются темные, обогащенные органическим веществом минерально-сланцевые толщи «доманикового» типа; зоны их накопления нередко окаймляются рифовыми постройками. Трансгрессия сменяется регрессией и начинается обратная последовательность формаций, завершающаяся снова континентальными, в холодном климате покровно-ледниковыми (квартер Северного полушария, неоген — квартал Южного) формациями. Последние могут находиться и в основании ряда, например в верхах карбона — низах перми южных, гондванских платформ. Во внеледниковых областях ледниковая формация замещается лёссовой.

На протяжении плитной стадии, которая на древних платформах длилась 500—600 млн лет, их структурный план претерпевал неоднократные изменения. На Сибирской платформе основные опускания в каледонском цикле испытала ее южная часть (особенно Ангаро-Ленский прогиб), граничащая с Центральноазиатским подвижным поясом. На герцинском этапе область максимальных погружений переместилась в северо-западную часть платформы, пограничную с Таймырской подвижной системой, а на киммерийском

этапе — в восточную — Вилюйскую синеклизу, открывавшуюся в Верхояно-Колымский бассейн. На собственно альпийском этапе, в мелу и кайнозое, погружения сосредоточились в Енисей-Хатангском и Лено-Вилюйском (Предверхоянском) прогибах, вблизи переживавших позднекиммерийские поднятия Таймыра и Верхоянья, а остальная часть платформы испытывала поднятие.

Развитие и эволюция структуры платформ определяется как внутренними, так и внешними факторами. К внутренним факторам относятся разогрев и охлаждение литосферы платформ. Разогрев происходил в эпохи существования суперконтинентов — в раннем рифее, в позднем палеозое — раннем мезозое и в более короткие эпохи активизации, в частности в девоне. Для него были особенно благоприятны периоды замедленного движения литосферных плит, в состав которых входили те или иные платформы. Следствием разогрева являлось растяжение, приводившее к образованию рифтов и к магматизму — базальтовому и щелочно-базальтовому. В промежуточные эпохи охлаждения литосферы платформы испытывали нарастающее погружение, над авлакогенами формировались синеклизы, в чехле развивалась отраженная складчатость.

Хороший пример взаимодействия внутренних и внешних факторов приведен американским геологом Дж. Клейном. Мичиганская и Иллинойская синеклизы Северо-Американской платформы возникли над авлакогенами и первоначально развивались под влиянием охлаждения литосферы и нагрузки осадков. Однако в позднем палеозое их прогибание усилилось под воздействием тангенциального стресса со стороны Аппалачского орогена, т.е. в действие вступил уже внешний фактор.

## 7.6. Платформенный магматизм

Несмотря на то что платформенные вулканы по объему составляют менее 10% общего объема фанерозойских вулканитов, известных в пределах современных континентов, сам по себе и особенно по своему минерагеническому значению платформенный вулканизм и вообще магматизм представляют достаточно важное явление, а платформенные магматиты обладают вполне определенной спецификой.

Наиболее широко распространенной на платформах магматической ассоциацией является *трапповая ассоциация*. Она состоит из занимающих огромные площади (нередко более 1 млн км<sup>2</sup>) покровов толеитовых платобазальтов, извержения которых носили в основном линейный характер с отдельными вулканическими центрами вдоль разломов.

Континентальные толеитовые базальты отличаются от срединно-океанских несколько повышенным содержанием щелочей, особенно K<sub>2</sub>O, связанным с ассимиляцией континентальной коры. Встречаются также покровы ультраосновных (пикриты) и субщелочных пород. Интрузивная трапповая формация состоит из силлов и даек долеритов, габбро-долеритов и габбро-диабазов, из которых первые достигают мощности 200—300 м. Мощность прослоенных вулканитами с силлами осадочных толщ может достигать очень больших значений — более 3 км на северо-западе Тунгусской синеклизы. Здесь особенно интересны дифференцированные интрузии норильского типа — расслоенные тела, изменяющие свой состав снизу вверх от троктолитов через оливиновые и безоливиновые габбро до габбро-диоритов. С более основными разностями связаны медно-никелевые руды.

Распространение трапповой ассоциации во времени совпадает с периодами начала распада суперконтинентов — во-первых, с рифеем и вендом и, во-вторых, с поздним палеозоем и мезозоем. Во втором периоде трапповая ассоциация обнаруживает наибольшую связь с распадом Гондваны; она проявлена в поздней перми восточных Гималаев и юго-запада Южно-Китайской платформы, в позднем триасе — ранней юре Южной Африки, Антарктиды и Тасмании, в поздней юре — раннем мелу Южной Америки, Южной Африки и Индостана, в верхах мела — низах палеогена западного Индостана, Йемена и Эфиопии. Почти все эти траппы в настоящее время обнаруживаются по разные стороны молодых океанов — Атлантического, Индийского, хотя первоначально их выходы составляли сплошные ареалы. В Северном полушарии крупнейшим является трапповое поле Тунгусской синеклизы и южного Таймыра в основном раннетриасового возраста; кроме того, нижнемеловые траппы довольно широко распространены в Африке, а близкие к траппам вулканы конца мела — начала палеогена — на крайнем севере Атлантики (Брито-Арктическая провинция). Эти проявления траппового магматизма непосредственно связаны с процессом распада Пангеи. Сибирские траппы связаны с «неудавшейся океанизацией» Западной Сибири, где по палеомагнитным данным вырисовывается недолго просуществовавший «Обский палеоокеан» (С.В. Аплонов). Отдельные, более поздние, проявления траппового магматизма (ранний мел) предвосхищают раскрытие Норвежско-Гренландского бассейна и Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана.

Трапповой ассоциации уступает по распространенности *щелочно-базальтовая*. Источник магмы этой ассоциации лежал на большей глубине в мантии, чем трапповой. Она состоит из эффузивной и

интрузивной формаций; первая представлена трахибазальтами с широкой гаммой дифференциатов — от ультраосновных до кислых, в частности фонолитов. Интрузивная формация выражена кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов включительно. В поперечном сечении они имеют форму вложенных одна в другую воронок, при этом возраст пород омолаживается к центру плутона и в этом же направлении повышается их основность и щелочность.

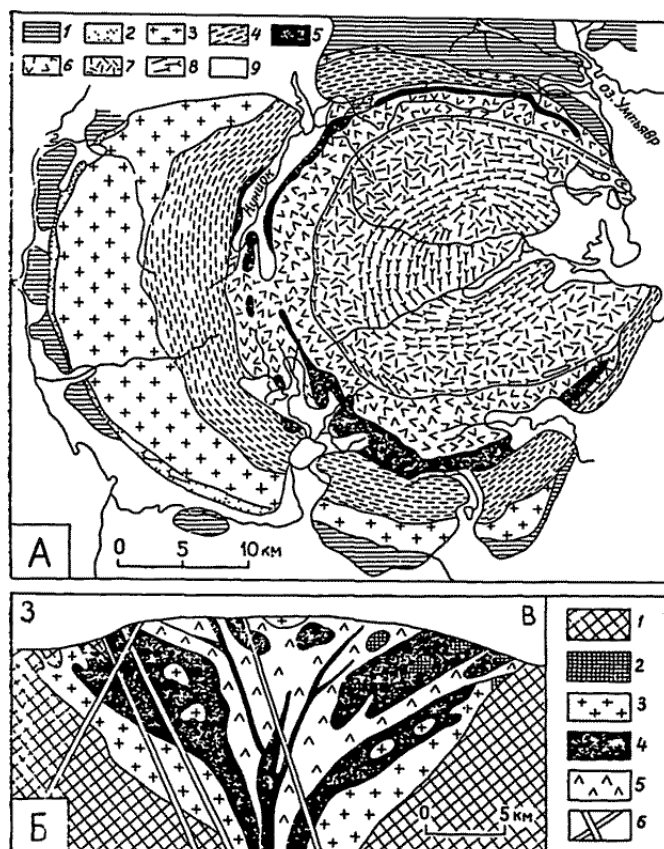


Рис. 7.2. Многофазные кольцевые плутоны щелочного состава, внедрившиеся в среднем палеозое в докембрийские кристаллические породы Балтийского щита. Карта Хибинского плутона, по Е.Н. Володину; профиль Ловозерского плутона, по И.В. Буссену и А.С. Сахарову:

А: 1 — вмещающие породы докембрия и палеозоя; 2 — роговики; 3 — гранитоидные хибиниты; 4 — трахитоидные хибиниты; 5 — ийолиты, уртиты, малиньиты, апатиты; 6 — рисчорриты и эгириновые нефелиновые сиениты; 7 — гранитоидные фойяиты; 8 — трахитоидные фойяиты; 9 — четвертичные отложения.

Б: 1 — вмещающие породы архея (кольская серия); 2 — осадочно-вулканогенная лозерская толща девона; 3 — нефелинсодалитовые сиениты; 4 — луявриты, фойяиты, уртиты; 5 — эвдиалитовые луявриты; 6 — дайки щелочных лампрофиров

Одной из классических областей щелочно-основного и ультраосновного магматизма является Маймеча-Котуйская провинция на восточном фланге Тунгусской синеклизы и западном склоне Анабарской антеклизы. Она связана с Котуйским разломом; в ее составе располагается крупнейший в мире из плутонов такого рода Гулинский плутон площадью 1600 км<sup>2</sup>.

Эффузивная и интрузивная щелочно-базальтовые формации нередко обособлены друг от друга. Эффузивная формация тяготеет в своем распространении к рифтам и палеорифтам — авлакогенам, а в общем занимает повышенные участки залегания платформенного фундамента, в то время как трапповая ассоциация занимает синеклизы, представляющие, вероятно, огромные вулканотектонические депрессии, структуры проседания. Во времени щелочно-базальтовая формация либо предшествует платобазальтовой, либо следует за ней. Очевидно, платобазальты изливаются в кульминационные эпохи магматической активности, когда очаги плавления достигают наименьших глубин, а само плавление приобретает наибольший масштаб.

Кольцевые плутоны щелочно-основного и ультраосновного состава еще больше тяготеют к платформенным поднятиям — щитам, антеклизам. Они распространены, в частности, на Кольском полуострове (Балтийский щит), где известны классические интрузии Хибинских и Ловозерских тундр (рис. 7.2), на Алданском, Аравийско-Нубийском щитах, в Восточной Африке, на Приатлантическом щите Бразилии.

Щелочно-базальтовая ассоциация материков близка аналогичной ассоциации океанских островов, что свидетельствует о ее глубинном, мантийном происхождении.

Знаменитая своей алмазонасностью кимберлитовая интрузивная формация родственна щелочно-базальтовой и встречается в виде трубок и даек вдоль разломов и особенно в узлах их пересечения, но, по данным Б.Р. Шпунта, в межрифтовых пространствах. Основные районы развития кимберлитовой формации — Сибирская платформа, Южная и Западная Африка. Кимберлитовая формация — это самая глубинная магматическая формация континентов, ибо алмазы образуются на глубинах не менее 150—200 км, но и эта цифра не превышает мощности континентальной литосферы. Надо полагать, что глубинные магматические очаги возникали под континентами в древних ослабленных зонах литосферы (древние сутуры и т.п.) под влиянием разогрева еще более глубокой мантии и поступления из нее флюидов и их метасоматического воздействия в эпохи распада суперконтинентов и (или) относительно стабильного положения соответствующие литосферных плит.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Теория тектоники литосферных плит впервые в истории геологии дала физически обоснованное объяснение главных сторон тектонической жизни Земли.

Дальнейшее развитие и совершенствование плитнотектонической концепции ведет, очевидно, к ее перерастанию в более общую теорию глобальной геодинамики, приближающую нас к построению настоящей теории Земли. Постепенно вырисовываются основные принципы этой теории: 1) дифференциальная подвижность оболочек Земли, более существенная в тангенциальном, чем в радиальном, направлении; 2) проявление в отдельных оболочках автономных систем конвективных течений, обнаруживающих вместе с тем взаимосвязь по вертикали, — конвекция в более глубоких оболочках индуцирует конвекцию в более внешних оболочках; 3) взаимосвязь глубинных эндогенных процессов от ядра до земной коры, поверхностных процессов, обусловленных действием солнечной энергии и силы тяжести, а также космогенных процессов, связанных с изменениями ротационного режима Земли, внешних гравитационного и магнитного полей; 4) вековое охлаждение Земли, затухание ее эндогенной активности, уменьшение ее радиуса и на таком фоне пульсация этого радиуса, согласованная с изменением тепловыделения, интенсивности конвективных течений и их перестройкой.

На уровне нижней мантии господствует не тектоника плит, а тектоника мантийных струй, т.е. плюм-тектоника, связанная, однако, с тектоникой плит. Эта связь выражается в том, что субдуцируемая холодная литосфера погружается до границы верхней и нижней мантии (670 км), здесь накапливается, частично продавливаясь вниз, а затем

через 300—400 млн лет проникает в нижнюю мантию, достигая ее границы с ядром (рис. 8.1). Это вызывает изменение характера конвекции во внешнем ядре и его взаимодействия с внутренним ядром и, в порядке компенсации притока материала сверху, образование на границе ядро/мантия восходящих суперплюмов. Последние поднимаются до подошвы литосферы, частично испытывая задержку на границе нижней и верхней мантии, а в тектоносфере расщепляются на более мелкие плюмы, с которыми и связан внутриплитный магматизм.

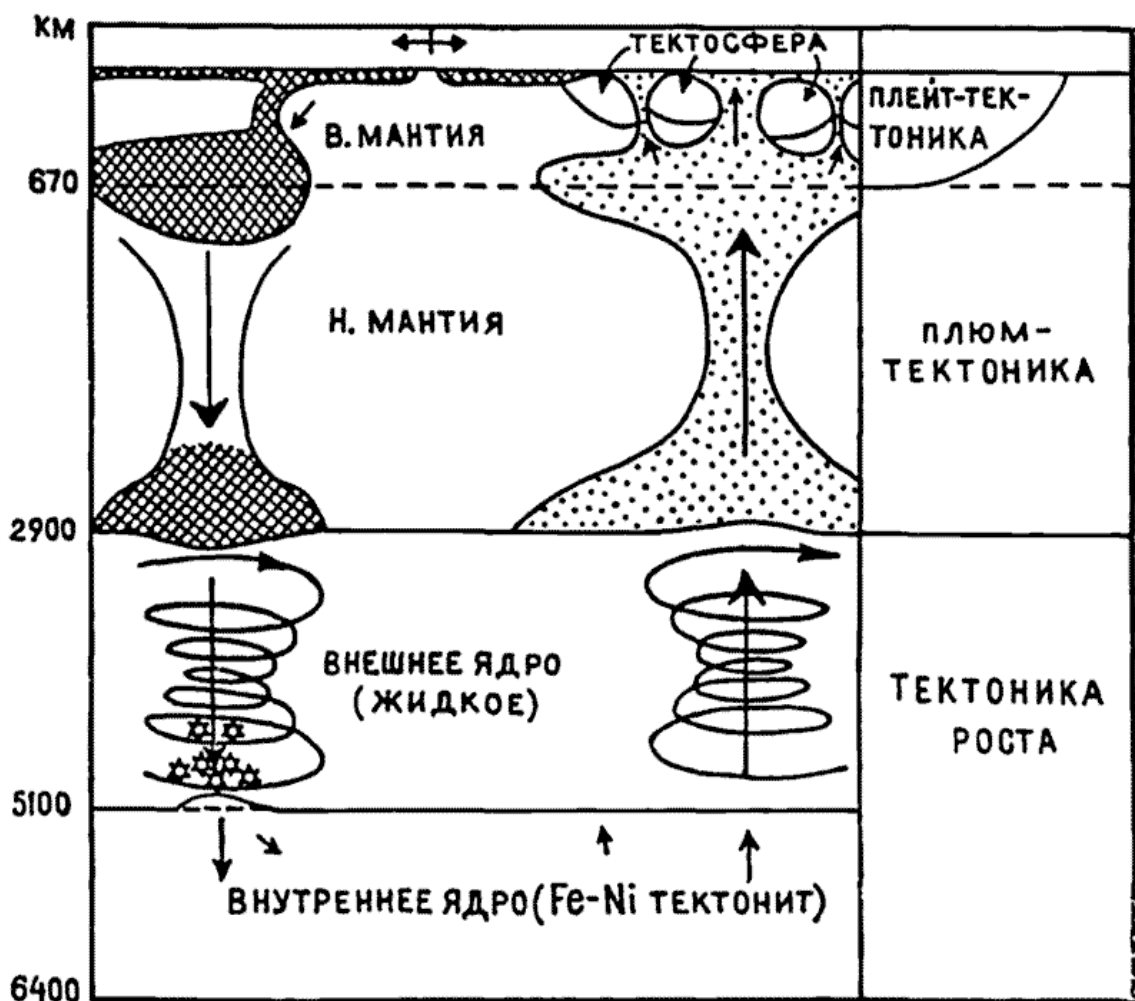


Рис. 8.1. Схематическая иллюстрация глобальной тектоники (по С. Маруяме и др., 1993). Тектоника плит поставляет холодный материал в область плюм тектоники. Катастрофический коллапс застоявшейся на глубине 670 км пластины вызывает не только восходящее мантийное течение, стимулирующее плейт-тектонику, но и изменение конвективной циркуляции во внешнем ядре, контролирующее тектонику роста во внутреннем ядре

Процессы, происходящие в ядре, японские авторы обозначают, в отличие от плейт- и плюм-тектоники, как тектонику роста, (growth tectonics), имея в виду рост внутреннего, чисто железо-никелевого ядра за счет внешнего ядра, пополняемого корово-мантийным силикатным материалом.

Таким образом, в глобальной модели (см. рис. 8.1) выделяются три уровня, различающиеся по характеру происходящих в них конвективных процессов: верхний (тектоносфера) с тектоникой плит, средний (нижняя мантия) с плюм-тектоникой и нижний (ядро) с тектоникой роста.

В истории Земли, по мнению японских исследователей, до начала архея господствовала плюм-тектоника, ей предшествовала тектоника роста. В архее она начала вытесняться плейт-тектоникой (аналогичный вывод был сделан и нами), которая затем, с начала протерозоя, стала господствующей формой движений в тектоносфере. В будущем развитии Земли тектоника плит должна смениться контракционной тектоникой, когда литосфера образует единую оболочку, испытывающую общее сжатие.

Планеты земной группы составляют, согласно излагаемой концепции, эволюционный ряд. Развитие всех планет началось со стадии хаотической конвекции, которую сменила стадия плюмтектоники. На этой стадии, вернее на стадии перехода от плюмтектоники к плейт-тектонике, находится в настоящее время Венера (опять-таки в нашей книге был сделан аналогичный вывод а Земля переживает стадию плейт-тектоники). Причину, по которой Венера задержалась, по сравнению с Землей, на более ранней стадии, японцы усматривают в ее более мощной и плотной атмосфере,

создавшей значительный парниковый эффект. На следующей, после Земли, контракционной стадии развития находится Марс, с отдельными проявлениями разломов и вулканизма, а в последнюю — терминальную — стадию вступили Меркурий и Луна, на которых возможно лишь появление отдельных газовых струй.

**Бучко Инна Владимировна**

*Профессор кафедры ГиП АмГУ, доктор геол.мин.наук*

«Геотектоника и геодинамика. Часть 1. Континенты и океаны».

Методическое указание к выполнению самостоятельной работы.

---

Изд-во АмГУ. Подписано к печати \_\_\_\_\_. Формат 60x84/16. Усл. печ.  
л.5.0\_\_

Тираж 100. Заказ \_\_\_\_\_.

Отпечатано в типографии АмГУ