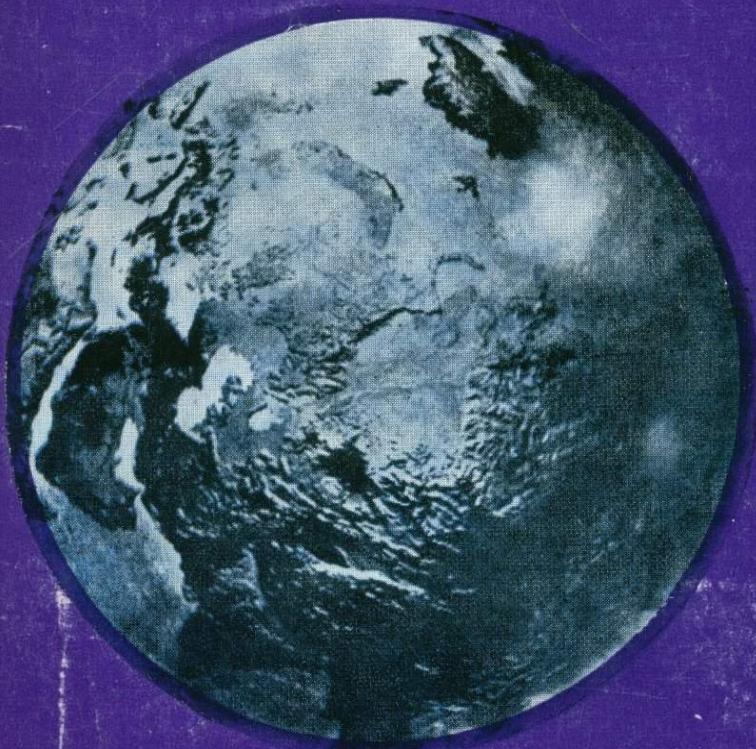


М.В. МУРАТОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
МАТЕРИКОВ  
И ОКЕАНИЧЕСКИХ  
ВПАДИН



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

СЕРИЯ «НАСТОЯЩЕЕ И БУДУЩЕЕ ЗЕМЛИ И ЧЕЛОВЕЧЕСТВА»

551.24

М. В. МУРАТОВ

ПРОИСХОЖДЕНИЕ  
МАТЕРИКОВ  
И ОКЕАНИЧЕСКИХ  
ВПАДИН

3469



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1975



В книге члена-корреспондента АН СССР М. В. Муратова освещены важнейшие вопросы происхождения и строения земной коры материков и океанических впадин, показаны главнейшие этапы геологической истории Земли. Автор рассказывает о геосинклинальных процессах и их роли в формировании земной коры материков, рассматривает важнейшие современные представления о происхождении океанических впадин и интересные гипотезы, касающиеся проблем формирования современного лика нашей планеты.

МИХАИЛ ВЛАДИМИРОВИЧ МУРАТОВ  
ПРОИСХОЖДЕНИЕ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНИЧЕСКИХ ВПАДИН

Утверждено к печати редколлегией серии научно-популярных изданий  
Академии наук СССР

Редактор Л. И. Приходько. Художник М. В. Буткевич  
Художественный редактор В. А. Чернецов. Технический редактор Н. П. Кузнецова.  
Корректоры Л. И. Харитонова, В. А. Шварцер

Сдано в набор 27/II 1975 г. Подписано к печати 21/VII 1975 г. Формат 70×108<sup>1/16</sup>.  
Бумага типографская № 1. Усл. печ. л. 15,75. Уч.-изд. л. 15,9. Тираж 17 500.  
Т-11341. Тип. зак. 1802. Цена 1 р. 01 к.

Издательство «Наука». 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21  
2-я типография издательства «Наука». 121099, Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

М 20802—035  
054(02)—75 Б3—3—10—75

© Издательство «Наука», 1975 г.

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Территория нашей страны, простираясь от Карпат и Балтийского моря до Тихого океана, имеет очень сложное геологическое строение и хранит в своих недрах огромное количество разнообразных видов минерального сырья: руд черных и цветных металлов, ископаемого угля, нефти, газа, строительных материалов и подземной воды. Они добываются и широко используются нашей промышленностью и строительством. Однако большие запасы этого сырья еще таятся в глубинах земной коры и будут находиться там до тех пор, пока их не обнаружат в результате умелого прогноза буровой скважиной.

Для того чтобы осуществить такой прогноз и выявить новые месторождения полезных ископаемых, необходимо правильно понимать закономерности условий их залегания и распространения, отчетливо представлять себе общие закономерности строения земных недр и те пути развития отдельных участков земной коры, которые привели к формированию ее очень сложной структуры и образованию в ней месторождений минерального сырья.

Различия в строении отдельных участков земной коры объясняются их разной геологической историей, познать которую позволяет тщательное изучение горных пород, слагающих эти участки, взаимоотношений осадочных толщ между собой с интрузивными магматическими телами, а также вулканическими породами и жильными телами. В конечном счете горные породы и их взаимосвязи всегда служат для геолога той первичной летописью, изучая которую он получает возможность составить геологические карты и разрезы через земную кору, в свою очередь, содействующие выяснению особенностей строения глубин земной коры и отчетливому восстановлению геологической истории данного участка.

Чтобы понять строение и историю развития каждого района, необходимо правильно представлять соотношения его с соседними частями поверхности Земли и быть в курсе общих закономерностей процессов формирования земной коры и крупных ее частей.

Самыми большими составными частями поверхности Земли являются материки и впадины дна океанов. Соответственно важнейшими в геологической науке считаются проблемы их истории формирования и развития.

Задача данной книги состоит в том, чтобы познакомить читателей с современным состоянием этих проблем и послужить пособием для дальнейшего более углубленного их изучения.

## Глава I

---

### СТРОЕНИЕ И ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

#### ЛИК ЗЕМЛИ

Когда мы едем в поезде или на автомашине, поверхность Земли нам представляется крайне неровной: высокие водоразделы, холмистые увалы, глубокие долины широких рек, ущелья и овраги. Подъезжая к горам и наблюдая в дымке синеватую зубчатую стену горного хребта, невольно испытываешь трепет при виде скалистых, недоступных вершин и головокружительных обрывов.

Взобравшись на эти вершины, мы восторгаемся красотой и грандиозностью горного пейзажа, необъятностью открывшейся перед нами перспективы. Вместе с тем возникает чувство восхищения силами природы, которые так высоко подняли каменистую гряду и скалистые пики над равниной или морем.

С самолета, особенно с современного реактивного гиганта, который летит на высоте 8—10 км, рельеф Земли кажется значительно более скромным, похожим на нарисованную карту, и даже высокие хребты Тянь-Шаня и Кавказа выглядят едва заметными возвышениями.

Если мы мысленно представим себя у окна космической ракеты, поднимающейся на многие сотни и тысячи километров над Землей, то через дымку земной атмосферы и полосы облаков мы увидим, что все детали рельефа нашей планеты — контуры материков, горные хребты, желтые пустыни и синие пространства морей и океанов — слажены, как на глобусе.

Еще 200 лет назад гениальный учений Михаил Васильевич Ломоносов правильно понимал, что основным элементом рельефа поверхности земного шара являются материки и депрессии океанических впадин. Горные хребты, долины и озера представляют лишь детали на фоне обширных возвышенностей материков. В своей работе «О слоях земных» М. В. Ломоносов писал: «Самые большие горы представляют целые части света, ибо превеликие кряжи гор Рифейских, Кавказских, Лунных, Атлантических, Альпийских, Кордильеров<sup>1</sup> и других, в рассуждении оных высоты и обширности не что иное суть, как бугры, холмы или пригорки... Сего права у оных частей света, что они горы, никто оспорить не может, ибо имеют вместо вершин целые оные славные по свету горы, вместо долин глубокое и по большей части недосягаемое мерою дно морское, которое за поверхностью земли по справедливости почесть должно». Далее он отмечал, что «четыре известные части света представляют пять гор главных, то есть целая Азия, Африка, Европа, Южная и Северная Америка».

<sup>1</sup> Рифейскими горами назывался Урал, Атлантическими — Атлас, Лунными — скорее всего горы в истоках Нила, которые, как выяснилось в XIX в., в действительности не существуют.

Во времена М. В. Ломоносова еще не были известны глубины океанов, но мы теперь отлично знаем, что существует некоторая средняя высота материков над уровнем моря, равная 840 м, и средняя глубина океанов — 3800 м ниже уровня моря.

Большая часть материков представляет равнины или возвышенности, относительно слабо приподнятые над уровнем морских вод. Точно так же наибольшая площадь поверхности воды океанов (80%) покрывает плоские равнинные пространства дна, опущенные в основном на 3000—6000 м ниже его уровня. Горные сооружения, поднимающиеся над средним уровнем материков, относительно узки и группируются в определенные системы, которых, вообще говоря, не так много. Самые глубокие океанические впадины-желоба (7000—10 000 м) образуют четко выраженную систему узких изогнутых рвов, а узкие срединно-оceanические хребты и гирлянды островов в виде дуг располагаются на ограниченном пространстве.

Связующими элементами рельефа между океаническими впадинами и материками являются материковые склоны — уступы, которые ограничивают материковые массивы и в то же время служат бортами океанических депрессий. Многие материки по краям покрыты мелким морем. Эти участки континентов, залитые неглубокими водами моря, называются шельфом, или материковой отмелю.

Резкое разделение поверхности нашей планеты на два уровня — высокоподнятые материковые массивы и плоские впадины дна океанов — является главной особенностью ее рельефа. По площади преобладают океанические впадины, дно которых занимает около 263 млн. км<sup>2</sup>, т. е. около 51,5% всей поверхности земного шара (табл. 1).

Таблица 1

Сравнительные величины площади материков и дна океанов

Материки и впадины океанов	Площадь, млн. км <sup>2</sup>	В процентах от площади всей земной поверхности
Материки и острова	148,63	29,2
Поверхность воды	361,45	70,8
Земная поверхность	510,08	100,0
Евразия	54,38	10,6
Африка	30,28	5,1
Северная Америка	24,23	4,7
Южная Америка	17,85	3,5
Австралия и Океания	8,56	1,7
Антарктида	13,33	2,6
Поверхность океанов	328,44	64,3
Северный Ледовитый	6,64	1,3
Тихий	164,31	32,2
Индийский	70,78	13,8
Атлантический	86,71	17,0
Дно океанов	262,72	51,5
Глубоководные моря (Коралловое, Японское, Банда, Тиморское, Целебес, Карибское, Средиземное, Черное, Аравийское, Красное, Гренландское)	17,53	3,4
Главнейшие шельфовые моря (Южно-Китайское, Берингово, Охотское, Арафур, Восточно-Китайское, Яванское, Северное, Балтийское, Азовское)	15,48	2,9

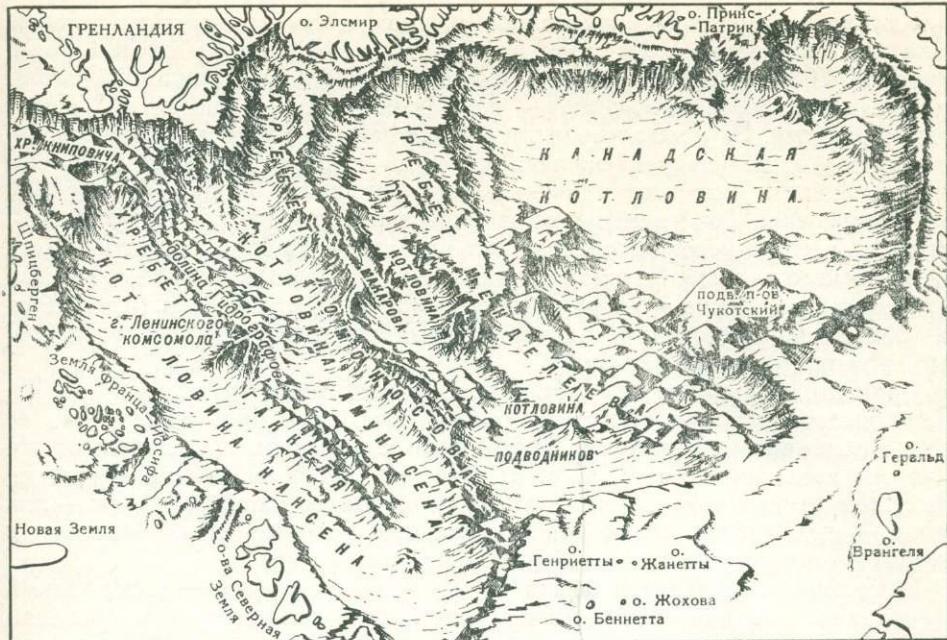


Рис. 1. Рельеф дна Северного Ледовитого океана (по Р. М. Деменицкой, 1967)

Если бы мы удалили из океанов всю морскую воду, каким-нибудь образом испарили ее, то поверхность Земли предстала бы перед нами в очень непривычном виде. Над плоскими равнинами высохшего дна океанов поднимались бы огромные и в целом слабо расчлененные массивы материков, в пределах которых вытягивались высокие узкие цепи горных гребней и вулканические конусы. На поверхности Земли было бы как бы два мира с разным атмосферным давлением (если существовала атмосфера), различным климатом, различными растительными и животными сообществами (рис. 1).

Все это нам очень трудно представить. Наша Земля обладает определенным количеством морской воды, измеряемым величиной около 1370 млн. км<sup>3</sup>. Вода целиком заполняет океанические впадины и самые низкие части поверхности материков. Однако ее недостаточно, чтобы покрыть полностью континентальные массивы. Вода заливает их только до определенного уровня. Его-то мы и называем уровнем Мирового океана. Однако этот уровень не есть что-то незыблемое, постоянное. Он зависит прежде всего от количества воды. На протяжении истории Земли уровень этот значительно менялся, так же как изменялся, конечно, и рельеф Земли. Даже в относительно недавнем геологическом прошлом, в четвертичном периоде, в эпоху великого оледенения большие массы воды были вовлечены в состав ледникового покрова, одевавшего мощным слоем значительную площадь северных материков и Антарктиды. Из-за этого уровень океана в периоды оледенения во всем мире сильно понижался. После стаивания огромных ледников уровень моря повышался, достигнув современного положения, а иногда и значительно превысив его. Очень вероятно, что было несколько сравнительно коротких отрезков времени (по несколько десятков тысяч лет) в четвертичном периоде, когда уровень Мирового океана перед эпохой главного оледенения и после нее был на 20—40 м (а может быть, и больше) выше современного, а потом падал и был ниже «нормального». Подсчитано, что если бы и сейчас льды, покрывающие Антарктику и Гренландию, растаяли, то уровень морей и океанов на всем земном шаре поднялся бы на 67 м.

Как уже говорилось, котловины океанов целиком заполнены водой. Если бы количество воды уменьшилось так, что уровень океана понизился на 1000 или даже 2000 м, то из-под воды выступили бы затопленные пространства материков — шельфовые моря и многие подводные возвышенности. За счет этого площади водных пространств, конечно, сократились бы, но контуры океанов в общем остались бы очень близкими к современным. Даже если уровень океана понизился бы на 3000—3500 м, что потребовало бы уменьшения количества воды на Земле более чем вдвое, то и тогда контуры главнейших океанов — Тихого, Атлантического и Индийского — мало бы изменились. Это показывает, что главные вместе лища воды на Земле — океанические впадины — представляют углубления земной поверхности, дно которых составляет совершенно другой уровень, чем поверхность материков.

Принято, что от уровня моря, как от некоторого нуля, ведутся отсчеты высоты суши и глубины моря. Однако этот нуль является не только изменчивым в истории Земли, но и случайным, зависящим от количества воды на планете, т. е. от фактора, в общем не связанного со строением земной коры. Истинную же поверхность нашей планеты — лик Земли — мы должны представлять себе, чтобы понять ее особенности и происхождение, мысленно освободив ее от толщи воды.

Разделение поверхности Земли на два главных уровня — материковый и океанического дна, — связанное с глубокими различиями в строении земной коры под материками и океанами, обусловлено всей историей развития земной коры и земного шара. При этом оно совершенно не зависит от количества воды на Земле. Причины различия коренятся в процессах, происходящих в глубоких недрах коры и в мантии Земли. Сущность этих процессов, которые невозможно непосредственно наблюдать, мы постепенно узнаем в результате геологических, геофизических и геохимических исследований.

## МАТЕРИКОВАЯ И ОКЕАНИЧЕСКАЯ ЗЕМНАЯ КОРА

Изучение строения Земли за последние десятилетия с помощью геофизических методов дает возможность составить более или менее ясную картину как строения внутренних частей нашей планеты, так и покрывающей ее земной коры. Особенно большие успехи в этой области достигнуты сейсмологией. Изучение упругих волн, возникающих при землетрясениях и распространяющихся через весь земной шар, позволило при наличии точных сейсмических приборов и современных методов вычисления дать ответ на вопрос о физическом характере среды, в которой распространяются эти волны, выяснить различие физических свойств глубоких слоев, слагающих Землю.

Как теперь уже широко известно, земной шар состоит из трех главных частей: земной коры толщиной от 5 до 70 км, мантии, или оболочки Земли, и ядра.

Земная кора снизу отделена от мантии резкой поверхностью раздела, получившей название поверхности Мохоровичича, по имени открывшего ее в 1914 г. геофизика, профессора из Загреба (Югославия).

В строении ядра еще много загадочного. Поверхность его располагается на глубине 2900 км и представляет очень резкий раздел физических свойств вещества между ядром и мантией. Диаметр его около 7000 км. Внешняя часть ядра до глубины около 4580 км имеет, несмотря на высокую плотность, свойства жидкого тела, так как не пропускает поперечных сейсмических волн, что характерно для жидкой среды. Глубже идет зона, поглощающая сейсмические волны, толщиной около 540 км, природа которой неясна. Наконец, еще глубже располагается

твердое внутреннее ядро Земли, представляющее собой шар с диаметром около 2500 км, обладающий свойствами металлического тела.

С ядром и его свойствами связано наличие магнитного поля Земли, которое в ходе геологического времени периодически меняло свою полярность. Северный и южный магнитные полюса менялись своими местами. Эти особенности магнитного поля Земли связывают с тем, что внешняя зона ядра жидккая.

Мантия имеет сложное строение и разделяется на три слоя (B, C, D) — верхнюю, среднюю и нижнюю мантию. Больше всего сведений мы имеем о составе и строении верхней мантии, очень мало о средней, а строение нижней является предметом гипотез, пока еще мало обоснованных. Что касается вещества верхней мантии, то природа ее во многом еще не выяснена. Наиболее распространены сейчас представления, что верхняя мантия под поверхностью Мохоровичича состоит в основном из перидотита, т. е. имеет состав ультраосновных пород с плотностью, допускающей распространение продольных сейсмических волн со скоростью более 8,0 км/сек.

Изучение обломков пород, включенных в алмазоносные трубы взрыва и вынесенных ими, несомненно, из мантии, а также обломков, захваченных при внедрении в земную кору, позволяет установить состав вещества мантии. Согласно выводам В. С. Соболева, поверхностные части верхней мантии состоят в значительной части из перидотитов со шпинелью, а более глубокие (до глубины порядка 150 км) — из гранатовых перидотитов (содержащих главным образом гранат — пироп).

В последние годы выяснилось, что в пределах верхней мантии на глубинах порядка 100—150 км вещество находится в пластическом, расплавленном состоянии. Этот расплавленный слой мантии обнаруживается по характеру прохождения сейсмических волн и имеет неодинаковую толщину в разных местах. Особенно он отличается под материками и океанами.

Пластичный слой мантии, как теперь считается, является источником продуктов вулканизма и вообще магматизма. Он получил наименование астеносферы. Верхняя часть мантии выше астеносферы находится в твердом состоянии и ее вместе с земной корой часто именуют литосферой — каменной оболочкой Земли. В разделе между твердой литосферой и пластичной астеносферой могут происходить крупные срывы и горизонтальные смещения глыб литосферы.

Исследование земной коры геофизическим методом отраженных волн, которые возникают от взрывов, а также изучение закономерностей распределения силы тяжести позволили установить особенности строения земной коры и в первую очередь большие различия в земной коре под материками и океанами (рис. 2).

Толщина земной коры материков сильно меняется: под равнинами ее мощность 30—40 км, под горными областями и нагорьями — 50—60 км (Кавказ, Тянь-Шань). Под горами, таким образом, имеются утолщения земной коры, выступы ее вглубь, как бы отражающие в обратную сторону рельеф гор и получившие название «корней гор». Особенно большой толщины кора достигает под Памиром, Гиндукушем (более 60 км), под Гималаями, по-видимому, — 75—80 км, под Андами — 75 км. Самые высокие хребты обладают и самыми глубокими корнями. Существование последних было установлено на основе изучения аномалий силы тяжести еще в прошлом веке (И. Д. Лукашевич и др.) и привело к созданию так называемой теории изостазии, т. е. уравновешивания отдельных частей земной коры. Ныне их наличие подтверждено сейсмическими исследованиями методом отраженных волн.

Выяснилось, что земная кора материков состоит обычно из трех больших слоев, различающихся своей плотностью. Верхний слой, толщиной 2—10 км, состоит из наименее плотных (около 2,2 г/см<sup>3</sup>) слоев оса-

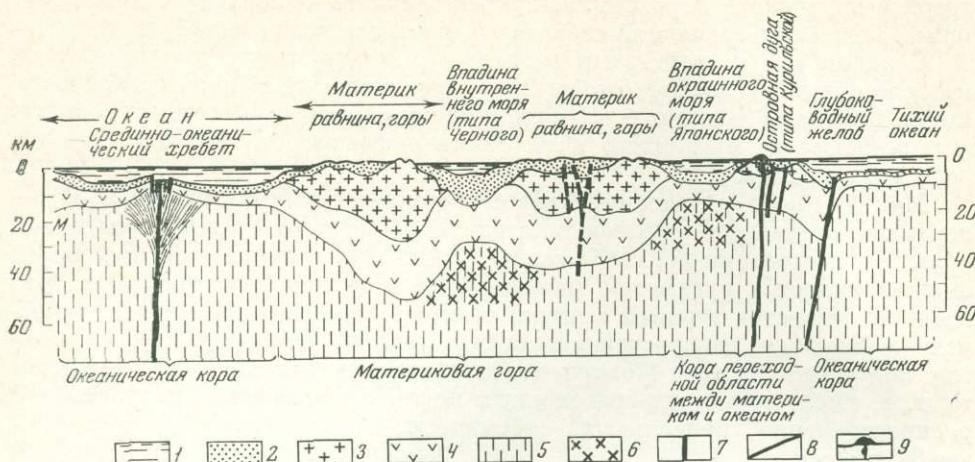


Рис. 2. Строение земной коры материков и океанических впадин

- 1 — вода;  
 2 — осадочные породы;  
**3 — гранитно-метаморфический слой;**  
 4 — базальтовый слой;  
 5 — мантия Земли;  
**M — поверхность Мохоровичча;**
- 6 — участки мантии с повышенной плотностью;  
 7 — участки мантии с пониженной плотностью (серпентинизированные породы?);  
 8 — глубинные разломы;  
 9 — вулканический конус и магматические очаги и каналы

дочных горных пород. Скорость распространения продольных упругих колебаний в его пределах 1,8—5,0 км/сек.

Следующий слой имеет большую плотность (около 2,4—2,6 г/см<sup>3</sup>) и характеризуется скоростью распространения продольных сейсмических упругих колебаний, вызванных землетрясениями или искусственными взрывами зарядов, измеряемой 5,0—6,2 км/сек. Этот слой достигает 10—20 км толщины и соответствует гранитам, гнейсам и другим метаморфическим и изверженным горным породам, слагающим верхнюю часть земной коры материков. Во многих местах этот слой, называемый гранитно-метаморфическим (или просто гранитным), выступает на поверхность (например, в Карелии, на Кольском полуострове, в Финляндии, Швеции, на Украине, в центральных частях горных хребтов Кавказа, Урала, Тянь-Шаня, Алтая, Саян, Альп, Карпат, Скалистых гор, Кордильер). В других местах материков гранитно-метаморфический слой скрыт под осадочным слоем, или, иначе говоря, под чехлом осадков и залегает на меньшей или большей глубине в зависимости от толщины последних.

Третий слой материковой земной коры характеризуется плотностью в 2,8—3,3 г/см<sup>3</sup> и еще большей скоростью распространения в нем продольных упругих колебаний, чем предыдущий. Здесь скорости 6,0—7,6 км/сек. Этот глубинный слой земной коры состоит из более тяжелых горных пород. По физическим свойствам — плотности и скоростям распространения сейсмических колебаний — этот слой сходен с базальтами, габбро и другими основными изверженными породами. Поэтому его обычно условно именуют базальтовым, хотя вовсе не значит, что он состоит весь из базальтов. Этот слой, по геофизическим данным, имеет толщину 15—25 км и даже в отдельных местах материков до 40 км.

В последние годы многие исследователи высказали предположение, что данный слой под материками состоит в значительной части из пород, являющихся продуктами очень глубокого метаморфизма, так называемой гранулитовой фации, — кварц-полевошпатовых гнейсов с гранатом и пироксеном и плагиоклазовых гнейсов, не содержащих слюд.

По физическим свойствам они обладают плотностью и скоростью распространения сейсмических волн, которые как раз соответствуют наблюдаемым для этого глубинного слоя земной коры. Это делает очень вероятным предположение, что гранулиты действительно принимают значительное участие в его строении, хотя, наряду с ними, очевидно, присутствуют и массивы основных изверженных пород — габбро и особые полевошпатовые породы — апортозиты, а также базальты. Поэтому этот слой можно именовать гранулито-базальтовым, хотя его чаще называют просто базальтовым. В строении его участвуют также чарнокиты. Последние близки к гранитам по составу, однако настоящие граниты для этой глубокой части земной коры, видимо, не характерны и, наоборот, широко распространены в вышележащем гранитно-метаморфическом слое, где происходят и процессы гранитообразования (В. В. Белоусов, 1965). Как уже сказано, базальтовый слой внизу резко отделен поверхностью Мохоровичича от подкорового вещества или мантии Земли. В последней скорость распространения продольных колебаний еще больше и равна 7,8—8,5 км/сек, а плотность слагающих ее масс выше плотности гранулито-базальтового слоя. Однако в самых глубоких частях материковой земной коры между гранулито-базальтовым слоем и мантией в некоторых местах присутствуют массы пород, обладающие плотностью, промежуточной между базальтовым слоем и мантией. Скорость распространения продольных сейсмических волн в них достигает 7,4—7,8 км/сек. Полагают, что они могут состоять из материала базальтового слоя с включением более плотных пород, скорее всего эклогитов. Эклогит — это пироксен-гранатовая порода, имеющая химический состав, одинаковый с габбро и базальтом, но с другим минеральным составом (гранаты и пироксены), и образующаяся в условиях повышенных давлений. Эклогиты обладают большей плотностью, чем габбро (плотность габбро 2,9—3,0, а эклогита — 3,4—3,6 г/см<sup>3</sup>).

Резко отличается по своему строению земная кора под дном океанов. Основными ее особенностями являются значительно меньшая толщина и отсутствие гранитного слоя в ее пределах. Она состоит только из двух главных слоев — осадочного и базальтового при толщине первого 0,2—0,5, и до 3 км, второго — 3—12 км. Между ними местами выделяется так называемый второй слой, который характеризуется толщиной 1—2 км и плотностью несколько меньшей, чем плотность базальтового слоя. Предполагают, что он представлен лавами и вулканическими туфами. Таким образом, общая толщина меланократовой<sup>1</sup>, как ее теперь называют, земной коры под толщей воды в океанах составляет только 5—15 км, увеличиваясь до 20 км лишь вблизи берегов материков и под океаническими островами, а также подводными хребтами. В середине Тихого океана толщина земной коры всего 5—7 км.

В области материкового склона по периферии океанов происходит смена материковой земной коры океанической. Переход этот происходит очень резко и выражается в появлении гранитно-метаморфического слоя и резком утолщении земной коры под материками. Уступ материкового склона, окружающий материки и отделяющий их от океанических впадин, отражает как раз место перехода одного типа земной коры в другой, соответствующую месту появления гранитного слоя в земной коре.

Мелководные участки морей и шельфовые зоны характеризуются материковым типом строения коры. По существу они представляют части материков, затопленных морем. Таковыми являются Северное и Балтийское моря, северо-западная часть Черного моря (Одесский залив), Азов-

<sup>1</sup> Меланократовая земная кора состоит из пород основного состава, богатых темно-цветными — меланократовыми — минералами (пироксены, основные плагиоклазы, амфиболы и др.).

ское море, северная часть Каспия, Баренцево и Карское моря — в Европе; мелководная часть Охотского моря, часть Берингова, Южно-Китайское и Желтое море — по окраинам Азиатского материка и др.

Океанический тип земной коры свойствен дну всех океанов: Тихому, Индийскому, Атлантическому и Северному Ледовитому. В настоящее время стало известно, что такое же строение имеет земная кора и под дном многих внутриматериковых морей, которые характеризуются наличием плоского dna, погруженного на большую глубину и окруженного четко выраженным уступом материкового склона. Правда, здесь кора значительно толще, чем под дном океанов, что обусловлено значительной мощностью осадочных слоев, покрывающих непосредственно базальтовый слой земной коры. Такая утолщенная земная кора океанического типа обнаружена под дном Средиземного моря, Мексиканского залива, Черного моря, южной части Каспийского моря, межостровных морей, разделяющих острова Индонезии (Банда, Флорес, Сулу, Целебесское и Церамское).

Исследования строения земной коры под дном Черного моря (В. П. Непрочнов, 1965) показали, что гранитно-метаморфический слой земной коры постепенно исчезает к югу от берегов Крыма и под дном Черного моря отсутствует. Хотя кора под дном Черного моря значительно толще (28 км) обычной океанической, она состоит, по геофизическим данным, из базальтового слоя, прикрытого мощной толщей осадков, и, таким образом, похожа на кору океанического типа. То же наблюдается под дном южной части Каспийского моря (И. П. Косьминская, 1959), где кора океанического типа прикрыта мощными осадками и достигает 40 км и под дном глубоких впадин Средиземного моря.

Следовательно, все глубокие депрессии земной поверхности характеризуются океаническим типом строения земной коры, а выступы материковых массивов — континентальным, в составе которого развит более или менее мощный гранитно-метаморфический слой.

Однако, несмотря на сходство земной коры dna океанов и внутренних морей, в их строении и истории развития есть существенные различия, на которые в последние годы было обращено внимание в связи с вопросом о природе поверхности Мохоровичича, или, как ее часто называют, поверхности M.

Эта проблема является одной из сложнейших. Поверхность M, без сомнения, представляет собой поверхность резкого раздела физических свойств горных пород, слагающих земную кору и мантию, и характеризуется скачком изменения их плотности. Как уже сказано, наиболее вероятно, что верхняя мантия состоит из ультраосновных пород — перидотитов, выступающих на поверхность чаще всего вдоль зон очень глубоких (глубинных) разломов земной коры, например, на Урале, в Саянах, на Малом Кавказе у озера Севан и во многих других местах.

Таким образом, предположение, что вещества верхней мантии состоят из перидотитов, находит ряд подтверждений. Вместе с тем сейчас получены данные, что при соответствующих условиях температуры и давления в результате процессов метаморфизма и уплотнения породы базальтового слоя земной коры могут быть замещены гранулитами и эклогитами, обладающими физическими свойствами, близкими к гранатовым и шпинелевым перидотитам. Химический состав этих пород соответствует габбро, базальтам и другим основным породам. По упругим свойствам и плотности пироксен-гранатовые породы неотличимы от перидотитов, хотя имеют совершенно другой минеральный состав и по происхождению связаны с базальтовым слоем земной коры. Невольно возникает вопрос, не может ли поверхность M быть в одних случаях границей мантии и земной коры, а в других — границей раздела внутри земной коры, разделяющей породы базальтового слоя, обладающие разной плотностью. Не исключено, что под дном внутренних морей (Средиземного, Черного и др.) раздел, принимаемый за поверхность M, является в дей-

ствительности разделом внутри коры. Истинный раздел коры и мантии расположен глубже и пока не выявлен по геофизическим данным. Необходимо учитывать эти обстоятельства для правильного понимания строения земной коры материков и океанических впадин.

Основные элементы лика Земли — континентальные массивы и океанические впадины — отличаются, как видно, не только особенностью своего рельефа, но и обладают различным строением земной коры. Без сомнения, эти различия обусловлены совершенно разной историей и условиями формирования двух типов земной коры.

Мы имеем пока самые общие представления о строении океанической земной коры, полученные в результате геофизических исследований за последние десятилетия. Геологическое строение дна океанов известно еще очень плохо.

Строение земной коры материков, благодаря широкому развернувшимся геологическим исследованиям, идущим во всех частях света, сейчас изучено уже достаточно хорошо. Мы имеем возможность теперь сделать выводы не только о весьма различном строении разных частей материков, но и об основных этапах их формирования и возрасте.

## ВОЗРАСТ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Геология является исторической наукой, которая изучает последовательные события, развивавшиеся в течение определенного времени, и учитывает их возраст и длительность. При этом история человечества имеет дело с тысячами и десятками тысяч лет, а геология — с десятками и сотнями миллионов лет. Древнейшие породы материковой земной коры имеют возраст около 3,8—3,6 млрд. лет, а породы базальтового слоя и мантии — до 4 с лишним млрд. лет. Возраст Земли сейчас оценивается, по астрономическим и радиометрическим данным, в 5—4,5 млрд. лет.

Шкала геологического времени основывается прежде всего на данных об ископаемых животных и растительных организмах, эволюция которых дает возможность установить относительный возраст слоев, в которых заключены эти ископаемые. Иначе говоря, изучение этих организмов позволяет выяснить, какой слой моложе, какой древнее другого, не давая им абсолютного возраста.

Изучение древнейших комплексов животных и растительных организмов, населявших поверхность Земли, позволило выделить ряд крупнейших последовательных отрезков времени, называемых эрами: архейскую, протерозойскую, рифейскую, палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую. По длительности первые две во много раз больше последних трех, вместе взятых. Поэтому архейскую эру в последнее время разделяют на древний архей и собственно архей. В протерозойскую эру ранее включали поздний протерозой, который правильнее, видимо, выделять в особую рифейскую эру. Палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры вместе нередко называют фанерозоем, или «историческими эрами» развития Земли. Только в эти эры на Земле была широко представлена органическая жизнь.

В отложениях древних морских бассейнов, начиная со слоев палеозоя (кембрия), появляются огромные количества остатков животных организмов — скелетов ископаемых беспозвоночных, свидетельствующих о широком распространении и развитии жизни.

Эволюция животных организмов, остатки которых встречаются в виде ископаемых в слоях палеозоя, мезозоя и кайнозоя, позволила установить довольно четкую картину истории органического мира за это время, восстановить многие события жизни Земли: изменение конфигурации материков и океанов, изменение климата и особенностей в развитии структур земной коры в платформенных и геосинклинальных областях.

Палеозойскую, мезозойскую и кайнозойскую эры разделяют на геологические периоды (табл. 2). Здесь уместно напомнить, что в геологии пользуются системой обозначений отрезков геологического времени и параллельной системой обозначений для слоев, соответствующих этому времени, а также интрузивных массивов и других образований, слагающих земную кору. Поэтому когда мы выделяем эры как временные подразделения истории Земли, то им соответствуют в земной коре группы слоев, периодам времени отвечают системы (в слоях). Системы делят на отделы и ярусы (для слоев), периоды — на эпохи и века (для времени).

Такие разделения существуют только для кайнозойской, мезозойской и палеозойской эр и периодов, из которых они состоят. Как только мы углубляемся в более древние слои земной коры, такое подразделение становится неправомерным, так как исчезают остатки организмов, по которым создаются основы стратиграфии.

В рифейской эре органические остатки уже редки и представлены главным образом следами жизнедеятельности своеобразной группы древних синезеленых водорослей — строматолитов. Местами продукты жизнедеятельности этих организмов слагают целые слои доломитов и известняков. Изучением их занимаются главным образом советские геологи и палеонтологи, доказавшие стратиграфическое значение этих водорослей. Удалось установить, что определенные виды остатков их жизнедеятельности отвечают определенным толщам и сериям слоев, которые можно по этим остаткам узнавать в разных удаленных районах и считать одновременными. Без сомнения, это послужит очень важной основой для дальнейшего изучения верхнепротерозойских отложений, особенно учитывая, что рифей по длительности времени больше, чем палеозой, мезозой и кайнозой, вместе взятые. Сейчас можно сделать только подразделение рифейской группы на серии слоев и части, имеющие чисто местное значение. Еще хуже дело обстоит с подразделением слоев и более древних образований раннего протерозоя и архея. Здесь органические остатки практически отсутствуют, известны лишь породы органического происхождения, свидетельствующие о примитивных формах существования жизни.

Осадочные породы протерозоя и особенно архея всегда глубоко изменены метаморфизмом, и надежное сопоставление их на значительных расстояниях невозможно или очень проблематично. Даже границы рифея, протерозоя и архея еще являются предметом дискуссий.

Только в последние годы физика пришла на помощь геологии, дав новый метод определения радиометрического возраста минералов и содержащих их горных пород. Этот метод позволяет сопоставлять слои и комплексы пород по возрасту, выявлять последовательность их образования, получать абсолютный возраст, т. е. время образования какого-либо минерала или горной породы, выраженное в единицах времени — обычно в миллионах лет. В последние годы глубоко изучались процессы радиоактивного распада атомных ядер, в первую очередь урана и ряда изотопов других элементов. Процесс радиоактивного распада является своеобразным счетчиком времени. Часы эти пока еще не очень совершенны и показывают возраст минералов и горных пород с точностью до нескольких миллионов лет, а для более древних докембрийских образований — с еще меньшей точностью (до 50 и даже 100 млн. лет). Однако успехи, достигнутые в применении этого метода за последние 10—15 лет, свидетельствуют, что перед ним открыты огромные перспективы.

Возраст минералов и соответственно горных пород, которые состоят из данных минералов, вычисляют в настоящее время по возрасту входящих в их состав радиоактивных элементов и продуктов их распада. Определяют количественное взаимоотношение атомов радиоактивного элемента и конечного продукта его распада. Зная скорость процесса распада, можно установить время его начала, т. е. время образования данного минерала.

Таблица 2

## Стратиграфическое деление

Эры (группы)	Периоды (системы)	Отделы (эпохи)	Века (ярусы)
Кайнозойская	Четвертичный (антропоген)		
		Плиоцен	верхний средний нижний
		Миоцен	верхний средний нижний
	Неогеновый	Олигоцен	
		Эоцен	альминский бодракский симферопольский бахчисарайский
		Палеоцен	качинский инкерманский
	Меловой	Верхний	датский маастрихтский кампанский сантонаский коньянский туронский сеноманский
		Нижний	альбский аптский барремский готеривский валанжинский берриасовый
		Верхний	титонский (волжский) кимериджский оксфордский келловейский
		Средний	батский, байосский ааленский
	Юрский	Нижний	тоарский плинсбахский сингенорский гетангский
		Верхний	норийский карнийский
		Средний	анизийский ладинский
	Триасовый	Нижний	оленекский индский

Таблица 2 (окончание)

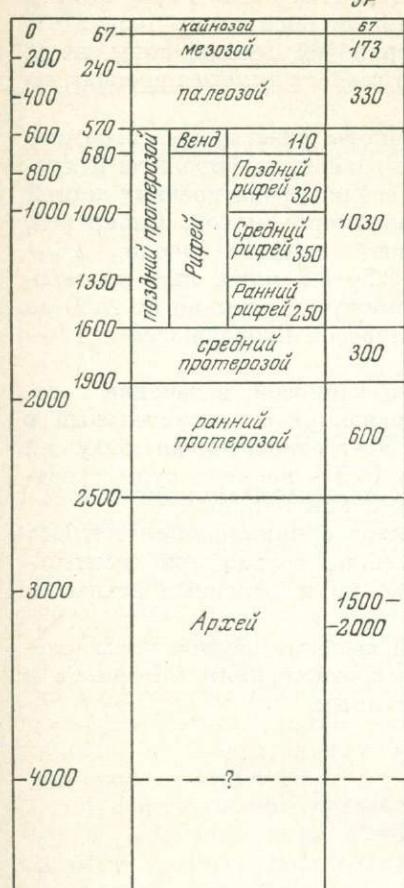
Эры (группы)	Периоды (системы)	Отделы (эпохи)	Века (ярусы)
Палеозойская	Пермский	Верхний	татарский казанский уфимский
		Нижний	кунгурский артинский сакмарский асельский
	Каменноугольный (карбон)	Верхний	гжельский касимовский
		Средний	московский башкирский
		Нижний	паморский визейский тураецкий
		Верхний	фаменский францкий
	Девонский	Средний	живетский эйфельский
		Нижний	эмский жединский кобленцкий
	Силурийский	Верхний	верхний лудловский нижний лудловский
		Нижний	венлокский ландверский
	Ордовикский	Верхний	ашгильский карадокский
		Средний	ландейльский ланвиринский
		Нижний	аренигский тремадокский
	Кембрийский	Верхний	
		Средний	майский амгинский
		Нижний	ленский алданский томмотский
Позднепротерозойская (рифейская)	Вендский Поздний рифей Средний рифей Нижний рифей		
Среднепротерозойская			
Раннепротерозойская			
Архейская			

Шкала геологического времени, млн. лет

Длительность эр

Длительность периодов

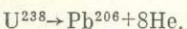
Шкала геологического времени, млн. лет



Неоген N	25	Миоцен M	1	0
Палеоген P	41	Олигоцен N	26	40
		Зоцен 23		
		Палеоцен		
Мел K	70	поздний ранний	67	80
Юра J	58	поздняя средняя ранняя	100	120
Триас T	45	поздний средний ранний	137	160
Пермь P	45	поздняя ранняя	195	200
Карбон C	55	поздний ранний средний	240	240
Девон D	70	поздний ранний средний	285	280
Силур S	30	поздний ранний	340	320
Ордовик O	60	поздний средний ранний	360	360
Кембрий E	70	поздний средний ранний	410	400
			440	440
			480	480
			500	520
			560	560
			570	500

Рис. 3. Геохронологическая таблица

Наиболее надежные результаты дает определение в минералах содержания урана и продукта его радиоактивного распада свинца, а также гелия:



Уран, как известно, в процессе распада превращается в торий, затем в радий и, наконец, в свинец. Устойчивые атомы свинца являются как бы остатками первоначальных атомов урана. Подсчитывая их, мы можем узнать, сколько атомов урана распалось и сколько для этого потребовалось времени.

В последние годы особенно широкое распространение получил калий-argonовый метод, разработанный советскими учеными Э. К. Герлингом, Г. М. Ермолиным и др. Он основывается на превращении радиоактивного изотопа калия в аргон:  $K^{40} \rightarrow Ar^{40}$ . Поскольку калиевые минералы широко распространены в природе, они очень удобны для определения возраста этим методом. Чаще всего используют слюды (мусковит и биотит), полученные из изверженных пород или кристаллических сланцев и гнейсов, а также глауконит — минерал, содержащий калий и широко распространенный в осадочных породах морского происхождения.

Чтобы показать наглядно роль геологического времени в развитии структур земной коры и длительности разных этапов, приведем схему (рис. 3) геологического летосчисления, составленную на основе очень большого числа имеющихся сейчас измерений возраста горных пород и

минералов из различных систем и разных районов и областей. (Исходные материалы периодически публикуются Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций Академии наук СССР.)

Таким образом, в настоящее время мы можем оценить не только относительный возраст отдельных частей материковой земной коры, но и, правда, пока довольно приближенно, события геологического прошлого во времени.

Наиболее древние горные породы земной коры участвуют в строении базальтового слоя материков. Самые древние гнейсы, амфиболиты и другие кристаллические породы, установленные сейчас среди древних частей материков на Восточно-Европейской, Северо-Американской, Сибирской, Африканской и других платформах, имеют возраст около 3,6—3,8 млрд. лет. Длительность архейской эры 2,5—3,8 млрд. лет; протерозой, включая рифейскую эру, охватывает промежуток времени от 2500 до 570 млн. лет, причем ранний и средний протерозой продолжался с 1,6—2,5 млрд. лет, а рифей с 1600 до 570 млн. лет.

Три последние эры — палеозой, мезозой и кайнозой, в течение которых образовались материки и океаны и населяющий их растительный и животный мир,— охватывают 570 млн. лет. Этот относительно короткий промежуток истории Земли составляет всего 16,5% времени существования земной коры, а лишь 12% истории Земли как планеты.

Данные о геологическом развитии материков с применением методов абсолютной геохронологии позволяют оценить не только приблизительное время начала образования земной коры, но и основные этапы ее развития.

Значительно хуже дело обстоит с оценкой возраста земной коры океанов. О времени ее образования судят по соотношениям материков и океанических впадин и другим косвенным данным.

## Глава II

### ЗЕМНАЯ КОРА МАТЕРИКОВ

#### НЕОДНОРОДНОСТЬ СТРОЕНИЯ

Земная кора материков имеет чрезвычайно сложное строение и длительную историю. Это касается прежде всего поверхностной ее части, сложенной осадочными породами и их гранитно-метаморфическим основанием. Строение нижней части коры — базальтового слоя — нам еще очень плохо известно.

На поверхности материков выделяются участки с различным рельефом и строением. Это прежде всего горные и равнинные области. Одни участки их сложены кристаллическими и изверженными породами, другие — вулканическими, трети — осадочными, то залегающими почти горизонтально, то образующими сложные системы складок и разнообразных складчатых структур.

В формировании отдельных частей земной коры материков участвуют в основном пять наиболее важных процессов: 1) выветривание и размыг древних пород, слагающих земную кору, перенос обломочных продуктов и их отложение в виде осадочных толщ вместе с продуктами вулканической деятельности на дне морей, океанов, озер и на поверхности равнин и впадин; 2) деформация этих слоистых толщ, чаще всего складчатость; 3) внедрение масс интрузивных изверженных пород и процессы вулканизма; 4) метаморфизм осадочных и изверженных пород; 5) метасоматоз и гранитизация.

Вулканические и осадочные толщи отлагаются на дне впадин земной поверхности, больше всего на дне морей и океанов. Процессы вулканизма связаны всегда с глубокими разломами земной коры. Вдоль этих разломов образуются каналы, по которым из глубины на земную поверхность проникают вулканические продукты, формируются вулканы. Они изливают лавы и извергают при взрывах вулканические пеплы и обломки, которые, отлагаясь на дне морей, превращаются в туфы и туфобрекции.

Накапливаясь на дне моря, слои лав и вулканических туфов обычно чередуются со слоями морских осадков — глинистых илов, песков, карбонатных илов, кремнистых илов и других, из которых образуются при их уплотнении осадочные породы. В итоге длительного процесса накопления морских осадков и продуктов вулканических извержений образуются огромные по мощности толщи. Медленное опускание дна прогибов создает как бы ловушку для морских осадков, и они концентрируются здесь, достигая особенно большой мощности, которую еще более увеличивают вулканические продукты извержений.

Под влиянием движений земной коры все эти осадочные и вулканические толщи вовлекаются в процесс деформации и складчатости — приобретают складчатую форму залегания.

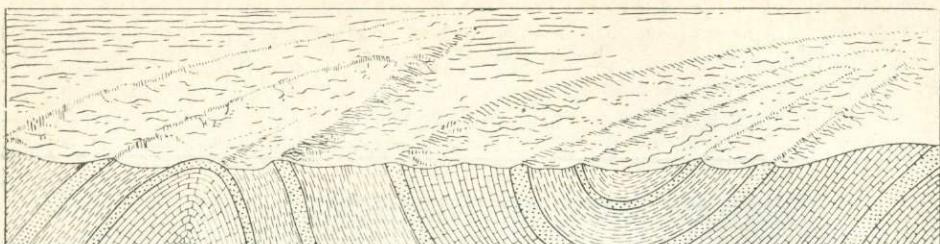


Рис. 4. Антиклинальная и синклинальная складки в разрезе и по выходам слоев на поверхность

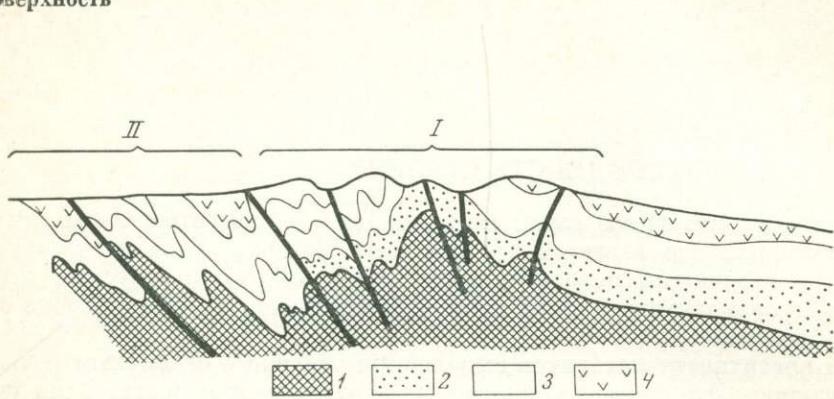


Рис. 5. Антиклиниорий (I) и синклиниорий (II) в разрезе  
Отложения: 1 — палеозоя; 2 — триаса; 3 — юры; 4 — мела

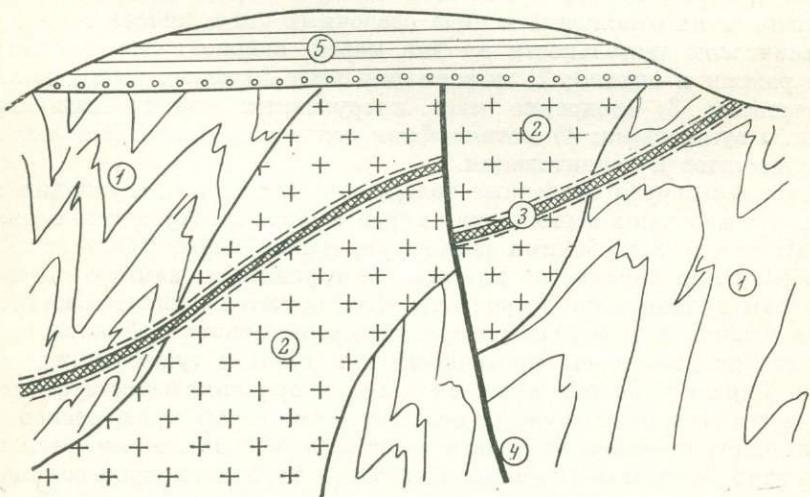


Рис. 6. Схема строения складчатого основания платформы

1 — осадочные слои; 4 — секущий разлом;  
2 — гранитное тело; 5 — несогласно залегающие слои чехла платформы  
3 — рудная жила;

Наиболее простыми формами складок слоистых пород являются антиклинали и синклинали (рис. 4). Более крупные и сложные складчатые формы называют антиклиниориями и синклиниориями (рис. 5). В результате процессов складчатости слои, отложенные на дне морских впадин, оказываются смытыми в системы складок, надвинутых друг на друга и образующих очень сложные нагромождения. В строении их часто очень трудно разобраться.

Складчатые структуры бывают осложнены более мелкими второстепенными (по сравнению с глубинными) разломами, которые также достигают относительно большой длины и представляют в одних случаях надвиги, в других — сбросы. Наличие часто пересекающих друг друга разломов разного масштаба и различного возраста создает еще большие осложнения в строении складчатых структур (рис. 6).

Процессы движений земной коры, вызывающие деформации и складчатость, происходят непостоянно: в отдельные периоды времени усиливаются (эпохи складчатости), в другие — ослабляются. Эти процессы часто сопровождаются внедрением из глубины магматических пород, главным образом гранитов и других интрузий. Магматические изверженные породы прорывают и часто проплавляют складчатые структуры и слагающие их осадочные породы, вызывая контактовые изменения и метаморфизм последних.

Среди изверженных пород выделяют группу кислых пород, или гранитоидов, основных — габброидов, ультраосновных, а также особую группу щелочных пород. Такое разделение производят исходя из их химического состава. Наиболее богатые кремнеземом ( $\text{SiO}_2$ ) именуются кислыми, более бедные — средними, еще более бедные — основными и, наконец, самые бедные — ультраосновными. Особо выделяются щелочные породы, которые характеризуются повышенным количеством  $\text{Na}_2\text{O}$  или  $\text{Na}_2\text{O}$  вместе с  $\text{K}_2\text{O}$ . Различия химического состава, естественно, обусловливают разный минеральный состав этих групп пород.

Интрузивным породам сопутствуют связанные с ними по происхождению и близкие к ним по составу вулканические излившиеся породы и туфы, отличающиеся малокристаллической структурой и другими условиями залегания.

Исследования химического состава изверженных пород, физико-химических процессов их кристаллизации в лабораторных условиях, а также массовое изучение пород в шлифах под микроскопом позволили обобщить огромный материал по их составу и происхождению. В прошлом веке были установлены многочисленные виды и разновидности, создана их классификация, а в последние два-три десятилетия успехи петрологии привели к пониманию важнейших физико-химических условий формирования разных видов интрузивных и вулканических пород.

Сейчас несомненно, что главная масса всех изверженных пород образовалась из родоначальной основной — базальтовой — магмы, поступающей в земную кору из глубин мантии (астеносферы) по разломам.

Изучение соотношений и состава различных пород позволило установить, что все разнообразие изверженных пород связано с процессами тех изменений и преобразований, которым подвергается эта исходная магма в ходе проникновения ее и застыивания в земной коре и кристаллизации этого расплава. Огромную роль при этом играет взаимодействие магмы с ранее застывшими изверженными породами другого состава, а также осадочными и метаморфическими породами; последние она способна в какой-то части расплавить и поглотить (ассимилировать).

Магматический расплав создается в глубоких частях мантии. Сейчас считают, что верхняя мантия состоит в основном из шпинелевых и гранатовых перidotитов в твердом состоянии. Однако состав образующейся из них выплавки более обогащен  $\text{SiO}_2$ , т. е. отвечает базальтовой магме. Слой пластиичного вещества в верхней мантии, называемый астеносфе-

рой, располагается на глубине порядка 60 км под океанами и 100—120 км под материками и идет до глубины 250—400 км. Лабораторное исследование разных расплавов, близких к веществу мантии, и условий их кристаллизации при различных давлениях и температурах позволяет в настоящее время представить вероятный химический состав и физические свойства вещества астеносфера. Этому способствуют данные изучения с помощью очень точных сейсмографов сейсмических волн от землетрясений, которые проходят через мантию.

Можно сделать вывод, что астеносфера состоит из пиролита, гипотетического вещества, соответствующего по составу смеси базальтового и ультраосновного материала в пропорции 1 : 3. Выплавка из пиролита, как считают, представляет магматический расплав базальтового состава, а остаток процесса выплавления — ультраосновная порода. Предполагается, что местами пиролит в астеносфере целиком является расплавом, который наполнен включениями взвешенных твердых частиц ультраосновных пород.

При наличии разломов, секущих земную кору и верхнюю мантию, в частности таких, вдоль которых формируются геосинклинальные троги, пластичная магма базальтового состава поднимается кверху. На пути она может скапливаться на отдельных участках, застревая вверху мантии и в нижней части земной коры и образуя глубокие магматические очаги. Очаги могут существовать, не кристаллизуясь, видимо, очень длительное время. Они пополняются из глубины базальтовой магмой, увеличиваются в объеме и в то же время отдают свое тепло вмещающим породам. Вместе с тем очаги в некоторых случаях обладают таким объемом, что пребывают в расплавленном состоянии очень долго. При длительном существовании очагов в них происходит внутреннее перераспределение вещества, получившее название дифференциации магмы. Кристаллизация минералов в очаге идет очень медленно. Сначала кристаллизуются наиболее тугоплавкие минералы, содержащие железо, магний, кальций (пироксены, основные плагиоклазы). Они оказываются взвешенными в расплаве и медленно погружаются книзу. В итоге постепенно верхняя часть очага освобождается от тяжелых компонентов, и происходит дифференциация магмы на более тяжелую (основную) часть, которая скапливается внизу, и более легкую, богатую кремнекислотой, остающуюся вверху. При окончательной кристаллизации такого очага образуются разные изверженные породы — габбро из магмы в нижней части очага и диориты или гранодиориты — в верхней.

Очаги соприкасаются с осадочными или метаморфическими породами, вызывают плавление последних и могут ассимилировать (поглотить) какие-то части этих пород. В результате ассимиляции состав магмы очага изменяется: она становится более кислой, т. е. богатой  $\text{SiO}_2$ , и, кристаллизуясь, образует породы гранитного ряда — граниты, адамелиты, монцониты, гранодиориты и др. Все они могут сформировать более или менее крупные объемы магмы, внедряющиеся вдоль разломов снизу в осадочные складчатые толщи и прорывающие и проплавляющие их. Вместе с тем, внедряясь, магматический расплав сильно поднимает осадочные толщи, действуя подобно гигантскому гидравлическому прессу. Очевидно, что интрузивные магматические тела возникли после осадочных пород и во многих случаях после образования складок, что легко установить, так как видно, как эти породы вторгаются в складчатые участки толщи земной коры и срезают, а иногда расплавляют породы, слагающие эти складки (см. рис. 6).

В других случаях интрузии, чаще всего основных пород (габброидов), внедряются до складчатости, бывают сорваны и захвачены процессами складкообразования.

В итоге длительных процессов преобразования магмы формируются изверженные породы интрузивных массивов разного состава, по проис-

хождению связанные друг с другом и создающие один последовательный ряд. Так же образуются и лавы соответствующего состава, проникающие на поверхность через вулканические аппараты,— базальты, андезиты, дациты, липариты и др.

Несколько особняком стоят щелочные и ультраосновные породы. Щелочные породы, чаще всего содержащие избыточное по сравнению с обычным количеством натрия, возникают в результате процессов поглощения гранитоидной магмой кислого состава различных по составу осадочных пород, в частности карбонатных и глинистых, которые нарушают соотношения компонентов магмы и обогащают ее щелочами.

Совершенно иначе формируются ультраосновные породы, перидотиты, пироксениты и др. Среди них можно выделить две группы. Одни связаны с основной базальтовой магмой и процессами ее кристаллизации в особых условиях, когда выделяются части расплава, наиболее бедные кремнекислотой, образуя вместе с габбро и другими основными породами массивы различных ультраосновных пород. К совершенно иной группе относятся массивы перидотитов, которые представляют поднятые к поверхности вдоль разломов чешуи или куски ультраосновных пород, слагающих верхнюю часть мантии и вынесенные в вышележащую толщу земной коры в пластичном или твердом виде. Такие образования всегда приурочены к зонам крупнейших разломов, часто сопровождаются излияниями основных лав и массивами основных изверженных пород. Сочетания пород — перидотиты, интрузии габбро и основные (диабазовые) лавы и туфы — получили наименование офиолитовых комплексов, или ассоциаций. Они характерны для геосинклинальных складчатых областей, где сопровождают зоны разломов, а также известны в срединно-океанических хребтах дна океанов.

Огромную роль в изменении осадочных пород и их деформации играет метаморфизм — перекристаллизация осадочных пород под влиянием высокой температуры, давления и привноса из глубины горячих растворов. В результате глинистые песчаные породы превращаются в различные кристаллические сланцы, гнейсы, кварциты; основные вулканические туфы и лавы — в амфиболовые гнейсы, амфиболиты; известняки и доломиты — в мраморы.

Процессы метаморфизма часто обусловлены внедрением интрузивных массивов, которые отдают огромные количества тепла в окружающие их породы, а также служат источником выделяющихся горячих газообразных продуктов, изменяющих вмещающие породы. Метаморфизм вокруг интрузивных массивов носит название контактowego. Метаморфизму при этом подвергается более или менее значительная по толщине зона вмещающих пород вокруг поверхности контакта изверженного массива с осадочными толщами. Зона может быть относительно большой, но нередко достигает лишь нескольких метров, а иногда даже сантиметров вокруг интрузии.

Более значительную роль играют процессы общего, или регионального, метаморфизма, которые не зависят от отдельных интрузивных тел, а связаны с тем, что осадочные или вулканические толщи при погружении участков земной коры опускаются на большую глубину, попадают в условия более сильного давления и высокой температуры, а также под воздействие паров или газообразных выделений, проникающих по трещинам из глубины и несущих различные элементы и соединения. Под совокупным влиянием этих причин метаморфизм охватывает огромные площади и объемы земной коры — приобретает региональный характер, откуда и происходит его наименование.

В зависимости от той термодинамической обстановки, в которой проходили метаморфические процессы, в настоящее время выделяют три главные фации (типа) регионального метаморфизма. Фации различают по составу минералов, которые характерны для разных температур и

давления, и поэтому дают возможность выяснить условия их образования.

Первая фация хлорит-серицитовых сланцев — относительно невысокой температуры и давления, типичных для образования минералов метаморфических сланцев разного состава.

Амфиболитовая фация — это уже фация значительных глубин и высокой температуры. Процессы происходят при наличии воды в горных породах. Амфиболовы и слюды — главные минералы фации — содержат  $H_2O$ .

Гранулитовая фация характеризуется образованием метаморфических пород при еще более высоких давлениях и температуре, но без воды (гранулиты — гиперстен-гранатовые гнейсы без слюд и амфиболов).

Наконец, особая фация глаукофановых сланцев возникает в условиях относительно небольшой температуры, но высокого давления. Породы этой фации встречаются чаще всего в зонах больших тектонических разломов и геосинклинальных областей, где их формирование происходило в условиях сильного сжатия.

Продукты метаморфизма, главным образом амфиболитовой фации, — различные гнейсы и кристаллические сланцы — играют исключительно большую роль в строении огромных площадей земной коры в пределах многих древних массивов и по существу слагают большую часть фундамента всех древних платформ. Метаморфические породы в амфиболитовой фации сопровождаются большими и малыми массивами гранитов.

Процессы метаморфизма идут в глубоких частях земной коры, и, естественно, мы не можем их непосредственно наблюдать. Вследствие поднятия и размыва поверхностных частей глубокие зоны коры оказываются выведенными на поверхность и в результате процессов метаморфизма становятся доступными для непосредственного изучения, особенно на обширных пространствах наиболее древних частей материков, в пределах щитов древних платформ.

Большую роль в преобразовании горных пород играет также метасоматоз. Широкий масштаб его проявления выяснился лишь в последние десятилетия. Немаловажная заслуга в этом принадлежит академику Д. С. Коржинскому и его школе.

Метасоматозом называется процесс преобразования минерального состава магматических, осадочных и метаморфических пород, который происходит при активном участии растворов и приносимых ими соединений. Это водные растворы, находящиеся в условиях глубинных зон земной коры в надкритическом, парообразном, но весьма сжатом состоянии. Кроме воды, они содержат углекислоту, хлориды натрия и калия, в меньшем количестве другие растворенные компоненты.

В результате воздействия растворов происходит изменение химического состава минералов исходной породы, возникают новые минералы. Вместе с тем отдельные минералы могут быть уничтожены, и порода в результате приобретет совершенно иной состав, окажется обогащенной вновь возникающими минералами и обедненной другими. Изменения минерального состава пород при метасоматозе идут без изменения объема, т. е. сколько приносится вещества, столько и выносится.

Таким образом, метасоматоз существенно отличается от метаморфизма тем, что при метаморфизме под влиянием высокой температуры и давления преобразуется минеральный состав породы, но химический состав ее в общем не меняется. При метасоматозе же под воздействием проникающих в породы растворов изменяется химический состав минералов и, следовательно, породы приобретают существенно другой состав.

Растворы, которые обусловливают метасоматоз, имеют своим источником магму и идут через нее с больших глубин (почему и получили

от Д. С. Коржинского наименование сквозьмагматических растворов). Далее они воздействуют на вмещающие породы, просачиваясь через зоны разломов, трещиноватости и всякого рода ослабленные тектоническими воздействиями участки. Метасоматоз может происходить также в результате диффузии растворов, т. е. проникновения их через поры и межмолекулярные пространства.

Метасоматоз проявляется прежде всего и очень активно на контактах расплавленного вещества магмы с вмещающими породами. В зависимости от их химического состава, а также активности растворов могут произойти значительные изменения состава этих пород, иногда с образованием в них разных рудных минералов и их скоплений. Нередко процессы метасоматоза сказываются не только на самом контакте, но и на большом удалении от него.

Очень характерен метасоматоз, при котором происходит привнос щелочей, т. е. соединений Na или K. Привнос натрия приводит к появлению или увеличению в составе пород, которые подвергаются метасоматозу, минералов, обогащенных натрием, например к образованию содержащего натрий полевого шпата — альбита или к обогащению им пород.

Калиевый метасоматоз тоже играет очень важную роль и во многих случаях приводит к возникновению гранитов за счет различных исходных пород осадочных или метаморфических. Такой процесс, именуемый гранитизацией, широко проявлялся в глубоких частях земной коры в ходе геологической истории.

Вообще говоря, на глубинах во много километров в земной коре господствуют условия высокого давления и значительной температуры, достаточные для расплавления так называемого анатексиса горных пород. Однако химический состав большинства гранитов невозможно объяснить просто расплавлением какой-то средней массы осадочных или метаморфических пород. Вычислено, например, что в них не хватает калия по сравнению с его средним содержанием в гранитах. Поэтому приходится допускать необходимость привноса вещества, в частности калия и кремния, т. е. необходимо участие процессов калиевого метасоматоза.

В соответствии с представлениями Д. С. Коржинского процесс гранитизации развивается таким образом, что сначала парообразные растворы, идущие из глубины, выделяющиеся из магмы и обогащенные летучими соединениями, подвергают метасоматическому изменению породы близ контакта, а затем происходит их замещение магматическим расплавом, который возникает вслед за метасоматозом. Создается как бы фронт метасоматоза, продвигающийся от магмы, а за ним следует фронт расплавления и образуются огромные объемы этого расплава — вторичной магмы.

После кристаллизации расплава формируются большие массивы гранитов. Вместе с тем, вероятно, существуют и массивы гранитов, возникшие путем только расплавления, без участия метасоматоза, хотя такие массивы имеют более ограниченный объем и распространение.

В областях докембрийских метаморфических пород фундамента древних платформ одновременно с гранитизацией на больших пространствах по периферии гранитных массивов образуются мигматиты. Это породы, состоящие из слоев гнейсов, кристаллических сланцев и пронизанных тонкими прожилками гранитов. Формирование мигматитов шло одновременно с образованием самих гранитов, в основном по периферии гранитных массивов под воздействием тех же процессов. Эти породы часто бывают как бы сгофрированы в мелкие складки, указывающие на то, что они находились в пластичном состоянии при деформациях.

## НЕСОГЛАСИЯ В ЗАЛЕГАНИИ СЛОЕВ И ИХ ЗНАЧЕНИЕ

Чтобы выяснить время образования складчатых структур, разломов и вообще движений земной коры, вызвавших ее деформации, необходимо установить последовательность происходивших процессов. Прежде всего надо определить, когда шло накопление осадков, и затем возраст всякого рода деформаций, складчатости, внедрения интрузий, метаморфизма и т. д. Только таким путем можно узнать возраст отдельных элементов структуры. Для этого особенно важно выявить среди осадочных и вулканических толщ поверхности несогласного залегания слоев и установить их возраст. Поверхностью несогласного залегания называют поверхность в основании какого-либо слоя, по которой он налагает на другие более древние слои и породы, подвергшиеся деформации до образования данного слоя.

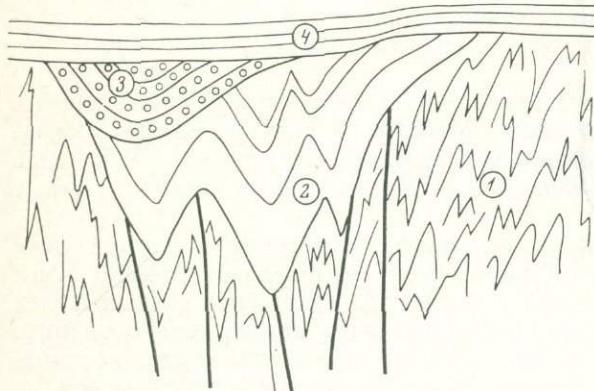


Рис. 7. Сложная складчатая структура, состоящая из четырех, по-разному залегающих комплексов пород, разделенных несогласием (жирные линии)

Если бы в какой-либо впадине на земной поверхности с самого начала возникновения земной коры море существовало непрерывно и на его дне все время отлагались бы осадки, то в такой впадине отмечалось бы последовательное напластование всех слоев — от древнейшего докембрия до новейших неогеновых или четвертичных слоев. Это указывало бы, что впадина была неизменной с самого начала и что в ней не происходило никаких поднятий земной коры. Не исключена возможность, что наиболее древней впадиной такого рода является середина Тихого океана, где, вероятно, непрерывно отлагались морские осадки не только в мезозое и палеозое, но и, возможно, даже ранее.

На материках же и в самых глубоких впадинах, которые мы знаем, такой картины непрерывной последовательности слоев нигде нет. Наоборот, отдельные комплексы слоев залегают по-разному. Чаще всего поверхностные слои лежат полого, более глубокие залегают с крутым наклоном, а еще глубже слои смяты в складки и метаморфизованы. При этом всегда пакеты или комплексы слоев, залегающих по-разному, отделены друг от друга перерывами в напластовании и поверхностями несогласия (рис. 7). Эти поверхности являются свидетельством движений земной коры, поднятий, которые происходили до образования подстилающих слоев и их деформации.

Изучение несогласий — важнейший метод познания истории движения земной коры и формирования тектонических структур — установлен еще Николаем Стено — датским ученым, работавшим в Италии в середине XVII в. Сейчас на основе этого метода разработано учение о несогласиях, фазах и эпохах складчатости.

Сущность определения возраста складок сводится к тому, что складчатые структуры по времени образования всегда моложе слагающих их

слоев и древнее тех слоев, которые несогласно, с размывом налегают на данную тектоническую структуру. По этому же принципу можно определить возраст разлома, рудной жилы интрузии изверженной породы.

Зная возраст слоев, слагающих складчатую структуру, и слоев, которые покрывают ее, но не участвуют в складчатости, можно определить промежуток времени, когда происходила складчатость. Это время нередко называют фазой складчатости. В действительности не каждое несогласие связано с фазой складчатости; большинство из них отражает более общие движения земной коры, однако это не меняет описываемого принципа. Для нас важно определить значение несогласий и эпох складчатости.

Несогласия бывают частные, местные, указывающие, что в определенный момент геологической истории происходило образование таких-то складок, разломов, интрузий в таком-то районе. В соседних местах несогласия может не быть совсем, тогда оно является локальным, местным, обусловлено местной фазой складчатости.

Бывают несогласия в целой крупной складчатой области, которые свидетельствуют об определенных фазах (если несогласий много) ее формирования.

Тектонические движения в течение ряда последовательных фаз, закончившиеся образованием крупных общих несогласий на огромных площадях поверхности земной коры, объединяются под названием эпох складчатости.

Эпохи складчатости разделяют историю развития крупных частей земной коры на крупнейшие отрезки, или этапы развития, часто имеющиеся тектоническими циклами. Для установления возраста этих циклов большое значение имеет время их окончания. Благодаря методам определения радиометрического возраста минералов и пород, удается наметить периоды проявления несогласий, которые служат главными рубежами, оканчивающими эти этапы. Возраст интрузивных пород, особенно гранитоидов, которые внедряются в конце эпохи складчатости, тоже дает возможность узнать ее продолжительность.

Большое значение имеет также установление возраста процессов метаморфизма, поскольку они часто идут одновременно с эпохой складчатости или следует за ней. Однако надо иметь в виду, что по возрасту минералов метаморфических пород, например слюды (в гнейсе), мы определяем только время процессов метаморфизма, а не возраст исходной осадочной породы.

Возраст жильных минералов различных жильных тел, сопровождающих гранитоидные интрузии,— пегматитов, аплитов, рудных жил и др. (среди них присутствуют иногда минералы, содержащие уран и свинец) — часто соответствует времени проявления крупных эпох складчатости и играет почти такую же важную роль, как определение возраста самих поверхностей несогласия.

## РАЗВИТИЕ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ОБРАЗОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА ПЛАТФОРМ

Выявление несогласий в залегании осадочных и метаморфических толщ позволяет разделить их на отдельные комплексы (которые обособлены этими несогласиями), отличающиеся возрастом процессов накопления осадков, складчатости, интрузий, и выделить определенные рубежи, или этапы развития земной коры данной области.

Накопление осадочных толщ происходит на дне водоемов — океанов, морей, озер и в меньшей мере на поверхности суши. Скорости накопления отложений на земной поверхности различны в разных условиях.

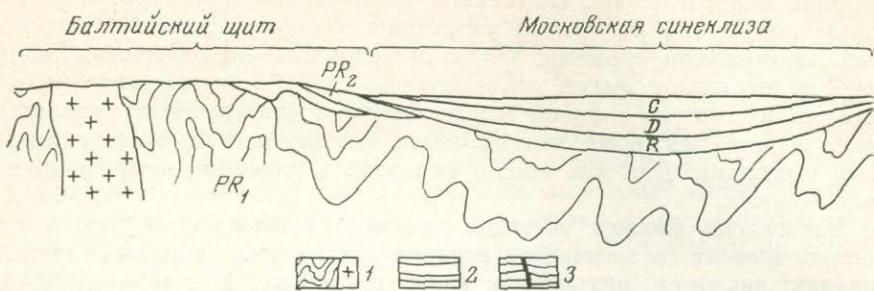


Рис. 8. Схема главнейших элементов строения древней платформы в разрезе (на примере Восточно-Европейской)

1 — кристаллическое основание платформы с отдельными интрузиями;  
2 — осадочный комплекс чехла платформы.

Отложения:  
 $P_1P_2$  — от перми;

$C$  — карбона,  
 $D$  — девона,  
 $R$  — рифея,  
 $PR_2$  — среднего протерозоя,  
 $PR_1$  — нижнего протерозоя;  
3 — разломы

Поэтому мощность накапливающихся осадочных толщ неоднородна. Чтобы в этом убедиться, достаточно обратить внимание на современные условия накопления осадков.

Океаны при большой их глубине и огромной площади дна аккумулируют относительно тонкий слой отложений, которые в них накапливаются очень медленно из-за слабого привноса обломочного материала и его рассеяния по площади. Невелика и толщина массы илов, образующихся за счет жизнедеятельности различных организмов.

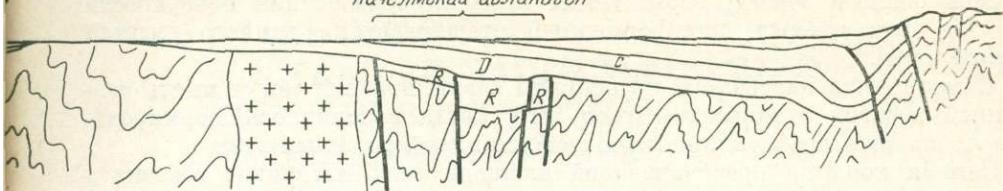
Иначе обстоит дело в глубоких морских бассейнах, окруженных островами или расположенных среди материков,— Средиземном, Черном и Каспийском морях. Реки с берегов приносят огромные количества песчаного и илистого материала. На основе геофизических данных известно, что за последние геологические эпохи — четвертичный период и плиоцен, т. е. всего за 5—7 млн. лет, на дне Черного моря и в отдельных впадинах Средиземного накопилось более 2000 м отложений, в Каспийском море даже 5000—7000 м. В океанах же за это время мощность осадков достигла всего нескольких десятков метров.

Когда на земной поверхности создавались условия резко расчлененного рельефа, возникала обстановка, способствующая размыву и денудации горных хребтов или нагорий и вместе с тем благоприятная для накопления мощных толщ отложений в соседних и разделяющих их впадинах и депрессиях. Последние служили ловушками для аккумуляции продуктов размыва, переносимых водными потоками. Именно такими областями в геологическом прошлом были районы, в которых длительно формировались системы глубоких прогибов земной коры, разделенных растущими поднятиями. Прогибы, именуемые геосинклинальными трогами, или просто геосинклиналями, являлись значительными по объему аккумуляторами осадочных и вулканических толщ. Мощность последних достигала порой многих километров и даже одного-двух десятков километров.

При последующих движениях земной коры эти толщи в геосинклинальных прогибах подвергались различным деформациям и иногда сильной складчатости. В них внедрялись интрузивные тела и затем происходили процессы метаморфизма.

Воронежская антеклиза

Пачелмский афлакоген



При развитии большинства складчатых областей сначала формировались геосинклинальные прогибы или целые их системы, ограниченные разломами и сопровождаемые вулканическими явлениями. Далее движения земной коры приводили к интенсивной складчатости осадочных и вулканических толщ этих прогибов, образовывались интрузии изверженных пород, развитие их заканчивалось крупными поднятиями земной коры с образованием горного рельефа. Ввиду исключительной роли, которую играли в процессах геосинклинальные прогибы, области их проявления именуют геосинклинальными областями. Развитие геосинклинальных прогибов сопровождается обычно весьма высокой подвижностью земной коры данной области, активными процессами вулканизма, причем происходит целый ряд фаз складчатости и внедрения магматических интрузий. Осадочные толщи, участвующие в строении геосинклинальной области, подвергаются более или менее интенсивной складчатости и метаморфизаций. Значительную роль играют завершающая складчатость и поднятие больших участков земной поверхности. Крупные поднятия земной коры с ростом горных хребтов и вообще сопровождаемые образованием горного рельефа нередко именуют орогенезом. Одновременно с образованием гор на земной поверхности формируются и межгорные впадины и котловины.

Это особенно отчетливо проявляется в конце развития геосинклинальных областей. В формировании последних поэтому выделяют два различных этапа: главный, более длительный, когда идет развитие систем геосинклинальных прогибов, и орогенный, или заключительный, более короткий, сопровождаемый орогенезом. Окончание их указывает на то, что подвижность земной коры, свойственная геосинклинальным областям, прекратилась, завершились и активные процессы магматизма и складчатости. Время проявления завершающей складчатости определяет конец геосинклинального развития.

В результате процессов складчатых деформаций и метаморфизма отдельные относительно подвижные части земной коры приобретают качественно иные свойства. Они становятся менее подвижными, неспособными к дальнейшим складчатым деформациям. Эти части земной коры материков далее могут подвергаться лишь пологим изгибам или разламываться на глыбы по системам разломов. Земная кора становится, как говорят, более массивной и жесткой.

Такие участки земной коры, утратившие значительную подвижность и способность к складчатым деформациям, именуют платформами. Точнее говоря, они образуют фундамент (или основание платформ), прикрытый с поверхности горизонтально залегающим или очень слабо деформированным покровом осадочных толщ, слагающих «чехол» платформ (рис. 8).

Каждая платформа состоит как бы из двух этажей: складчатого фундамента, который возник за счет деформации более подвижной и лег-

ко деформирующейся части земной коры, и осадочного, спокойно залегающего чехла. Последний ложится на выравненную размывом и эрозией поверхность фундамента. Возраст ее позволяет установить, когда складчатая подвижная область земной коры превратилась в платформу. До этого шли процессы складчатости, метаморфизма, относительно подвижной области земной коры. После времени образования поверхности начался, как говорят, платформенный этап развития данного участка земной коры.

Понятно, что платформы по времени возникновения могут иметь различный возраст в зависимости от того, когда закончилось формирование их складчатого фундамента и начался платформенный этап.

Земная кора на преобладающей площади всех материков состоит в настоящее время из платформ различного возраста, но наряду с ними присутствуют и относительно более ограниченные по площади области, в которых земная кора еще не достигла стадии превращения в платформу и которые являются, таким образом, современными геосинклинальными областями. Последние в значительной части связаны с окраинами Тихого океана, окаймляя его по периферии окружающих материков Азии, Америки, а также с областью Индонезийского архипелага, Средиземного моря и прилегающих к нему районов Европы, Азии, Африки.

## Глава III

---

### ГЛАВНЕЙШИЕ СОСТАВНЫЕ ЧАСТИ МАТЕРИКОВ. ДРЕВНИЕ ПЛАТФОРМЫ И СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Среди платформ различного возраста практически выделяют две главные категории: древние и молодые платформы. Они различаются прежде всего по времени, когда закончилось формирование их складчатого фундамента.

Древние платформы образовались в архее, раннем и среднем протерозое. Молодые платформы возникли позднее — в позднем протерозое, палеозое, а в некоторых случаях даже и в мезозое.

Древние платформы представляют наиболее устойчивые и малоподвижные глыбы в составе материков. В то же время они являются самыми древними их частями. Они обладают мощным фундаментом, или цоколем, сложенным из древнейших докембрийских кристаллических сланцев и метаморфических толщ, прорванных гранитоидными и другими интрузивными телами. Этот фундамент как раз и соответствует наиболее толстому гранитно-метаморфическому слою земной коры. Второй этаж образуют осадочные и реже вулканические породы, которые покрывают поверхность фундамента и создают платформенный чехол.

В литературе древние платформы нередко называют кратонами (от греческого слова «кратос» — крепкое). Термин «кратон» ввел известный немецкий тектонист Г. Штилле.

Молодые платформы являются более подвижными участками земной коры и, как правило, обладают меньшей толщиной гранитно-метаморфического слоя. Они нередко оказываются сильно раздробленными на системы поднятых и опущенных блоков, отличающихся разной тектонической активностью. Известны многие горные области современной земной поверхности, которые представляют в геологическом отношении молодые платформы. У нас в стране это — горные области Алтая, Тянь-Шаня, Саян, в Западной Европе — Ардennes, Судеты, Скандинавские горы, в Америке — Аппалачи и многие другие.

Земная кора материков различается по своему строению в пределах древних и молодых платформ. Наиболее мощная и однообразная по своему строению кора слагает основание древних платформ, где достигает 30—40 км, в отдельных местах до 50 км. В областях молодых платформ земная кора характеризуется более мощным базальтовым слоем, но в общем достаточно однообразна, лишь несколько увеличиваясь в толщину под горными хребтами.

Более сложно, чем в пределах платформ, построена земная кора современных геосинклинальных областей, где на коротком расстоянии она сильно меняется по толщине и имеет неодинаковое строение. Она более толстая под горными поднятиями и утоняется под низменностями и впадинами.

Под дном впадин окраинных и внутренних морей, как, например, в Японском и Черном морях, земная кора, по геофизическим данным, океанического типа строения и отличается от настоящей океанической только более мощным слоем осадочных накоплений.

## РОЛЬ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ В СТРОЕНИИ МАТЕРИКОВ

Древние платформы существенно отличаются от молодых по возрасту. Однако было бы неправильным считать, что различия между ними только в том, что древние платформы возникли до середины протерозоя, а молодые — в позднем протерозое и позднее. Отличия между ними гораздо глубже и связаны с условиями их формирования и той ролью, которую они играют в строении материков.

Складчатый фундамент древних платформ представляет древнейшие части гранитно-метаморфического слоя земной коры. Он сложился вследствие процессов образования значительных толщ гнейсов и огромных по объему массивов гранитов, слагающих фундамент древних платформ. Начало этих процессов уходит в глубокий архей — 3800—3500 млн. лет назад, а конец относится, очевидно, к раннему или среднему протерозою — 2000—1800 млн. лет назад.

Только на последнем этапе начались другие процессы, сходные с развитием геосинклинальных складчатых областей, по своему строению близких к областям более молодого возраста.

В противоположность древним складчатое основание молодых платформ возникло в результате развития геосинклинальных складчатых областей. Вместе с тем длительность их формирования гораздо меньше, чем древних.

Древние и молодые платформы играют совершенно разную роль в строении материков. Древние образуют в составе всех континентов угловатые участки, как бы ядра всех материков. Молодые платформы разделяют и обрамляют древние и, обладая значительно более молодым складчатым фундаментом, участвуют в строении обширных удлиненных полос, которые именуются складчатыми поясами. Последние состоят из складчатых областей, завершивших свое развитие в разное время. Но в состав некоторых поясов входят также и современные геосинклинальные области, еще не превращенные в платформы.

## КРАТКИЙ ОБЗОР СТРОЕНИЯ МАТЕРИКОВ

В строении всех материков участвуют более или менее значительные по размерам древние платформы и разделяющие их складчатые пояса (рис. 9). Они составляют главные элементы структуры материков.

В Евразии насчитывают пять больших древних платформ: Восточно-Европейскую (или Европейскую), Сибирскую, Индостанскую, Южно-Китайскую, Китайско-Корейскую и четыре небольших: Таримскую, Колымскую, Тибетскую и Индосинийскую в Азии, а также древний массив Эриа в Северной Шотландии. Геологи, изучающие Арктику, предполагают, что к северу от Восточной Сибири под дном океана существует еще одна гиперборейская древняя платформа.

В Евразии расположены четыре складчатых пояса. На северо-западе через Ирландию, Шотландию, Скандинавские горы и Шпицберген протягивается край Атлантического пояса. Восточнее в виде гигантской дуги весь материк Азии пересекает Урало-Монгольский пояс. Он отделяет Европейскую платформу от Сибирской и последнюю — от Таримской и Китайско-Корейской.

К югу от Восточно-Европейской платформы, ограничивая ее от Северо-Африканской, Аравийской и Индостанской, находится Средиземноморский пояс. Он охватывает берега Средиземного моря в Южной Европе и далее через Иран, Гималаи, Малаккский полуостров и Индокитай идет в архипелаг Индонезии.

На востоке, обрамляя Южно-Китайскую и Китайско-Корейскую, Сибирскую и Колымскую платформы, располагается участок Тихоокеанского пояса, который окаймляет все берега Тихого океана, отделяя его глубокую часть от окружающих материковых массивов.

В пределах Африки — три древние платформы. Самая большая, Северо-Африканская, занимает значительную северную и центральную части Африканского материка; Южно-Африканская — юг, юго-восток Африки и остров Мадагаскар, Аравийская — центральную, восточную и юго-восточную части Аравийского полуострова (географически она обычно включается в состав Азии, однако в геологическом отношении тесно связана с другими африканскими платформами).

Между ними расположен длинный и относительно неширокий Внутриафриканский складчатый пояс, состоящий из складчатых областей протерозойского возраста, закончивших свое развитие в конце протерозоя. Один отрезок его вытянут вдоль берегов Красного моря, другой от озера Виктория — на юг и юго-запад до берега Атлантического океана. Он разделяет Северо-Африканскую и Южно-Африканскую платформы. От западной части этого пояса в северо-западном направлении отходит ветвь, которая проходит через Анголу вдоль гор Майумба, пересекая низовья реки Конго и далее заканчивается на побережье океана в Габоне. Ее называют Западно-Конголезской складчатой областью.

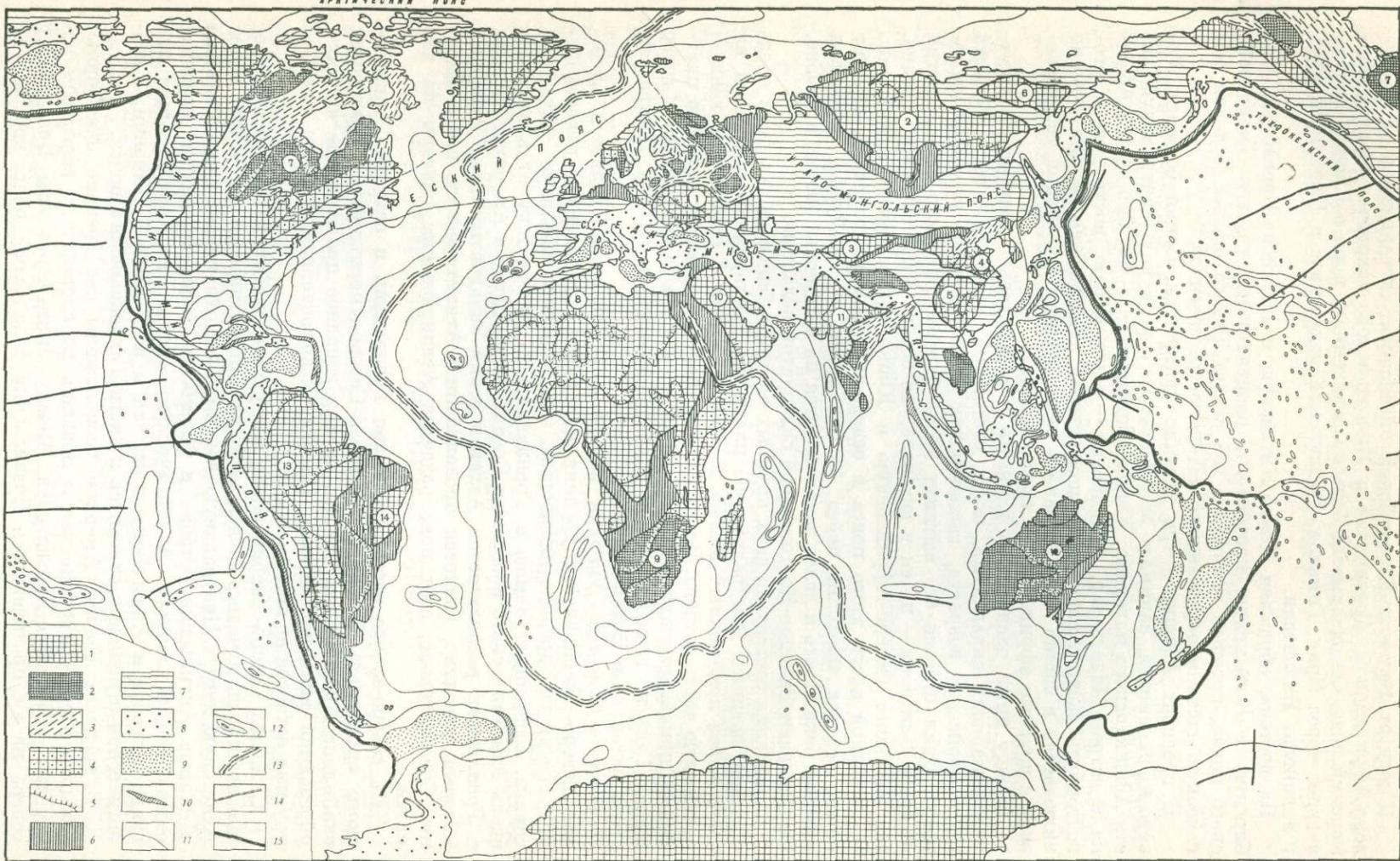
Австралия состоит из двух крупных частей — большая западная представляет древнюю Австралийскую платформу, которая продолжается на север через прибрежный шельф до Новой Гвинеи и охватывает южную равнинную часть острова. Восточная Австралия составляет молодую платформу, принадлежащую Тихоокеанскому поясу. Сюда же относятся север Новой Гвинеи, гряды островов с северо-востока и востока Австралийского материка и Новая Зеландия.

Остовом Северной Америки вместе с Гренландией является огромная Северо-Американская древняя платформа, по площади превосходящая все другие древние платформы. Она занимает большую часть материка, Баффинову Землю и Гренландию. К юго-востоку от платформы вдоль Атлантического побережья Соединенных Штатов Америки, Канады и Гренландии располагается Атлантический складчатый пояс Америки, который, вероятно, является продолжением Атлантического пояса Европы. Следовательно, этот пояс разделен Атлантическим океаном на две части.

На северо-западе вдоль побережья Гренландии и островов Арктического архипелага Северной Америки Северо-Американская платформа окаймлена Арктическим поясом, край и западное продолжение которого обрезаются впадиной океана. Поэтому взаимоотношение этого пояса с другими остается не вполне ясным.

С запада Северо-Американская платформа окаймлена отрезком Тихоокеанского складчатого пояса, который протягивается из Азии через Алеутскую дугу в Центральную Америку. Он охватывает здесь Большие и Малые Антильские острова и Карибское море. Последнее является географически заливом Атлантического океана, но обрамляющая его грязь островов и Анды Венесуэлы, как и всей Южной Америки, в геологическом отношении относятся к части Тихоокеанского пояса.

В пределах Южной Америки расположены две древние платформы: большая Южно-Американская и меньшая по площади на восточном побережье — Восточно-Бразильская. Между ними через всю Бразилию с севера на юг протягивается Бразильский складчатый пояс, который на



юге, по-видимому, следует через Аргентину в Патагонию. Подобно Внутриафриканскому, он сложился в конце протерозоя.

С запада Южная Америка окаймлена цепью Анд. На юге через Анды Огненной Земли эта цепь продолжается в виде подводной гряды на восток. Далее гряда образует дугу, подобную Карибской, с группой островов (Южная Георгия, Южно-Сандвичевы и др.). Она соединяет Анды с продолжением Тихоокеанского пояса в Антарктиде. Здесь к нему относится складчатая цепь Атлантических Анд (Антарктанд), протягивающаяся вдоль Тихоокеанского побережья и Южного материка. Большая часть Антарктиды за пределами этой цепи представляет древнюю Антарктическую платформу, прикрытую мощной толщей материкового льда.

Всего, таким образом, в строении материков участвует 18 древних платформ. Средиземноморский пояс разделяет их на две группы или ряды — северный и южный.

В северном ряду древние платформы разделены очень широкими поясами, состоящими из складчатых областей самого различного возраста, в том числе позднепротерозойского; в южном ряду — более узкими поясами, сложенными только из протерозойских складчатых областей. Относительно небольшие пояса — Внутриафриканский и Бразильский — можно назвать малыми. Главной особенностью их является то, что они полностью закончили свое развитие и целиком превратились в платформу еще в конце протерозоя. Пять других поясов, обладающих огромными площадями и протяженностью через значительную часть материков, называются большими. Они существенно различаются при этом своей историей развития. Части Атлантического пояса, разделенные океаном, — Урало-Монгольский и Арктический — представляют области, складчатое основание которых полностью сформировалось в течение позднего протерозоя и палеозоя. Активные процессы геосинклинальной складчатости закончи-

#### Рис. 9. Основные структурные элементы материков

Древние платформы:

- 1 — фундамент древних платформ, нерасщепленный;
- 2 — архейские массивы в составе фундамента;
- 3 — ранне- и среднепротерозойские складчатые системы в составе фундамента;
- 4 — участки фундамента, охваченные позднепротерозойской гранитизацией (1500—500 млн. лет);
- 5 — граница щитов и плит;
- 6 — позднепротерозойские складчатые области малых поясов, подвергшиеся складчатости и гранитизации в эпоху дальсландской, гренвильской (1200—900 млн. лет), байкальской, катангской, бразильской, кадомской, виндийской (700—500 млн. лет) эпох, а также главнейшие позднепротерозойские участки больших поясов, вошедшие в состав молодых платформ.

Геосинклинальные складчатые пояса:

- 7 — площади больших геосинклинальных складчатых поясов, превратившиеся в молодые платформы (эпабайкальские, эпикаледонские, эпигерцинские, эпимезозойские);
- 8 — части больших геосинклинальных складчатых поясов, сохранившие

подвижность и являющиеся кайнозиекими и современными геосинклинальными областями;

- 9 — котловины внутриматериковых и окраинных морей в пределах геосинклинальных областей;
- 10 — глубоководные желоба.

Элементы структуры океанического дна:

- 11 — границы глубоких частей дна океанов;
- 12 — океанические вальы;
- 13 — срединно-оceanические хребты;
- 14 — главнейшие разломы;
- 15 — андезитовая линия, граница таласократона Тихого океана

Цифры в кружках — платформы:

- 1 — Восточно-Европейская;
- 2 — Сибирская;
- 3 — Таримская;
- 4 — Китайско-Корейская;
- 5 — Южно-Китайская;
- 6 — Колымская;
- 7 — Северо-Американская;
- 8 — Северо-Африканская;
- 9 — Южно-Африканская;
- 10 — Аравийская;
- 11 — Индостанская;
- 12 — Австралийская;
- 13 — Южно-Американская;
- 14 — Восточно-Бразильская;
- 15 — Антарктическая

лись в них к концу палеозоя, и с этого времени они целиком являются молодыми платформами.

В отличие от них в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах формирование складчатого основания молодых платформ завершилось только на части их площади, а значительные пространства продолжают оставаться активными геосинклинальными областями до настоящего времени. При этом следует отметить, что Тихоокеанский пояс среди них играет совершенно особую роль, окаймляя периферию дна Тихого океана и отделяя его от древних платформ Азии, Америки, Антарктиды и Австралии. Он представляет широкое замкнутое кольцо, охватывающее смежную пограничную зону между материками и дном океанов.

## ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Древние платформы на значительной площади прикрыты осадочным чехлом, поэтому строение их фундамента изучено только в тех местах, где он выступает на поверхность или, как на Восточно-Европейской платформе, где этот фундамент вскрыт под чехлом многочисленными буровыми скважинами.

Все же по данным о наиболее изученных частях платформ можно составить общее представление об основных чертах строения их кристаллического фундамента и покрывающего его чехла.

В составе фундамента древних платформ можно наметить ряд комплексов метаморфических толщ и изверженных пород разного возраста и состава. Комплексы эти часто бывают разделены несогласиями и крупными разломами и соответствуют определенным этапам развития фундамента. В строении их участвуют как древнейшие изверженные и метаморфические породы с радиометрическим возрастом более 3 млрд. лет, так и относительно более молодые. Как выяснилось, наиболее молодые комплексы, играющие существенную роль в их строении, относятся к нижнему и среднему протерозою — 1800—1600 млн. лет. (см. табл. 2).

Для фундамента древних платформ характерно присутствие многочисленных массивов изверженных пород основного состава и кислых гранитоидов. Последние образуют очень крупные массивы. Большинство этих пород по времени и условиям формирования связано с процессами развития складчатых структур фундамента и могут быть отнесены к архею или нижнему и среднему протерозою. Из основных пород к такого рода интрузиям относятся габбро, нориты, а также очень типичные для древних платформ анортозиты, состоящие почти целиком из основного плагиоклаза (лабрадор — анортит). Они образуют большие массивы чаще всего вдоль края многих платформ. Более молодыми являются граниты рапакиви, имеющие обычно среднепротерозойский возраст и многие общие признаки.

Следует отметить, что в составе фундамента древних платформ участвуют во многих случаях интрузивные комплексы изверженных пород значительно более молодого возраста, чем сам фундамент, в который они внедрены. Такие интрузивные породы позднепротерозойского (рифейского) возраста известны во многих местах, присутствуют также породы палеозойского (щелочные интрузии Кольского полуострова) и даже мезозайского возраста (гранитоиды Китайско-Корейской платформы и юг Сибирской платформы).

Древние платформы разделяют обычно на части, именуемые щитами<sup>1</sup>, где фундамент их выступает на поверхность, и на плиты, покрытые осадочным чехлом.

<sup>1</sup> Щит — пологий свод, подобный воинскому щиту древних греков, который имеет форму выпуклого овала.

В строении чехла древних платформ главную роль играют породы кайнозоя, мезозоя, палеозоя и рифея (верхнего протерозоя). Они образуют иногда значительные толщи, занимая обширные пространства платформ. Особенной мощности осадочные толщи чехла достигают в некоторых глубоко прогнутых впадинах, а также в пределах отдельных грабенов<sup>1</sup>, образованных в теле фундамента платформы.

Покрывающая складчатый метаморфизованный фундамент, осадочный чехол плит заполняет впадины поверхности фундамента и одевает склоны поднятий. Впадины в пределах платформ бывают различные. Наиболее выделяются плоские, пологие, но обширные депрессии, заполненные слоями осадочных пород, и грабенообразные удлиненные впадины, ограниченные по краям разломами. Большие грабенообразные впадины сложного строения, иногда с системами складок, называют авлакогенами.

Среди пологих впадин различаются обширные округлые или овальные в плане депрессии — синеклизы и асимметричные впадины с одним пологим крылом, расположенные по периферии платформ. Это — окраинные, или перикратонные прогибы. Разделяющие их пологие поднятия именуют антеклизами и сводами (меньших размеров).

В пределах щитов некоторых платформ в отдельных случаях сохранились и остатки своеобразного, очень древнего, протоплатформенного чехла, относящегося к среднему и даже нижнему протерозою (Южная Африка, Канада, Удокан на юге Сибирской платформы, юг Индии). Остатки протоплатформенного чехла не пользуются широким распространением, но представляют исключительный интерес как свидетели древнейшей платформенной стадии развития земной коры.

## СКЛАДЧАТЫЕ ПОЯСА

Как уже отмечено, большая часть площади складчатых поясов представляет собой молодые платформы разного возраста и только в Тихоокеанском и Средиземноморском поясах сохранились современные активные геосинклинальные области.

Складчатое основание молодых платформ состоит из верхнепротерозийских (1500—600 млн. лет), палеозойских, а иногда и более молодых пород мезозоя. В составе его можно установить складчатые области разного возраста, перекрытые платформенным чехлом. По времени окончания процессов складчатости выделяют позднепротерозийские, палеозойские, мезозойские, кайнозойские области.

Среди областей позднего протерозоя имеются два различных по возрасту типа. К более древним принадлежат области с возрастом окончания складчатости от 1200 до 1000—850 млн. лет. Вторые, более молодые, характеризуются временем окончания геосинклинального развития и складчатости в 700—500 млн. лет. Это выделенная Н. С. Шатским (1932) складчатая область на окраине Сибирской платформы. Подобные области именуются байкальскими, или байкалидами. Области более древние еще не получили общего названия. Чаще всего их именуют кибарскими по кибарской складчатой области в Африке или гренвильскими (Северная Америка). Предлагают также именовать иссидонскими по иссидонской складчатости в Казахстане (Ю. А. Зайцев).

Среди палеозойских областей также различают два (а иногда и больше) возрастных типа. Главнейшими из них являются каледонские и герцинские (или варисцийские). Первые закончили формирование в середине палеозоя — 400—360 млн. лет назад, вторые — в конце, 320—240 млн. лет назад.

<sup>1</sup> Грабен — узкая длинная впадина, борта которой ограничены разломами. Дно грабена опущено по этим разломам.

Геосинклинальное развитие областей мезозойской складчатости заканчивалось перед поздней юрой или началом мела, в эпоху невадийской складчатости, а в других случаях — перед поздним мелом или палеогеном (100—70 млн. лет назад), в ларамийскую эпоху складчатости.

По времени образования складчатого основания молодые платформы классифицируются на эпивайкальские<sup>1</sup>, эпипалеозойские и эпимезозойские (в отдельных случаях среди эпипалеозойских выделяют эпигерцинские и эпикаледонские).

На молодых платформах, как и на древних, имеются поднятые участки, подобные щитам, представляющие чаще всего нагорья или горные хребты, и обширные плоские пространства — плиты молодых платформ, покрытые чехлом осадочных отложений. В пределах плит выделяются грабенообразные впадины (именуемые тафрогенами), синеклизы и антеклизы. Плиты молодых платформ местами образуют обширные площади (Среднеевропейская, Туранская, Западно-Сибирская и др.).

Наряду с областями, в которых закончилось геосинклинальное развитие и складчатость, в Средиземноморском и Тихоокеанском поясах присутствуют современные геосинклинальные области. Они отличаются резко выраженным контрастным рельефом — наличием высоких горных хребтов, разделенных глубокими впадинами, а также котловинами окраинных и внутренних морей типа Средиземного, Черного, Японского и др. Здесь происходят активные новейшие движения земной коры — медленные поднятия и опускания — с проявлениями высокой сейсмичности и современного вулканизма.

Складчатые области поясов отделены одна от другой и от соседних платформ крупными разломами, пересекающими всю земную кору и уходящими в пределы мантии. Глубинные разломы являются важнейшим элементом структуры земной коры. Существование их, вероятно, и придает угловатые очертания древним платформам и многим другим элементам строения материков. Они представляют собой поверхности относительного смещения больших глыб земной коры и сопровождаются иногда зонами дробления и проявления магматизма. Внутри складчатых областей глубинные разломы определяют также расположение крупных элементов структуры — геосинклинальных прогибов, которые они окаймляют, многих поднятий и отдельных блоков земной коры. Нередко глубинные разломы образуют сложную ветвящуюся сеть (рис. 10).

Внутри отдельных областей, а иногда и между ними глубинные разломы выкраивают участки, представляющие по своему строению молодые платформы несколько более раннего возраста. Среди палеозойских складчатых областей это — участки позднепротерозойских (байкальских) структур, порой прикрытых осадочным чехлом, как на платформах. Среди мезозойских и кайнозойских областей это — участки, завершившие свое развитие в байкальскую и в палеозойскую эпохи складчатости. Такие участки более древнего возраста получили наименование срединных массивов. Они часто занимают значительные площади, образуя как бы обломки платформ, однако существенно отличаются от молодых платформ тем, что соседние или окружающие их геосинклинальные системы активно воздействуют на них. Это выражается прежде всего в том, что срединные массивы бывают сильно нарушены глыбовыми складками, разломами и в них нередко внедрены такие же интрузии изверженных пород, которые проплавляют соседние складчатые системы. Поэтому срединные массивы приходится считать своеобразной составной частью складчатых областей за исключением отдельных случаев, когда они явно располагаются за пределами этих областей и разделяют их. Следовательно, складчатые области и пояса имеют весьма сложное строение.

<sup>1</sup> Приставка «эпи» обозначает «выше», указывая, что чехол лежит на соответствующем основании.

Малые пояса — Внутриафриканский и Бразильский — имеют не только значительно меньшие размеры, чем другие, но, как уже упомянуто, существенно отличаются строением и историей развития. В этих поясах, вытянутых в виде относительно узких полос с севера на юг и юго-запад, геосинклинальные процессы начались в архее, продолжались в течение всего протерозоя и закончились в эпоху катантской (бразильской, байкальской) складчатости — 600—500 млн. лет назад. После этого малые пояса превратились в области завершенной складчатости, которые образовали основание вновь возникших платформ. Это основание соединило в Африке края Северо-Африканской, Южно-Африканской и Аравийской древних платформ, а в Америке — Южно-Американской и Восточно-Бразильской. В результате с конца протерозоя сложились огромные материковые платформы почти всей Африки, Южной Америки. Поверхность их стала покрываться палеозойско-мезозойским и кайнозойским платформенным чехлом. Эти платформы с начала нашего века рассматриваются как части или обломки единого гигантского древнего материка Гондваны<sup>1</sup>. Сходство их проявляется в ряде общих признаков строения и развития, в том числе в наличии в южных материках поздне-протерозойских складчатых областей. Платформы южных материков нередко именуют гондванскими.

Малые пояса отличаются от больших не только временем окончания складчатости и превращения в фундамент платформы, но также и временем своего возникновения. Их зарождение как подвижных геосинклинальных областей между древними архейскими массивами относится, по-видимому, к самому началу раннего протерозоя. В их строении участвуют отдельные части нижне- и среднепротерозойских складчатых систем, сложенных метаморфическими и изверженными породами этого возраста. В то же время большие пояса образовались только в конце среднего — начале позднего протерозоя (рифея). Иначе говоря, заложение геосинклинальных складчатых областей в пределах больших поясов произошло на 900—800 млн. лет позже, чем в малых. При этом большие пояса соответственно дольше развивались, а некоторые из них раз-

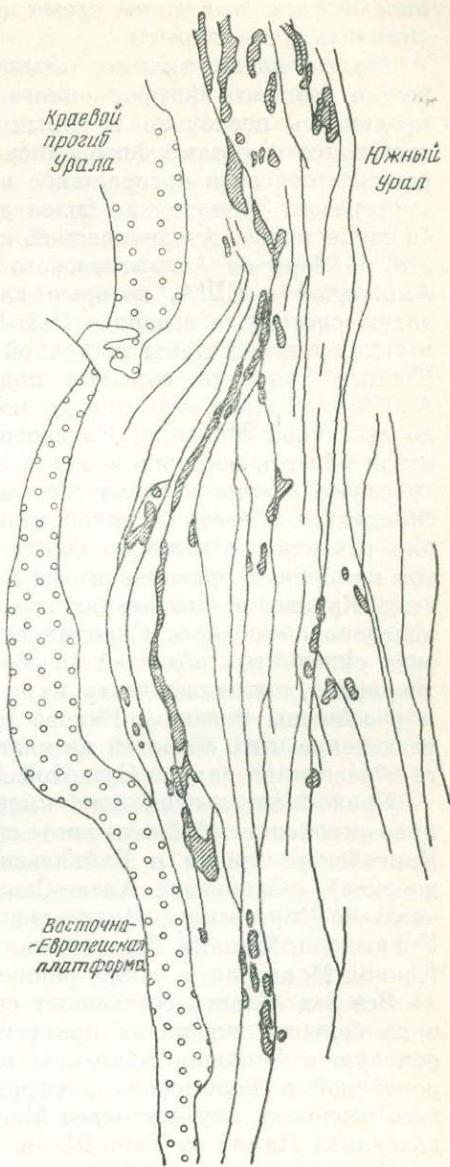


Рис. 10. Система главнейших глубинных разломов, секущих складчатую область Южного Урала

Заштрихованы сопровождающие внедрения ультраосновных пород

<sup>1</sup> Название дано Э. Зюссом. Оно происходит от наименования одного из племен Центральной Индии.

виваются и в настоящее время, о чем свидетельствуют современные геосинклинальные области.

Малые пояса, видимо, образовались за счет раскалывания и растяжения древнего платформенного основания. В течение протерозоя в них проявилось несколько крупных эпох складчатости, в период которых сложились и метаморфизовались отдельные участки. Окончание формирования поясов и превращение в фундамент платформ связано с концом протерозоя. Значительно более длительную и сложную историю имеют большие пояса. Атлантический включает палеозойские складчатые области по берегам Атлантического океана. К ним относится вся область Аппалачей в США, которые на юге представляют герцинскую складчатую систему, а севернее Нью-Йорка — каледонскую, продолжающуюся в складчатые системы восточной Канады, Шотландии, Ньюфаундленда. Южные Аппалачи, скрытые под платформенным чехлом в Луизиане, Алабаме, Техасе, тянутся до побережья Мексиканского залива вплоть до восточной Мексики. На севере продолжением пояса является складчатая область восточного берега Гренландии. С другой стороны Атлантического океана к этому же поясу должна быть отнесена каледонская складчатая область Великобритании, Ирландии, которая по своей истории развития и даже по фауне отдельных стратиграфических горизонтов кембрия и ордовика имеет много сходных черт с каледонской областью Канады и Ньюфаундленда. Продолжает ее далее на северо-восток каледонская область Скандинавии и Шпицбергена. Сходство палеозойских складчатых областей по обоим берегам Атлантического океана подтверждает принадлежность их к единому складчатому поясу, хотя они и разобщены океаном. Каково бы ни было происхождение последнего, разделение этих областей на части произошло вторичным путем — в итоге образования впадин Северной Атлантики.

Урало-Монгольский пояс имеет очень сложное строение и включает протерозойские (байкальские) складчатые области Тимана, Таймыра, Енисейского кряжа и Байкальского нагорья, раннепалеозойские (калевидонские) — Саянскую, Алтае-Салаирскую, Центрального Казахстана, Кокчетавско-Киргизскую, Центральной Монголии и, наконец, герцинские — Уральскую, Южного Тянь-Шаня, Восточного Казахстана, Прииртышскую, Южной Монголии, а также раннемезозойскую — Монголо-Охотскую.

Все эти области составляют складчатое основание молодых платформ и на больших площадях прикрыты чехлом осадков, образуя Северо-Туранскую и Западно-Сибирскую плиты. На участке между Восточно-Европейской и Таримской платформами пояс ограничен системой глубинных разломов, идущих через Мангышлак к югу от Султануиздага и отделяющих Памир от Тянь-Шана.

Наименее изученный Арктический пояс представлен каледонской и герцинской складчатыми областями. Он охватывает острова Арктического архипелага Северной Америки и, вероятно, северные края Аляски и Чукотского полуострова. Пояс этот очень плохо сохранился при образовании впадин Северного Ледовитого океана, и поэтому его соотношение с другими поясами неясно. Не исключено, что он является продолжением Урало-Монгольского.

Вдоль Северного края Средиземноморского пояса размещаются герцинская складчатая область Западной Европы (Испания, Португалия, Франция, Южная Англия, Бельгия, южные части ФРГ, ГДР, Чехословакии, Южная Польша), палеозойское основание Добруджи и Скифской плиты, которая включает равнинный Крым, Северный Кавказ, и Южно-Туранская плита, которая занимает пространство равнин Туркмении, Южного Узбекистана и Таджикистана. Далее на восток Средиземноморский пояс включает палеозойскую складчатую область Северного Памира, Кунальгун и мезозойские складчатые области Каракорума, Индокитайского полуострова, Малакки и часть Калимантана. По южному обрамлению

пояса в Африке расположена герцинская складчатая область Марокко, Алжира и Туниса. Все эти области охватывают лишь периферии пояса. Главная роль в строении его центральной части принадлежит двум кайнозойским геосинклинальным областям — Альпийской на западе и Индонезийской на востоке. В первую входят Альпы, Карпаты, Пиренеи, побережье Средиземного моря в Северной Африке, Апеннинский и Балканский полуострова, Кавказ, Малая Азия, Иран, Белуджистан и Гималаи; во вторую — большие и малые острова Индонезии, которые на востоке сменяются цепью мелких островов, образующих дугу вокруг котловины моря Банда. Вся гряда островов Индонезийского архипелага окаймлена глубоководным желобом и разделена котловинами морей Сулу, Сулавеси и др.

В пределах Альпийской складчатой области и по ее периферии также присутствует целая система морских котловин Лигурийского, Тирренского, Ионического, Мраморного, Черного, Каспийского (южной части) морей. Это придает Альпийской области черты сходства с Индонезийской.

Самым большим среди всех поясов является Тихоокеанский, кольцом обрамляющий Тихий океан. К нему относятся все складчатые области, расположенные между обширным пространством дна океана, ограниченным андезитовой линией<sup>1</sup> и краями соседних древних платформ — Северо-Американской, Южно-Американской, Антарктической, Австралийской, Южно-Китайской, Китайско-Корейской и Сибирской. Небольшая Колымская платформа может рассматриваться как включенная внутрь пояса. Пояс разделяется на две крупные части, которые многие исследователи выделяют как самостоятельные сегменты — Австралийский, Азиатский и Американский. Одна из частей пояса — Азиатско-Австралийская — охватывает Тихоокеанское побережье Азии вместе с окаймляющими его островами и Восточную Австралию с Новой Гвинеей, островами Меланезии, Тонга-Кермадек, Новой Кaledонией и Новой Зеландией. В пределы этой части пояса входят позднепротерозойская складчатая область Аделаиды в Австралии, раннепалеозойская (каледонская) складчатая область Катазии на юго-востоке Китая, палеозойская складчатая область Восточной Австралии, позднемезозойская (ларамийская) складчатая область Сихотэ-Алиня, кайнозойские складчатые области: Камчатско-Корякская, Сахалинская и островов Японии, Филиппинских, Новой Гвинеи, Новой Зеландии.

В Восточной Сибири между Сибирской и Колымской платформами расположена Верхоянская складчатая область. Ее складчатые структуры образовались в конце юры — начале мела. Следовательно, она является мезозойской (киммерийской) по возрасту. Эту область приходится рассматривать как обособленную ветвь Тихоокеанского пояса, разделяющую две древние платформы.

Самые молодые кайнозойские геосинклинальные области составляют обширные островные дуги: Алеутскую, Курильскую, Бонинскую, Марианскую, Рюкю, Западной Меланезии, Соломоновых островов, Новых Гебрид, Фиджи, Тонга-Кермадек.

Вдоль всей цепи островных дуг Восточной Азии, отделяя их от плоского дна Тихого океана, тянется ряд глубоководных узких желобов. Подобные желоба местами ограничивают дуги островов (Филиппинский, впадина Нанай, у островов Рюкю) от котловин межостровных морей.

К областям островных дуг относятся также глубокие котловины целого ряда морей окраины Азиатского материка: Берингова, Охотского, Японского, Восточно-Китайского, Филиппинского, Ново-Гвинейского, Кораллового, Соломонового, Тасманова и Фиджи.

Островные дуги состоят из одной-двух параллельных цепей внешней и внутренней гряды, осложненных промежуточной узкой впадиной.

<sup>1</sup> Андезитовой линией называется линия, ограничивающая площадь распространения андезитовых лав по периферии Тихого океана и отделяющая ее от внутренней части океана, в которой господствуют базальтовые лавы.

При этом внутренний хребет часто представляет собой вулканическую гряду, а внешний бывает лишен вулканических проявлений. Продукты вулканических извержений в дугах — андезиты, андезито-базальты и более кислые породы.

Для островных дуг характерна довольно значительная толщина земной коры — больше, чем под океанами. Нередко присутствует и гранитно-метаморфический слой, хотя не всегда выдержаный. Таким образом, земная кора под дугами приближается по типу к материковой и может быть названа переходной. По геофизическим данным, земную кору межостровных и глубоководных котловин слагает базальтовый слой, прикрытый мощной толщей осадков (до 3—4 км). Котловины межостровных морей обладают часто сложным рельефом. Они состоят из ряда участков, разделенных подводными грядами, с плоским, иногда раздробленным дном, с глубинами 3000—5000 м.

Сочетание островных дуг, желобов и глубоководных котловин позволяет считать, что это — современные геосинклинальные области с глубокими впадинами и узкими растущими вдоль разломов поднятиями в ранней стадии их развития.

Американская ветвь пояса включает палеозойскую складчатую область Пуны в Боливии. Судя по новым данным, бразильского ученого Г. Альмейды, к палеозойской области должна быть отнесена значительная по длине часть самих Анд — от границы Чили на юге до Колумбии на севере. Мезозойской является область Скалистых гор Северной Америки от Аляски до Мексики. К кайнозойским областям относятся так называемые Береговые хребты побережья Канады, Соединенных Штатов Америки, полуостров Калифорния, перешеек Центральной Америки к югу от Юкатана, Анды Венесуэлы, острова Куба, Гаити, островные дуги Карибского моря и сопровождающие их глубоководные желоба. Котловины Карибского моря очень сходны по строению с котловинами окраинных морей Тихоокеанского пояса Азии и Австралии; они также окаймлены островными дугами и желобами. По-видимому, эти дуги, подобно островам Индонезии, являются новейшей геосинклинальной областью, еще не закончившей своего развития. Южные Анды Чили и Огненной Земли относятся к кайнозойской области. И на их продолжении располагается дуга Южно-Сандвичевых островов, вместе с глубоководным желобом окаймляющих глубоководную котловину моря Скотта. Эту область по аналогии с Карибской дугой можно тоже отнести к современным геосинклинальным системам. Как Карибская дуга тесно связана простиранием с Венесуэльскими Андами, так и Южно-Сандвичевы острова связаны с Огненной Землей и Землей Грейама (в Антарктиде). Хотя географически Карибское море и дуга его островов, а также дуга Южно-Сандвичевых островов относятся к Атлантическому океану, в тектоническом отношении они принадлежат Тихоокеанскому поясу.

В целом Тихоокеанский пояс построен асимметрично; по периферии глубоководной части океана в его пределах распространены наиболее молодые, современные и кайнозойские геосинклинальные области, дальше к периферии — мезозойские и, наконец, у внешнего края — палеозойские, а также области байкалид Аделаиды в Австралии и Катазии в Китае. Все пять больших поясов тесно связаны друг с другом и образуют единую глобальную систему. Главным среди них, вероятно, является Тихоокеанский. Средиземноморский можно рассматривать как его огромное ответвление, образующее гигантский раструб в области островов Индонезии. Атлантический и Урало-Монгольский пояса более резко отделены от Тихоокеанского системами разломов, но все же соприкасаются с ним по этим разломам: первый — в пределах Центральной Америки, второй — на Дальнем Востоке, западнее Сихотэ-Алиня и Приамурья. Тихоокеанский пояс является, таким образом, важнейшим элементом строения поверхности Земли. Другие большие пояса образуют в сущности его ветви.

## Глава IV

# СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ РАЗВИТИЕ

## УЧЕНИЕ О ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

Для того чтобы перейти к истории развития больших и малых складчатых поясов в целом, необходимо прежде более обстоятельно познакомиться со строением и развитием их составных частей — геосинклинальных складчатых областей. Мы уже знаем, что в пределах поясов они имеют различный возраст, но при этом сходные основные черты строения и развития. Рассмотрим сначала общие закономерности.

Важнейшим элементом строения геосинклинальных областей являются геосинклинальные прогибы, или геосинклинали. Развитие их — по современным представлениям, ведущий процесс формирования материевой земной коры — теснейшим образом связано со складчатостью, магматизмом и метаморфизмом.

Что же значит слово «геосинклиналь»?

Первоначально геосинклиналями (от греческих слов «ге» — Земля и «синклино» — прогиб) были названы участки или полосы земной коры, отличавшиеся от соседних более сильным прогибанием в течение длительного геологического времени, в результате чего в этих участках произошло накопление значительно более мощной толщи осадочных отложений. Термин «геосинклиналь» был впервые употреблен в 1873 г. американским геологом Дж. Дэна, выделившим палеозойскую геосинклиналь в Аппалачских горах. Долгое время о геосинклиналях было мало известно, и лишь в 1900 г. французский геолог, профессор Сорбонны Э. Ог доказал, что геосинклинали широки распространены и в истории Земли играют огромную роль. Всю площадь материков Э. Ог разделил на геосинклинали и континентальные плоскости (платформы). Он установил, что складчатые горные цепи образуются на месте геосинклиналей. С тех пор геосинклинали стали рассматривать как места зарождения горных хребтов. Появился целый раздел науки — учение о геосинклиналях.

В начале нашего века с развитием геологических исследований выяснилось исключительно сложное строение Альп, где ряд относительно тонких пластин, сильно перемятых в складки горных пород, оторван от места первоначального залегания. Эти пластины переместились на большое расстояние и надвинулись одна на другую, образовав целые пакеты крупных покровов, или, как их называют, шарьяжей.

Образование покровов было связано с развитием геосинклинали на месте Альп. Л. Кобер (1921) на примере Альп установил две стадии развития геосинклиналей — прогибания и горообразования, или орогенеза. Он обратил также внимание на роль срединных массивов между геосинклиналями — междугорий, разделявших отдельные прогибы. Он считал, что эти массивы играют роль таранов, сжимающих геосинкли-

нали и выдавливающих из них толщи осадочных пород в виде пластин-покровов.

Многие важные особенности развития геосинклиналей были установлены затем крупным немецким тектонистом Г. Штилле (1927). Он впервые показал, что образование и развитие геосинклиналей является закономерным процессом, который начинается прогибанием земной коры и накоплением мощной толщи осадочных пород и вулканических излияний, а заканчивается смятием в складки этих отложений — процессом складчатости.

Он подразделил историю Земли на крупные отрезки времени — тектонические циклы. В каждом цикле происходило возникновение геосинклиналей, их развитие, образование складчатых структур, после чего геосинклинальный процесс прекращался. Штилле связал складчатость с развитием геосинклиналей и считал, что процессы складчатости совершились в течение коротких импульсов — фаз складчатости, которые были одновременными на всем земном шаре. Однако одновременность фаз складчатости в дальнейшем не подтвердилась, а, наоборот, выяснилось, что имеются достаточно большие расхождения в истории фаз разных складчатых областей.

Ведущая роль в развитии учения о геосинклиналях принадлежит А. Д. Архангельскому и Н. С. Шатскому. Проанализировав огромный материал по геологическому строению Советского Союза, полученный в 30-е годы благодаря геологическим съемкам больших территорий, они установили, что геосинклинальный процесс происходит не только в отдельных геосинклинальных прогибах, но и охватывает обширные площади земной поверхности, названные ими геосинклинальными областями. Позже в развитие этого учения внесли значительный вклад и многие другие советские геологи-тектонисты. Изучая историю развития Кавказа, В. В. Белоусов впервые применил метод анализа фаций и мощностей отложений и пришел к выводу об инверсии зоны наибольшего прогибания в ходе геосинклинального процесса с превращением геосинклинали в зону максимума поднятия после орогенеза. Позднее он создал стройную теорию геосинклинального процесса, рассматривая его как результат волновых колебательных движений земной коры.

Исследуя тектонику Урала и Тянь-Шаня, А. В. Пейве выявил существование важнейшей категории разломов, которые назвал глубинными. Они насквозь пересекают всю земную кору и играют определяющую роль в расположении складчатых и глыбовых структур земной коры. В частности, глубинные разломы ограничивают геосинклинальные прогибы, представляющие, таким образом, троги, возникающие вдоль этих разломов.

Значительную роль в развитии теории о геосинклиналях сыграло созданное Н. С. Шатским учение о геологических формациях. Он показал особенности геосинклинальных формаций и их отличие от платформенных. Анализ геологических формаций открывает совершенно новые возможности для выявления истории складчатых областей, позволяет установить закономерности распространения различных типов формаций, последовательность осадочных и вулканических комплексов.

Изучив формации и типы структур геосинклинальных областей, автор настоящей книги (1963) выделил два основных этажа в строении складчатых областей и соответственно два важнейших этапа их развития: главный геосинклинальный и заключительный, или орогенный. Особенности вулканализма и вообще магматизма геосинклинальной области связаны именно с этими двумя этапами.

Большой вклад в разработку проблемы истории развития геосинклинальных областей внесли А. А. Богданов, В. В. Белоусов, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, В. Е. Хайн, Ю. А. Косыгин и другие исследователи. Связи развития геосинклиналей с магматизмом и образованием полез-

ных ископаемых посвящены работы Ю. А. Билибина, Ю. А. Кузнецова и многих других геологов.

В результате тщательного исследования территории Советского Союза учение о геосинклиналях переросло, таким образом, в достаточно обоснованную теорию геосинклинального развития земной коры. Выяснились общие закономерности строения геосинклинальных областей, сходство основных черт их развития.

## СТРУКТУРА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

Геосинклинальные складчатые области — это части поясов, в которых процессы образования геосинклиналей, их заполнение осадками и превращение в складчатую область происходили в одно и то же время. Весь этот период от возникновения геосинклиналей до окончания складчатости и составляет «тектонический цикл».

В любой геосинклинальной области выделяются одинаковые элементы ее строения и соответственно намечаются сходные черты истории: этапы и стадии развития. Такими элементами являются прежде всего геосинклинальные прогибы, или троги. В пределах геосинклинальной области прогибов может быть несколько и даже много. Все они имеют общую ориентированность, вытянуты в одном направлении и ограничены системами глубинных разломов. Такие разломы осложняют строение и самих прогибов, заполненных толщами осадочных и вулканических пород.

Между геосинклинальными прогибами сохраняются остатки того основания, на котором они были заложены. Это основание образует более или менее крупные по площади участки — срединные массивы, отделенные от прогибов разломами. Они, как правило, имеют удлиненную форму и вытянуты в том же направлении, что и геосинклинальные троги.

Существует два главных типа основания, на котором образовались системы геосинклинальных трогов. В одном случае основанием служит земная кора океанического дна с базальтовым (меланократовым) слоем, прикрытым толщей осадочных отложений, в другом — геосинклинальные прогибы закладываются на материковой коре в результате ее разломов и раздвигания, и тогда основанием служат метаморфизованные складчатые толщи и изверженные породы более древнего возраста, из-под которых на дне прогибов могут выступать и участки базальтового слоя земной коры и мантии.

В процессе развития геосинклинальных трогов близ их краев или в середине отдельные блоки испытывают поднятие и формируют геоантиклинали. Иногда такое поднятие охватывает край окаймляющих троги массивов, а то и целиком небольшие массивы, разделяющие два геосинклинальных трога. Когда участок прогиба или край массива испытывает энергичное вздымание, возникает крупное поднятие, которое в процессе развития может превратиться в сложно построенный антиклиниорий. Вместе с тем осадочно-вулканогенные толщи, которые заполняют геосинклинальный прогиб между такими поднятиями или между его бортами, образуют системы более или менее сложных складок. В целом трог, осложненный складками, приобретает структуру синклиниория.

Срединные массивы слагают второй, важнейший элемент строения складчатых областей. Они обладают метаморфизованным фундаментом, в составе которого участвуют более древние породы. В больших складчатых поясах это чаще всего верхнепротерозойские комплексы. Основание массивов иногда бывает обнажено на поверхности, но чаще залегает на глубине под чехлом осадочных и вулканических толщ. В составе чехла массивов участвуют толщи пород одного возраста с заполняющими геосинклинальные прогибы, но представленные совершенно другими по со-

ставу отложениями относительно небольшой мощности. Это — толщи глинистых пород, песчаников, известняков, доломитов, иногда вулканических пород. Все они образуют комплекс пород платформенного типа, и построению чехол массивов похож на небольшие участки платформ. Вместе с тем чехол массивов бывает сильнее нарушен, чем на платформах, об разуя глыбовые ступени, поднятые по разломам, и местные надразломные складки. Чехол нередко прорывают гранитные и другие интрузии изверженных пород, связанные своим формированием с магматизмом соседних геосинклинальных трогов.

Третим важнейшим элементом геосинклинальной области является система орогенных впадин. Они возникают в самом конце геосинклинального развития данной области, после того как в геосинклинальных прогибах осадочные и вулканические толщи, которые их заполняют, сминаются в складки. В ряде случаев известно, что эта складчатость проявлялась в течение нескольких фаз складчатости, но главной всегда была последняя. После этой фазы начиналось новое прогибание с образованием системы совершенно других впадин — орогенного ряда. Они появлялись как на срединных массивах, покрытых чехлом, так и в пределах смятых в складки геосинклинальных трогов. Орогенные прогибы бывают разной формы — удлиненные, овальные и просто узкие грабены. Особую категорию составляют краевые, формирующиеся вдоль границы геосинклинальной области с древней или молодой платформой.

Орогенные прогибы разделяются растущими одновременно с ними крупными и небольшими горными поднятиями. Прогибы заполняются отложениями, сносимыми за счет разрушения и размыва этих поднятий. Такие отложения, в составе которых участвуют конгломераты, галечники, песчаники, образовавшиеся при размыве гор, носят название моласс, а все включающие их отложения, заполняющие орогенные впадины, именуют орогенным, или молассовым, комплексом.

Итак, в строении любой геосинклинальной области отчетливо выражается как бы трехэтажное строение. Нижним этажом служит основание, на котором заложилась система геосинклинальных прогибов. Оно состоит или из вулканических и изверженных пород основного состава дна океана, или из смятого в складки комплекса метаморфизованных пород, слагающих срединные массивы. Вторым этажом служит комплекс осадочных, изверженных и вулканических пород, которые заполняют геосинклинальные прогибы и образуют чехол срединных массивов. Третий этаж слагают толщи, заполняющие орогенные впадины и иногда одевающие склоны растущих горных поднятий.

При изучении любой геосинклинальной складчатой области эти три этажа легко выделяются. Они в то же время соответствуют основным этапам геологического развития данной области. Точнее говоря, складчатое основание отвечает какому-то более древнему периоду развития данной области. Два других этажа, называемые главным геосинклинальным и орогенным, соответствуют двум одноименным этапам развития данной геосинклинальной области.

Таким образом, анализируя тектоническую структуру складчатой области и определяя возраст ее структурных этажей, легко установить основные этапы истории тектонического развития этой области в течение всего цикла.

Принцип выделения структурных этажей положен в основу составления тектонических карт, в частности тектонической карты СССР под редакцией Н. С. Шатского, международной тектонической карты Европы под редакцией Н. С. Шатского и А. А. Богданова, тектонической карты Евразии под редакцией А. Л. Яншина, тектонической карты Арктики под редакцией Ю. М. Пущаровского и тектонической карты Тихого океана и его берегов под редакцией Ю. М. Пущаровского и Г. Б. Удинцева и др.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ИСТОРИИ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Теперь, располагая основными сведениями о строении геосинклинальных областей, можно познакомиться с историей их формирования. Здесь, как известно, выделяются два этапа — главный и орогенный. Рассмотрим их отдельно, затем специально остановимся на условиях формирования осадочных и вулканических формаций, интрузивных магматических пород, а также месторождений полезных ископаемых.

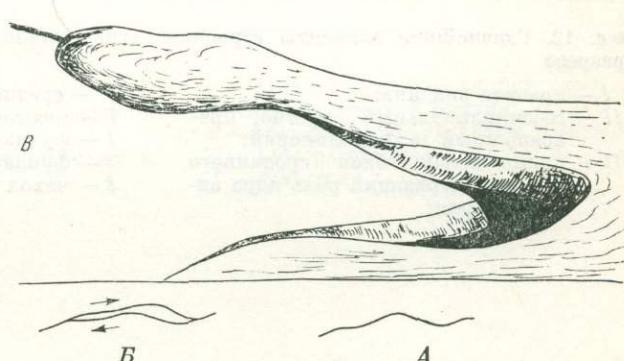
### ГЛАВНЫЙ ЭТАП

Возникновение геосинклинальных областей всегда связано с системой разломов, которые раскалывают основание. Отдельные его глыбы, ограниченные разломами, затем опускаются, образуя геосинклинальные прогибы — троги, другие остаются приподнятыми и становятся срединными массивами, разделяющими геосинклинальные троги. Разломы представляют собой обычно сеть, ориентированную в одном направлении и состоящую из ветвящихся и сливающихся разрывов фундамента.

Причиной возникновения сети разломов являются движения земной коры, раскалывающие ее на блоки. Характер взаимоотношения разломов

Рис. 11. Образование разрывов земной коры в результате горизонтального смещения вдоль изогнутой линии разлома (A) и (B)

На одних участках — зияния земной коры и выступы ее глубоких частей или поверхности мантии, на других — сильное сжатие и надвигание блоков земной коры на противоположное крыло разрыва. Схема B поясняет этот процесс



и этих блоков позволяет установить в одних случаях вертикальные перемещения массивов, а в других — относительное перемещение больших глыб земной коры в горизонтальном направлении. Движения эти могут быть значительными, а иногда и ничтожно малыми. Однако при длительности таких движений вдоль разломов формируются зоны дробления, перетирания и складкообразования. В результате горизонтальных смещений вдоль нескольких изогнутых линий разломов могут возникнуть значительные зияния в земной коре. Если разломы глубинные и уходят в мантию, между ними обнажится не только базальтовый слой коры, но и зона верхней мантии. То же самое произойдет, если глыбы земной коры раздвинутся (рис. 11).

Такое явление в настоящее время наблюдается во многих разломных, или рифтовых, зонах земной коры, например в Красном море, где под толщей осадков, как показывают геофизические исследования, несомненно, залегают породы базальтового слоя, а в зоне разломов в центральной части впадины возможны и выступы мантии. В пределах срединно-океанических хребтов дна океанов земная кора, состоящая из базальтового слоя, раздвинута и выступают ультраосновные породы верхней мантии.

Образование систем глубоких разломов и участков с отсутствием материковой земной коры — одна из важнейших особенностей геосинклинальных систем прогибов. В ходе развития настоящих геосинклинальных

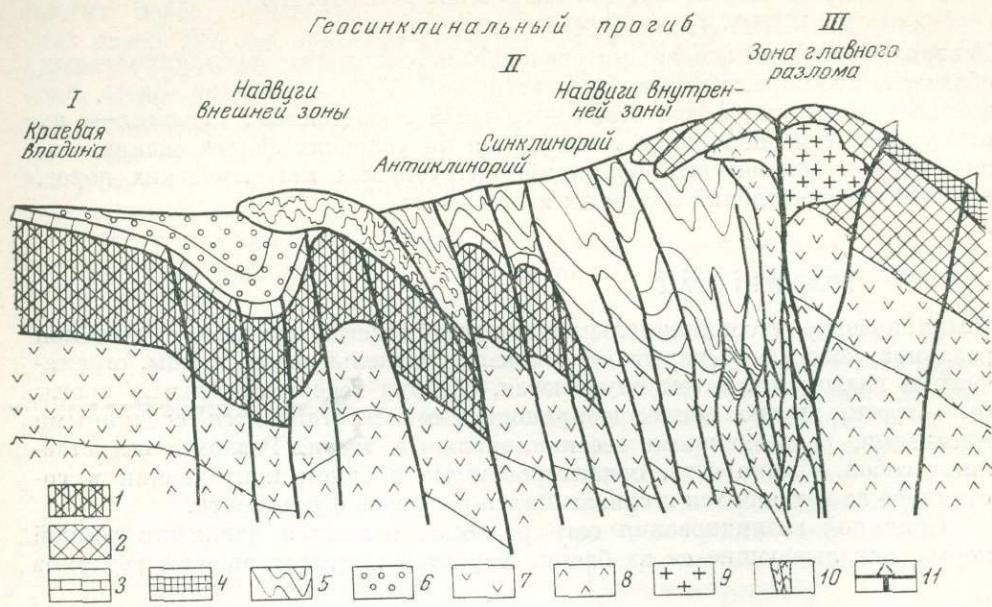


Рис. 12. Главнейшие элементы строения геосинклинальной складчатой области в разрезе

- I — краевая впадина;
- II — геосинклинальный прогиб, превращенный в синклиниорий;
- III — приподнятый блок срединного массива, играющий роль ядра антиклиниория;
- IV — срединный массив;
- V — межгорная впадина;
- 1 — фундамент платформы;
- 2 — фундамент срединных массивов;
- 3 — чехол платформы;

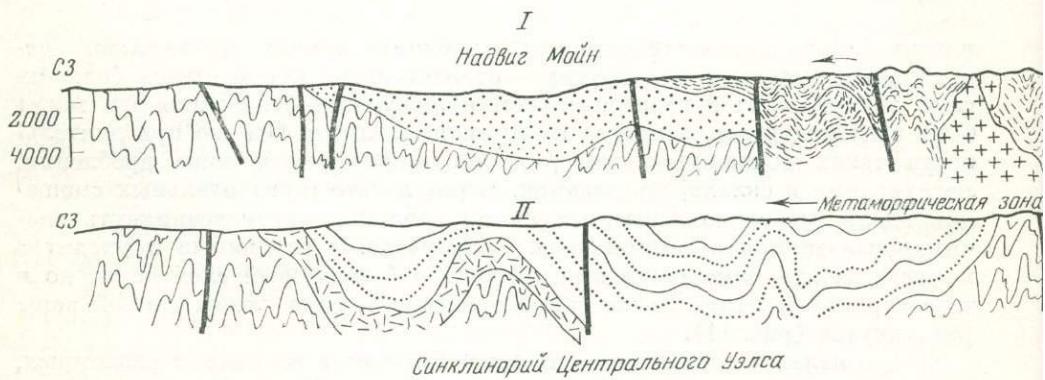


Рис. 13. Сложная складчато-надвиговая структура геосинклинального прогиба Шотландских нагорий (I), более простая структура прогиба Центрального Уэлса (II) и межгорный прогиб орогенного этапа каледонской складчатой области Великобритании (III). (По разрезам и тектонической карте Великобритании, составленной Ф. Данингом и Дж. Стаблефильдом)

- 1 — люисский комплекс метаморфических пород и гнейсов и гнейсы полуострова Англси (верхний протерозой);
- 2 — торридонские песчаники (верхне-протерозойский платформенный чехол);
- 3 — континентальные отложения и кислые эфузивы платформенного чехла;
- 4 — майнская и далрединская серия метаморфических сланцев и эфузивов (верхний протерозой — средний кембрий). Главный геосинклинальный

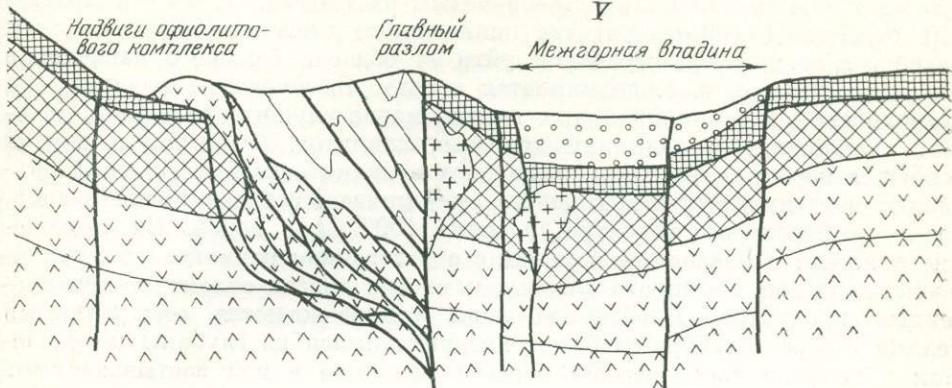
#### IV

Геосинклинальный прогиб,  
превращенный в синклиниорий

Срединный массив

#### V

Межгорная впадина



- 4 — чехол срединных массивов;
- 5 — геосинклинальный комплекс с эффузивами;
- 6 — молассовый комплекс краевых и межгорных впадин;

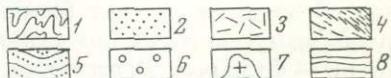
- 7 — базальтовый слой земной коры;
- 8 — породы верхней мантии;
- 9 — гранитные интрузивные тела;
- 10 — зона разломов;
- 11 — вулканы

#### III

Надвиг Тэй

Шотландского нагорья Межгорная впадина Среднешотландской низменности

0 10 20 30 40 50 60 км



- 5 — геосинклинальный комплекс кембрия, ордовика, нижнего силура про-гиба Центрального Уэлса, который был заложен позднее шотландского в начале палеозоя;

6 — силур и нижний красный песчаник девона — мелководный и молассовый комплекс, заполняющий орогенную впадину;

7 — каледонские интрузии;

8 — платформенные отложения (девон — карбон)

систем уже на более поздних стадиях глубинные породы базальтового слоя и даже мантии бывают выдвинуты вдоль разломов на поверхность энергичными движениями земной коры с образованием крупных надвигов и шарьяжей.

Формирование системы разломов вдоль прогибов в начальные этапы их развития сопровождается более или менее значительным проявлением вулканических и вообще магматических процессов. Разломы служат путями проникновения базальтовой магмы из мантии. Вдоль зон глубинных разломов создаются участки пониженного давления. Магматический расплав в астеносфере стремится уйти из области большего давления в область меньшего, т. е. поднимается кверху. Выступая по разломам на поверхность в геосинклинальных трогах, магма служит источником мощных вулканических излияний диабазов, спилитов, базальтов и других основных пород. Особенности подводных вулканических извержений объясняются взаимодействием горячего магматического базальтового расплава (с температурой, вероятно, порядка 1000° С) с водой. Их соединение приводит к подводным взрывам с образованием измельченных вулканических туфов, кремнисто-туфовых и многих других обломочно-вулканогенных продуктов. Диабазовые лавы сопровождаются интрузивными телами габбро и габбро-диабазов, внедряющимися из глубины по разломам в верхние части земной коры и медленно в ней застывающими.

Геосинклинальный прогиб, возникший вдоль разломов, представляет собой на поверхности Земли очень глубокую и узкую депрессию ниже уровня моря, заполненную морскими отложениями. Вулканические излияния также относятся в основном к типу подводных, образующихся вдоль рядов подводных вулканов, которые следуют по линиям разломов. Подводные извержения дают чередование лав, туфов, обломочных пород в результате мощных взрывов (рис. 12).

Кроме вулканических пород и интрузий основного состава, вдоль отдельных глубоких разломов во многих случаях внедряются обычно небольшие по величине удлиненные тела ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты. Эти породы представляют продукты, вынесенные и выжатые непосредственно из мантии в виде твердых или вязких пластичных масс.

Таким образом, с самого начала своего существования геосинклинальные прогибы находятся в непосредственной связи с мантией и ее выделениями — магматическими расплавами основного (базальтового) состава.

Морские отложения, заполняющие геосинклинальные прогибы, обычно представлены слоями глин и песчаников с преобладанием глинистых пород. Наряду с ними присутствуют туфы, туфобрекции и другие продукты вулканической деятельности, в частности нередко кремнисто-глинистые породы и чисто кремнистые отложения — силицилиты и яшмы. Последние образуются за счет богатых SiO<sub>2</sub> водных растворов, сопутствующих вулканизму, которые выступают на поверхность в виде горячих источников — фумарол. Известняки и вообще карбонатные породы, как правило, играют совершенно подчиненную роль, создавая прослои, линзы среди других отложений или биогермы — постройки типа рифовых, возникающие за счет скелетов разных организмов (кораллов, моллюсков, известковых водорослей — литотамний, мшанок и многих других).

В зависимости от преобладания вулканических или песчано-глинистых пород среди геосинклинальных прогибов выделяют два главных типа: терригенные, в которых главную роль играют глинисто-песчаные породы, и вулканогенные преимущественно с вулканическими толщами основного состава. И те, и другие относят к числу настоящих, или эвгеосинклиналей. Мощность как осадочных толщ, так и вулканогенно-осадочных начальных стадий в отдельных геосинклинальных прогибах достигает 5—10 км и более (рис. 13).

Для вулканогенных прогибов характерен офиолитовый комплекс, состоящий из глинисто-кремнистых пород и яшм, диабазовых излияний, массивов габбро и ультраосновных пород, превращенных в серпентиниты. Офиолитовый комплекс встречается в геосинклинальных областях самого различного возраста — в палеозойских, мезозойских и наиболее молодых — Альпы, Кавказ, Загрос в Иране и др.

В дальнейшем вследствие движений земной коры, которые все время сопровождают формирование геосинклинальных трогов, слои заполняющих их отложений подвергаются более или менее интенсивным деформациям. Они бывают значительно подняты и складчаты в отдельных участках, где растут геоантиклинали, и сильно смяты на их склонах и по краям трогов. Эти процессы связывают с отдельными немногочисленными импульсами движений земной коры фазами складчатости.

Иногда в движение приходят отдельные более или менее крупные ограниченные разломами массивы пород основания трогов, которые наползают по разломам на соседние участки, образуя надвиги и целые покровы (рис. 14). В таких надвигах нередко участвуют породы офиолитового комплекса, большие массивы габброидов и серпентинитов, образовавшихся за счет перidotитов верхней части мантии, породы, состоящие

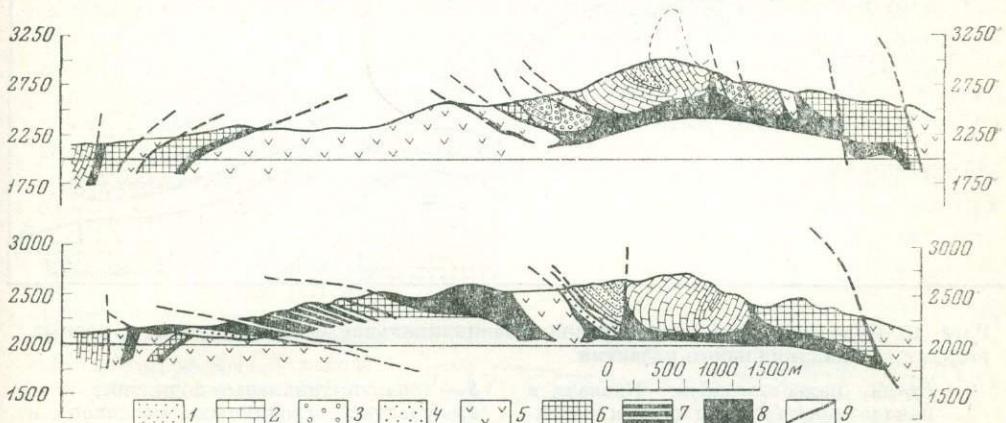


Рис. 14. Геологические разрезы через Шахдагский хребет на Малом Кавказе (составлен А. Л. Книппером и Ю. Л. Кастаняном)

- |   |  |
|---|--|
| 1 — флиш палеогена;   | 6 — габбро и габбро-амфиболиты;  |
| 2 — известняки и мергели верхнего мела;                                   | 7 — чередование габбро, пироксенитов, серпентинитов (полостатый комплекс слоев); |
| 3 и 4 — конгломераты и песчаники низов верхнего мела (красные и зеленые); | 8 — ультраосновные породы (серпентиниты);  |
| 5 — вулканогенно-осадочные толщи низов верхнего мела;                     | 9 — разрывы  |

из серпентинитовой массы, в которую включены разнообразные глыбы и обломки габбро, диабазов, кристаллических сланцев, гнейсов, а иногда известняков разного возраста. Эти породы получили наименование меланжа, т. е. смеси (их называют также олистостромами). Они возникли, видимо, при значительных перемещениях серпентинитов, выжатых вдоль разломов из глубины и захвативших обломки и глыбы других пород.

Постепенно отдельные поднятия внутри трогов сильно разрастаются, а характер осадконакопления в них меняется. Изменяется также состав вулканических продуктов. Вместо диабазов, образовавшихся из базальтовой магмы, начинают преобладать более кислые излияния андезитов, а среди интрузий вместо габбровых появляются диоритовые и гранодиоритовые интрузивные тела.

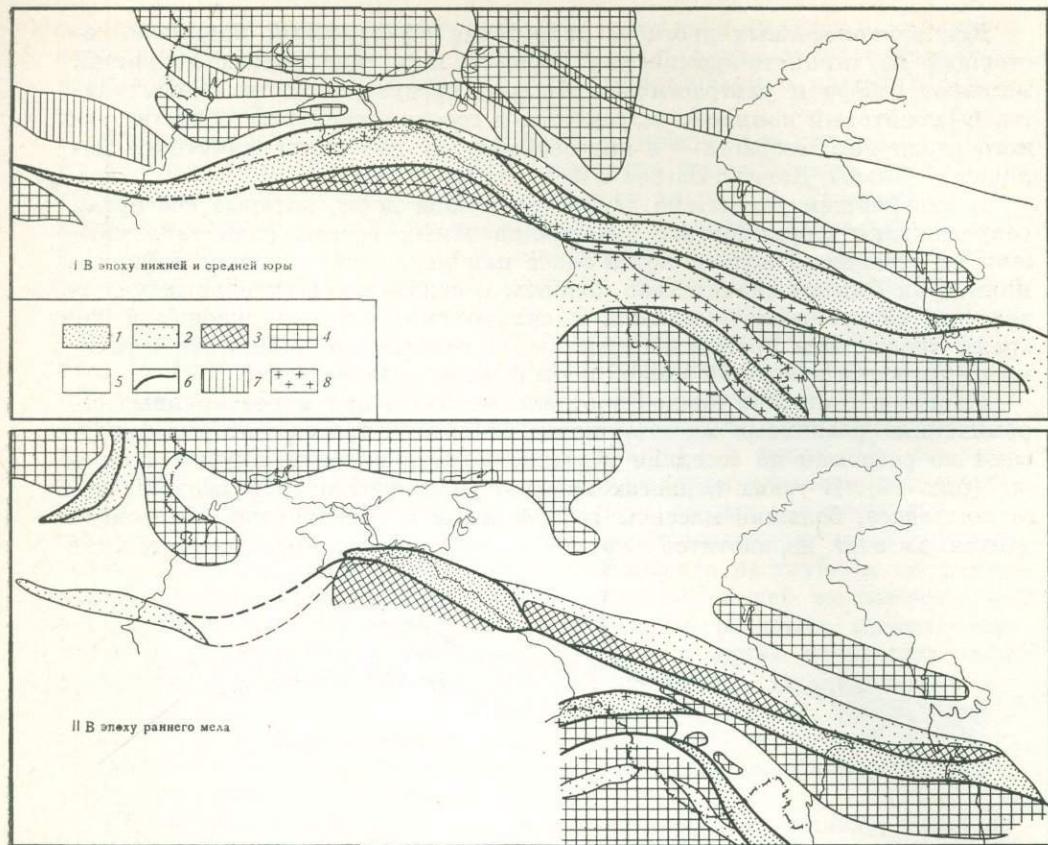


Рис. 15. Палеогеографическая картина геосинклинальной области Кавказа в разных стадиях геосинклинального развития

- I — схема палеогеографии Кавказа в начале юры (ранняя стадия развития);
- II — схема палеогеографии Кавказа в раннем мелу ( зрелая стадия развития);
- 1 — геосинклинальные прогибы;
- 2 — прогибы с маломощным заполнением;
- 3 — геоантиклинальные поднятия;
- 4 — участки срединных массивов и платформ, поднятыые над уровнем моря;
- 5 — участки срединных массивов и платформ, покрытые мелким морем;
- 6 — разломы;
- 7 — грабенообразные впадины;
- 8 — вулканические проявления

Этим обычно определяется, что геосинклинальные прогибы перешли из начальной стадии своего существования к более поздней зрелой стадии. В результате разрастания отдельных поднятий они образуют подводные гряды с выступающими из-под уровня моря островами. Такие гряды называют кордильерами. Вокруг них за счет их размыва в отложениях появляются грубые песчаники и даже иногда конгломераты. Вообще система геосинклинальных прогибов представляет в это время море, разделенное архипелагами более или менее значительных островов, включаяющих и гряды кордильер.

Движения земной коры приводят к возникновению складок на склонах кордильер, которые позднее могут быть подняты выше уровня моря, размыты, а затем снова опущены. В этом случае после погружения новые осадочные слои ложатся несогласно на размытые складки, что позволяет установить возраст складкообразования, которое происходило здесь, очевидно, перед формированием несогласно залегающего слоя, но после отложения слоев, смятых в складки.

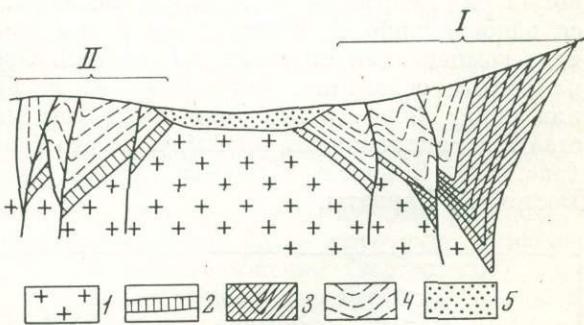
Среди осадочных накоплений зрелой стадии прогибы нередко заполняются песчано-глинистыми, ритмично переслоенными отложениями, к которым относятся так называемый флиш и флишеподобные, мергелистые толщи, а также слоистые карбонатные. Вулканические образования проявляются по-разному, с очень большим объемом андезитовых лав и туфов, в виде небольших пачек, а иногда и полностью отсутствуют.

Мощность осадочно-вулканических толщ этой стадии в отдельных прогибах достигает огромной величины — несколько тысяч, а нередко 5000—6000 м. Мощность никогда не бывает равномерной: в одних местах наблюдаются очень мощные толщи, в других — те же по возрасту слои обладают сокращенной мощностью (рис. 15).

Следует отметить, что во многих геосинклинальных областях наряду с системой прогибов, развивавшихся в них с самого начала возникновения данной области, существуют геосинклинальные троги, появившиеся значительно позднее. Они и получили название поздних. Наиболее яркий пример — некоторые троги в Альпийской складчатой области. Все главные геосинклинальные прогибы здесь образовались в конце триаса или в начале юры. На Кавказе и в Карпатах есть прогибы, сформировавшиеся в начале или даже в конце раннего мела (с готерива или с альба). Интересно, что развитие их шло как бы в ускоренном темпе, ибо процессы складчатости завершились в конце эоцен — олигоцена. Начальный этап эволюции поздних прогибов с диабазовым вулканизмом был очень кратковременным, преобладал зрелый этап без вулканизма или только с андезитовым вулканизмом (рис. 16).

В конце главного этапа развития геосинклинальных прогибов происходят значительные внедрения крупных интрузий гранитоидной кислой

Рис. 16. Схема различных ранних (I) и поздних (II) прогибов на примере Альпийской складчатой области Кавказа  
 1 — метаморфическое основание срединных массивов;  
 2 — отложения чехла срединных массивов ( $P_z$ );  
 3 — геосинклинальный комплекс ранней стадии ( $I_1 I_{1-2}$ );  
 4 — геосинклинальный комплекс поздней стадии ( $I_3 K_1 K_2 P_g$ );  
 5 — межгорный прогиб орогенного этапа



магмы, после кристаллизации которых образуются тела гранодиоритов, плагиогранитов и близких к ним пород.

Этап заканчивается фазой складчатости, которая приводит к интенсивному смятию всех осадочно-вулканогенных толщ. Как говорят, идет замыкание прогибов, т. е. в них прекращается накопление осадков, почти на всем протяжении они оказываются выше уровня моря. Осадочно-вулканогенные толщи обычно пронизаны многочисленными основными и кислыми интрузиями изверженных пород, которые бывают внедрены также и в борта геосинклинальных прогибов.

Процесс замыкания геосинклинальных прогибов и их общего поднятия В. В. Белоусов называет инверсией тектонического режима. Действительно он связан с началом общего воздымания, но собственно переворота — инверсии с ростом наибольших поднятий на месте максимального прогибания — не происходит. Сильно воздымаются только отдельные растущие геоантклинали, возникшие раньше еще в начале или середине главного этапа. Сильные поднятия и инверсия охватывают лишь части

бывшего прогиба, в основном близ его края. Иногда рост поднятия начинается за пределами прогиба и, только увеличиваясь в высоту и по площади, постепенно захватывает край прогиба или даже его середину.

Что же происходит в течение главного этапа в соседних с геосинклинальными прогибами и разделяющих их срединных массивах?

Массивы эти обычно также погружаются под уровень моря, которое оставляет на их поверхности осадки. Чаще всего это слоистые осадочные породы, глинистые породы, чередующиеся с песчаниками, песчаники, мощные толщи известняков и доломитов, вулканические излияния и туфы основного и чаще андезитового состава. Все породы малоизменчивы по простирианию и залегают спокойно, образуя чехол массивов. Местами массивы подвергаются глыбовым деформациям и вдоль разломов создают изгибы и складчатые деформации осадочных толщ. Мощность их неизмеримо меньше, чем одновозрастных слоев в геосинклинальных прогибах. И хотя они образуют местные складчатые нарушения, связанные в основном с разломами, но залегают в общем более спокойно. Среди осадочных толщ массивов встречаются и интрузивные тела, одновозрастные с интрузиями в прогибах, и того же состава основные и чаще гранодиоритовые тела.

Значительно более сильным деформациям подвергаются отдельные участки массивов, прилегающие к геосинклинальным трогам, или узкие массивы, разделяющие два соседних трога. Они подвергаются значительному воздыманию, превращаясь в геоантеклинали и системы поднятий, растущие особенно сильно уже в орогенном этапе.

### ОРОГЕННЫЙ ЭТАП

Вслед за поднятиями, которыми заканчивается главный этап, возникает новый ряд депрессий — орогенные впадины. Их формирование начинается одновременно с ростом и развитием орогенных поднятий, как бы в виде компенсации крупных воздыманий. Орогенные впадины образуются на разном основании, чаще всего на поверхности срединных массивов или на их чехле. Иногда они наследуют место наиболее прогнутых частей геосинклинальных прогибов, но это скорее исключение, чем правило (рис. 17). В качестве примера такого унаследования можно привести Восточные Карпаты.

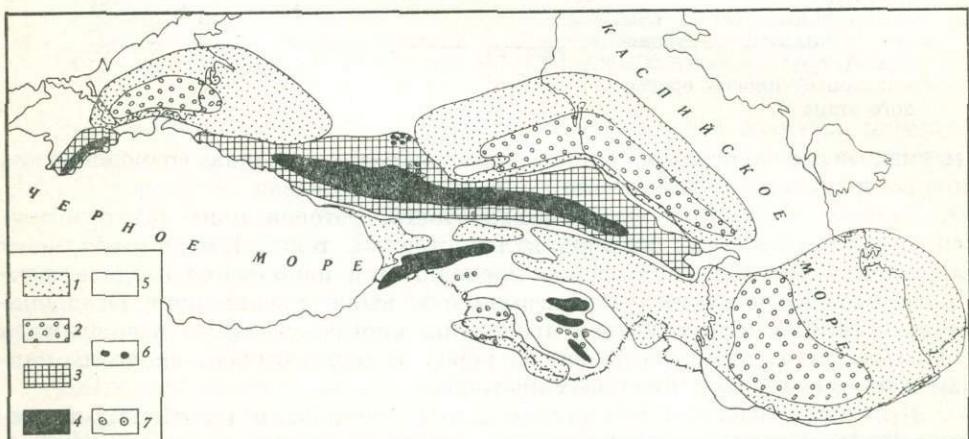


Рис. 17. Схема структур орогенного этапа Кавказа и Крыма

1 — межгорные и краевые впадины;  
2 — наиболее глубокие части впадин;  
3 — области орогенических поднятий (растущие горы);

4 — самые поднятые части гор;  
5 — склоны поднятий и впадин;  
6 — лакколиты Северного Кавказа;  
7 — главнейшие вулканы

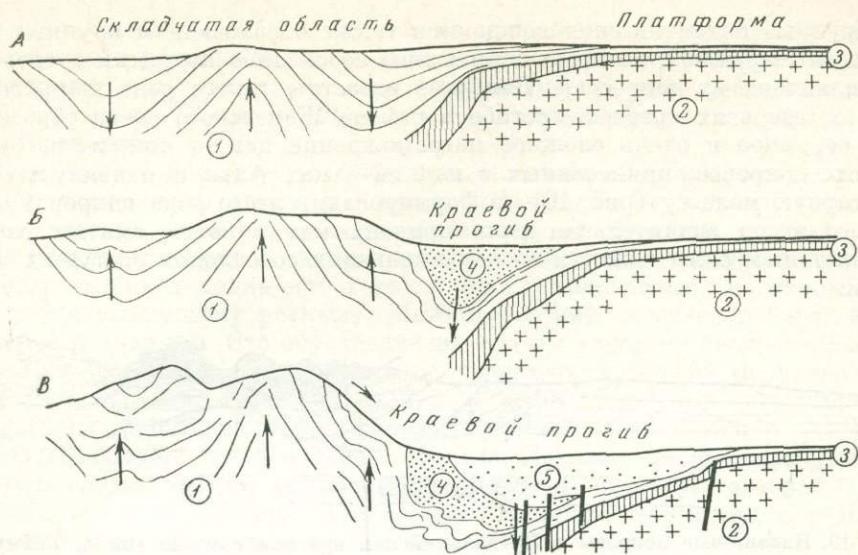


Рис. 18. Схема развития краевого прогиба (по А. А. Богданову)

- 1 — геосинклинальный комплекс складчатой области;  
 2 — основание платформы;  
 3 — чехол платформы;  
 4 — нижний молассовый комплекс начальной стадии развития краевого прогиба;  
 5 — верхний молассовый комплекс второй стадии развития прогиба (континентальная моласса);  
 А — до образования прогиба;  
 Б — ранняя стадия;  
 В — поздняя стадия

Широко известен также особый тип орогенных впадин — краевые прогибы на краях древних или молодых платформ (рис. 18). Орогенные впадины заполняются мощной толщей осадочных и вулканических пород, которые подвергаются складчатости, чаще всего охватывающей края прогибов или развитой вдоль систем секущих их разломов. В молодых орогенных впадинах нередки огромные конусы вулканов, а иногда и целые ряды вулканических гор разной величины.

Орогенные впадины испытывают сильное, но относительно кратковременное прогибание. Они имеют значительно более короткую «жизнь», чем геосинклинальные прогибы. Позднепалеозойские (герцинские) орогенные системы развивались со среднего карбона до середины или конца перми — 80 млн. лет, кайнозойские — с олигоцена до четвертичного периода — 28—35 млн. лет.

Огромную роль в их развитии играют магматические интрузии, главным образом гранитные. Именно в это время образуются и застывают большие гранитные тела, вытянутые вдоль геосинклинальных областей и образующие так называемые батолиты. Они типичны для большинства геосинклинальных складчатых областей. Только в более древних, палеозойских областях Западной Европы, Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и других батолиты вскрыты и выведены на поверхность, представляя собой один из важнейших элементов строения этих областей. В более молодых геосинклинальных областях — на Кавказе, в Карпатах, Альпах — они не вскрыты, но можно предполагать существование гранитных тел типа батолитов на глубине в виде ядер горных поднятий.

Орогенный этап также сопровождается складчатостью, чаще всего выявляется только одна ее фаза в конце этапа, но бывают и две-три. Вулканические и осадочные толщи, заполняющие орогенные впадины, интенсивно смяты в складки. Вместе с тем растут крупные поднятия и создается рельеф горных гряд и хребтов, разделенных впадинами.

Крупные поднятия сопровождаются также образованием крупных надвигов и шарьяжей, которые направлены со склонов поднятий в сторону окаймляющих их депрессий. Наиболее известны такого рода шарьяжи в Альпах, где в их краевом прогибе в районе Женевского озера образовалось огромное и очень сложное нагромождение целого комплекса Гельветских покровов, принесенных с юга из самих Альп и надвинутых на предгорную молассу (рис. 19). В формировании этого рода покровов орогенного этапа значительная роль принадлежит пакетам смятых слоев, под влиянием силы тяжести соскальзывающих со склонов растущих поднятий.

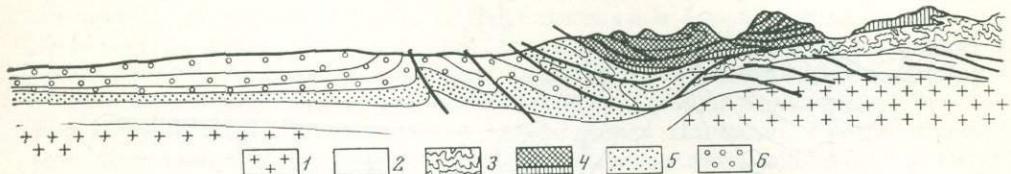


Рис. 19. Надвиговые покровы в Предальпийском краевом прогибе (по А. Гейму)

- |   |  |
|---|--|
| 1 — метаморфическое основание Альп (Аарский массив);              | вертикально) и мезозойских пород, в частности флиша, надвинутых на крыло краевого прогиба; |
| 2 — юрско-меловой чехол;  | 5 — молассовый комплекс предгорий Альп, осложненный надвигами;                             |
| 3 — палеогеновый флиш;  | 6 — молассовый комплекс, заполняющий Предальпийский прогиб                                 |
| 4 — пакеты перемещенных из Альп палеозойских пород (заштриховано) |  |

Окончание орогенного этапа связано с прекращением роста антиклинальных поднятий, прогибания впадин и складчатости. О полном завершении этих процессов свидетельствуют несогласно и спокойно залегающие осадочные толщи, перекрывающие впадины и не захваченные их деформациями. Эти осадочные толщи образуют уже платформенный чехол и знаменуют окончание процесса геосинклинального развития и начало существования платформы. Для нее все геосинклинальные складки, массивы и структуры составляют лишь фундамент, на котором располагается новый платформенный чехол.

## ФОРМАЦИИ ОСАДОЧНЫХ И ВУЛКАНИЧЕСКИХ ТОЛЩ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В процессе развития геосинклинальной области в ней происходит отложение разнообразных, главным образом морских, осадков и вулканических толщ. Осадочные и вулканические слои, накапливающиеся в самих геосинклинальных прогибах, существенно отличаются от тех, которые отлагаются на поверхности срединных массивов или в орогенных впадинах. Поэтому осадочные и вулканические толщи в целом сильно различаются в зависимости от обстановки, в которой они формировались, и имеют разный состав слагающих их осадочных пород и вулканических продуктов.

Комплексы осадочных и вулканических пород, образовавшиеся в течение определенного времени в пределах одного какого-либо элемента структуры и формировавшиеся, следовательно, в сходных тектонических условиях, объединяют под названием геологических формаций.

Состав формаций зависит прежде всего от тектонического режима и положения данного участка земной поверхности в период накопления осадков. Если это был геосинклинальный прогиб, то формирование отложений в нем шло в условиях глубокого моря, часто сопровождаясь

сильными подводными вулканическими извержениями, иногда при наличии сложного рельефа морского дна; если — орогенная впадина, то здесь чаще всего были условия мелкого моря, лагуны и даже озера или предгорной равнины, и соответственно здесь накапливались совершенно другие отложения.

Наконец, на поверхности срединных массивов мог быть режим ровного дна неглубокого моря или континентальный. При этом отложения чехла массива оказывались однообразными на большой площади.

В растущих горах осадконакопление происходит только на дне отдельных глубоких долин или горных озер, а водоразделы и склоны подвергаются усиленному размыву. Материал с них сносится в ближайшие равнины и впадины. Это обуславливает особый характер распространения и состава формаций и отложений на поверхности горных поднятий.

Таким образом, состав формаций в целом отражает тектонические условия их формирования, а смена формаций — изменения в условиях господствовавшего тектонического режима. Изучение рядов формаций позволяет, следовательно, выявить тектоническую историю того или иного прогиба, массива, впадины или другого элемента структуры, с которым связаны данные формации.

Среди формаций геосинклинальных областей можно наметить четыре главных ряда: геосинклинальных прогибов, чехла срединных массивов, орогенных прогибов и, наконец, геоантиклинальных поднятий (табл. 3).

Наиболее типичными для геосинклинальных областей являются формации геосинклинальных прогибов, в определенной последовательности связанные с разными стадиями развития прогибов. В основании залегают формации, приуроченные к начальным стадиям существования прогибов, выше они сменяются формациями зрелой стадии.

Наиболее распространенными типами формаций начальной стадии развития геосинклинальных прогибов являются вулканогенные и песчано-глинистые (терригенные). Они либо чередуются, либо преобладает один из типов формаций, а другой играет подчиненную роль.

Вулканогенные формации состоят из мощных толщ лав диабазового состава, шаровых лав, образующихся в подводных условиях, и продуктов вулканических взрывов — брекчий, туфов, а также пачек и слоев глинисто-песчаных пород. По составу это основные породы. Причем среди них выделяются две разновидности. Породы одной разновидности, с точки зрения химизма, относятся к типичным диабазам (и базальтам), другую же образуют породы с повышенным содержанием натрия. Это выявляется не только на основе данных химического анализа, но и нередко благодаря присутствию определяемого альбита, характеризующегося значительным количеством  $\text{Na}_2\text{O}$ . Диабазы с повышенным содержанием натрия называют спилитами. Правда, в настоящее время избыток натрия многие исследователи считают явлением вторичным, получившимся вследствие привноса натрия вскоре после образования самих пород (натровый метасоматоз).

По этому признаку выделяются две разновидности вулканогенных формаций основного состава — диабазовая и спилитовая. С ними бывают тесно связаны и вулканогенно-кремнистые, в которых заметную роль играют кремнистые сланцы, яшмы и другие кремнистые породы, чередующиеся с лавами и туфами.

Яшмовая формация состоит из пачек яркоокрашенных в различные цвета яшм, чередующихся с лавами и туфами, а также осадочными породами — глинистыми сланцами, песчаниками и известняками, образующими невыдержаные линзы.

Близка к ней кремнисто-сланцевая формация, где вместо яшм преобладают темно-бурые и черные кремнисто-туфовые сланцы. Особым видом кремнистых формаций являются «отдаленные кремнистые», как их назвал Н. С. Шатский, т. е. такие, которые связаны с образованием кремни-

Таблица 3

## Формации геосинклинальных складчатых областей

Этапы и стадии развития геосинклинальных областей	Формации геосинклинальных прогибов		Формации геоантиклинальных поднятий
	типы формаций	главнейшие формации	
Орогенный этап поздняя стадия			Коры выветривания Ледниковые формации Формации речных долин Вулканогенные формации вулканических покровов и конусов Базальтовая, андезитовая и липаритово-дацитовая формации
ранняя стадия			
Главный этап зрелая (поздняя) стадия	Флишевые  Карбонатные  Терригенные  Вулканогенные  Терригенные  Вулканогенные	Флиш с лавами и туфами Карбонатный флиш Терригенный (песчано-глинистый) флиш Слоистых и массивных известняков Глинисто-кремнистая (кульм) Глинисто- siderитовая Глинисто-песчаниковая Кератофировая туфоловавая Андрезитовая туфоловавая Порfirитовая туфоловавая Глинисто-песчаный флиш Граувакковые Глинистых сланцев и песчаников Туфо-кремнистые <sup>1</sup> Кремнистых сланцев Отдаленная кремнистая Яшмово-сланцевая Вулканогенно-кремнистая Спилитовая туфоловавая Диабазовая туфоловавая <sup>1</sup> Кремнисто-диабазовая	Песчано-глинистые и конгломератовые  Рифовых известняков  Порfirитов и туфов Вулканических толщ  Рифовых известняков (небольших)
ранняя стадия			

\* Вулканогенные формации распространены только в межгорных орогенных впадинах, в крае гор

стых пород за счет продуктов вулканической деятельности (горячих растворов) на дне моря, но в условиях значительного отдаления от вулканов. Для них характерна кремнистость пород, но нет самих продуктов вулканических извержений.

Песчано-глинистая формация начальной стадии геосинклинальных областей чаще всего представлена глинистыми сланцами темных цветов (серые, бурые, черные, зеленые) с прослойями песчаников. Нередко в геосинклинальных прогибах такие сланцевые формации образуют мощ-

Формации орогенических впадин		Формации чехла срединных массивов
типы формаций	главнейшие формации	
Верхние молассовые	Красноцветные и пестроцветные лагунные и континентальные формации Липарит-дацитовая и порфировая вулканогенная формации * Песчанико-конгломератовая формация (грубая моласса) Морская глинисто-ракушечниковая формация	Трахитово-андезитовая вулканическая Булканических покровов (базальто-андезитовая)
Нижние молассовые	Соленосная формация Угленосная формация Морские песчано-глинистые формации Карбонатные формации (слоистые известняки и доломиты) Базальто-андезитовая формация *	Булканических покровов (базальты, андезиты, липариты, дациты) Песчано-глинистая Слоистых известняков и доломитов
		Вулканогенные и туфоловавые андезито-базальтовые покровы
		Слоистых известняков и доломитов
		Глинисто-песчаниковые (терригенные)
		Слоистых известняков и доломитов
		Глинисто-песчаниковые (терригенные)

вых — очень редко.

нейшие толщи. В них преобладают или глинистые породы, или наблюдается чередование песчаников и глинистых пород. В отдельных случаях мощность таких толщ достигает нескольких километров (например, юрская глинисто-сланцевая формация Кавказа — 6—8 км).

Среди палеозойских геосинклинальных областей из-за широкого распространения и большой мощности значительную роль играют формации глинистых сланцев, содержащих отпечатки граптолитов (в них обычно чередуются глинистые породы и песчаники, иногда кремнистые

пачки), а также граувакковые (из граувакковых песчаников и глинистых сланцев). Граувакковыми называют песчаники, состоящие из различных зерен с преобладанием мелких обломочков — продуктов размыва вулканических пород. Граувакки особенно характерны для позднекембрийских и палеозойских геосинклинальных прогибов.

Совершенно своеобразной формацией ранней стадии развития геосинклинальных прогибов является так называемая кремнисто-диабазовая. Для этой формации характерно присутствие мощных глинисто-кремнистых сланцев, часто красноватых оттенков, более или менее мощных диабазовых излияний, а также туфов. Нередко они сопровождаются внедрениями массивов ультраосновных пород, которые превращаются в серпентиниты, образующие удлиненные по простианию, иногда очень узкие тела, вытянутые вдоль разломов.

Глинисто-кремнистые сланцы представляют собой морские отложения, диабазы, спилиты и туфы — продукты подводного вулканизма. Формировались отложения на дне, обладавшем земной корой океанического типа (т. е. прямо на базальтовом слое тонкой земной коры), а ультраосновные внедрения происходили по разломам из мантии. На широкое распространение и особенности этой ассоциации недавно обратил внимание А. В. Пейве, который сделал вывод, что дном геосинклинальных прогибов ранней стадии служила океаническая земная кора.

Среди формаций зрелой стадии развития геосинклинальных областей также выделяются вулканогенные, песчано-глинистые и карбонатные.

Вулканогенные формации богаче кремникислотой и имеют средний, т. е. андезитовый, состав. Они представлены мощными толщами андезитовых или порфиритовых лав<sup>1</sup> и их туфов, а также брекчий того же состава. Среди вулканогенных формаций среднего состава также выделяют две разновидности пород, различающихся по химическому составу: андезиты и порфиры и щелочные породы — кератофиры (с альбитом).

Широко развиты также формации темно-серых или зеленоватых глинистых сланцев с пачками и прослойми алевролитов и песчаников, особенно в палеозойских геосинклинальных областях. В более молодых складчатых областях развиты формации глинистых пород с прослойями и конкрециями сидеритов. По краям отдельных геосинклинальных прогибов иногда встречаются глинистые угленосные формации, не имеющие существенного практического значения из-за невыдержанности и зольности углей. Известна также формация глинисто-кремнистых пород, получившая в Западной Европе наименование кульма, приуроченная к отложениям нижнего карбона.

Карбонатные формации в геосинклинальных прогибах представлены чаще всего слоистыми известняками и доломитами, сопровождаемыми рифовыми массивами, а также мергелисто-известняковой формацией. Среди карбонатных формаций в большем или меньшем количестве могут присутствовать прослои и пачки глин, песчаников и вулканических пород.

Чрезвычайно характерными являются флишевые формации, состоящие из слоев песчаников, глинистых пород и иногда известняков, которые чередуются в строгой последовательности и называются элементами флишевого ритма. В основании ритма часто наблюдаются следы размыва. Затем располагается обычно наиболее грубозернистый элемент — песчаник, выше — более тонкие песчаники, на них залегает второй элемент ритма — глинистые и карбонатные слои. Проблеме происхождения и условий образования флиша посвящена специальная литература. Отметим только, что флишевые формации достигают огромной мощности и включают местами пачки песчаников, прослои известняков и иногда вулкани-

<sup>1</sup> Порфиры имеют одинаковый состав с андезитами, но обладают порфировой структурой и встречаются чаще в древних толщах мезозоя, палеозоя, докембра.

ческих пород. Флишевая формация является постоянным членом ряда формаций в геосинклинальных прогибах Альпийской складчатой области Европы, Азии, Северной Африки, а также молодых складчатых областей Америки. Флишевые формации в них чаще всего относятся к мелу и палеогену, реже — к юре.

Можно наметить три разновидности флишевых формаций: терригенный (песчано-глинистый) флиш, карбонатный и туфогенный. Все они очень характерны для геосинклинальных областей; никогда настоящий флиш не встречается на платформах, хотя в орогенных впадинах известны отдельные толщи, очень сходные с флишем.

На краях геосинклинальных прогибов и в пределах геоантеклиналей (поднятий внутри них) мощность толщ, слагающих формации, уменьшается, появляется более грубый песчанистый материал. Вокруг многих геоантеклиналей отлагаются песчаники и конгломератовые толщи, иногда очень мощные. Кроме конгломератовых толщ, для геоантеклиналей характерны рифовые известняковые массивы. Рифы образованы разными рифостроющими организмами, главным образом известковыми водорослями, кораллами, мшанками, брахиоподами и др. Они иногда окаймляют отдельные антиклинали и синклинали, так как их образование связано с поднимающимися участками дна и зоной небольших глубин моря.

Формации чехла срединных массивов существенно отличаются от формаций геосинклинальных прогибов. Они представлены слоистыми толщами осадочных пород, выдержаных по простиранию на значительной площади массива и обладающих в общем мало меняющейся, небольшой мощностью. По своему характеру это — типичные формации платформенного типа: кварцевые и полимиктовые песчаники с глауконитом, слоистые известняки и мергели, реже глинистые породы; встречаются также вулканические толщи лав и туфов, которые бывают представлены андезитами и базальтами. Следует отметить, что формации чехла срединных массивов нередко находятся в основании геосинклинального комплекса в пределах геосинклинальных прогибов. Этот чехол образовался до возникновения геосинклинального прогиба. Для понимания истории данной области принципиально важным бывает выделение такого чехла под формациями прогибов.

Формации орогенных впадин всех типов имеют много общего. Среди них встречаются как вулканогенные, так и осадочные. Причем в краевых впадинах вулканические, как правило, отсутствуют.

Наиболее характерными формациями орогенных впадин являются молассовые. Они состоят из мощных толщ конгломератов и песчаников с отдельными пачками глин или из красноцветных и пестрых песчаников, глинистых пород. Иногда присутствуют прослои гипсов, мергелей, доломитов, а также вулканических пород. Как грубообломочная молassa (конгломератово-песчаниковая), так и пестроцветная по происхождению являются континентальными, лагунно-континентальными или озерными, реже — прибрежно-морскими.

В составе орогенных впадин можно различить два комплекса формации: нижний и верхний.

Нижняя молassa чаще всего состоит из слоистых толщ песчаников, чередующихся с глинистыми отложениями и известняками, с преобладанием в них то тех, то других пород. Она связана с началом орогенного этапа (рис. 20).

Верхняя молassa образуется в условиях, когда происходит интенсивный рост соседних поднятий, с них сносится огромное количество грубообломочного материала, заполняющего впадины.

В состав молассового комплекса входят также угленосные формации, очень характерные для рассматриваемых впадин. Они состоят из песчаников, чередующихся с глинами и пластами ископаемого угля, реже — с известняками. Генетически это речные, озерные, болотные и лагунные

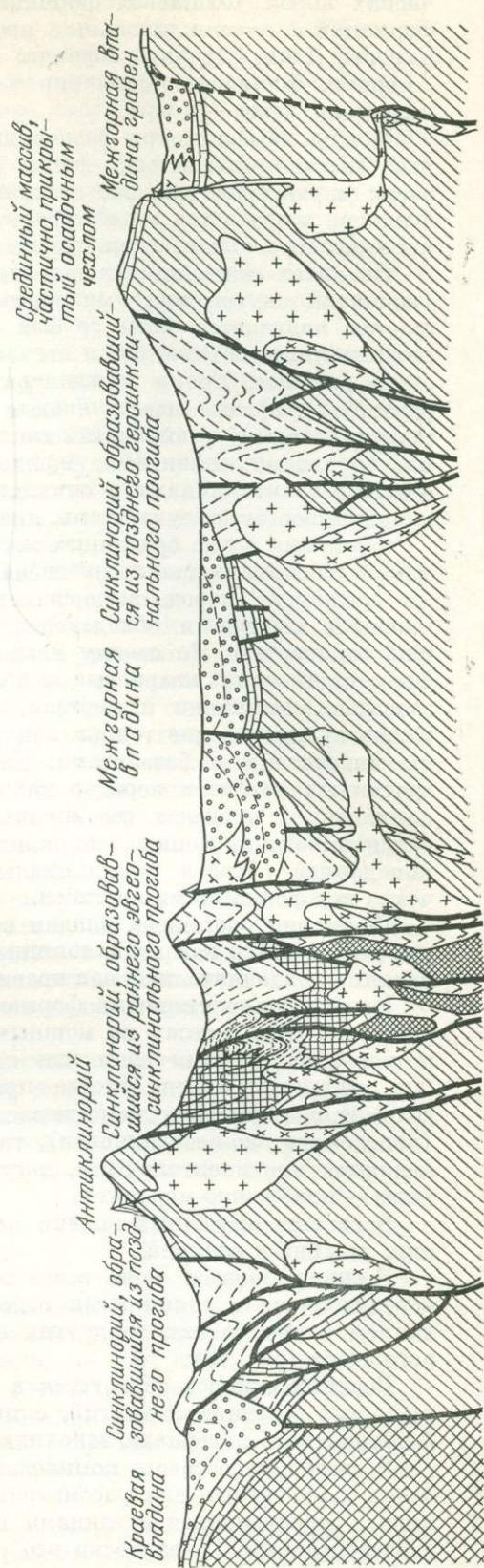
отложения с отдельными прослойками морских. Среди них различают параллический тип, т. е. отложения, образовавшиеся на морском побережье и содержащие морские слои (например, угленосные формации Донецкого бассейна, Западного Приуралья, Вестфальско-Рейнского бассейна ФРГ) и лимнический (чисто континентальные отложения — озерно-болотные).

Молассовому комплексу межгорных и краевых орогенных впадин свойственны и соленосные формации. Это толщи чередующихся глинистых и песчанистых пород со слоями доломитов, гипсов, ангидритов. Во многих случаях гипсы и ангидриты образуют очень мощные прослои, лучше сказать, линзы внутри молассового комплекса, к ним присоединяются слои каменной (нередко мощностью по много сот метров), а иногда и калийной солей. А. Л. Яншин и Р. Г. Гарецкий установили, что такие мощные толщи соли образовались за относительно короткое время (порядка 2000—3000 лет), формируясь на дне достаточно глубокого лагунного бассейна.

Образование угленосных и соленосных формаций происходит в одинаковых по тектоническим условиям впадинах в зависимости от климата. При влажном (гумидном) климате возникают угленосные, при сухом (аридном) климате пустынь или полупустынь — соленосные. Это было показано Н. М. Страховым на великолепном примере Уральского краевого прогиба, вытянутого вдоль всего Урала. На севере, в бассейне Печоры, где в пермском периоде был влажный климат, сформировалась угленосная формация Воркутинского бассейна.

Южнее, на Среднем и Южном Урале, господствовал в это время аридный климат, и в том же прогибе на продолжении Воркутинского бассейна отложились соленосные толщи Соликамска и Южного Урала.

Важной является также глинисто-ракушечниковая, или глинисто-карбонатная, формация, состоящая из чередования глин, песчаников, мелководных известняков, в частности ракушечниковых. Это в основном мелководные морские отложения.



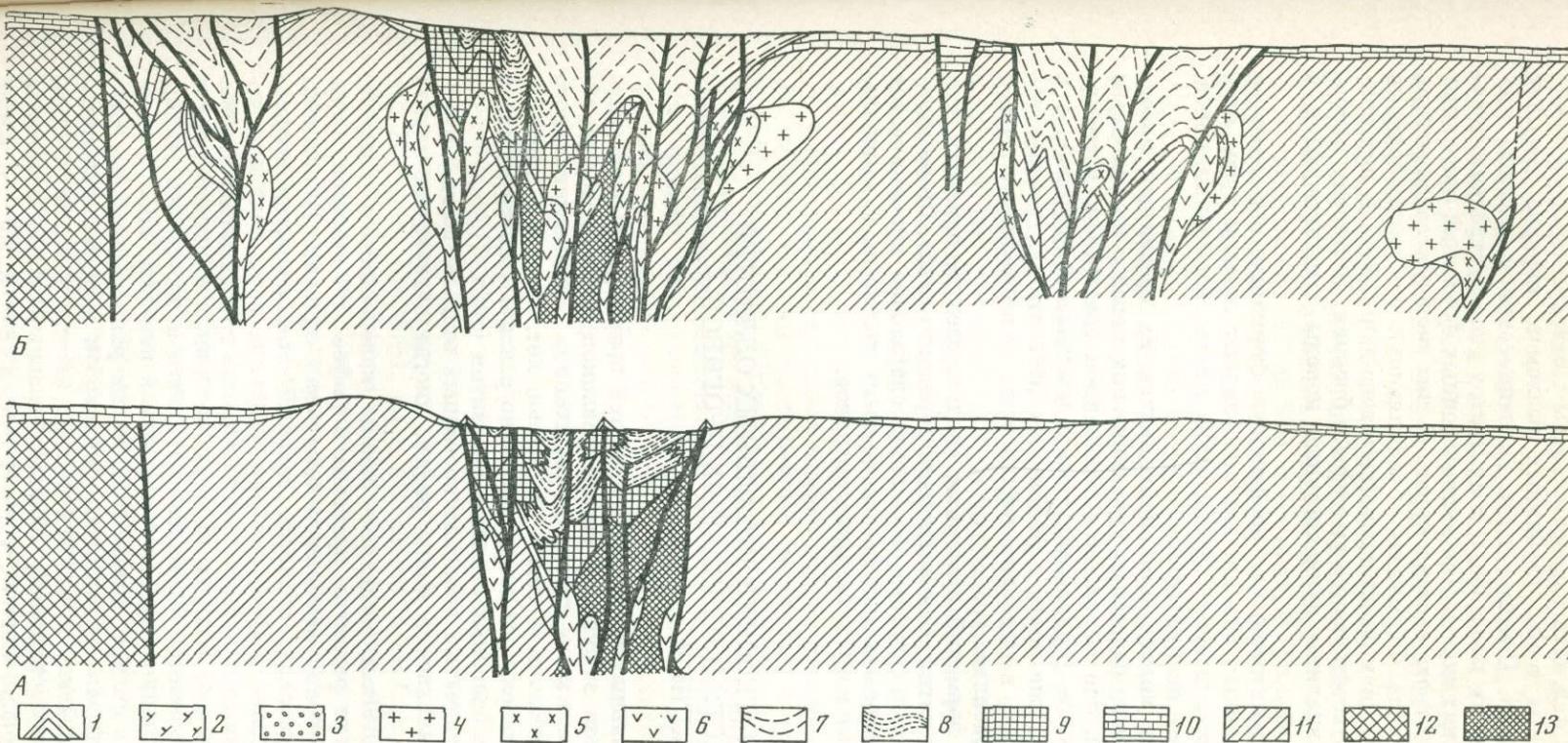


Рис. 20. Схема главнейших этапов развития геосинклинальной области в связи с магматическими явлениями

- А — начало главного этапа (ранняя стадия);
- Б — конец главного этапа (зрелая стадия);
- В — орогенный, или заключительный этап;
- 1 — вулканы;
- 2 — вулканические толщи молассового комплекса;
- 3 — молассовый комплекс;
- 4 — вторичные магматические гранитоидные очаги (продукты метасоматоза и плавления);
- 5 — вторичные магматические гранитоидные очаги (продукты дифференциации);

- 6 — первичные магматические очаги основного состава;
- 7 — осадочный комплекс зрелой стадии и поздних прогибов;
- 8 — осадочный комплекс ранних прогибов;
- 9 — основные эфузивы ранней стадии;
- 10 — чехол древней платформы и срединных массивов;
- 11 — комплекс основания геосинклинальной области;
- 12 — фундамент древней платформы;
- 13 — базальтовый слой земной коры и породы мантии

Вулканогенные формации молассового комплекса имеют много специфических особенностей. Они бывают связаны с очагами вулканических извержений, вытянутых вдоль глубинных разломов, нередко секущих края межгорных впадин. Поэтому часто вулканические комплексы располагаются у бортов этих прогибов, а к их центру уходят отдельные пачки и слои вулканических пород. Для вулканогенных формаций орогенных впадин характерна пестрота состава пород. В них чередуются основные, средние и кислые породы. Формацию, объединяющую эти разнообразные толщи пород, выделяют как базальтово-андезитово-дацитовую. В ней присутствуют лавы и соответствующие им туфы и брекции. В сторону наиболее глубокой части впадины вулканогенные породы выклиниваются и замещаются осадочными.

Особую липарито-дацитовую или порфировую формацию выделяют во многих областях орогенных впадин, где преобладают лавы и туфы кислого состава (липариты, дациты). Здесь всегда много обломочных пород, туфов и особых пород — игнимбритов.

В пределах окраин впадин или окаймляющих их срединных массивов часто распространены формации вулканических пород с повышенным содержанием щелочей. Это выражается появлением трахитовых и трахибазальтовых лав и туфов (трахибазальтово-андезитовая формация), а в некоторых случаях — даже пород с нефелином (фонолиты), которые могут образоваться только в условиях избыточного содержания натрия в кристаллизующемся расплаве.

Заканчивая обзор формаций орогенных впадин, следует отметить, что в пределах горных поднятий осадконакопление развито слабо. Шире всего представлены здесь вулканогенные формации, слагающие вулканическое плато и сложенные лавовыми и туфо-брекчевыми толщами. С ними связанны и мощные конусы больших вулканов.

## РАЗЛИЧИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ ПО ВОЗРАСТУ И ОТДЕЛЬНЫХ ПРОГИБОВ — ПО ФОРМАЦИЯМ

Развитие геосинклинальных складчатых областей происходило очень длительно. Между началом заложения систем разломов, вдоль которых образовались геосинклинальные троги, и окончанием геосинклинального развития проходили десятки и сотни миллионов лет. Вместе с тем геосинклинальные области разного возраста сильно различаются по возрасту и времени проявления основных этапов их развития (табл. 4).

В байкальских складчатых областях орогенный этап не всегда отчетливо выражен и проявлялся в конце рифея, иногда захватывая начало кембрия.

В каледонских областях выделяют ранние каледониды и поздние. В первых главный этап развития протекал в рифее и кембрии, орогенный начинался в конце кембрия и охватывал ордовик. В поздних, или собственно каледонских, областях главный этап развития продолжался в течение позднего рифея, кембрия, ордовика и до начала силура, а орогенный — с конца силура до начала (иногда до середины) девона.

Герцинские складчатые области на всех материках характеризуются близким по возрасту временем проявления главного и орогенного этапов. Первый начинался в конце рифейской эры или в кембрии, либо в ордовике и продолжался в силуре, девоне и до конца раннего карбона. Второй, орогенный, охватывал средний, поздний карбон и пермь, закончившись на грани палеозойской и мезозойской эр, иногда в начале триаса.

В мезозойских (киммерийских) областях главный этап проявлялся в конце палеозоя (карбон, пермь), триасе, юре, а орогенный — в конце

юры и начале мела. Другие (ларамийские) области характеризуются более длинным главным этапом — до конца мела и орогенным — в начале палеогена.

Альпийская складчатая область отличается тем, что главный этап развития в ее пределах происходил в мезозое (с триаса, в других случаях — с юры), продолжался до конца палеогена, а орогенный — с конца палеогена или начала неогена и до конца неогена, охватывая и четвертичный период.

Возраст этапов развития геосинклинальных областей служит главным критерием их различия и сопоставления, хотя время начала и конца отдельных этапов в разных областях не всегда точно совпадает.

В зависимости от состава осадочных и вулканических формаций, заполняющих троги геосинклинальных областей, различают разные типы прогибов (геосинклиналей).

Чаще всего, следуя классификации, предложенной Г. Штилле, выделяют собственно геосинклинали, или эвгеосинклинали, и миогеосинклинали. Для первых обязательно наличие вулканических толщ, диабазового и базальтового (спилитового) состава, для вторых — мощных известняково-доломитовых формаций.

Эвгеосинклинальные прогибы расположены обычно внутри геосинклинальных областей, а миогеосинклинальные — по периферии. Примером такого расположения является область Урала, где система внутренних палеозойских прогибов, богатых проявлениями вулканизма, расположена в восточной части Урала, а на западном склоне вдоль Восточно-Европейской платформы прогиб заполнен осадочными толщами платформенного типа без вулканизма. Аналогичная картина наблюдается в Аппалачской палеозойской складчатой области и Скалистых горах Северной Америки и во многих других областях.

Осадочные толщи, заполняющие миогеосинклинальные прогибы, обычно бывают связаны постепенным переходом с комплексами чехла соседней платформы, нередко они расположены на срединных массивах. Миогеосинклинали не бывают ограничены глубинными разломами и не являются узкими складчатыми трогами, а представляют широкие впадины, правда, тоже, конечно, осложненные складками. Поэтому их, вероятно, правильнее относить не к числу собственно настоящих геосинклинальных прогибов, а, как считал Г. Штилле, — к особой категории прогибов, по характеру отложений близких к платформенным, только условно сохранив за ними широко распространенное название миогеосинклиналей.

Настоящие геосинклинальные прогибы, в которых мало проявлений вулканизма, также иногда называют миогеосинклиналями. Однако это нельзя считать правильным. Существуют по всем признакам настоящие эвгеосинклинальные троги с мощными песчано-глинистыми толщами (как на Большом Кавказе), но с относительно слабым вулканизмом. Известны и миогеосинклинали со слабыми проявлениями вулканизма вдоль отдельных разломов. Различать их надо не по формальным признакам, а по общим чертам строения и развития. Эвгеосинклинали даже со слабым вулканизмом — это обязательно крующие прогибы, образовавшиеся вдоль разломов в трогах и развивавшиеся всегда длительное время. Миогеосинклинали — слабо прогибавшиеся впадины, заполненные преимущественно карбонатными городами или глинисто-песчаными породами платформенного типа относительно небольшой мощности.

Часто используют классификацию настоящих геосинклиналей по типам формаций, которые их заполняют, и делят их на вулканогенные, терригенные, флишевые, известняковые и т. п. Такое разделение иногда бывает удобным, но нередко вызывает и затруднения, особенно когда тектонический прогиб с длительным развитием характеризовался сначала накоплением в нем вулканических толщ, потом глинистых

Таблица 4

Типичные складчатые области разного возраста (косая штриховка соответствует главному этапу, сетка — орогенному, цифры — возраст рубежей в млн. лет)

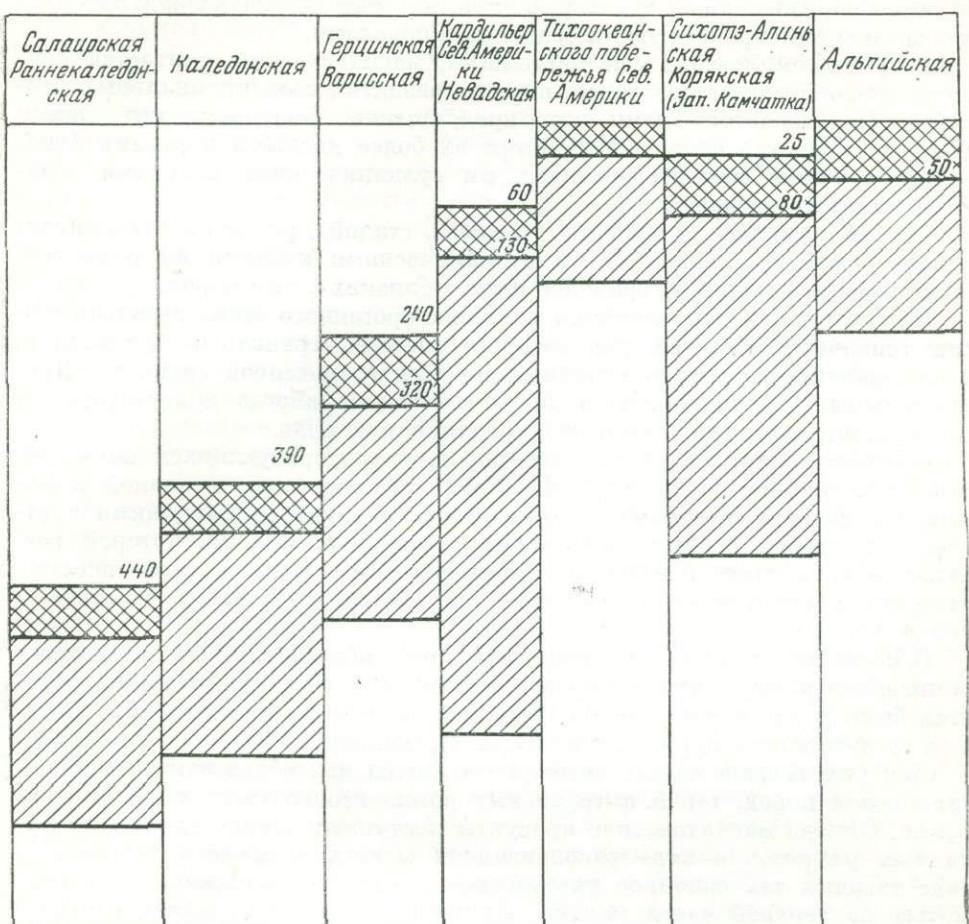
Эпоха	Период	Карельская	Кибарская (Африка) Тувинская Раннебайкаль- ская	Байкальская Катангская (Африка) Кадомская (Франция)
Палеоген	Неоген			
	Олигоцен			
	Палеоцен Эоцен			
Мезозой	Мел			
	Юра			
	Триас			
Палеозой	Пермь			
	Поздний карбон			
	Средний девон			
Рифей	Ранний карбон			
	Поздний девон			
	Средний девон			
Протерозой	Ранний ордовик			
	Средний и средний ордовик			520
	Поздний кембрий			
Архей	Средний кембрий		900-11000	
	Ранний кембрий			
	Венд			
	Поздний рифей			
	Средний рифей			
	Ранний рифей			
	Средний протерозой		1750	
	Нижний протерозой		7850	
	Архей			

(терригенных) и, наконец, флишем. Неясно, к какой же категории его отнести. Тогда приходится давать им более сложные определения, исходя из ряда этих формаций.

## РОЛЬ ИНТРУЗИВНЫХ КОМПЛЕКСОВ ИЗВЕРЖЕННЫХ ПОРОД В РАЗВИТИИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ

Теперь нам предстоит познакомиться с одной из наиболее сложных и важных проблем — с ролью магматических интрузивных пород в строении геосинклинальных складчатых областей и условиями их формирования. Массивы изверженных пород, как правило, всегда сопровождают геосинклинальные складчатые области. При этом они очень разнообразны и, прорывая вмещающие толщи, имеют сложные формы залегания. Вместе с тем с ними бывают связаны очень многие месторождения различных руд и других полезных ископаемых, что делает их изучение особенно важным.

Огромные по занимаемой площади массивы изверженных пород представляют, как известно, результат кристаллизации магмы в условиях больших или меньших глубин земной коры. Массивы изверженных пород в складчатых областях не только очень многочисленны, но и чрез-



вычайно разнообразны по своему минеральному и, следовательно, химическому составу — от ультраосновных (дуниты, перидотиты) и основных (габбро) до средних (диориты, кварцевые диориты) и, наконец, кислых (гранитоиды). Разнообразные интрузивные тела изверженных пород объединяют в интрузивные комплексы, в которые входят породы, связанные друг с другом по своему происхождению и возрасту, они могут отличаться и по составу.

Обычно в складчатых областях различают пять главных комплексов изверженных пород. К первому из них относятся внедрения ультраосновных пород — перидотитов, дунитов и других, — теснейшим образом связанные по своему происхождению с веществом мантии. Многие исследователи (А. В. Пейве, А. Л. Книппер, М. С. Марков и др.) показали, что большинство массивов этих пород является участками или клиньями, выдвинутыми из мантии по разломам в твердом состоянии. Хотя они и являются внедрениями, но не имеют ничего общего с процессом образования магматических интрузий и обособлены от всех других интрузивных тел, формирующихся из магмы. К этому следует добавить, что перидотиты, дуниты и другие ультраосновные тела, попадающие в верхние части земной коры, под влиянием воды легко подвергаются сложному химическому преобразованию, превращаясь в породы, состоящие в основном из вод-

ного силиката серпентина (змеевика). Наряду с такими массивами, выдвинутыми из верхней мантии, присутствуют и интрузивные тела перидотитов, пироксенитов и дунитов, внедренные в толщу осадочных и метаморфических пород вдоль разломов, которые по происхождению тесно связаны с габбро и другими основными породами.

Вторым комплексом, уже настоящим, магматическим, считается комплекс начальных стадий главного этапа развития геосинклинальных прогибов. Породы этого комплекса представлены основными интрузиями (габбро) и иногда сопровождающими их более кислыми породами (диориты), а также соответствующими им вулканическими породами (диабазы, спилиты, базальты и их туфы).

Третий комплекс — поздних ( зрелых) стадий развития геосинклиналей — связан с андезитовыми вулканическими излияниями и внедрением интрузий диоритов, гранодиоритов и близких к ним пород.

Наконец, последним является комплекс орогенного этапа развития геосинклинальных областей, для которого типичны гранитные интрузии и, в частности, образование огромных по объему массивов гранитов. Другие породы — гранодиориты и диориты — также иногда присутствуют в составе этого комплекса, но играют подчиненную роль.

Обособлен комплекс щелочных пород, характеризующихся повышенным содержанием щелочей ( $K_2O$ ,  $Na_2O$ ). Однако этот щелочной комплекс по времени образования тесно связан с двумя предыдущими и отличается от них особым химическим составом магмы, из которой возникли породы этого комплекса, и тем, что эти породы в тектоническом отношении приурочены в основном к участкам срединных массивов и краям платформ.

В последние годы соотношение и условия образования магматических комплексов и формаций изверженных пород в геосинклинальных областях было у нас очень хорошо изучено многими исследователями. Большая заслуга в этом принадлежит Ю. А. Кузнецovу (1964).

Как уже сказано выше, источником магмы для образования как вулканических пород, так и интрузивных комплексов служат недра мантии Земли. Отсюда магматические продукты поступают кверху вдоль зон глубинных разломов в виде расплавленной магмы, а отчасти также и в виде твердых тел обломков ультраосновных пород, вынесенных или выжатых из верхней части мантии. Проникая из мантии, магма основного состава (базальтовая или габброидная) образует близ подошвы земной коры или в ее нижней части вдоль разломов многочисленные очаги, т. е. участки, заполненные или замещенные ею. Будучи вязкой жидкостью, магма способна перемещаться из глубины мантии, где она находится в условиях очень большого давления, в области меньшего давления. Системы разломов земной коры создают условия относительного понижения давления, и магма устремляется в них снизу, проникая в раздробленные участки между глыбами земной коры. При этом на своем пути она задерживается и начинает понемногу скапливаться, что в течение длительного времени приводит к росту глубоких очагов. Процесс раздвигания глыб земной коры при образовании геосинклинальных трогов способствует этому процессу и росту очагов.

В свою очередь, глубокие очаги служат источником, откуда по разломам и трещинам магматический расплав поднимается к поверхности земной коры, вызывая грандиозные вулканические извержения базальтовой лавы, туфов и других продуктов. Эти извержения в геосинклинальных трогах происходят обычно в подводных условиях с образованием спилитовых лав, сопровождаемых внедрением небольших тел интрузивных пород в виде даек, пластовых и куполовидных массивов, состоящих из габбро.

Вместе с тем в условиях очень интенсивных движений земной коры по разломам в это же время из верхних частей мантии поднимаются

и выжимаются на поверхность обломки или как бы клинья твердых ультраосновных пород. Получается как раз то сочетание пород, которое типично для олиолитовых ассоциаций, возникающих в ранние стадии.

Очаги базальтовой магмы, как показывает изучение многих складчатых областей, вытягиваясь вдоль разломов, достигают у основания земной коры больших размеров. Они существуют в расплавленном состоянии очень длительное время, и магматический расплав в них подвергается процессу дифференциации. Более тугоплавкие силикаты, обогащенные магнием и железом,— оливины и пироксены — кристаллизуются первыми при понижении температуры в расплавленной магме и в силу тяжести медленно опускаются в нижние части очага. В ходе дальнейшей кристаллизации магмы здесь формируются горные породы, обогащенные оливином, пироксеном и плагиоклазами, образуются габбро и близкие к ним породы. В отдельных случаях могут возникнуть бесполовошпатовые (ультраосновные) породы.

Магматический расплав более высоких частей очага, наоборот, обогащается легкоплавкими компонентами, богатыми  $\text{SiO}_2$ , и освобождается от тяжелых железо-магнезиальных силикатов. При его кристаллизации могут образоваться габбро, габбро-диориты и диориты.

Нередко магматический расплав в очаге, еще не успев раскристаллизоваться, попадает под воздействие движений блоков земной коры, которые вытесняют или выжимают его вдоль зон разломов в более высокие части земной коры. Имея большой объем и сохранив в своем составе первичные летучие компоненты (углекислоту, воду) и высокую температуру (более 1000°), расплав обладает большой химической энергией. Поднимаясь кверху, он способен активно воздействовать на осадочные, более древние изверженные и метаморфические породы, вызывая в них под влиянием высокой температуры выделяющихся паров и газов значительные метасоматические изменения минерального состава. При большой отдаче тепла магмой происходит не только глубокое изменение состава вмещающих пород, но даже их расплавление с образованием гранитоидного расплава. Последний затем может присоединиться к очагу, что вызовет увеличение содержания  $\text{SiO}_2$  в расплаве, т. е. повысит кислотность магмы. В отдельных случаях поглощение и ассилияция осадочных пород расплавом также увеличивает содержание в нем  $\text{SiO}_2$ . В других случаях расплав обогащается известью ( $\text{CaO}$ ) за счет поглощения известняков или щелочами ( $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ) за счет глинистых толщ, и тогда образуются более богатые щелочами породы.

Таким сложным путем изменяется химический состав магмы и возникают крупные вторичные очаги, отличающиеся более кислым составом от родоначального базальтового или габбрового расплава, на основе которого они формируются в более высоких частях земной коры геосинклинальной области. По глубинным разломам и целой системе ответвляющихся от них мелких разломов эти очаги магмы также питают вулканические центры продуктами извержений. Однако они дают уже другие по составу продукты вулканизма — главным образом андезитовые лавы, их туфы и близкие к ним породы: порфириты, кератофиры и др.

В результате кристаллизации магмы вторичных очагов образуются интрузивные массивы диоритов, гранодиоритов и близких к ним пород, которые возникают за счет магмы, отвечающей по составу порфиритовым и андезитовым лавам. Появляются также и отдельные тела еще более кислого гранитового состава.

Андезитовый вулканизм и сопровождающие его интрузии характерны, как мы уже знаем, для зрелой стадии развития геосинклинальных прогибов. Гранодиоритовые и гранитные интрузивные тела к концу этой стадии начинают играть все большую роль в составе интрузий. Причем, часто внедряясь из глубины по разломам, они вызывают подъем вынужденных слоев и даже местами поднятие земной поверхности. Таким об-

разом, рост многих геоантиклинальных поднятий, который происходил одновременно с накоплением морских отложений на их поверхности, бывает обусловлен внедрением магматических тел.

Химический состав продуктов магматизма излившихся и интрузивных пород, следовательно, закономерно меняется в сторону от базальтовой магмы к андезитовой или магме среднего состава. Соответственно меняется и состав интрузивных тел. В общем сложный процесс изменения магматических продуктов в ходе главного этапа развития геосинклинальных областей есть результат, с одной стороны, длительной дифференциации магмы в очагах, а с другой — процессов метасоматоза продуктами, выделяющимися из основной магмы с преобразованием состава осадочных и метаморфических пород и с их дальнейшим поглощением магмой.

Поглощение магмой более древних осадочных и метаморфических пород не всегда ведет к тому, что она становится более кислой. В ряде случаев магматические очаги поглощают основные вулканические породы: базальты, туфы или метаморфические породы основного состава, при этом магма беднеет содержанием  $\text{SiO}_2$ . С другой стороны, гибридные, т. е. смешанные, породы могут образоваться и при поглощении кислой магмой основных изверженных пород или габброидной магмы. Наконец, как уже говорилось, кислая магма нередко поглощает карбонатные породы — известняки и доломиты, что очень сильно меняет ее состав — породы обогащаются  $\text{Ca}$ ,  $\text{Mg}$  и щелочами ( $\text{Na}$ ).

Таким образом, на фоне общего увеличения объема гранитоидной магмы в процессе магматизма в главном этапе геосинклинального развития в отдельных случаях происходит и обратное явление — переход магмы в более основную, с образованием гибридных пород.

Чтобы показать длительность развития магматизма, достаточно напомнить, что в большинстве палеозойских геосинклинальных областей главный этап и связанный с ним магматизм проявлялся с ордовика до середины карбона, примерно 200 млн. лет, в Альпийской складчатой области с начала юры до начала неогена — около 170 млн. лет.

Дальнейшее развитие процессов магматизма геосинклинальных областей идет так, что в орогенном этапе главную роль уже играет гранитная магма, образующая тела различных размеров — от небольших жил и штокор до крупных интрузий и огромных по размеру батолитов. При этом в гранитах орогенного этапа преобладает уже содержание  $\text{K}$  над  $\text{Na}$  в отличие от предыдущего этапа, где кислые породы обогащены  $\text{Na}$ .

По-видимому, процессы формирования очагов гранодиоритовой или андезитовой магмы приводят к дальнейшему метасоматозу и гранитизации вмещающих пород, и возникающий в результате объем гранитной магмы очень сильно увеличивается. При этом отдельные частные очаги гранитной магмы также начинают чрезвычайно активно расти. В орогенном этапе во многих складчатых областях возникают тела гранитов, занимающие значительную площадь и соответственно обладающие очень большим объемом магмы. Увеличение объема очагов гранитной магмы, которые располагались на относительно небольшой глубине (примерно 2—4 км) от поверхности, связано с активным поступлением в них нового магматического материала. Это вызывало подъем их кровли и образование горного поднятия.

Во многих палеозойских складчатых областях, давно закончивших свое формирование и глубоко размытых в результате речной эрозии, массивы гранитных интрузий представляют такие кристаллизовавшиеся очаги. Они вскрыты и обнажаются теперь на поверхности. Эти интрузии, часто огромных размеров, всегда вытянуты в виде удлиненных тел вдоль данной складчатой области. Их можно видеть на Урале, Тянь-Шане, Алтае, в Монголии, в герцинской складчатой области Западной Европы и других областях. Особенно большой длины, в тысячи кило-

метров, они достигают в Скалистых горах Северной Америки. На Урале размеры их скромнее — 50—100 км, но полоса их вытянута вдоль всего Урала (рис. 21—23).

На Кавказе и в Альпах таких гранитных интрузий нет. Они не вскрыты размывом, но можно предполагать их существование под осевой частью горных поднятий Большого Кавказа и осевой зоны Альп и многих других хребтов. Косвенным подтверждением в пользу этого предположения служат выходы небольших гранитных тел вдоль разломов, которые можно расценивать как своего рода отпрыски крупных гранитных очагов, возможно, не вполне кристаллизовавшихся в этих областях.

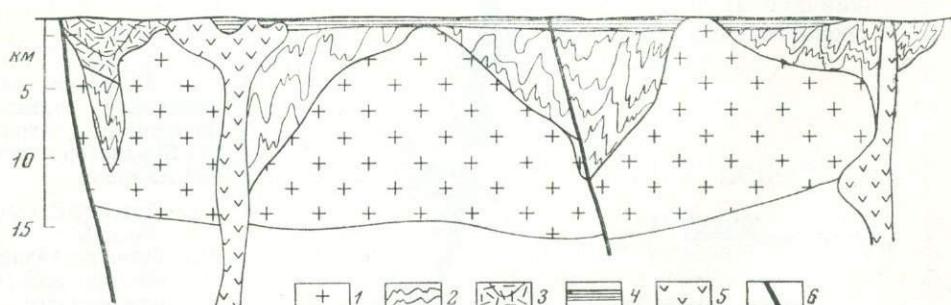
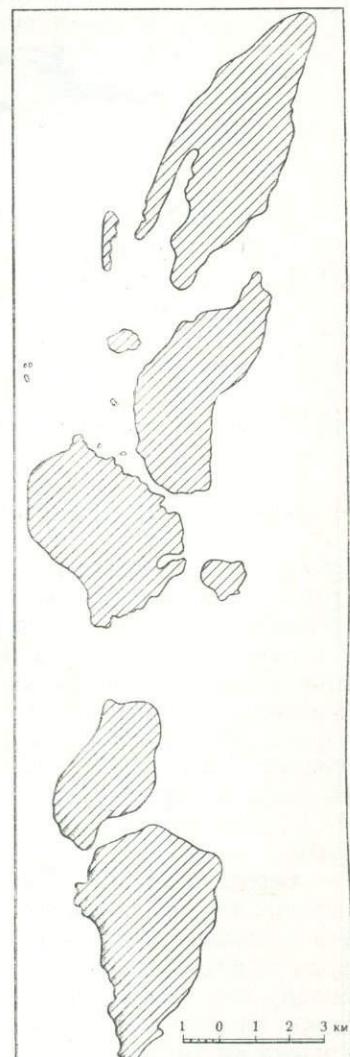
Многие исследователи, в том числе автор настоящей книги, считают, что огромные очаги гранитной магмы играют непосредственную роль в формировании горных поднятий в орогенном этапе развития геосинклинальных складчатых областей. С их ростом и увеличением объема гранитной магмы можно связать начало крупных орогенических поднятий заключительного (орогенного) этапа развития геосинклинальных областей.

Большие гранитные тела, которые образуются, часто именуют батолитами. По форме, как показывают данные геофизических исследований, они напоминают гигантские караваи хлеба или булки и батоны. Снизу или с боков батолиты обладают подводящими каналами, через которые происходило пополнение очага гранитной магмой. Сам очаг мог быть покрыт сверху значительной

Рис. 21. Схема расположения выступов гранитного батолита в ядре Кочкарского антиклиниория на Среднем Урале

Рис. 22. Предполагаемая форма гранитных батолитов Среднего Урала в разрезе (на основе данных геофизических исследований)

- 1 — позднепалеозойские граниты;
- 2 — метаморфические породы верхнего протерозоя;
- 3 — породы силура и девона;
- 4 — породы нижнего карбона;
- 5 — ультраосновные и основные интрузивные породы;
- 6 — разломы



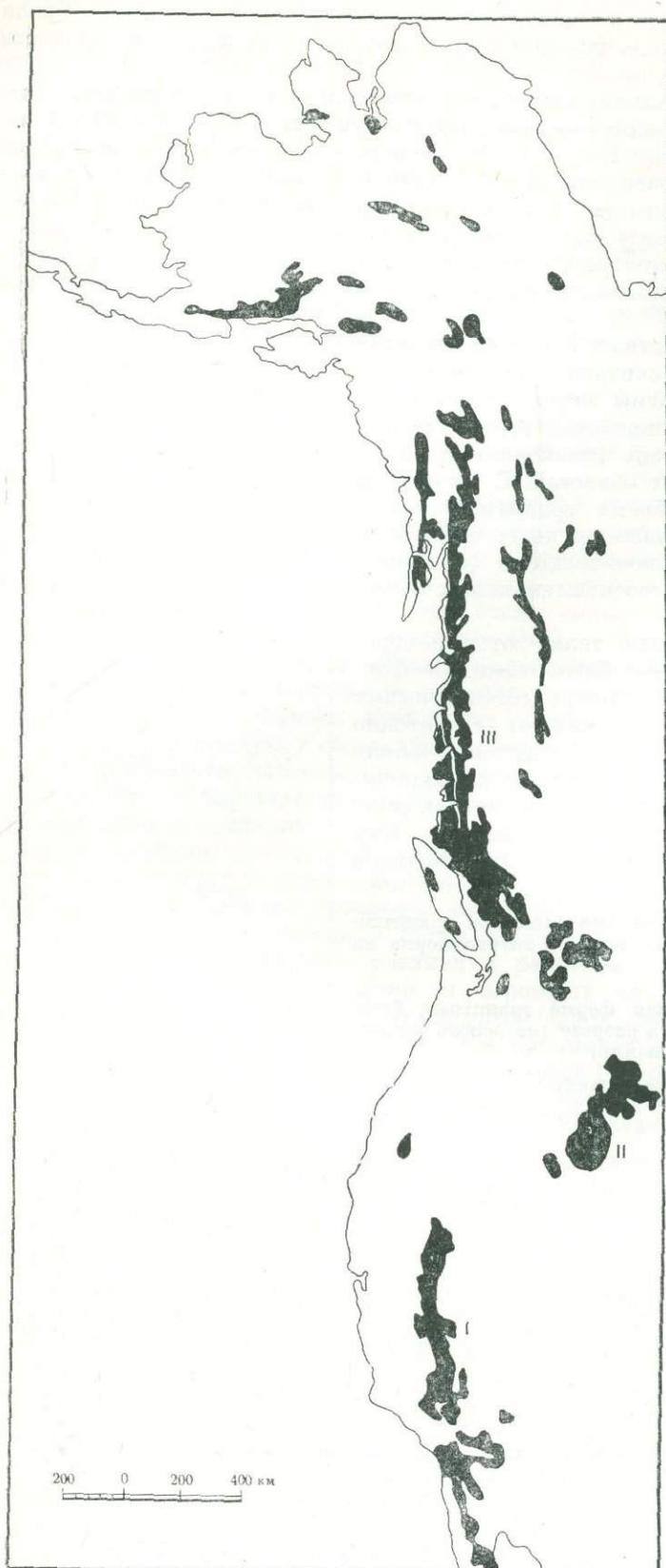


Рис. 23. Схема расположения больших гранитных батолитов Кордильер Северной Америки

I — батолит Сьерра-Невады;  
 II — батолит Айдахо;  
 III — батолит побережья Канады

по толщине оболочкой, образовавшейся за счет кристаллизации периферических частей магматического тела. Таким образом, поступавший материал наращивал объем очага и в то же время поднимал, наподобие гигантского гидравлического пресса, его оболочку и кровлю в виде свода.

В процессе подъема свода и роста горного поднятия в слагающих его породах могли образоваться более или менее значительные системы поперечных и продольных зон трещиноватости. Проникая по этим зонам на поверхность, магма рождала вулканические явления, выражавшиеся либо в виде однократных выбросов вулканических продуктов, либо в длительном формировании больших слоистых вулканов.

В ходе развития геосинклинальной области за те десятки и первые сотни миллионов лет, в течение которых протекал этот процесс, таким

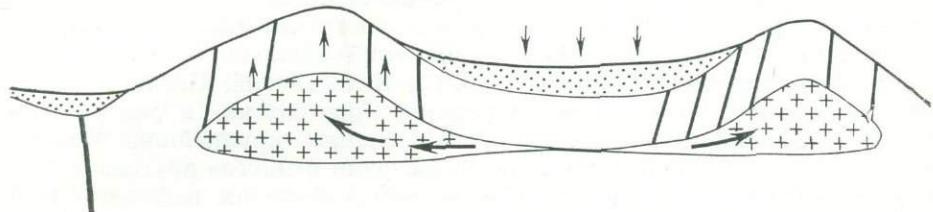


Рис. 24. Схема предполагаемой взаимосвязи впадин и поднятий орогенного этапа с формированием гранитных тел (батолиты)

образом возникала целая гамма магматических тел и вулканических изливаний различного состава.

Основная первичная магма, возникающая в мантии и поступающая в толщу земной коры геосинклинальной области, создает в ней многочисленные большие и малые очаги, в которых изменяется химический состав магмы. Она становится более кислой и, наконец, превращается в гранитный расплав, более богатый K, который формируется в огромных объемах, внедряясь в дислоцированные толщи осадочных, вулканических и метаморфических пород, или частично на месте вмещающих пород за счет их метасоматоза и переплавления. При этом магма играет активную роль и нередко способна поднимать выпадающую толщу, вызывая, как уже упомянуто, горообразование (рис. 24).

Затем происходит сложный и также, несомненно, достаточно длительный процесс кристаллизации магмы гранитных батолитов и других очагов вследствие охлаждения и отдачи тепловой энергии. Процесс кристаллизации магмы разделяется на ряд фаз и сопровождается выносом наиболее летучих составных частей расплава, обогащенных водой и рядом других активных соединений, во вмещающие породы, где эти горячие пары и газы вызывают сложные изменения минерального состава осадочных и вулканических толщ. При этом нередко происходит перераспределение минерального состава слагающих их комплексов и концентрация отдельных минералов, что приводит в ряде случаев к накоплению близких по химическому составу минералов, имеющих практическое значение, т. е. к формированию залежей полезных ископаемых.

## ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ОБЛАСТИ — БОГАТЕЙШИЙ ИСТОЧНИК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Геосинклинальные складчатые области являются природной кладовой, из которой во всем мире извлекаются огромные минеральные богатства. Знание закономерностей их строения и развития имеет поэтому не только теоретический интерес для понимания процессов формирования земной коры, но и исключительное практическое значение. Иначе говоря, без

этого нельзя правильно понять условия образования месторождений полезных ископаемых, невозможны поиски и разведка месторождений.

Среди полезных ископаемых складчатых областей наибольшую роль играют руды различных металлов. Все главнейшие месторождения меди, свинца, цинка, серебра, олова, золота, марганца, молибдена, вольфрама, мышьяка, сурьмы, ртути, никеля, кобальта, значительная часть железных, алюминиевых руд, редких металлов, урана и многие неметаллические ископаемые (хромит, асбест, флюорит и др.) связаны с геосинклинальными складчатыми областями. Среди осадочных толщ межгорных и краевых впадин геосинклинальных областей присутствуют месторождения ископаемого угля.

К орогенным впадинам относятся крупнейшие бассейны мира с многочисленными угольными пластами превосходного качества. Это — Кузнецкий и Донецкий (СССР), Верхне-Силезский (Польша, Чехословакия), Саарский, Вестфальско-Рейнский (ФРГ), Бельгийский, Валансьенский и бассейны Центрального массива Франции, Бристольский и ряд угольных бассейнов Англии, бассейн Астурии в Испании, крупнейший Пенсильянский бассейн Соединенных Штатов Америки и многие другие.

Многочисленны в краевых и межгорных впадинах нефтяные и газовые месторождения, хотя самые богатые залежи этих горючих ископаемых встречаются в осадочных толщах чехла древних и молодых платформ.

Наиболее важные и ценные полезные ископаемые складчатых областей по своему происхождению связаны либо с процессами вулканизма, либо с формированием различных по составу интрузий изверженных пород. Меньшую роль играют полезные ископаемые в толщах осадочных пород и некоторые виды минерального сырья, образующиеся в процессе разрушения и выветривания изверженных и осадочных пород.

В вулканогенно-осадочных толщах, заполняющих геосинклинальные троги и орогенные впадины, а также по их периферии расположены месторождения многих полезных ископаемых, большинство из которых прямо или косвенно связано с процессами вулканизма. Одни из них обусловлены процессами начального вулканизма на дне геосинклинального трога в ранние стадии развития, другие образовались в более поздние зрелые стадии, связанные с андезитовым вулканизмом, наконец, третьи вызваны орогенным вулканизмом заключительного этапа.

Среди них можно выделить два главных типа. К одному из них относятся отложившиеся на дне бассейна пласти, обогащенные окислами железа, алюминия или марганца. К другому, более сложному по происхождению типу, относятся залежи сульфидных руд, состоящие из сульфидов, содержащих многие цветные и редкие металлы.

Месторождения первого типа встречаются среди толщ вулканических и осадочных пород, где лавы и вулканические туфы переслаиваются с песчаниками, кремнистыми породами, яшмами и иногда с известняками и другими породами. Их обычно сопровождают несколько обогащенные окислами железа или марганца пласти кремнисто-гематитовых или железомарганцевых пород. Реже к ним приурочены отдельные пласти с повышенным содержанием различных рудных минералов. Когда эти компоненты достигают значительной концентрации, такие пласти становятся рудой. Это в основном железные руды, состоящие из окислов железа (гидрогематит, гематит, магнетит), алюминиевые (бокситы) и марганцевые. Обычно пласти железных и марганцевых руд чередуются с вулканическими и осадочными породами. Во всем мире известны многие месторождения железных и марганцевых руд, особенно среди геосинклинальных толщ докембрия и нижнего палеозоя, которые относятся к этому типу. Более редкими являются бокситовые месторождения, представленные, как правило, единичными пластами.

Другой тип — месторождения сульфидных руд представляют собой пластины вулканических туфов или других пород, которые обогащены серным колчеданом, пиритом, нередко с более или менее значительным количеством медного колчедана (халькопирита) и другими сульфидами. Пластины, содержащие достаточное количество меди, представляют собой медные руды, иногда очень богатые, а в других случаях в них преобладают свинцово-цинковые руды (галенит PbS и сфалерит ZnS). Сульфидные руды сформировались в вулканогенно-осадочных толщах в процессе приноса сернистых соединений водными растворами (гидротермами) и отложения сульфидных минералов сразу после формирования осадочно-вулканической толщи или почти одновременно с ним. В некоторых месторождениях, кроме медных и свинцово-цинковых руд, содержится много серебра, золота и других металлов. Известны также месторождения барита ( $BaSO_4$ ) этого же типа.

Примеры сульфидных месторождений меди, свинца и цинка в вулканических толщах геосинклинальных областей также очень многочисленны. К ним относятся свинцово-цинковые месторождения Рудного Алтая (Лениногорск, Зыряновск и др.) и Казахстана (Атасу), медноколчеданные месторождения Урала, богатые месторождения меди Турции (Мадена), Испании (Рио-Тинто).

Сложность строения и происхождения сульфидных рудных месторождений заключается в том, что наряду с пластовыми залежами в осадочно-вулканической толще сульфиды часто здесь же или поблизости от рудных пластов образуют очень богатые рудой жилы и тела неправильной формы. Эти тела явно секут осадочные и изверженные породы, заполняют пустоты и системы трещин вмещающих пород. Такие жилы и неправильной формы залежи возникли, несомненно, после образования вмещающих пластов вдоль системы трещин и разломов. Они часто особенно богаты рудными компонентами.

Еще недавно происхождение таких руд связывали с формированием интрузивных тел кислого состава. Считалось, что главную роль в развитии рудных залежей играют горячие парообразные выделения и растворы — гидротермы, которые сопровождают интрузии. Вулканизму не придавали большого значения. Однако в последние годы в результате исследований советских ученых В. И. Смирнова, Г. С. Дзоценидзе, В. Н. Котляра<sup>1</sup> и других выяснилось, что процессы вулканизма играют важнейшую роль в рудообразовании, особенно сульфидных руд, меди, свинца, серебра, золота и других металлов.

Этот вывод открывает богатые перспективы выявления рудных месторождений в вулканических толщах и позволяет по-новому направлять работы по поискам и разведке рудных богатств.

В итоге работ этих исследователей теперь установлено, что при процессах вулканизма происходит не только образование пластовых залежей сульфидных руд, нередко довольно бедных, но и сопровождающая вулканизм циркуляция паров и горячих водных растворов. Они производят перераспределение рудных минералов, растворение и перенос сульфидных соединений из первичных пластов по системам разломов и трещин и формирование новых жильных и секущих рудных тел, часто содержащих богатые руды.

Такое же важное значение для формирования промышленных скоплений руд различных металлов и многих неметаллических ископаемых имеют интрузии изверженных пород, внедряющиеся в геосинклинальные осадочно-вулканические толщи. При этом различные по составу интрузивные породы играют здесь разную роль. Наибольшее разнообразие полезных ископаемых и самый сложный процесс их возникновения связа-

<sup>1</sup> В 1972 г. этим ученым за обоснование роли процессов вулканизма для рудообразования была присуждена Ленинская премия.

ны с формированием и кристаллизацией гранитных тел, однако ультраосновные, основные и среднего состава интрузивные тела также несут своеобразное им оруденение.

С интрузиями основного состава бывают связаны месторождения железных и титановых руд (ильменит и магнетит), медные и никелевые месторождения, с ультраосновными телами — дунитами, пироксенитами — месторождения хризотил-асбеста, хромита и иногда титана. Ультраосновные породы являются источниками платины и никеля. Однако эти металлы настолько рассеяны в них, что только при размыве и выветривании пород происходит естественное обогащение соединениями никеля, или в других случаях — зернами самородной платины.

С интрузивными телами среднего состава, массивами диоритов, кварцевых диоритов и близких к ним гранодиоритов также бывают связаны крупные промышленные месторождения различных руд. Чаще всего они формируются в зонах контакта интрузивного тела с вмещающими породами. При этом на последние влияет не только высокая температура магматической интрузии, но особенно те жидкые и газообразные выделения из магмы (флюиды), которые насыщены кремнеземом, глиноzemом, окислами магния и железа, а также щелочами ( $K_2O$  и  $Na_2O$ ) и активно воздействуют на окружающие породы химически. Происходит метасоматоз, тем более значительный, чем больше активных химических соединений содержат эти выделения. В зоне контакта формируются гранаты, пироксены, роговые обманки, магнетит и другие минералы. Гранат-пироксеновые породы, возникающие в условиях воздействия интрузий на вмещающие породы, получили название скарнов. В них нередко и образуются промышленные скопления магнетита. В скарнах встречаются месторождения редких металлов (вольфрама и молибдена, которые представлены шеелитом, молибденитом), медные (халькопирит, пирит) и свинцово-цинковые. Особенно разнообразен состав минералов в скарнах и значительны по ширине зоны контактowych изменений пород, когда интрузия изверженных пород внедрена в известняки или доломиты. В контактовой зоне появляются тогда многие кальциевые и магнезиальные минералы, нигде кроме этих зон не встречающиеся. Они представляют интересные минералогические объекты, а иногда имеют и практическое значение.

Огромное множество минеральных скоплений и месторождений полезных ископаемых связано с формированием гранитных тел. Их становление, как уже выше было показано, является чрезвычайно длительным и сложным процессом. В нем выделяются две фазы: сначала образование гранитного магматического расплава, а затем длительный процесс его кристаллизации и застывания.

Гранитный расплав, заключенный среди вмещающих его осадочных, изверженных и метаморфических пород, представляет собой как бы гигантский котел, в котором оказались переплавленными и перемешанными самые различные компоненты. В число их входят и основная магма, которая проникла из глубоких недр мантии и подверглась последовательному длительному преобразованию в итоге процесса дифференциации и поглощения вмещающих пород, различные составные части вмещающих пород — осадочных (песчаников, глинистых сланцев, известняков) и изверженных (более древние лавы, туфы, интрузивные тела и т. д.). В гранитном расплаве при температуре порядка  $1000^\circ$  и более и очень высоком давлении господствуют физико-химические условия силикатных расплавов, в какой-то степени близкие к тем, которые характерны для металлургических печей, но во многом отличающиеся вследствие необыкновенной грандиозности природных процессов. Ведь объем расплава достигает здесь десятков, а иногда и сотен кубических километров.

Основой магматического расплава является силикатное вещество, в котором содержатся все химические элементы, участвующие в строении

минералов осадочных, изверженных, вулканических и метаморфических пород, из которых возникла магма. В его составе присутствуют как трудно летучие компоненты: Si, Al, Ca, Mg, Fe, Mn, примеси Cu, Zn, Pb, Au и еще более редкие элементы, так и легко летучие: O, H, S, CO<sub>2</sub>, сернистые соединения (SO<sub>3</sub> и др.), галоиды (Cl, F, Br и P).

В этом расплаве возникают в глубине горячие пары, которые пронизывают его насквозь и проникают во вмещающую оболочку. В их состав обычно входят водяной пар, углекислота, галоиды. Они обладают высокой температурой и большой химической энергией. В окружающих породах эти пары вызывают метасоматоз и, как известно, в определенных условиях могут привести к плавлению метаморфизованных пород, вследствие чего увеличивается общий объем гранитного расплава.

Вместе с тем в расплаве господствуют законы геохимии. Различные химические элементы, участвующие в его строении, связываются между собой в зависимости от свойств их ионов. Происходит естественное разделение элементов на определенные группы, обусловленные этими связями, «родством» элементов.

Сколько времени может существовать такой гранитный расплав — мы в точности не знаем. Это, конечно, зависит от того, как быстро он теряет тепло, как глубоко он находится от поверхности и насколько велик его объем. Вероятно, большие и гигантские гранитные массивы, обладающие огромной массой расплава, способны существовать в расплавленном состоянии, постепенно охлаждаясь, не только сотни тысяч, но, может быть, и миллионы лет.

Теряя тепло, охлаждаясь, расплав начинает кристаллизоваться. Сначала кристаллизуются периферические, поверхностные его части, потом более глубокие. Поверхностные его части вскоре разбиваются трещинами, и в трещины внедряются из глубины порции расплава, которые быстро затем кристаллизуются и образуют жильные тела, соответствующие по составу расплаву, сохранившемуся на глубине. Иногда этот более глубокий расплав приходит в движение, прорывает и разламывает сковывающую его кристаллическую оболочку и внедряется во вмещающие породы, проникая достаточно далеко кверху и образуя совершенно самостоятельные крупные тела (дополнительные интрузии, по В. С. Коптеву-Дворникову). В других случаях появляется целая группа небольших внедрений — малые интрузии. Вследствие дифференциации магмы состав этих тел может быть очень разным. Известны целые серии одновозрастных мелких интрузий, в которых присутствуют габбро, диориты и разные по составу граниты.

Наиболее летучие и легкоплавкие компоненты магматического расплава при длительном процессе застывания и кристаллизации дольше всего сохраняются в остаточном расплаве, который насыщен водой и такими летучими компонентами, как хлор, фтор, бор, углекислота. Этот расплав, богатый летучими и потому очень подвижный, уже в самом конце процесса кристаллизации гранитного массива внедряется в виде неправильных по форме тел в его кровлю, образуя своеобразные жилы пегматитов с огромными кристаллами слюд, полевого шпата и многими редкими минералами.

Вместе с тем еще в более раннюю фазу начала кристаллизации магматического расплава в нем отделяются продукты дистилляции — сквозьмагматические растворы, состоящие из паров воды, нагретых выше критической температуры. Вода вообще содержится в значительном количестве в расплавленной магме, как в основной, так и в кислой. Количество воды, растворенной в расплаве, тем больше, чем выше давление.

По данным Н. И. Хитарова, в магматическом расплаве при температуре 1000° и давлении 2000 атм. может содержаться до 3,4 вес. % воды, а при 1000 атм количество растворенной воды снижается до 2,4%. Следовательно, при таком изменении давления из 1 км<sup>3</sup> расплава может

выделяться несколько десятков миллионов тонн водяного пара, способного растворять при высоких температурах большое количество силикатов и других составных частей расплава. Летучие парообразные водные растворы, или флюиды, переносят растворенные ими вещества из магматического расплава в зону контакта расплава и вмещающих пород и по трещинам — во вмещающие породы.

Взаимодействие флюида с вмещающими породами приводит к образованию скарнов в зоне контакта. Помимо скарнов, горячие выделения, состоящие из водяного пара, насыщенного легколетучими компонентами магмы, формируют грейзены. Это отложенные горячими парами породы, состоящие из кварца и белой слюды (мусковита) с присутствием

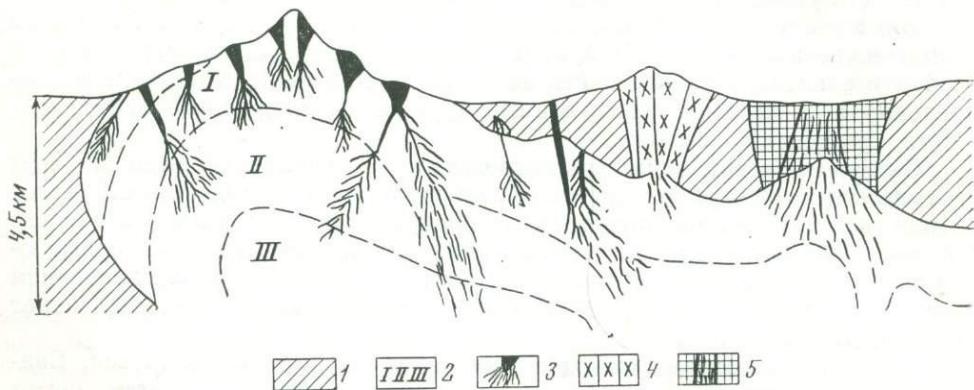


Рис. 25. Обобщенная схема строения гранитного интрузивного массива Акчатау в Казахстане и расположение в нем рудных жил и грейзенов. По Г. Н. Щербе, Г. М. Лаумулину и Н. П. Сенчилло (1972) с упрощением

I, II, III — зоны последовательной кристаллизации массива от поверхности к глубине;

1 — вмещающие осадочные и вулканогенные породы палеозоя;  
2 — граниты;

3 — рудные жилы и грейзены;

4 — жерловая фация;

5 — зона концентрации штокверкового оруденения в кровле массива

турмалина, топаза, флюорита, альбита, которые образуют тела в виде пластов или жил, иногда системы тонких прожилков над кровлей гранитных интрузий, чаще всего небольших по размеру (не батолитов), а также в верхней части самих интрузивных гранитов или гранит-порфиров. Грейзены возникают только в связи с самыми богатыми  $\text{SiO}_2$  интрузиями гранитов (алискитов) и нередко являются вместилищами многих рудных минералов. Наиболее важное значение в грейзенах имеют месторождения олова (кассiterита  $\text{SnO}_2$ ), вольфрама, молибдена, берилла, лития и других металлов.

Расположение рудных жил и грейзенов в большом интрузивном гранитном массиве орогенного этапа и строение самого массива в разрезе хорошо иллюстрируются на примере рудоносного гранитного массива Акчатау в Центральном Казахстане (рис. 25).

Горячие выделения и растворы проникают далее по системе трещин из магматического очага во вмещающие его породы. Водяной пар, нагретый до температуры выше критической и насыщенный компонентами магмы, в первую очередь  $\text{SiO}_2$  и летучими, постепенно охлаждается. Охлаждение уменьшает его растворяющую способность, и из него выделяются различные минералы, заполняющие пустоты трещин и образующие жильные тела. Так возникает целый комплекс гидротермальных жил, вещество которых отложилось из гидротерм — горячих водных растворов, по происхождению связанных с магмой. Жилы чаще всего состоят из

кварца, реже барита или карбонатов (кальцита, доломита, сидерита) и содержат более или менее значительное количество других минералов, составные части которых вынесены горячими растворами из магмы и отложены вместе с кварцем. Нередко гидротермальные жилы несут богатое оруденение, т. е. содержат скопления разных рудных минералов, достаточные для промышленного их использования.

Наиболее распространены высокотемпературные гидротермальные кварцевые жилы с минералами вольфрама и молибдена, а также с рудным золотом. Более низкотемпературными являются жилы с минералами ртути (киновари) и сурьмы (сурьмяный блеск). Гидротермальные жилы и другие тела нередко состоят из сульфидных минералов — барита, сульфидов меди, свинца, цинка, образуя более или менее значительные месторождения этих металлов.

Как видно, в ходе длительного процесса образования и кристаллизации гранитного расплава и всей гаммы сопровождающих его явлений происходит сложное химическое перераспределение элементов, рассеянных в магматическом расплаве, независимо от того, откуда эти элементы в него попали, из глубины мантии или за счет метасоматоза и плавления осадочных пород.

Одни элементы остаются в кристаллизующейся магматической породе, другие концентрируются в зоне контакта с вмещающими породами, третий связываются с наиболее подвижными и летучими компонентами и уходят за пределы кристаллизующегося массива вместе с горячими флюидами, парами и растворами, заполняя затем жилы разного состава.

В общем происходит интереснейшее геохимическое явление: отдельные элементы, очень рассеянные в земной коре и также содержащиеся в ничтожно малом количестве в самом магматическом расплаве, в процессе кристаллизации магмы и отделения от нее летучих компонентов образуют скопления с необычно высокой для них концентрацией. Именно это происходит в грейзенах, скарнах, пегматитовых телах, а также и гидротермальных рудных жилах.

## ДВА ГЛАВНЫХ ТИПА ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ОБЛАСТЕЙ И ИХ РОЛЬ В СОЗДАНИИ ГРАНИТНО- МЕТАМОРФИЧЕСКОГО СЛОЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Формирование геосинклинальных областей сопровождается, как видно, процессами складчатости, интенсивными проявлениями вулканизма, внедрением целого комплекса интрузивных тел разного состава, а также метасоматозом осадочных толщ и их метаморфизацией. Все эти процессы охватывают не только сами геосинклинальные троги и заполняющие их осадочно-вулканические толщи, но распространяются далеко за пределы трогов в соседние срединные массивы и геантаклинальные поднятия. Они связаны с теми зонами глубинных разломов, которые служат путями проникновения из глубины магмы и сопровождающих ее горячих выделений. В итоге формирования и кристаллизации больших гранитных батолитов в орогенном этапе возникают, кроме того, большие гранитные тела. Все это приводит к значительным преобразованиям земной коры всей геосинклинальной области. Осадочные и вулканические отложения подвергаются перекристаллизации и уплотнению, значительный объем среди них занимают изверженные массивы.

В общем уплотнении вещества геосинклинальной области и выражается образование гранитно-метаморфического слоя земной коры, который является, таким образом, результатом геосинклинального процесса и сопровождающих его явлений. Среди геосинклинальных областей отчетливо

выделяются два главных типа, различающиеся по их роли в создании гранитно-метаморфического слоя.

К первому относятся геосинклинальные области, в которых системы трогов заложились на океанической земной коре, т. е. на базальтовом слое коры, прикрытом небольшим покровом осадочных вулканических пород. Начальные этапы развития этих областей происходили в условиях систем впадин (трогов), ограниченных разломами, и поднятий на дне океана. В рельефе они были выражены подводными грядами и рядами островов, разделенными глубокими впадинами и узкими желобами.

Ко второму типу относятся геосинклинальные области, в которых системы трогов были заложены в условиях материковой земной коры. Здесь образовались глубокие, но узкие впадины, залипые морем, и большие, более мелкие впадины на месте срединных массивов, разделенных грядами островов и растущих горных хребтов. Системы разломов раздробили здесь земную кору на блоки, которые в отдельных местах могли быть широко раздвинуты. В результате на дне трогов вдоль разломов выступали прикрыты морем участки базальтового слоя земной коры и даже блоки ультраосновных пород верхнейmantии.

Таким образом, в обоих типах геосинклинальных областей начальные этапы развития трогов происходили в условиях проникновения из мантии глубинного вещества и были в основных чертах сходными. Шли процессы начального диабазового вулканизма, внедрения одинаковых основных и ультраосновных пород. В дальнейшем в трогах накапливались осадочные и вулканические толщи, подвергавшиеся складчатости. В них внедрялись интрузии изверженных пород: сначала основные, потом средние по составу — диоритовые, и затем гранодиоритовые. Вулканические процессы с основным базальтовым вулканизмом начальной стадии сменились преобладанием андезитового вулканизма (среднего состава), характерного для зрелой стадии, которую А. В. Пейве так и называет андезитовой стадией.

Однако развитие этих процессов протекало в двух разных типах областей несколько по-разному. В тех, которые были заложены на земной коре дна океанов, шло очень длительное накопление отложений, их складчатость и метаморфизация приводили к постепенному формированию гранитно-метаморфического слоя земной коры. В других областях этот процесс протекал уже на базе ранее возникшего гранитно-метаморфического слоя. Его участки, блоки и раздробленные массивы вовлекались в геосинклинальный процесс, подвергались повторному метаморфизму, метасоматозу, переплавлению. В этих условиях происходило значительно быстрее преобразование вещества земной коры, что вело к утолщению ранее созданной материковой коры, и весь геосинклинальный процесс осуществлялся в относительно более короткий срок.

Такое различие, понятно, и объясняется тем, что в первом случае образование материкового слоя земной коры шло без наличия готового материала, а во втором такой гранитизированный материал уже был и вовлекался в процесс.

По-видимому, во всех случаях особенно мощный гранитно-метаморфический слой материковой коры создавался путем неоднократного повторения процессов геосинклинального развития с вовлечением в процессы метаморфизма и гранитизации ранее возникших участков и блоков гранитно-метаморфического слоя.

Таким образом, два типа геосинклинальных областей существенно отличались историей своего развития, хотя она была в общих чертах сходной по стадиям и этапам. Ниже эти различия показаны на конкретном материале развития геосинклинальных областей разных складчатых поясов.

Системы геосинклинальных прогибов областей обоих типов являются теми зонами глубокого разламывания земной коры, которые уходят свои-

ми корнями в недра мантии. О глубине проникновения этих разломов мы судим по изверженным породам, которые питались магмой из слоя астеносферы, расположенного в мантии на глубине порядка 50—200 км. Системы геосинклинальных прогибов и обуславливающие их разломы являются, следовательно, путями проникновения к поверхности этой магмы. Это как бы гигантские рубцы в земной коре, которые открывают путь для проникновения на поверхность глубинного вещества. Геосинклинальный процесс, таким образом, является лишь процессом заливания этих рубцов — как бы сварки их в гигантском масштабе. Вместе с тем этот процесс приводит, как видно, к коренному преобразованию земной коры. При длительном и особенно повторном проявлении его создавался гранитно-метаморфический слой — главная составная часть земной коры материков.

Возникновение гранитно-метаморфического слоя при этом происходило не сразу. Сначала он зарождался на отдельных участках, грядах поднятий и островов, которые росли вдоль разломов со дна моря. Между ними сохранялись полосы и участки дна с океанической корой, а в целом она имела как бы переходное строение. Лишь постепенно, в процессе развития объем гранитно-метаморфического слоя возрастал и он охватывал все большую площадь.

## Глава V

---

### СТРОЕНИЕ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

#### ГЛАВНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ СТРУКТУРЫ

Ознакомление с основными чертами тектоники материков и той ролью, которую играют в их строении древние платформы, позволяет перейти к более углубленному рассмотрению древних платформ и истории их формирования.

В настоящее время более или менее изучено строение фундамента лишь некоторых платформ, и то в основном в пределах щитов: лучше всего — Балтийского и Украинского Восточно-Европейской платформы, в меньшей мере — Канадского Северо-Американской, Алданского и Ана-барского щитов Сибирской платформы. Известно строение фундамента щитов древних платформ в Африке, Индии, Австралии, слабо исследовано оно в Южной Америке и на других платформах.

Имеющиеся данные позволяют считать, что в строении фундамента всех платформ есть сходные черты. Несомненно, изучение фундаментов платформ в ближайшее время будет все более привлекать к себе внимание в связи с тем, что их метаморфические толщи заключают важнейшие полезные ископаемые: месторождения богатых железных руд, золота, цветных металлов, урана, слюд и многие другие.

Фундамент платформ образовался в итоге длительного развития, в котором важнейшую роль играли процессы накопления осадочных и вулканических толщ, складчатости, метаморфизма. Иногда шло многократное формирование комплексов разнообразных интрузивных пород.

Как показывают данные наиболее хорошо изученных платформ, фундамент их сложен из двух главных частей: крупных блоков или массивов, состоящих из архейских вулканических осадочных и изверженных пород, подвергшихся метаморфизму, и из разделяющих эти массивы более молодых складчатых систем. Последние вытянуты в виде полос между древними массивами и сложены из метаморфизованных пород, образующих складчатые структуры вдоль общего простирания полос, нарушенных сбросами и другими разломами, прорванные основными, ультраосновными и кислыми изверженными породами. Гранитоиды образуют иногда огромные массивы. По возрасту все эти осадочные и вулканические толщи и интрузии относятся чаще всего к нижнему, реже — к среднему протерозою.

## СТРОЕНИЕ АРХЕЙСКИХ МАССИВОВ

При детальном изучении метаморфических пород, слагающих архейские массивы, в строении последних были выделены два различных по возрасту и строению комплекса. Древнейший из них относится, вероятно, к раннему архею, более молодой — к позднему архею. Древнейший комплекс обычно состоит из гнейсов основного состава. Чаще всего это — амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы и амфиболиты, иногда с пачками железистых пород, обогащенных магнетитом или гематитом и метаморфизованными диабазами, т. е. вулканическими излияниями. Возраст этих пород — до 3800 млн. лет. Примеров древнейших комплексов много. По происхождению они являются осадочно-вулканическими толщами, накопившимися на дне моря или океана и затем превращенными в гнейсы и прочие метаморфические породы. Одни толщи представляют собой лавы и туфы основного состава, другие — чередование осадочных и вулканических пород, своеобразные железистые и железо-кремнистые илы, превратившиеся после метаморфизма в так называемые джеспилиты (железокремнистые метаморфические породы). По происхождению джеспилиты тоже связаны с подводной деятельностью вулканов. Хорошо известны комплексы пород такого рода в Приднепровском массиве Украины (конско-верховцевская серия), на Алданском щите Сибирской платформы (иенгрская, чарская и другие серии), на Канадском щите (серия Куэтин), в Австралии (на щите Калгурли), на Южно-Африканской платформе (себаквайская и булавайская серии) и на многих других щитах.

В отдельных местах древнейшие породы основного состава представлены пироксен-плагиоклазовыми кристаллическими сланцами и гнейсами (т. е. гранулитами), сопровождаемыми небольшими телами габброидов и ультраосновных пород. Амфиболовых гнейсов здесь нет. Вероятно, исходными для них, так же как и для амфиболовых гнейсов, были основные вулканические породы и туфы, чередующиеся с осадочными толщами. Отличие в том, что пироксен-плагиоклазовые породы подверглись метаморфизму в условиях гранулитовой фации, т. е. на значительной глубине, а амфиболовые гнейсы и амфиболиты образовались на меньшей глубине при метаморфизме в амфиболитовой фации. Некоторые исследователи считают, что гранулиты — пироксен-плагиоклазовые гнейсы и сопровождающие их основные изверженные породы представляют собой выступы или части того базальтового слоя земной коры, который выявляется при геофизических исследованиях.

Второй комплекс, участвующий в строении архейских массивов, составляют более или менее мощные гнейсы, распадающиеся иногда на многие серии несколько различного состава. Например, алданский комплекс, слагающий Алданский щит Сибирской платформы, и беломорский, слагающий Беломорский массив Балтийского щита Восточно-Европейской платформы, достигают мощности от 8000—10 000 м. Они состоят преимущественно из амфиболовых, двуслюдянных, биотитовых гнейсов с пачками амфиболитов и мраморов. Присутствуют в них толщи, содержащие различные глиноземистые гнейсы и кристаллические сланцы с минералами, обогащенными  $Al_2O_3$ , — силлиманитом, кордиеритом, ставролитом. Обычно эти комплексы отличаются ясной последовательностью напластования и образуют выдержаные толщи и свиты.

Подобные комплексы, известные и на других древних платформах, представляют, видимо, морские отложения, чередующиеся с пачками вулканических пород, подвергшихся затем глубокой метаморфизации. Они накопились в условиях медленно прогибавшихся впадин на дне моря, которые заполнялись песчано-глинистыми отложениями: последние приносились в бассейн с соседней суши и образовались за счет ее размыва и значительной сортировки водой этого материала.

По возрасту, который обычно трудно определить из-за более позднего метаморфизма этих комплексов, они, вероятно, относятся к позднему архею — от 3000 до 2600 млн. лет.

Как полагают многие исследователи, комплексы гнейсов этого рода возникли в условиях своеобразных обширных и мало расчлененных прогибов. После осадконакопления они подверглись складчатости, а затем глубокому метаморфизму амфиболитовой фации. Их сопровождают одновозрастные интрузивные тела чаще всего основного состава: габбро, габро-лабрадориты и аортозиты, а также ультраосновные внедрения (перидотиты). Породы данного комплекса часто подвергались затем очень сложным деформациям в связи с последующей более поздней гранитизацией и образованием мигматитов (мигматизацией). В некоторых случаях установлено формирование в них крупных куполовидных структур, как обычно думают, связанных с условиями пластичного или даже текучего состояния, в котором находились эти породы в относительно глубоких частях земной коры, когда происходили процессы мигматизации, гранитизации. Структурные формы этого рода носят наименование гранито-гнейсовых куполов. В их образовании еще много неясного, но они выделены сейчас на многих щитах платформ: на Украине (в пределах Приднепровского массива), на Алданском щите Сибирской платформы, в Южной Африке, на Гвианском щите и в других районах.

Многие архейские массивы подверглись на относительно широкой площади поздним процессам повторного метаморфизма и гранитизации, как говорят, «наложенным» на более древние породы. Эти явления сопровождаются образованием на больших площадях мигматитов и гранитов, которые нарушают строение более древних пород и просто замещают их значительные участки. Нередко от изначальных архейских пород сохраняются лишь отдельные участки — реликты (остатки) или даже ксенолиты (небольшие глыбы и куски). Чаще всего вторичные, наложенные, процессы в пределах архейских массивов происходили, как показывают радиометрические определения возраста минералов и пород, в конце нижнего или в среднем протерозое, т. е. одновременно с процессами гранитизации и метаморфизма в соседних нижне- и среднепротерозойских складчатых областях в позднем протерозое. Эти явления сопровождались в некоторых случаях внедрением крупных разнообразных по составу и сложных по строению более молодых интрузивных тел гранитов, габбролабрадоритов и других пород, образующих как бы расслоенные массивы (Коростеньский интрузивный комплекс Украины и др.).

Такие подвергшиеся позднейшей гранитизации и метаморфизму архейские массивы известны на многих платформах. На Восточно-Европейской они представлены крупным Кировоград-Житомирским массивом Украины и Приазовским массивом близ берега Азовского моря. В последнем, в отличие от других, присутствуют своеобразные по составу гранитные интрузии со значительным содержанием щелочей, что выражается в присутствии в них минерала нефелина. Эти щелочные граниты получили название мариуполитов. Такие же большие гнейсовые массивы архейского возраста, подвергшиеся протерозойской гранитизации, известны на Канадском щите (массив в бассейне реки Черчилл), на Северо-Африканской платформе, на юге Индостанской и на многих других щитах древних платформ.

Архейские массивы и части их, подвергшиеся более поздним процессам гранитизации и метаморфизма, образуют крупные по площади участки, как бы остовы древних платформ. К числу массивов-остовов относятся: юго-западный угол Восточно-Европейской платформы, фундамент Воронежской антеклизы и часть Украины, большой Беломорский массив в ее центральной и северо-западной частях; восточная половина Сибирской платформы; южная и юго-восточная части Канадского щита (так называемый массив Верхнего озера) и второй массив Слейв на северо-западе

Канады; очень крупная по площади часть Северо-Африканской платформы; занимающая Центральную Африку и, возможно, фундамент Сахары Южно-Африканская платформа; вероятно, Австралийская платформа и многие другие части древних платформ. Таким образом, по общей площади архейские массивы в составе всех древних платформ занимают, видимо, более 70—75%.

## ПРОТЕРОЗОЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Как уже упомянуто, архейские массивы фундамента платформ разделены и окаймлены полосами складчатых протерозойских пород, образующих относительно узкие складчатые системы и слагающие иногда более широкие области.

В настоящее время такие области и системы выявлены еще не на всех платформах. На многих они пока не обнаружены, например неизвестны на Сибирской. Однако это может быть связано с недостаточной изученностью фундамента платформ под осадочным чехлом.

В составе фундамента Восточно-Европейской платформы на Балтийском щите выявлены четыре протерозойские складчатые области: Кольская, Карельская, Свекофенская и Дальсландская. Кроме того, под чехлом платформы в пределах Русской плиты намечается, по геофизическим данным, целая система складчатых полос.

Лучше других изучены складчатые области Балтийского щита. Кольская и Карельская области разделены Беломорским архейским массивом. Первая из них состоит из двух полос складчатых и метаморфизованных отложений нижнего протерозоя, вытянутых вдоль Кольского полуострова с северо-запада на юго-восток. Эти полосы разделены Кольским архейским массивом и ограничены с севера Мурманским.

В строении каждой из полос участвуют породы, получившие название карелия. Это различные гнейсы — гранато-биотитовые, амфиболовые и амфиболиты; присутствуют здесь и богатые глиноземом кристаллические сланцы (свита Кейв). Все они прорваны интрузиями основных пород (габброидов) и гранитами. По происхождению это вулканические и осадочные толщи, формировавшиеся в условиях дна моря, где происходили интенсивные процессы подводных вулканических изливаний. Они смяты в очень крутые складки и заполняют узкие длинные прогибы — синклиниории.

Возраст пород нижнего этажа оценивается в интервале 2300—1800 млн. лет, прорывающих их интрузий — 1800—1750 млн. лет.

Сходное во многом строение и одинаковый возраст имеют складчатые структуры Карельской системы. Здесь только нет четко выраженных единичных полос этих складчатых образований, а имеется целый ряд более или менее широких и коротких участков отдельных отрезков. В структурном отношении они представляют складчатые структуры, часто синклиниории, постоянно ограниченные разломами; группируются в виде четырех-пяти зон, вытянутых с северо-запада на юго-восток, пересекающих всю Карелию, соседнюю часть Финляндии и уходящих на севере в пределы Швеции. Складчатые структуры сложены метаморфизованными вулканогенно-осадочными породами нижнего карельского комплекса, в составе которого иногда присутствуют горизонты пород с прослойями железных руд, и сопровождаются интрузиями габброидов и гранитов. Комплекс нижнего этажа карелия — одного возраста с аналогичными толщами Кольского полуострова. Комплекс верхнего этажа здесь слабее выражен и представлен толщей песчаников и конгломератов, а также диабазовых изливаний сариолийской серии. Мощность ее много меньше (до 1500 м), чем в сходных образованиях Кольского полуострова, и распространена она не так широко.

Состав вулканогенно-осадочных толщ, наличие двух различных по составу и залеганию комплексов, образующих два этажа,— признаки, очень типичные для геосинклинальных складчатых областей, широко распространенных в пределах молодых складчатых поясов.

Здесь отметим только, что нижне- и среднепротерозойские складчатые образования Кольского полуострова и Карелии имеют черты, которые позволяют их также отнести к геосинклинальным складчатым областям. Особенно обращает на себя внимание наличие двух этажей. По-видимому, образование осадочно-вулканогенного комплекса нижнего этажа проходило в обоих случаях в относительно узких геосинклинальных прогибах. Наблюдаемые сейчас синклиниории, заполненные этими отложениями, представляют собой остатки ранее более широких прогибов.

Таким образом, на примере Кольской и Карельской складчатых областей мы встречаемся с самыми древними настоящими геосинклинальными областями. Им присущи магматизм, вулканические излияния и гранитоидные интрузии.

Продолжением к юго-востоку системы складчатых прогибов Кольской и Карельской областей служат, по-видимому, выявленные на основе геофизических исследований и материалов бурения, системы прогибов под чехлом Восточно-Европейской платформы в пределах восточной и центральной частей Русской плиты. Они образуют здесь изогнутую в виде огромной дуги и разветвляющуюся систему прогибов. По возрасту толщи, заполняющие эти прогибы, соответствуют нижнекарельскому. Толщи, соответствующие ятулию Карелии, здесь, видимо, также присутствуют.

Южнее, в пределах Воронежского выступа фундамента платформы и Украинского щита, протягиваются с севера на юг ряд осложненных складками прогибов нижнепротерозойского возраста. С ними связаны известные месторождения железных руд (Курская магнитная аномалия, Криевой Рог). Они разделены архейскими массивами (рис. 26).

Существенно отличается по составу и строению Свекофенская складчатая область. Она занимает площадь значительной части Швеции и Финляндии и прослеживается, по геофизическим данным, под чехлом осадочного покрова под Балтийским морем, в Латвии и Эстонии. От Карельской области она отделена зоной глубоких разломов и отчасти (на одном участке) Карельско-Финляндским архейским массивом.

Свекофенская складчатая область состоит из нескольких сильно изгибающихся в плане полос, сложенных различными и по-разному метаморфизованными породами. Эти полосы, начинаясь в Швеции, пересекают Ботнический залив и продолжаются в Финляндии.

В строении их преобладают мелкозернистые кварц-полевошпатовые гнейсы, называемые лептитами, которые образовались за счет кислых продуктов вулканических излияний (т. е. из лав и туфов типа липаритов, дацитов и т. п.) и частично из осадочных отложений — глин. Местами включены основные вулканические породы, изредка — мраморы и железорудные прослои.

Между полосами этих складчатых глубоко метаморфизованных толщ в петлях образуемых ими дуг располагаются огромные гранитные массивы, крупнейшим из которых является Центрально-Финляндский, овальной формы, до 250 км в поперечнике. Граниты формируют две генерации: раннюю и позднюю. Первая имеет возраст около 1880 млн. лет, вторая — 1800—1730 млн. лет. По составу осадочно-вулканических комплексов и строению Свекофенская область меньше похожа на типичные геосинклинальные области. Орогенный комплекс (второго этажа) в ней развит слабо, присутствует лишь местами и представлен песчаниками и конгломератами, но встречается очень редко. В то же время по возрасту она очень близка к Карельской и Кольской и также относится к раннепротерозойским складчатым областям.

На севере Швеции, в округе Кируна, а также в Западной Швеции и Южной Норвегии нижне- и среднепротерозойские складчатые области подверглись позднейшей гранитизации и метаморфизму в среднем и в начале позднего протерозоя. Согласно радиометрическим определениям, эти процессы протекали от 1725 до 1540 млн. лет назад. Они сопровождались внедрением крупных тел гранитов и местами вулканическими кислыми лавовыми излияниями, примером которых являются порфиры Кируны, содержащие крупные залежи богатых железных руд. Поздняя гранитизация, сопровождаемая излиянием кислых порфировых лав, примерно в то же время — 1750—1500 млн. лет назад — охватила Готский массив в Южной Швеции. Еще более поздний метаморфизм и гранитизация отмечены в Юго-Западной Швеции, западнее озера Венери, и в южной части Норвегии (округ Телемарк). Здесь складчатые породы Дальсланд и Телемарк, видимо, нижнепротерозойского возраста, были охвачены метаморфизмом около 1000 млн. лет назад (середина позднего протерозоя) и проплавлены гранитами такого же возраста (гранит Бохус в Швеции). Метаморфизм и гранитизация части фундамента платформы в Белоруссии происходили 1400—1300 млн. лет назад.

На Северо-Американской платформе нижне- и среднепротерозойский комплекс носит наименование Гуронского и представлен сериями пород, заполняющих относительно узкие, но глубокие впадины типа геосинклинальных прогибов, подвергшиеся складчатости и метаморфизму в эпоху гудзонской складчатости — 1850—1750 млн. лет назад (в среднем протерозое). Они протягиваются от озера Верхнего к северо-востоку, а затем резко отклоняются к северо-западу, следуя через полуостров Лабрадор; другая полоса складчатых гуронских пород идет вдоль восточного берега Большого Невольничего озера в северо-восточном направлении. Наконец, третья полоса расположена у берегов Большого Медвежьего озера в Северо-Западной Канаде. Между этими полосами большое пространство занято архейским массивом, который подвергся повторной гранитизации и метаморфизму в эпоху гудзонской складчатости.

На западе Северо-Африканской платформы к числу нижне- и среднепротерозойских областей относится Биримская, вытянутая полосой от побережья Гвинейского залива на участке от Того, Верхней Вольты, Ганы, Гвинеи до Сьерра-Леоне в северном направлении и скрывающаяся затем под осадочным чехлом. Возможно, северное продолжение ее находится в пределах Регибатского щита (Западная Сахара). Возраст гранитов, прорывающих Биримскую систему, 1850—1650 млн. лет. Биримский метаморфический комплекс по составу сходен с Карельским, а песчаники Тарквия, образующие наложенные впадины, вероятно, могут быть сопоставлены с орогенным комплексом.

Довольно широко распространены нижне- и среднепротерозойские складчатые области в пределах Индостанской платформы. На юге Индии выделяют обычно три разновозрастные складчатые системы: Дарварскую, Восточных Гат и Сатпурскую.

Дарварская область состоит из ряда широких и узких синклиниориев, вытянутых с севера на юг в пределах штата Майсор. Они заполнены серией терригенных и вулканогенных пород основного состава с железорудными горизонтами, превращенных в кристаллические сланцы и гнейсы. Возраст пород 2450—2200 млн. лет, т. е. они относятся к нижнему протерозою. Полосы этих пород разделены архейскими так называемыми гнейсами полуострова, образующими небольшие срединные массивы между ними. Породы подверглись гранитизации и метаморфизму с возрастом 2300 млн. лет. Как видно, эта складчатая система является более древней, чем Карельская, но все же нижнепротерозойской.

Время проявления складчатости области Восточных Гат на юго-востоке Индии оценивается по радиометрическому возрасту прорывающих интрузий в интервале от 1585 до 1150 млн. лет.

Третья система, расположенная севернее,— Сатшурская — еще моложе: ее складчатость датируется 1000—900 млн. лет. Однако скорее они представляют собой ветви единой области, разделенные гнейсовым архейским массивом, и имеют возраст, близкий к возрасту карелид. В обеих ветвях выделяются два геосинклинальных складчатых комплекса — главный и орогенный. Для Восточно-Гатской ветви этой области имеются многочисленные определения возраста гранитов и других пород, подтверждающие, что ее складчатость и последние интрузии не моложе 1500 млн. лет. Что же касается Сатшурской, то она состоит из складчатых структур, сложенных мощными сериями кристаллических сланцев, амфиболитов, мраморов, которые сопровождаются интрузиями гранитов и пегматитовыми жилами с промышенными месторождениями мусковита и многими редкими минералами. Эти жилы по определению содержащихся в них минералов — позднепротерозойские и образовались 980—900 млн. лет назад.

Вся область местами перекрыта участками платформенных отложений виндийской и кутапахской серий, возраст которых не моложе 1500—1400 млн. лет. Следовательно, подстилающие их породы древнее, чем поздний протерозой. Пегматитовые жилы, очевидно, более молодые, чем сама складчатая область.

На Китайской платформе к нижне- и среднепротерозойским областям относится система Утай-Хуто, по возрасту близкая к Карельской и характеризующаяся присутствием обоих геосинклинальных комплексов — главного (Утай) и орогенного (Хуто).

На Сибирской платформе хорошо выраженных складчатых систем нижнего и среднего протерозоя не установлено. В Австралии и Южной Америке самостоятельных нижне- и среднепротерозойских систем также не обнаружено.

Таким образом, насчитывается всего девять нижне- и среднепротерозойских складчатых областей. Они являются наиболее ранними областями, которые образовались за счет развития настоящих геосинклинальных систем. В этом отношении они представляют большой интерес. Их отличия друг от друга и от типичных более поздних геосинклинальных областей имеют частный характер.

## ПРОТОПЛАТФОРМЕННЫЙ ЧЕХОЛ НА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМАХ

На многих древних платформах поверх складчатого кристаллического основания сохранились участки, покрытые толщами песчаников, кварцитов, глинистых пород, доломитов и вулканических излияний, которые по условиям залегания похожи на платформенный чехол, но в то же время существенно отличаются от обычного чехла платформ. Эти толщи древнее настоящего осадочного чехла, покрывающего большие площади, имеют обычно нижнепротерозойский возраст. Они метаморфизованы, иногда до амфиболитовой фации и по этому признаку ближе к фундаменту платформ, чем к их чехлу. Правда, такой сильный метаморфизм проявляется не всегда, только в отдельных случаях (Кодаро-Удоканский район Сибирской платформы и др.). Эти толщи бывают смяты в складки и прорваны различными интрузиями, вплоть до гранитных. Ряд исследователей (А. М. Лейтес, М. С. Марков, Е. В. Павловский и др.) называют эти толщи протоплатформенным<sup>1</sup> чехлом.

По условиям залегания толщи протоплатформенного чехла образуют две формы. Они залегают или в узких трапенах, иногда сложно построен-

<sup>1</sup> Протоплатформенный — чехол, предшествующий настоящему чехлу платформ.

ных, или в более или менее крупных впадинах типа синклиналей значительного размера и довольно пологих, хотя местами осложненных нарушениями. И в том, и в другом случае они прорваны интрузиями изверженных пород, представляющими собой большие плоские массивы, в которых состав изверженных пород меняется, т. е. интрузия сильно дифференцирована — от габбро до диоритов и гранитов.

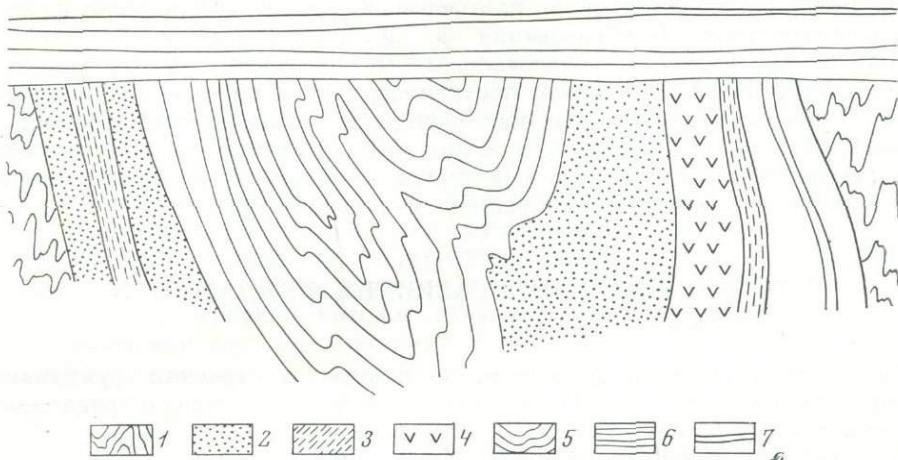


Рис. 26. Условия залегания отложений курской серии протерозоя в одной из синклиналей. Черниговское железорудное месторождение в Ново-Оскольском районе на Воронежском кристаллическом массиве Восточно-Европейской платформы. По данным А. К. Романщака (с упрощениями)

1 — гнейсы архея: Курская железорудная серия нижнего протерозоя;  
2 — метаморфические сланцы;  
3 — нижние горизонты железистых кварцитов;

4 — амфиболиты и сланцы;  
5 — нижние горизонты железистых кварцитов;  
6—7 — осадочный чехол платформы: юрские, меловые и четвертичные отложения

Наиболее типичными примерами участков протоплатформенного чехла являются следующие.

На Алданском щите Сибирской платформы в Кодаро-Удоканском районе (река Чара) протоплатформенный чехол залегает как в грабенах, так и в крупных впадинах. Сопровождается сложным по строению телом гранита. Возраст пород — 2500—1900 млн. лет (нижний протерозой).

На Балтийском щите Восточно-Европейской платформы протоплатформенный чехол представлен так называемым ятулийским комплексом<sup>1</sup>. Ятулий залегает в ряде синклиналей, разделенных участками поднятий (антеклиналей), иногда немного нарушенных мелкими складками. Он не очень сильно метаморфизован и не сопровождается интрузиями, кроме даек диабазов и габбро. Мощность толщи кварцитов, глинистых пород и доломитов ятулия достигает 600—1000 м. Возраст — 1800—1600 млн. лет (средний протерозой).

В конце времени их накопления образовались очень большие крупно-кристаллические гранитные массивы, называемые раппакиви (Выборгский и др.). Их возраст 1650—1610 млн. лет. На Кольском полуострове породы протоплатформенного чехла: песчаники, хлорит-серicitовые сланцы сходны с ятулием, но имеют еще большую мощность до 6000—8000 м.

<sup>1</sup> Ятулийский комплекс — мощная толща глинисто-песчаных пород среднего протерозоя.

На Канадском щите в пределах архейского массива Верхнего озера залегает очень сложный комплекс кварцитов и сланцев гурана (нижний и средний протерозой) до 2000 м мощности, прорванный дифференцированным интрузивным массивом Седбери (габбро, диориты, граниты), с которым связаны крупнейшие в Канаде месторождения медных и никелевых руд.

Песчаники протоплатформенного чехла известны в Гвиане, в пределах Южно-Американской древней платформы (Рорайма). Обширную площадь протоплатформенные образования слагают на поверхности Южно-Африканской платформы, в Трансваале. Здесь они достигают 13 000 м мощности, состоят из ряда серий песчаников, конгломератов, лав и доломитов. С ними связаны богатые месторождения золота Южной Африки. Их прорывает сложное Бушвельдское интрузивное тело, состоящее из габбро, щелочных пород и гранитов, к которым приурочены различные рудные месторождения, в том числе и урановые.

## ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Как показывают приведенные выше данные, в строении фундаментов древних платформ участвуют архейские массивы и нижне- и среднепротерозойские складчатые области.

Архейские массивы, слагая самые древние блоки, состоят из двух главных частей: массивов, или полос древнейших метаморфических пород, известных в пределах древних платформ и представленных гнейсами основного состава, и гранитогнейсовых пород, образующих сложно построенные, иногда очень мощные комплексы, подвергшиеся на больших пространствах процессам гранитизации. В соответствии с этим в истории формирования складчатого и метаморфизованного основания древних платформ можно выделить три крупных этапа. В первом происходило образование древнейших вулканических осадочных толщ раннего архея, во втором — возникновение гнейсогранитных архейских массивов и в третьем — развитие протерозойских складчатых областей. Последние вытянуты линейно и по многим особенностям строения могут быть отнесены к типу геосинклинальных. Первые два этапа по времени отвечают архею в целом, а третий соответствует раннему и среднему протерозою. С ним связано также образование на ряде массивов протоплатформенного чехла.

Время древнейшего этапа формирования пород, слагающих фундамент платформ, — 3600—3300 млн. лет (в отдельных случаях до 3800 млн. лет). Чаще всего эти породы образуют небольшие участки, фрагменты полос и складок, сохранившиеся на относительно ограниченных площадях. По происхождению это метаморфизованные вулканические породы. Они чередуются со слоями осадочных, которые отложились в условиях дна моря, покрывавшего поверхность земной коры, состоявшую из одного базальтового слоя. Океан уже тогда, вероятно, неравномерно покрывал земную поверхность. Отдельные ее части выступали над уровнем моря и подвергались размыву. Древнейшая земная кора, сложенная породами основного состава, была относительно тонкой, легко размывалась, пронизывалась трещинами. Через них проникала из глубины магма, которая обусловила интенсивную вулканическую деятельность. На огромных площадях происходило накопление лав, туфов, брекчий и других продуктов вулканизма как на морском дне, так и на участках, расположенных выше уровня моря. На суше вулканические породы подвергались размыву, происходило их разрушение, перенос водными потоками и переотложение на дне моря в виде слоев донных осадков, имевших близкий к вулканическим продуктам состав.

Можно полагать, что земная кора в раннем архее была достаточно однообразной в различных частях Земли. Именно поэтому мы находим чрезвычайно сходные черты строения древнейших архейских комплексов пород в фундаменте древних платформ разных материков. Примерами их являются упомянутые выше серии Кьюэтин Канады, кольская Балтийского щита, конско-верховцевская Украина, Калгурули Австралии, Кайяна Гвианы в Южной Америке, Себаквай и Булавай Южной Африки, ингрская и чарская в Сибири и др.

Все они представляют образования, сохранившиеся лишь в виде остатков вулканических толщ, которые покрывали древнейшую базальтовую земную кору. Вместе с породами, слагающими последнюю,— габбро, анортозитами, базальтами и другими — при последующих процессах формирования гранитно-метаморфического основания древних платформ и сопровождавших его явлений раздробления и перемещения отдельных блоков эти серии были включены в состав фундамента.

Второй этап начинается с середины архея, т. е. около 3000—2300 млн. лет назад, когда происходит процесс формирования участков земной коры, в строении которой главная роль принадлежит породам гранитогнейсового состава, и возникают самые древние части гранитно-метаморфического слоя коры. Возникновение этого процесса связано, по всей видимости, с тем, что началось разделение земной поверхности на участки, которые испытывали значительные поднятия и размывы, и области прогибания и погружения под уровень моря с накоплением в них мощных толщ осадочных отложений. Эти участки прогибания не являлись еще настоящими геосинклинальными прогибами, которые возникли только позднее, а представляли обширные удлиненные впадины, занимавшие очень большие пространства на месте будущих материков. В них накапливались довольно значительные толщи отложений и вулканических продуктов, мощность которых измеряется многими километрами (до 6—8 и более). Эти прогибы Е. В. Павловский назвал протогеосинклиналями, т. е. предшественниками геосинклиналей.

В них шло накопление продуктов, смывавшихся с суши и образовавшихся за счет разрушения вулканических толщ. Причем выветривание базальтов и близких к ним пород происходило не как сейчас, в кислородной среде, а в условиях атмосферы архея, лишенной или почти лишенной кислорода и состоявшей из азота и углекислого газа. Поэтому сильного окисления продуктов разрушения не происходило и настоящего химического выветривания не могло быть. В итоге во впадинах накапливался глинистый материал, несколько обогащенный глиноземом, и отлагались кремнистые и карбонатные хемогенные (химические по происхождению) осадки. После процессов уплотнения, а затем метаморфизма они превращались в гнейсы, часто содержащие кордиерит и силлimanит. Именно так Н. В. Фролова впервые объяснила образование обогащенных глиноземом толщ силлimanитовых и кордиеритовых гнейсов с прослойями мраморов и кварцитов на Сибирской платформе. Они возникли, как она установила, за счет размыва и переотложения продуктов разрушения вулканических пород.

Вероятно, к областям подобного же мощного осадконакопления, возникшим к середине архея и существовавших в течение значительного времени, в пределах Восточно-Европейской платформы относятся прогибы, где накапливались верхнеархейские толщи беломорской серии и близкие к ним по возрасту отложения. Эти прогибы были, очевидно, неглубокими, заполнялись осадками, которые в конце этой эпохи подверглись складчатости, метаморфизации и гранитизации и превратились в складчатые серии гнейсов и кристаллических сланцев беломорского комплекса.

Чрезвычайно характерным для архея является возникновение в областях распространения гнейсовых толщ особых гнейсовых и гнейсогра-

нитных куполов. Образование этого рода структур признается многими исследователями как одна из черт тектоники древнего докембрия. В пределах Восточно-Европейской платформы мы видим их в Приднепровском массиве Украины и на Беломорском массиве. В других массивах платформы они не выявлены из-за плохой их изученности под осадочным чехлом. Зато они хорошо известны в примерно одновозрастных образованиях Алданского щита Сибирской платформы, Южной Африки, Гвианы и на многих участках других древних платформ.

Купола имеют обычно овальную в плане форму, реже извилистые амебообразные очертания, достигая 50—80—100 км в поперечнике. Слагающие их гнейсовые толщи интенсивно складчаты по периферии купола и сводообразно залегают в его центре, где часто бывают замещены гранитоидным массивом.

Вероятно, при значительной мощности толщ, накопившихся в прогибе, и при наличии тонкой, подстилающей их первичной океанической коры нижние горизонты осадочной толщи подвергались сильному воздействию интенсивного теплового потока, шедшего из мантии. Верхние части осадочной толщи играли роль одеяла и способствовали накоплению тепла, переходу нижних слоев в пластичное состояние. В дальнейшем эти пластичные, способные течь массы под давлением неравномерной нагрузки или тектонических движений поднимались кверху или даже выжимались в вышележащие породы, образуя более или менее крупные гнейсовые и гнейсогранитные купола.

Древнейшие раннеархейские гнейсы и более молодые позднеархейские постепенно деформировались по краям куполов, между ними и сминались в складки. Затем шла кристаллизация гранитоидной магмы в куполах и их ядрах. В результате образовались жесткие гранитогнейсовые архейские массивы платформенного типа.

Процессы эти закончились в конце архея, около 2600—2500 млн. лет назад, что на Восточно-Европейской платформе соответствует эпохе беломорской складчатости.

С самого начала протерозоя на отдельных участках архейских массивов стали образовываться системы настоящих геосинклинальных прогибов, ограниченных разломами. Одни из них расчленили поверхность гранитно-метаморфический слой земной коры, и в них выступило базальтовое основание. Другие, например прогибы Свекофенской области Балтийского щита, располагались целиком на гранитно-метаморфическом основании.

Раннепротерозойские прогибы имели черты строения и развития, уже достаточно типичные для геосинклинальных прогибов. Характерно наличие в них очень полно развитого, главного геосинклинального комплекса и относительно слабо представленного, орогенного. В строении областей намечаются существенные различия. В пределах многих областей интенсивно проявились процессы гранитизации, которые охватили не только системы самих геосинклинальных прогибов, но и разделяющие их массивы. Иногда полностью гранитизировались архейские массивы. Например, в пределах Смоландского (Готского) гранитного массива Балтийского щита Южной Швеции гранитизация привела к исчезновению свекофенских комплексов, сохранившихся в неизменном виде только местами и заместившихся более молодыми готскими гранитами. Эти процессы сопровождались излиянием смоландских порфиров, которые подверглись метаморфизму в зонах контактов с гранитами. Позднейшая гранитизация отмечалась на Украине, в Становом хребте Сибирской платформы и в других местах.

В то же время в раннем и среднем протерозое на поверхности архейских массивов между системами геосинклинальных прогибов началось накопление древнейшего осадочного протоплатформенного чехла. Самыми ранними элементами такого чехла являются отложения, заполняющие

грабенообразные впадины. Примерами их являются системы впадин юга Сибирской платформы, а также впадины Тимискаминг на Канадском щите и др. Позднее накапливались толщи осадочного протоплатформенного чехла на отдельных массивах (удоканская серия Сибири, ятулий Карелии, трансваальская в Южной Африке), который был пронизан сложными по составу интрузивными комплексами и подвергся метаморфизму.

В то же время происходили и дальнейшие процессы метаморфизма и гранитизации отдельных частей фундамента древних платформ, приведшие в конечном итоге к превращению их в монолитные, устойчивые массивы, с образованием мощного гранитно-метаморфического слоя земной коры и его кратонизацией.

Как видно, первый из рассмотренных этапов в истории развития фундамента древних платформ является доисторическим по отношению к фундаменту платформы. Он связан с древнейшей эпохой начального развития земной коры в раннем архее, когда еще не было материевой земной коры, а существовала первичная меланократовая кора базальтоидного состава, близкая к современной океанической. В ее пределах, возможно, были какие-то обособленные и различающиеся по строению части, но не было материевых участков с гранитогнейсовым слоем и разделения коры на геосинклинальные и платформенные области.

Второй этап связан с позднеархейской эпохой накопления мощных осадочных толщ в обширных прогибах — протогеосинклиналях, их метаморфизацией и формированием гранитной магмы. Окончанием этого периода явилось образование самых ранних массивов, обладавших гранитно-метаморфическим слоем земной коры и имевших, таким образом, материевое строение.

Третий этап — протерозойский — характеризуется возникновением первых систем трогов геосинклинального типа, их развитием, процессами складчатости и гранитизации, появлением раннепротерозойских складчатых областей. В это же время образовались и древнейшие элементы осадочного протоплатформенного чехла, иногда залегающие в грабенообразных впадинах или ограниченные в своем распространении отдельными массивами.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ФУНДАМЕНТА ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Формирование фундамента древних платформ и их протоплатформенного чехла сопровождалось образованием многих важных месторождений полезных ископаемых. Одни из них по своему происхождению связаны с этапом накопления вулканогенно-осадочных толщ на дне древних архейских морей и протерозойских впадин, другие — с процессами вулканизма, третьи — с внедрением интрузий изверженных пород и смагматизмом, четвертые — с метаморфизмом.

Несомненно, главным полезным ископаемым фундамента платформ являются железные руды. Они образуют крупные промышленные месторождения, формировавшиеся вместе с вулканическими толщами в архее, в геосинклинальных прогибах раннего протерозоя, впадинах района Курской магнитной аномалии и Кривого Рога на Восточно-Европейской платформе. Богатые месторождения железных руд известны на Северо-Американской, Индостанской, Северо-Африканской, Австралийской и других платформах.

Важную роль играют также медно-никелевые месторождения (Печига, Монча и другие на Балтийском щите). С основными породами связаны титановые руды. Богатейшие месторождения золота и урана приурочены к конгломератово-песчаниковым толщам в составе протоплат-

форменного чехла ряда платформ. Особенно известны месторождения золота и урана в конгломератах серии Витватерсrand в Южной Африке, которые являются одним из самых крупных источников золота во всем мире и содержат, кроме того, урановую руду. Золотоносные конгломераты, богатые металлом, известны в гуронской серии в Канаде (близ озера Гурон). Есть такие же конгломераты в Бразилии (рудный район Жакобина) и Западной Африке.

Немаловажное значение имеют марганцевые месторождения, представленные обогащенными марганцем минералами в метаморфических комплексах (Индостанская платформа, район Сингбура).

Таким образом, фундаменты древних платформ, на больших площадях скрытые под осадочным чехлом, содержат залежи очень многих, при том важнейших полезных ископаемых и, несомненно, будут дальше изучаться с целью поисков месторождений, скрытых на глубине.

## Глава VI

### ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ И ФОРМИРОВАНИЕ ФУНДАМЕНТА МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

#### ОБРАЗОВАНИЕ РИФЕЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ МАЛЫХ И БОЛЬШИХ ПОЯСОВ

После возникновения гранитно-метаморфического фундамента древних платформ на пространстве между ними обособились обширные площади будущих складчатых поясов. Раннюю историю их мы еще очень мало знаем. Имеются данные в основном с позднего протерозоя (рифейской эры). Отдельные участки складчатых поясов позволяют судить об их несколько более ранних этапах — среднем или раннем протерозое, и почти ничего неизвестно об архейских.

Судя по строению Урало-Монгольского, Атлантического и Средиземноморского поясов, в них до рифейской эры располагались бассейны типа океанических, которые обладали дном, подобным дну современных океанов, а гранитогнейсовый слой земной коры материкового типа присутствовал, вероятно, только на отдельных ограниченных участках, образуя отдельные массивы.

На большую роль земной коры океанического типа, т. е. выступов базальтового слоя земной коры среди складчатых областей на ранней стадии геосинклинального развития, впервые обратил внимание А. В. Пейве (1969), и сейчас этот вывод нашел широкое признание.

По всей вероятности, в начальные этапы их развития в пределах всех семи больших и малых поясов формировался базальтовый слой, послуживший основанием земной коры океанического типа и прикрытый тонким слоем океанических осадков. Однако о раннем океаническом этапе развития коры поясов мы пока очень мало знаем.

По-видимому, мощные толщи вулканических основных пород — диабазов, сопровождаемые габбро и ультраосновными телами, которые сейчас выявлены во многих местах ниже подошвы осадочно-вулканических геосинклинальных комплексов, соответствуют как раз древнейшей части земной коры — базальтовому слою. Выступы такого рода пород, выдвинутые на поверхность вдоль крупнейших зон разломов и надвигов, существуют в ограниченных участках на Урале, в Казахстане, в Алтае-Саянской складчатой области, на Ньюфаундленде и во многих других районах складчатых поясов. Эти выступы базальтового слоя подтверждают предположение, что на значительной площади поясов сначала располагалась земная кора океанического типа.

Только начиная с рифейской эры здесь создались условия накопления в отдельных прогибах мощных осадочно-вулканических толщ геосинклинального типа. Об этом мы судим по тому, что большая роль в строении всех поясов принадлежит именно верхнепротерозойским комплексам, среди которых часто присутствуют очень мощные (6000—10 000 м) эффузивно-терригенные толщи, типичные для геосинклинальных трогов и включающие спилит-диабазовые, вулканогенно-кремнистые,

яшмовые и другие формации. Велико также значение офиолитовой ассоциации с ультраосновными телами.

Таким образом, геосинклинальное развитие с формированием терригенно-вулканогенных комплексов в пределах всех поясов началось в условиях трогов, которые закладывались и развивались на земной коре океанического типа. В них накапливались морские отложения. Судя по распространению осадочно-вулканических комплексов верхнего протерозоя (рифея), они формировались в пределах всех поясов на огромных пространствах. Кроме геосинклинальных комплексов рифея, известны также отложения, образовавшиеся на участках плоского, мало прогибавшегося морского дна.

Геосинклинальные области представляли, вероятно, системы гряд островов (вытянутые вдоль разломов, которые сопровождались вулканическими очагами) и разделявших эти гряды глубоких впадин. В последних накапливались вулканические и осадочные толщи. Разломы были связаны с растяжением или горизонтальными движениями земной коры, вызываемыми смещениями-сдвигами вдоль разломов. Между ними образовывались узкие впадины, иногда буквально щели, которые и служили трогами, где накапливались продукты вулканической деятельности, чередующиеся с морскими отложениями. Затем происходили деформация и складчатость осадочных и вулканических толщ в этих трогах. Они пронизывались интрузивными телами, и при погружении впадин осадочные толщи подвергались метаморфизму. На глубине создавались условия для возникновения очагов гранитной магмы, которые отчасти застывали и кристаллизовались на месте образования, а иногда формировали гранитные тела, внедренные в вышележащие слои или в борта прогибов.

В итоге неоднократных проявлений процессов складчатости и метаморфизма в течение рифейской эры осадочно-вулканогенные толщи превратились в мощные складчатые и метаморфизованные комплексы, пронизанные многочисленными интрузиями и местами подвергшиеся гранитизации.

При этом две эпохи складчатости играли в рифейской эре наибольшую роль. Первая из них была в середине рифейской эры (около 1300—1000 млн. лет назад) и не имеет общепринятого названия. В Африке во Внутриафриканском поясе ее именуют кибарской, в Бразильском — эспинаско и минасской, в Урало-Монгольском — исседонской. Вторая, байкальская, эпоха складчатости была в конце рифея, 700—500 млн. лет назад.

В середине рифейской эры в Бразильском и Внутриафриканском складчатых поясах образовались значительные по площади участки складчатых и метаморфизованных осадочно-вулканических толщ. В пределах Внутриафриканского пояса они сформировали обширные полосы и массивы метаморфизованных пород по периферии: Кибара, Анколе, Бурунди, Карагве, Ируми и др. В Бразильском поясе аналогичные массивы образовались в эпоху эспинасской (1200 млн. лет назад) и минасской (1000 млн. лет назад) складчатости и также слагают большие площади поясов.

Затем геосинклинальное развитие продолжалось в суженных пространствах впадин между этими массивами. Здесь они заполнялись осадочными толщами. Протекали процессы складчатости, метаморфизма, внедрения интрузий. В самом конце рифейской эры, в байкальскую эпоху складчатости, закончилось развитие геосинклинальных прогибов и все пространство Внутриафриканского и Бразильского поясов целиком превратилось в основание молодой платформы.

На поверхности этого основания в палеозое начали отлагаться осадочные и вулканические толщи платформенного чехла. Таким образом, геосинклинальное развитие в малых поясах прекратилось, и они как бы соединили, спаяли края соседних древних платформ. В результате ма-

терики Африки и Южной Америки уже к началу палеозоя превратились в сплошные, огромные по размерам платформенные блоки, каких еще не было в Азии и Европе.

Вероятно, как раз в это время образовался огромный южный материк Гондвана, который объединял платформенную часть Южной Америки, Африки, Индии, Австралии и Антарктиды. Впоследствии он постепенно распался на отдельные части, разделенные впадинами Индийского и Атлантического океанов.

В пределах больших поясов в итоге процессов складчатости в середине рифейской эры (кибарская складчатость) и в ее конце (после байкальской эпохи складчатости) также образовались крупные и мелкие массивы и значительные платформенные участки. Многие из них сохранились внутри складчатых поясов и существуют до настоящего времени в виде срединных или окраинных массивов. Однако сплошных платформ на всей площади поясов здесь не получилось. В больших поясах в дальнейшем еще продолжалось геосинклинальное развитие. Оно происходило на участках, в которых еще не сложилось складчатое основание и сохранилась реликтовая океаническая земная кора, а во многих случаях возобновилось на складчатом основании, образовавшемся в середине или конце рифейской эры. При этом основание было вновь разломано, и на нем возникли новые системы геосинклинальных прогибов, которые далее развивались уже вплоть до середины или конца палеозоя или даже мезозоя.

На окраинах поясов участки с байкальским возрастом фундамента образуют значительные складчатые области, прилегающие к краям древних платформ. Так, обширная по площади байкальская область протягивается по восточной периферии Урало-Монгольского пояса по границе с Сибирской платформой и от Таймыра через Енисейский кряж до Байкала. Второй является Тимано-Печорская область, вытянутая вдоль северо-восточного края Восточно-Европейской платформы. Средиземноморский пояс также окаймлен с юга по краю Северо-Африканской платформы полосой байкальской складчатой области Атласа в Марокко и Алжире, тянущейся далее под осадочным чехлом в Тунис. На севере близ края Восточно-Европейской платформы пояс окаймляет полоса байкалид Каракумов, Северного Кавказа и равнинного Крыма, Нижне-Дунайской низменности (Мизийская плита), видимо, продолжающаяся через Центральную Европу к западу. В Тихоокеанском — это область байкальской складчатости Аделаиды у края Австралийской платформы и область Юго-Восточного Китая.

В центральных частях поясов также имеются многочисленные более или менее крупные массивы со складчатым основанием, сформировавшимся в среднем рифе или в эпоху байкальской складчатости. В Урало-Монгольском поясе — это обширные массивы в Центральном Казахстане: Кокчетавско-Улутавский, Муюно-Кумский, Киргизский. Такие же массивы, вероятно, присутствуют под осадочным чехлом в районе озера Балхаш и в центре Западно-Сибирской плиты. Самым большим является Хингано-Буреинский массив, занимающий огромную площадь на восточной окраине пояса. Часть этого массива составляет, видимо, обломок древней платформы.

В Атлантическом поясе — это древние массивы Шотландского нагорья, массив к востоку от Аппалачей на побережье в США и др.

В Средиземноморском поясе наиболее обширный добайкальский (среднерифейский) массив охватывает центральную часть Ирана и Афганистан. Ряд массивов расположен на Кавказе и в Турции (Закавказский, Грузинский, в центральной части Малой Азии), на островах Эгейского архипелага, на Балканском полуострове (Родопский и Македонский) и в Карпатах (Южные Карпаты, горы Апусени и др.). Огромный массив скрыт под чехлом Венгерской низменности. Байкальские массивы

находятся в Чехословакии — Богемский, на Рейне — Шварцвальда и Вогезов, во Франции — Центральный и Армориканский (в Бретани), на Пиренейском полуострове — Иберийский, в Италии — Калабрийский и др. Кроме того, обширный Индосинийский массив (возможно, представляющий небольшую древнюю платформу) слагает южную часть Индокитайского полуострова.

В Тихоокеанском поясе к таким массивам относятся основание острова Хонсю в Японии, Омоловский, Чукотский в СССР и др.

Таким образом, в конце рифейской эры на значительных пространствах больших складчатых поясов и на всем протяжении малых сформировалось мощное гранитно-метаморфическое основание.

Длительное развитие геосинклинальных областей в течение всего позднего протерозоя (около 1 млрд. лет) с накоплением огромных по мощности осадочно-вулканогенных толщ, сопровождавшихся интрузиями и подвергшихся неоднократной складчатости и процессам метаморфизаций, привело к формированию значительных метаморфических и складчатых комплексов. Только в Тихоокеанском поясе они возникли на небольших участках и не образовались, по-видимому, на востоке Средиземноморского пояса, в Индонезии.

## ОБРАЗОВАНИЕ ПАЛЕОЗОЙСКОГО СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ УРАЛО-МОНГОЛЬСКОГО, АТЛАНТИЧЕСКОГО И АРКТИЧЕСКОГО ПОЯСОВ

Малые складчатые пояса прекратили свое существование как активные области земной коры к началу палеозоя. Большие складчатые пояса имеют другую историю со значительно более длительным развитием геосинклинальных процессов, которые продолжались здесь не только в позднем протерозое, но и в палеозое, мезозое, а в некоторых поясах (Тихоокеанском и Средиземноморском) и в кайнозое. Эти пояса играют, таким образом, иную роль в строении и истории формирования земной коры материков.

Каждый из больших поясов распадается на части, вытянутые в направлении протяжения пояса, в которых процессы геосинклинального развития закончились в разное время.

В Урало-Монгольском поясе развитие геосинклинальных областей началось не одновременно. Одни из них формировались на основании из океанической земной коры, видимо, со времени образования фундамента окаймляющих их древних платформ, т. е. со среднего или даже раннего протерозоя, другие возникли в позднем протерозое, а еще более молодые закладывались значительно позже, частично на складчатом основании, сформированном в более ранние этапы, а частично на остатках пространств с океанической корой между ними. По истории развития отдельные области существенно отличаются одна от другой не только возрастом, но и длительностью своей истории.

Участки Урало-Монгольского пояса, в которых в середине рифея сложились массивы гранитных и метаморфических пород, послужили уже в позднем рифеевом основании для заложения новых систем геосинклинальных прогибов, из которых затем образовались каледонские складчатые области. При этом часть прогибов этих областей закладывалась не на древних массивах, а непосредственно на океанической коре. И в том, и в другом случае основные черты истории возникновения и развития систем геосинклинальных прогибов были более или менее сходными.

Системы трогов появлялись вдоль глубинных разломов, которые были вызваны разламыванием океанической или уже сложившейся ранней материковой коры. Разламывание сопровождалось горизонтальными сдвигами вдоль разломов или раздвижением отдельных блоков, что приводило

к образованию огромных щелей или зияний в коре, вдоль которых и создавались системы геосинклинальных трогов. Дальнейшая их эволюция примерно соответствовала той общей схеме геосинклинального развития, которая была охарактеризована в предыдущей главе. Вместе с тем, хотя последовательность двух основных этапов развития геосинклинальных областей и процессов осадконакопления, магматизма и складчатости в геосинклинальных областях различного возраста обычно выделяется, однако, конечно, нет двух совершенно одинаковых областей.

Среди каледонских складчатых областей Урало-Монгольского пояса выделяют два разных типа. Одни из них, которые являются несколько более древними, именуют раннекаледонскими (или салаирскими). Они начали свое развитие, вероятно, на основании из океанической коры в начале рифея. Их главный геосинклинальный этап продолжался в течение всего (или значительной части) рифея до конца кембрия или начала ордовика. Орогенный этап — в ордовике. Раннекаледонская складчатая область окаймляет с юга Байкальскую область Прибайкалья и Восточного Саяна и охватывает Кузнецкий Алатау, часть Восточного Саяна и прилегающую часть Северной Монголии.

Южнее и юго-западнее протягивается полоса позднекаледонской (или собственно каледонской) складчатой области, охватывающая Западный Саян, Алтай и продолжающаяся в Северной и Центральной Монголии. Вторая, такая же позднекаледонская область — Кокчетавско-Киргизская — расположена дугой в середине пояса от Центрального Казахстана до Киргизии. В них геосинклинальные троги возникли в середине рифея (начале позднего рифея). Развитие их главного этапа протекало до конца рифейской эры и охватывало начало палеозоя: кембрий, ордовик и даже начало силура. Затем происходили процессы складчатости, поднятий и внедрения гранитных интрузий. С этого начинался орогенный этап, который закончился в начале или в середине девона.

На всем пространстве пояса, между этими каледонскими областями, т. е. в пределах Восточного Казахстана, Прибалхашья, Юго-Западного Алтая, а также в очень длинной полосе Южной Монголии, господствует огромная герцинская складчатая область. Вторая герцинская область, охватывая весь Урал, простирается на юго-восток, в пределы гор Южного Тянь-Шаня.

В них заложение геосинклинальных прогибов произошло гораздо позднее, чем в каледонских, — в кембрии или ордовике, в отдельных случаях даже еще позже. На Урале и по периферии области Восточного Казахстана и Монголии геосинклинальные троги образовались за счет разламывания и раздвигания байкальского складчатого основания. Однако в средней части области Казахстана и Монголии на больших пространствах, как это выяснил Л. П. Зонненшайн, геосинклинальные троги возникли на океанической коре, которая сохранилась здесь как реликт древнейшей коры вплоть до начала и местами до середины палеозоя.

Главный этап геосинклинального развития в герцинских областях продолжался в течение силура, девона и раннего карбона. Затем после поднятий и эпохи складчатости, с серединой карбона начался орогенный этап с преобладанием в нем вертикальных движений, который продолжался до конца перми, иногда даже захватывая немного ранний триас. В Монголии есть и запоздалые системы геосинклиналей, в которых, как, например, в Солонкерском прогибе (по Л. П. Зонненшайну), геосинклинальное развитие началось в карбоне или конце девона, а закончилось в начале триаса.

К концу палеозоя — началу триаса в общем закончился процесс геосинклинального развития герцинских складчатых областей. В разных областях Урало-Монгольского пояса он протекал, как видно, в разное время. Формирование складчатого — платформенного — основания пояса происходило постепенно. Началось оно с образования отдельных метамор-

фических массивов в среднем протерозое и в середине рифея. В эпоху байкальской складчатости уже на большой площади пояса сложился гранитно-метаморфический комплекс. Далее процесс продолжался в каледонских областях до середины девона. Наконец, последним этапом была герцинская складчатость, сопровождавшаяся явлениями метаморфизма и гранитизации почти по всей площади Урало-Монгольского пояса.

В Атлантическом поясе, на тех участках его, которые сохранились на Американском и Европейском побережьях Атлантического океана, значительную роль играют каледонские складчатые области. Одна из них слагает Скандинавские горы, протягиваясь отсюда на Шпицберген и в Шотландию, Ирландию и Уэльс. Она была заложена на океанической земной коре в середине рифейской эры, а главный геосинклинальный этап развития продолжался до начала силура. В силуре и раннем девоне происходил орогенный этап с формированием горных поднятий и межгорных впадин и накоплением мощных молассовых толщ, в частности красноцветных песчаников и конгломератов (Великобритания), местами сопровождаемых вулканическими породами. Весь процесс геосинклинального развития закончился в середине девона.

Очень сходно шел процесс развития каледонской складчатой области восточного побережья Гренландии, продолжающейся через Ньюфаундленд, восточное побережье Канады и Соединенных Штатов Америки, где она слагает северную часть горного хребта Аппалачей, примерно до широты Нью-Йорка. Южнее каледонская складчатая область сменяется герцинской, начало развития которой в общем по времени одинаково (с конца рифея), а конец главного этапа, как и в других герцинских областях, был значительно позднее — в начале карбона. Орогенный этап захватил средний и поздний карбон и пермь и закончился в конце последней.

Аппалачская каледонская и герцинская складчатые области окаймляют с востока Северо-Американскую платформу, а на юге отгибают ее южный край и, протягиваясь вдоль берега Мексиканского залива, достигают на западе восточного побережья Мексики. По-видимому, продолжение этой области слагает не только основание полуострова Флориды и Юкатана и прикрыто здесь спокойно залегающим платформенным чехлом, но и дно разделяющей их части Мексиканского залива и побережья Мексики.

Таким образом, обе части Атлантического пояса — американская и европейская — закончили геосинклинальное развитие в середине или конце палеозоя и превратились в основание молодых платформ. В палеозое они составляли, вероятно, единый геосинклинальный пояс, разделявший Северо-Американскую и Восточно-Европейскую платформы. Разъединены эти части пояса были позднее, при образовании впадины Атлантического океана.

Судя по опубликованным в литературе данным, в пределах Арктического пояса островов Северной Канады развитие складчатых областей и образование основания молодых платформ шло тем же путем, что в Урало-Монгольском поясе, и закончилось так же, в конце палеозоя.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ СРЕДИЗЕМНОМОРСКОГО ПОЯСА

Средиземноморский пояс довольно резко разделяется по своему строению и истории развития на две части: большую, западную, охватывающую юг Западной Европы, побережья Средиземного и Черного морей, Кавказ, Малую Азию, Иранское нагорье, Афганистан, Гималаи, Индокитайский полуостров, и меньшую, восточную, включающую острова Индонезии вместе с разделяющими их морями.

В западной части Средиземноморского пояса ранние этапы развития имели сходные черты с этапами развития Урало-Монгольского пояса. В те-

чение рифейской эры, о которой мы имеем еще очень мало данных, здесь развивались геосинклинальные системы скорее всего в условиях океанической земной коры. Сложилось складчатое допалеозойское основание, остатками которого являются многочисленные срединные массивы, состоящие из метаморфических и изверженных пород. Эти массивы сохранились в пределах западной части пояса повсюду внутри палеозойских и альпийских складчатых систем. Метаморфическое основание массивов местами выступает на поверхность, чаще прикрыто более или менее мощным чехлом осадочных отложений. В Иране, Малой Азии и на Кавказе оно сложилось в середине рифейской эры (около 1000 млн. лет назад), во Франции и Испании несколько позже (около 700 млн. лет).

На древнем (допалеозойском) складчатом и метаморфизованном основании были заложены системы геосинклинальных трогов, развитие которых протекало по типу герцинских складчатых областей. Главный геосинклинальный этап начался с ордовика или силура и продолжался до начала карбона. Прогибы в это время заполнялись осадочно-вулканическими толщами, затем прорванными интрузиями изверженных пород и смятыми в складки. На многих срединных массивах, разделявших геосинклинальные троги, накапливалась немощная толща осадочного чехла платформенного типа. Затем в конце карбона и перми протекал орогенный этап развития этих областей с формированием крупных межгорных и краевых впадин, среди которых многие содержат мощные угленосные толщи.

После этого Средиземноморский пояс испытал значительные поднятия и подвергся сильной денудации и воздействию речной эрозии. Огромные пространства были выровнены.

Окраинные части Средиземноморского пояса близ края Восточно-Европейской платформы — Скифская плита, вся площадь ГДР и ФРГ к юго-западу от древней Восточно-Европейской платформы, территории Франции, Пиренейского полуострова (кроме Пиренеев и Южной Испании), а также полоса гор Атласа в Северной Африке — в конце палеозоя (поздний карбон — пермь) завершили геосинклинальное развитие и превратились в эпигерцинскую молодую платформу, на которой стал формироваться осадочный чехол. Только самая середина пояса в пределах современной Альпийской складчатой области в начале мезозоя была снова вовлечена в процесс геосинклинального развития.

Здесь в конце триаса — начале юры заложились новые системы узких геосинклинальных трогов. Они возникли вдоль глубинных разломов, которые рассекли складчатое основание байкальских массивов или раздробили только что образовавшиеся палеозойские складчатые структуры. Новые геосинклинальные прогибы в основном унаследовали положение и простирание палеозойских геосинклиналей, что хорошо видно на примере Большого Кавказа, Альп, Западных Карпат, Северной Африки и других районов. С другой стороны, геосинклинальные троги в мезозое сформировались в некоторых местах и прямо на байкальских кристаллических массивах. В тех и других случаях в результате сдвиговых перемещений по разломам или раздвигания блоков кристаллических массивов края последних разошлись и между ними появились узкие глубокие щели — геосинклинальные троги. В дне их во многих местах выступили породы базальтового слоя, а может быть, и мантии Земли.

В Альпийской геосинклинальной области выделяются две стадии образования трогов. Более ранние из них заложились в конце триаса — начале юры (прогибы Альп, Динарских гор, Большого Кавказа и пр.). Более поздние стали формироваться вдоль разломов только с начала или конца раннего мела (с готерива или апта-альба). Главный этап геосинклинального развития с накоплением мощных осадочных толщ в прогибах продолжался с триаса или в других случаях с раннего мела до конца эоценена — олигоцена. Он сопровождался вулканализмом, внедрением ин-

трузий разного состава и несколькими фазами складчатости. В эоцене или конце олигоцена (в разных районах несколько по-разному) начался орогенный этап развития Альпийской складчатой области. Произошло поднятие горных гряд и одновременно формирование систем межгорных и краевых впадин, которые стали заполняться молассовыми комплексами отложений. Во многих районах центральной части области образовались крупные разломы, вдоль них возникали новые очаги вулканической деятельности — ряды мелких вулканов и крупные вулканические конусы. К их числу относятся огромные потухшие вулканы: Эльбрус и Казбек в СССР, Большой и Малый Аарат, Эрджияс и Нимруд в Турции, Са-хенд и Демавенд в Иране, а также действующие вулканы в Италии, в Эгейском архипелаге и многие другие.

Вместе с тем происходило и внедрение интрузивных массивов на глубине. Правда, в Альпийской складчатой области нет крупных интрузивных тел молодых гранитов неогенового и четвертичного возраста и преобладают жильные внедрения, а также лакколиты или небольшие тела гранитных пород вдоль разломов (Центральные Альпы, Большой Кавказ). Однако в большинстве случаев мелкие тела, несомненно, являются отпрысками более крупных гранитных массивов, которые расположены на глубине. От своих очагов дайки и небольшие интрузии прорвались вдоль разломов. По ним можно судить о составе крупных гранитных тел на глубине. Очень вероятно, что эти тела не все полностью закристаллизовались в неогене и в какой-то части сохранили участки пластичного незатвердевшего расплава вплоть до четвертичного времени. Они служили в это время источником вулканических излияний. Более того, можно высказать предположение, что отдельные незатвердевшие участки в этих массивах сохранились и до настоящего времени.

Хотя в Альпийской геосинклинальной области закончились оба этапа развития — главный и в основном также орогенный, однако последний может быть не вполне завершен. Альпийская область еще и сейчас отличается активной подвижностью. Здесь часты землетрясения, идет поднятие горных хребтов, о чем позволяют судить характер рельефа гор и глубокого врезания речных долин, системы речных террас на горных склонах и многие другие геоморфологические данные. В то же время имеются признаки опускания и прогибания отдельных межгорных впадин и грабенов. Таким образом, хотя в основном здесь процессы складчатости завершились, но активная подвижность этой области сохранилась до нашего времени.

Поэтому вполне оправдано предположение, что под крупнейшими горными массивами — Альпами, Большим Кавказом, Западными Карпатами и др.— существуют еще не застывшие, не потерявшие пластичности, а следовательно, и своей активности магматические гранитные тела. Об этом же свидетельствуют повышенный тепловой поток во многих районах Кавказа, Италии, горячие минеральные воды.

## ВПАДИНЫ ВНУТРЕННИХ МОРЕЙ И ОБЛАСТЬ ИНДОНЕЗИИ

Своебразной особенностью Альпийской складчатой области, также, вероятно, связанный с ее тектонической активностью, является присутствие в ней или по ее окраинам целой системы глубоких впадин земной коры, заполненных водами внутренних морей. Это глубокие морские котловины южной части Каспия, Черного моря, Мраморного, Ионического, Тирренского, восточной части Средиземного (Левантинская), Лигурийская, Болеарская и Альборанская.

Все котловины во многом сходны по рельефу, строению и, вероятно, по условиям образования и времени возникновения. Они обладают плоским дном, опущенным на глубине 2000—3500 и до 4000 м, окружен-

ным отчетливо выраженным материковым уступом. Согласно данным геофизических исследований, под дном отсутствует гранитно-метаморфический слой земной коры. В котловинах он присутствует только по их периферии. Непосредственно под толщей осадочных пород расположен базальтовый слой, который прикрыт толщиной осадков, достигающих иногда 10—15 и даже 20 км. Значительная мощность осадочных пород объясняется тем, что котловины этих морей, окруженные материками или островами, получают за счет постоянного размыва близкой суши гораздо больше осадков, чем обширные пространства океанического дна. Котловины, таким образом, являются природными аккумуляторами донных осадков, принесенных с суши, и постепенно заполняются ими.

Края котловин Болеарской, Лигурийской, Тирренской и Ионической обрезают структурные элементы суши и представляют по отношению к ним новообразования. Существует, кроме того, много данных, в частности палеогеографических, позволяющих считать Тирренскую котловину образованной на месте ранее существовавшего кристаллического поднятого массива.

Глубокая котловина Черного моря, которая занимает большую, южную, его часть, видимо, также имеет недавнее происхождение. Как показывает изучение истории окружающей его суши, на месте дна Черного моря в мезозое располагались геосинклинальные прогибы: Крымско-Кавказский триасово-среднеюрский на севере и меловые на юге, в зоне, прилегающей к горам Понта на севере Малой Азии. В центре моря между ними располагался срединный массив, продолжение Закавказского (Грузинского), прикрытый частично или целиком неглубоким морем и чехлом осадочных пород. В конце эоцена на месте геосинклинальных прогибов сложились складчатые горные поднятия, и Черноморско-Каспийский бассейн оказался изолированным от Средиземного. С этого времени начинается обособленное существование Черноморской впадины. В олигоцене здесь образовался ряд впадин орогенного этапа, одновозрастных по времени с началом поднятия Кавказа, Балкан и других горных сооружений. Они были заполнены мощным комплексом молассовых толщ.

Современная котловина Черного моря имеет плоское дно с глубинами около 2000 м и четко выраженный материковый склон, окаймленный шельфом. Котловина Черного моря по краям явно срезает окружающие горные сооружения. Ею поглощены окраинные части побережья Малой Азии, а также горные сооружения, ранее соединявшие Понтическую цепь с югом Балканского полуострова в Болгарии, уничтожены южная половина (если не больше) Крымских гор, которые ранее занимали значительное пространство, часть складчатых структур на побережье Северо-Западного Кавказа.

Все это свидетельствует о том, что в процессе образования Черноморская котловина сильно раздвинула свои пределы, расширилась за счет окружающих берегов.

В итоге изучения осадочной толщи дна Черноморской котловины сейсмическими методами выяснилось, что мощность их достигает 15 км. Толща разделяется на три комплекса пород, различающихся по геофизическим данным, плотности и скорости прохождения продольных сейсмических волн. Верхний слой мощностью до 2 км относится, видимо, к самым молодым, четвертичным отложениям и среднему и верхнему плиоцену; второй, мощностью до 5 км,— к низам плиоцена, миоцену и олигоцену, заполняет впадины орогенного типа. Нижний сложен более древними породами эоцена, мела и местами юры. Это— слои, образовавшие чехол Черноморского срединного массива и формировавшиеся в условиях мелководного бассейна, который его временами покрывал. Второй слой связан, вероятно, с системой орогенных впадин, расположившихся на месте дна Черного моря и возникших в орогенном альпий-

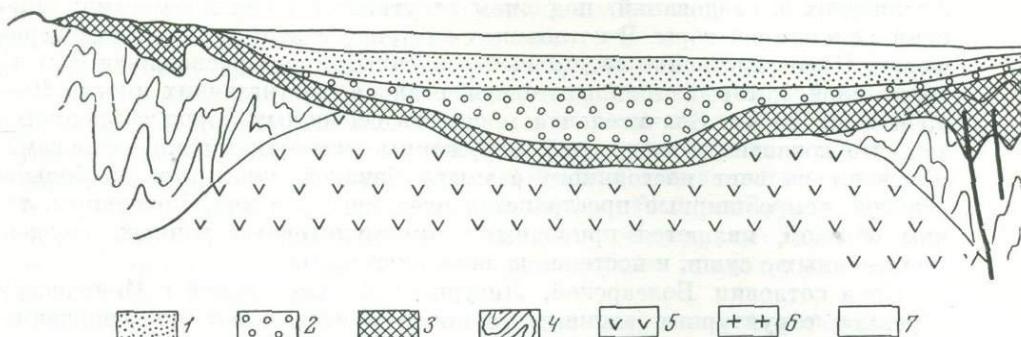


Рис. 27. Схема предполагаемого строения дна Черного моря

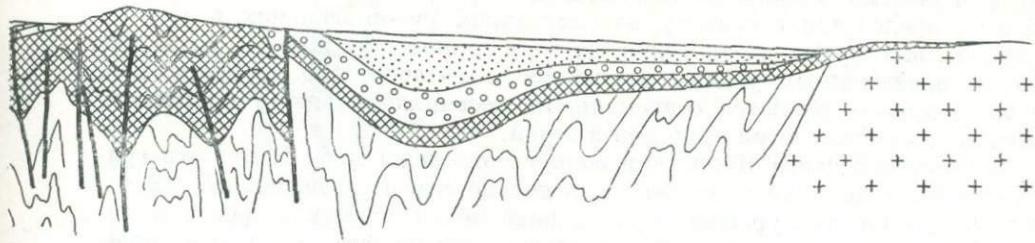
- 1 — четвертичные и верхнеплиоценовые отложения;  
 2 — олигоценовые и миоценовые отложения впадин орогенного этапа;  
 3 — отложения эоцена, палеоцена, мела и юры Крымских гор и предполагаемые в составе чехла Черноморского срединного массива;  
 4 — метаморфические складчатые толщи  
 5 — основание осадочного комплекса дна Черного моря — «базальтовый слой», по геофизическим данным;  
 6 — фундамент древней Восточно-Европейской платформы;  
 7 — вода

ском этапе (олигоцен—неоген). Верхний слой занимает значительно более широкую площадь дна и перекрывает нижние комплексы. По берегам Черного моря он трансгрессивно срезает более древние слои и залегает на них с размывом. Он связан, таким образом, с резким расширением и углублением дна Черного моря, начиная с середины плиоцена. Формирование его сопровождалось образованием современной глубокой котловины Черного моря (рис. 27).

Это позволяет сделать вывод, что котловина Черного моря в современном виде является чрезвычайно молодой. Она образовалась 5—4,5 млн. лет назад. Обращает на себя внимание большая мощность самого молодого комплекса дна Черного моря (до 2 км), накопившаяся за такой короткий промежуток времени. Черноморская котловина имеет глубину около 2 км. Оба факта — мощность отложений плиоцен-четвертичного комплекса и общая глубина депрессии — указывают на значительную величину опускания дна котловины — порядка 4 км с серединой плиоцена. Следовательно, средняя скорость опускания составляла около 1 мм в год.

Как выяснилось в последние годы, такой же возраст имеет, согласно данным итальянских геологов Р. Селли и А. Фабри, котловина Тирренского моря. В результате драгировки дна бассейна было установлено, что его выполняют плиоцен-четвертичные отложения (с фауной фораминифер), мощность которых достигает 900—1000 м. Как и в Черном море, они залегают трансгрессивно на самых различных более древних слоях, что указывает на значительное расширение котловины по периферии Тирренского моря. Следовательно, эта котловина также формировалась, начиная с середины плиоцена и прогибалась с такой же значительной скоростью, как Черноморская.

В отличие от Черного моря здесь прогибание сопровождалось образованием глубоких расколов земной коры, вдоль которых нашли выход на поверхность вулканические продукты и образовались вулканы Липарских островов, вулкан Вавилова на дне Тирренского моря, Везувий и др. По данным радиометрических определений, возраст лав около 1 млн. лет, а начало образования котловины оценивается в 4,5 млн. лет. Таким образом, возраст Черноморской котловины очень близок к Тир-



ренской. Это позволяет думать, что и другие котловины Средиземного моря, в частности Западная (между берегами Франции, Алжира, Корсики и Сардинии), имеют сходные время и условия образования.

На месте обширной Западной котловины в миоцене располагался неглубокий морской бассейн. В конце миоцена на его дне отлагались толща каменной соли (во много десятков и даже сотен метров мощности), мелководные известняки, глины, песчаники мессинского яруса. Современная глубоководная котловина с плоским дном, погруженным на 2000—3000 м ниже уровня моря, образовалась в результате опусканий в плиоцене и четвертичном периоде. Интенсивное погружение дна сопровождалось образованием многочисленных поднятых соли — соляных куполов, ныне вскрытых бурением и выявленных геофизическими исследованиями.

По происхождению все впадины Средиземного, Черного и Каспийского морей скорее всего являются гигантскими котловинами проседания, образовавшимися более или менее в одно время в результате уплотнения глубоких частей земной коры за очень короткий промежуток времени после окончания процессов альпийской складчатости.

Многие исследователи (С. И. Субботин и др.), изучая проблему происхождения котловины Черного моря, пришли к выводу, что уплотнение коры здесь могло быть связано с процессами метаморфизма глубоких частей коры, которые привели к преобразованию базальтового слоя коры в породы эклогитовой фации метаморфизма, по плотности не отличающиеся от вещества мантии. В то же время гранитно-метаморфический слой, вероятно, был преобразован в породы гранулитовой фации метаморфизма. В итоге такого уплотнения нижних частей земной коры их объем уменьшился, поверхность ее просела и образовались глубокие котловины. Возможно, что некоторые котловины (Альборанская, Мраморного и Адриатического морей), еще не достигшие большой глубины, находятся в начальной или ранней стадии этого процесса.

Существуют и иные гипотезы формирования описанных котловин. А. В. Пейве, Е. Е. Милановский и другие считают их остатками древней океанической коры, французский ученый М. Гланжо — участками, где гранитно-метаморфический слой материковой коры был растянут и обнажился базальтовый слой, прикрытый потом осадками дна морей.

Так или иначе проблема формирования впадин Средиземного и других внутренних морей представляет исключительно большой интерес, и, конечно, в ближайшие годы появятся данные новых исследований, которые прольют свет на условия их возникновения и формирования. Несомнена только их тесная связь с молодой Альпийской геосинклинальной областью, активность которой еще не закончилась.

Восточная часть Средиземноморского пояса, где расположена область Индонезии, существенно отличается от западной тем, что в ее пределах не было образовано более древнее складчатое основание и Индонезийская складчатая система была заложена и развивается целиком на океанической коре.

В Индонезии процесс геосинклинального развития находится, вероятно, в значительно более ранней стадии, чем в Альпийской области. Эта область представляет систему из нескольких рядов больших и мелких островов, вытянутых вдоль поднятых гряд земной поверхности, разделенных и окаймленных узкими прогибами и котловинами морского дна. И те, и другие являются современными геосинклинальными прогибами, заполненными морскими осадками и водой.

В восточной части Индонезии вокруг котловины моря Банда эти гряды являются целиком подводными, и только самые возвышенные их части выступают над уровнем моря в виде цепей мелких островов и рифов. В центральной части Индонезийского архипелага подводные гряды увенчаны довольно большими островами (Флорес, Сумба, Сумбава, Ломбок, Бали). В более западной части Индонезии крупнейшие острова Ява, Суматра и другие представляют собой участки гряд, расположенные выше уровня моря и образующие настоящие вершины горной системы, растущей со дна моря (рис. 28).

Части этой системы подняты на разную высоту. При этом на протяжении всей горной складчатой области проходит единая зона разломов и вдоль нее — цепь многочисленных вулканов, которая вытянута через все острова Индонезии, от моря Банда до северной Суматры. Только на Яве расположено 55 действующих вулканов.

Острова Индонезийского архипелага представляют по геологическому строению ряд антиклинальных поднятий, расположенных внутри складчатой области, которые разделены узкими желобами и впадинами морского дна, представляющими геосинклинальные прогибы.

Здесь, таким образом, на достаточно ранней стадии своего развития находится геосинклинальная область. Большие острова западной части Индонезии достигли, вероятно, конечных стадий, когда поднятия охватили огромную площадь. Восточная часть — острова, окружающие море Банда, — находится на значительно более ранней стадии развития, когда еще не выросли крупные поднятия. Здесь — типичная островная дуга.

Геосинклинальные прогибы Альпийской складчатой области были заложены в палеозое и мезозое на континентальной коре, образовавшейся в рифее в байкальскую и среднерифейскую эпохи складчатости.

В герцинских складчатых областях Средиземноморского пояса выделяются два крупных цикла развития — рифейский и герцинский; в Альпийской складчатой области три периода — рифейский (байкальский), герцинский и альпийский. В итоге сформировалась значительная по мощности, хотя и изменчивая по толщине континентальная земная кора. Процессы формирования впадин внутренних морей ведут к ее дальнейшему преобразованию.

## ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

Геологическая история Тихоокеанского пояса во многом существенно отличается от других поясов. Тихоокеанский пояс окаймляет кольцом дно Тихого океана и отделяет его от древних платформ Азии, Австралии, Антарктиды, Южной и Северной Америки. В соответствии с этим он имеет резко асимметричное строение. Развитие составляющих его складчатых областей шло в определенной последовательности — от периферии пояса к его внутренней части.

Самые древние из участков в его строении позднепротерозойские и палеозойские складчатые области присутствуют только по периферии пояса, у самого края древних платформ, в Австралии и Антарктиде, в Юго-Восточном Китае. Шире распространены области, закончившие геосинклинальное развитие в мезозое: Верхояанско-Чукотская в Сибири, Скалистых гор в Северной Америке, Анд в Южной Америке и Антарк-



Рис. 28. Схема рельефа дна и тектонической структуры островов Индонезии

Платформы и складчатые области разного возраста:

- 1 — древние платформы;
  - 2 — то же под уровнем моря;
  - 3 — молодые платформы и срединные массивы — выступы складчатого основания;
  - 4 — то же под осадочным чехлом;
  - 5 — области каледонской складчатости;
  - 6 — позднепалеозойские — мезозойские складчатые области: севера Индокитайского полуострова, Бирмы и Малакского полуострова;
  - 7 — то же под осадочным чехлом (Суматра, Калимантан);
  - 8 — области позднемеловой и палеогеновой складчатости;
  - 9 — области неогеновой складчатости Суматры, Явы и других больших островов;
  - 10 — неогеновый краевой прогиб;
  - 11 — антиклинали;
  - 12 — глубоководные желоба и их продолжение на суше;
  - 13 — растущие антиклинальные поднятия (островные дуги);
  - 14 — крупные антиклинальные поднятия — антиклиноприи;
  - 15 — глубинные разломы.
- Элементы структуры и рельефа:
- 16 — грабенообразные впадины;
  - 17 — выступы офиолитовых комплексов ультраосновных и основных пород;
  - 18 — главнейшие конусы вулканов;
  - 19 — дно глубоководных впадин и материковых склонов

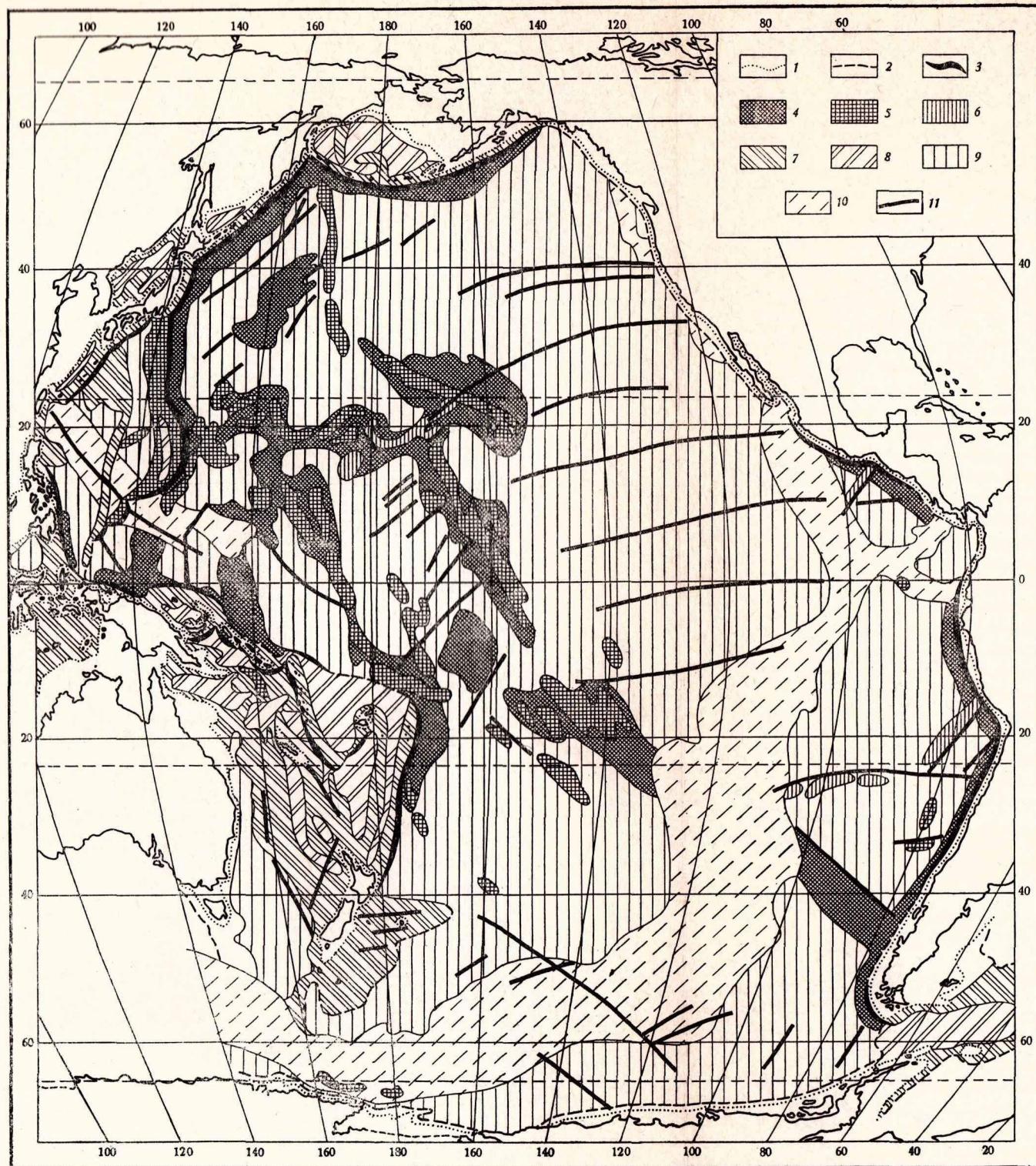


Рис. 31. Строение дна Тихого океана (по Г. Б. Удинцеву)

- 1 — внешний край материковой и островной отмели;
- 2 — внешний край переходной зоны;
- 3 — глубоководные краевые океанические желоба;
- 4 — сводовые возвышенности и валы;
- 5 — вулканические сооружения;
- 6 — глыбовые хребты ложа океана;
- 7 — складчато-глыбовые хребты и массивы;
- 8 — котловины переходной зоны;
- 9 — котловины ложа океана;
- 10 — срединно-оceanические хребты;
- 11 — разломы и зоны разломов

тического полуострова в Антарктиде. Далее на отдельных участках пояса в Америке, Азии и Океании присутствуют кайнозойские области, и, наконец, наиболее внутреннее положение занимают самые молодые, не закончившие своего развития геосинклинальные области по периферии Азиатского и Австралийского материков, в Центральной Америке, между Америкой и Азией (Алеутская дуга), между Америкой и Антарктидой (дуга Южно-Сандвичевых островов).

Позднепротерозойские (байкальские) и палеозойские складчатые области Австралии расположены к востоку от Австралийской древней платформы. Байкальская складчатая область Аделаиды в Австралии в своей западной части заложилась на древнем нижнепротерозойском складчатом основании, а восточная — на коре дна океана. Она развивалась до самого конца рифея. Складчатость и внедрение гранитных интрузий отмечались в ней в начале кембрия.

В более восточной части Австралии в палеозое возникла новая Тасманская система геосинклинальных прогибов, причем часть из них образовалась на байкальском складчатом основании окраины области Аделаиды, а часть — восточнее, на океанической коре. В кембрии в них накапливались спилитовые лавы и туфы, затем в ордовике — силуре — глинисто-песчаные толщи, чередующиеся с вулканическими. В середине девона они были охвачены складчатостью и подняты; этим закончился главный этап геосинклинального развития.

В девоне образовались впадины орогенного этапа. Однако восточнее, на самом побережье Австралии, главный этап продолжался до начала карбона, а в конце его начался орогенный этап, сопровождаемый, как всегда, внедрением гранитных интрузий.

Таким образом, по соседству с байкальской складчатой областью Аделаиды сформировалась Тасманская область по типу каледонских, а восточнее, по побережью, развитие области происходило по типу герцинских. С начальным этапом их развития в кембрии здесь было связано заложение системы прогибов и островных дуг на дне океана на океанической коре. Геосинклинальный процесс последовательно продолжался к востоку, захватывая соседнюю часть дна океана.

Есть данные (Н. А. Богданов), что подобные островные дуги в палеозое были заложены в Новой Зеландии, Новой Гвинее, Новой Каледонии. Однако здесь развитие систем происходило длительнее, и они послужили основанием для формирования более молодых складчатых систем этих островов, относящихся к области кайнозойской складчатости.

В пределах Юго-Восточного Китая, в области Катазии, у края Южно-Китайской платформы в протерозое сложился складчатый комплекс, закончивший свое развитие в середине рифея (1000—900 млн. лет назад). На этом складчатом основании была заложена система геосинклинальных прогибов, в которой отлагались осадочные и вулканические толщи конца рифея — начала палеозоя. Главный этап геосинклинального развития завершился складчатостью перед девоном. В девоне образовались впадины орогенного этапа, заполненные молассовыми красноцветными отложениями. Таким образом, область Катазии развивалась по типу каледонских областей.

Значительно более длительной и более сложной была история мезозойских геосинклинальных областей, закончивших свое развитие в меловом периоде. Наиболее протяженной из них является область Кордильер Северной Америки, которая тянется от Аляски через Канаду, Соединенные Штаты Америки и почти всю Мексику. В ее пределах можно выделить ряд различных частей, иллюстрирующих общую закономерность развития областей Тихоокеанского пояса.

В восточной части области, вдоль края Северо-Американской платформы в начале позднего протерозоя (рифея) образовалась широкая складчатая полоса, где в середине рифея закончились складчатость и

образование интрузий и сложилось складчатое основание (около 1000 млн. лет назад). С начала позднего рифея (800—750 млн. лет назад) на нем стала закладываться система геосинклинальных прогибов, в которых с этого времени, а затем в кембрии, ордовике, силуре, девоне, карбоне отлагались мощные глинисто-песчаные и карбонатные (известняки, доломиты) толщи осадочных пород. К западу мощность их растет, и в них появляются вулканические толщи.

Западнее этой зоны, уже за пределами раннерифейского складчатого основания, с конца рифея прямо на земной коре дна океана стала закладываться система из двух крупных поднятий, которые росли вдоль разломов и разделявшего их прогиба. Поднятия представляли собой на дне моря островные дуги, т. е. гряды островов с многочисленными вулканами, а прогиб являлся глубоким геосинклинальным трогом с вулканическими и осадочными толщами верхнего рифея, кембрия, ордовика, силура, девона. Мощность их здесь очень велика, один силур достигает 7000—9000 м.

В конце палеозоя еще западнее заложился новый прогиб также на океанической коре, который был подобен, согласно выводам Н. А. Богданова, современным глубоководным желобам островных дуг. Он заполнился с начала карбона, в течение перми и до начала триаса мощнейшими толщами спилитовых и андезитовых лав, туфов и осадочных толщ, в основании которых лежат основные и ультраосновные породы океанического дна.

Наконец, в конце юры еще западнее был заложен следующий прогиб, также заполнившийся огромными по мощности толщами кремнистых и вулканических пород так называемой францисканской серии, который прогибался и заполнялся осадками до конца мела.

Как видно, в процессе развития области Скалистых гор произошло последовательное заложение систем геосинклинальных прогибов все далее на запад. При этом они закладывались на океаническом основании, вовлекая постепенно в процесс геосинклинального развития прилегающую зону океанического дна. Отложения, соответствующие по возрасту тем, которые заполняли эти геосинклинальные троги, т. е. не только палеозойские, но и триасовые и юрские, распространены и в пределах более восточной части Кордильер, но не достигают большой мощности и не включают вулканических пород.

Вообще область Скалистых гор делят обычно на две части: эвгеосинклинальную западную, где проявлялись очень широко вулканические процессы, и восточную без вулканизма — миогеосинклинальную.

Главная складчатость отмечалась в невадскую эпоху на рубеже юры и мела. Орогенный этап с формированием обширного краевого прогиба перед краем Скалистых гор длился в течение мелового периода. Последняя эпоха складчатости относится к концу этого этапа на границе мела и палеогена (ларамийская). Поднятия орогенного этапа сопровождались внедрением огромных по размерам гранитных тел батолитов, вытянутых вдоль всей области Кордильер, Сьерра-Невады, в Айдахо (США) и в Канаде.

В орогенном этапе крупные поднятия охватили, кроме того, прилегающую к области Кордильер полосу Северо-Американской платформы. Здесь произошли поднятия земной коры, сопровождаемые раскалыванием ее на части, поднятые и опущенные на разную высоту. Покрывающие отложения платформенного чехла были местами смяты в складки, разбиты разломами и даже перекрыты надвиганием отдельных глыб в сторону платформы. Таким образом, в складчатую область Скалистых гор по существу включена окраинная часть древней платформы.

Область Южно-Американских Анд во многом отличается от Кордильер Северной Америки. Прежде всего здесь неизвестны пока геосинклинальные системы, развивавшиеся на океанической коре. Здесь к областям

мезозойской складчатости относятся только центральный отрезок, включающий Анды, Перу, Боливию, северную часть Чили; северная и южная части Анд относятся к областям кайнозойской складчатости. В пределах центрального отрезка Анд, вдоль края Южно-Американской древней платформы образовалась палеозойская складчатая область, геосинклинали которой были заложены на более древнем, вероятно, верхнепротерозойском основании. Эта область развивалась до конца палеозоя — эпохи герцинской складчатости.

Ближе к океану уже на палеозойском складчатом основании сформировалась более молодая система прогибов (развивавшихся с триаса до конца юры), которая относится, следовательно, к мезозойской складчатой области. В конце юры ее охватила андийская эпоха складчатости, и после нее образовались довольно пологие складчатые структуры Анд. После этого отмечался орогенный этап. Образовался очень длинный прогиб, заполнившийся в основном континентальными вулканическими толщами андезитов и туфов, которые по возрасту относятся к мелу. Мощность их очень велика: по данным изучавшего Анды М. Г. Ломизе, превышает 10 600 м. В то же время формировались и гранитные батолиты, очень длинные, вытянутые на сотни километров вдоль Анд. Современный горный рельеф Анд связан с более поздним процессом поднятия неогенового времени.

На побережье Антарктического материка, обрамляющем с юга Тихий океан и охватывающем Антарктический полуостров, Землю Элсуэрта и Землю Мэри Бэрд, расположена складчатая область, достаточно сложная по своему строению. Согласно данным новейших исследований, сведенных одним из участников работ в Антарктиде Г. Э. Грикуровым, в основании этой области залегает складчатый российский комплекс пород, относящихся к рифею и кембрию. Это — аналог байкальского. С ним связаны и гранитные интрузии. В прогибах залегают толщи карбона, перми и триаса, слагающие главный геосинклинальный комплекс. Их перекрывают отложения нижнего и верхнего мела, образующие молассу орогенного комплекса. Они сопровождаются интрузиями гранитов с возрастом около 100 млн. лет. Таким образом, здесь мы имеем складчатую область, близкую по возрасту к центральной части Анд.

Четвертая область мезозойской складчатости в Тихоокеанском поясе — Верхоянско-Чукотская. По времени окончания складчатости в середине мела и образования гранитных интрузий она близка к описанным выше, однако по времени заложения — более поздняя. Значительная, западная часть Верхоянско-Чукотской области была заложена на мощном складчатом метаморфическом основании, которое скорее всего является краем Сибирской платформы. Геосинклинальные троги возникли в конце палеозоя или триасе. Главный этап продолжался в триасе и юре. С конца юры в течение раннего мела область вступила в орогенный этап.

В последние годы выяснилось, что к востоку от этой области, в районе, ранее относимом к восточной половине Колымского массива (или платформы), располагается другая часть — Алазейско-Олойская, имеющая совершенно другое строение. Согласно данным С. М. Тильмана, здесь расположены глубокий геосинклинальный прогиб, в котором выделены вулканогенно-осадочные толщи кремнистых пород, спилитов и андезитов, относящиеся к среднему и верхнему девону, и флишевая толща низов карбона. Они смяты в складки и прорваны интрузиями. С размывом на них залегают пермские конгломераты и эфузивы, а затем толща триаса и юры. Многочисленные орогенные впадины всюду заполнены нижнемеловыми отложениями, частично вулканогенными, а также с пластами угля.

После орогенного этапа обширная северо-восточная часть Азиатского материка (включающая Верхоянье, Чукотку, побережье Охотского моря), область Скалистых гор Северной Америки и центральный отрезок Южно-

Американских Анд были приподняты и образовали горные страны. Однако, хотя в их пределах завершился геосинклинальный процесс развития и формирование складчатого основания, еще не началось накопление осадочного чехла, типичного для платформ. До настоящего времени все они продолжают оставаться горными областями. Некоторые из них испытывали в неогене или в четвертичном периоде новейшие поднятия и сделались высокими горными хребтами. Вместе с тем они еще не превратились в настоящие платформы, обладающие складчатым основанием, прикрытым осадочным чехлом. По-видимому, все эти области длительное время находятся в начальной стадии платформенного развития материковой земной коры, которая характеризуется значительной ее приподнятостью и сильными проявлениями вулканизма.

Кайнозойские складчатые области образуют самую внутреннюю широкую зону в пределах Тихоокеанского пояса. Они состоят из двух главных составных частей: складчатых областей, закончивших в кайнозое геосинклинальное развитие, и более протяженных и иногда широких полос областей, которые еще не завершили свое развитие и являются современными геосинклинальными областями. Последние представлены грядами островов — островными дугами и сопровождающими их впадинами морского дна.

В некоторых участках Тихоокеанского пояса эти два типа областей, несколько различных по своему возрасту, расположены параллельно. Причем в этих случаях области, закончившие развитие, расположены ближе к периферии пояса, современные геосинклинальные — к внутренней части.

Все они различаются не только тем, что одни закончили свое развитие, а другие еще нет, но и временем заложения в них систем геосинклинальных прогибов. Для современных геосинклинальных областей время возникновения прогибов удается установить только в отдельных случаях. Оно оказывается меловым или даже более поздним. Среди областей, закончивших геосинклинальное развитие, выделяются такие, в которых заложение прогибов шло в палеозое (развитие продолжалось в мезозое и закончилось в кайнозое), в других — только в мезозое, чаще всего в меловом периоде, и продолжалось до середины или конца кайнозоя. Заложение прогибов здесь происходило на океанической земной коре, но в некоторых областях — и на более древнем складчатом основании.

Вместе с тем обе категории областей обычно тесно связаны друг с другом и слагают части больших кайнозойских складчатых областей. При этом участки, завершившие свое развитие, образуют в составе областей окраинные полосы, занимающие нередко меньшую часть их общей площади. Участки незавершенной складчатости представляют систему гряд (поднятий дна или островных дуг), разделенных глубокими впадинами. Особенно значительны по площади области вдоль Азиатско-Австралийского отрезка пояса.

Есть, однако, и примеры обособленных складчатых областей, завершивших геосинклинальное развитие в кайнозое и не связанных с островными дугами. К ним относятся Сихотэ-Алинь и береговые хребты побережья США.

Во многих случаях в островных дугах или на больших островах и полуостровах, тесно связанных с ними, как, например, на Восточной Камчатке, Тайване, Новой Кaledонии, Кубе и других, вдоль крупных разломов выступают мощные комплексы, состоящие из сходных по составу пород габбро, базальтов и ультраосновных (перидотитов и серпентинитов). Иногда наблюдается переслаивание габбро, базальтов и ультраосновных пород (А. Л. Книппер). Эти породы, как известно, слагают базальтовый слой земной коры дна океанов. Здесь они подняты на поверхность по разломам, образуя крупные блоки пород основания. Не-

редко такие блоки бывают несколько надвинуты по разломам на осадочные толщи. Присутствие их свидетельствует о том, что основание, на котором заложены геоантиклинальные гряды островных дуг, было океаническим дном. Перекрывающие их меловые и палеоген-неогеновые отложения представляют комплексы осадочно-вулканогенных пород начальных этапов формирования геосинклинальных областей.

Кайнозойские складчатые области Азиатско-Австралийского отрезка Тихоокеанского пояса на севере начинаются складчатой областью Корякского нагорья и Камчатки. Эта область образовалась в результате развития системы геосинклинальных прогибов, заложенных в середине мелового периода непосредственно на океанической земной коре (рис. 29).

Западная часть Камчатки, имеющая антиклинальное строение, представляет собой большое поднятие, которое выросло из гряды островов (островной дуги). В осевой части антиклинальной структуры выступают метаморфические породы — плагиоклазовые гнейсы, глаукофановые сланцы, которые, судя по данным радиометрического возраста, образовались за счет метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ мелового возраста. Это были лавы, туфы, кремнистые илы и чисто кремнистые яшмовые толщи. В конце мела в осевой части зоны стало расти поднятие (подводная грязь). На его склонах накапливались базальтовые и андезитовые лавы, туфы и обломочные породы (брекчии). В палеогене и неогене поднятие росло и лавы накапливались уже не под водой, а на суше, извержения вулканов происходили на острове.

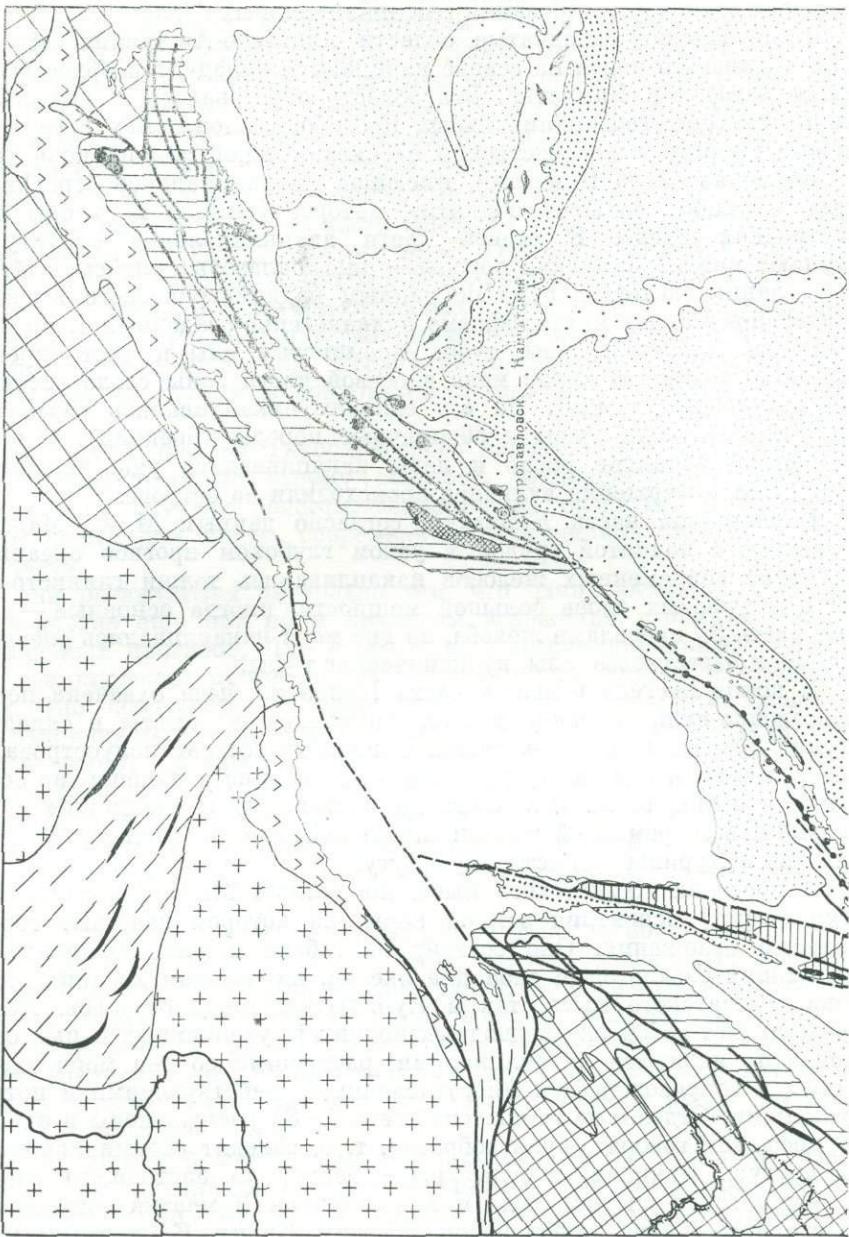
В восточной части Камчатки, согласно данным М. С. Маркова, по соседству с поднятой грязью в узком глубоком прогибе океанического дна типа современных желобов накапливались толщи глинисто-кремнистых и туфовых слоев большой мощности, иногда основные — спилитовые лавы. За пределами желоба, на дне моря накапливались океанические тонкие и известковые илы, вулканические туфы.

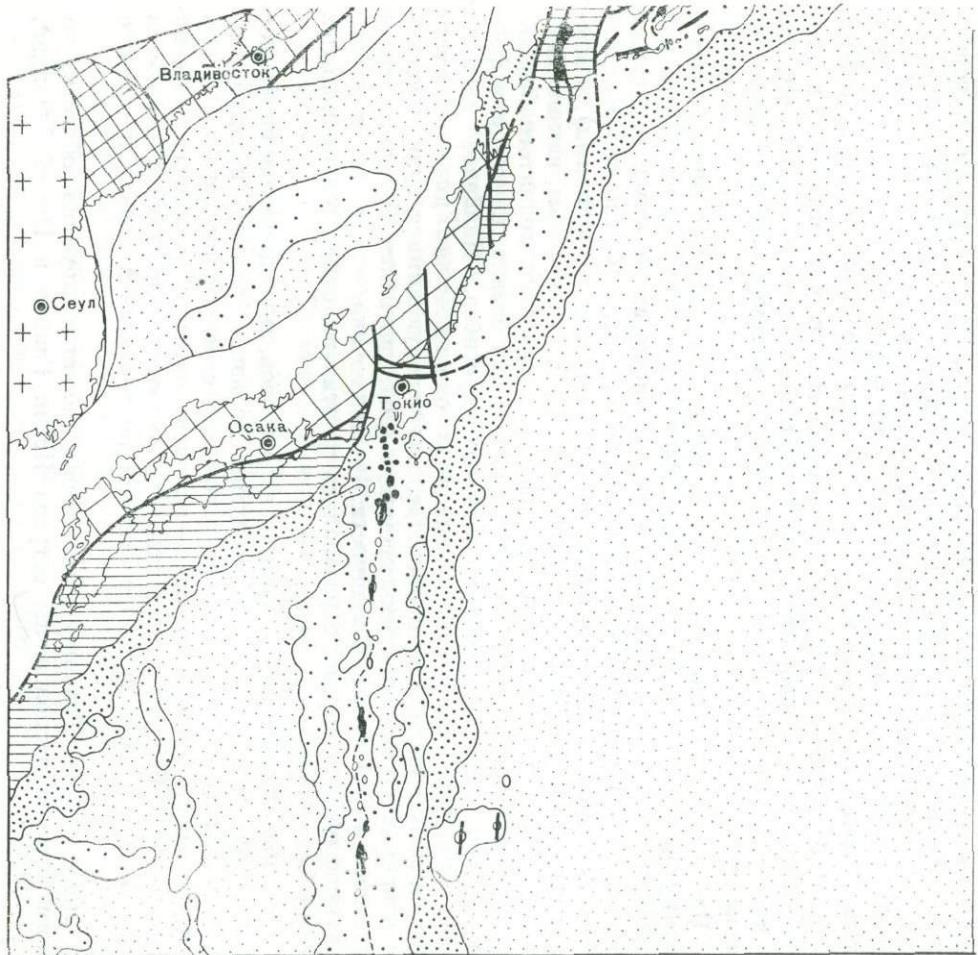
В конце неогена большая часть Камчатки была охвачена поднятием и осадочно-вулканические толщи, слагающие ее, смяты в складки. Наступил орогенный этап развития. Однако на востоке полуострова, в районе Камчатского мыса, продолжалось прогибание и накопление осадков и вулканических толщ. Эта часть до настоящего времени еще сохраняет активность современной геосинклинальной области и непосредственно переходит в Курильскую островную дугу.

В пределах Камчатского мыса, по данным М. С. Маркова, есть выступ (горст) основания земной коры, на котором залегают геосинклинальные отложения. Оно состоит из габбро и ультраосновных пород, слагающих базальтовый слой дна океана, на котором возникли как впадина Камчатского мыса, так и Курильская грязь островов. Последняя представляет собой ряд подводных поднятий, увенчанных цепью островов. Поднятия являются антиклиналями, растущими со дна моря вдоль разломов, и сопровождаются многочисленными действующими и потухшими вулканами. Отдельные гряды (их всего 7—8) расположены в одной зоне, но косо, как говорят, кулисообразно, т. е. заходят своими концами одна за другую. Начиная с мела гряды растут до настоящего времени.

Курильская система гряд и юго-западная Камчатка сопровождаются со стороны океана глубоководным узким Курило-Камчатским желобом, а со стороны Охотского моря — Южно-Охотской котловиной. Обе эти впадины — современные геосинклинальные прогибы.

Существенно отличается по истории развития от Камчатки область Сихотэ-Алиня. В ней заложение прогибов произошло на более древнем (байкальском) складчатом основании, причем возникла система трогов еще в палеозое (в девоне или силуре). Далее с отдельными перерывами шло их прогибание и накопление осадочно-вулканических толщ в течение палеозоя, триаса, юры и до мела. В конце мела (в середине позднего мела) область была поднята, произошла складчатость и начался орогенный этап,





- Р и с. 29. Схема тектонических элементов Тихоокеанского пояса Восточной Азии
- 1 — древние платформы;
  - 2 — то же под осадочным чехлом;
  - 3 — выступы основания молодых (послебайкальских) платформ;
  - 4 — молодые платформы, прикрытые чехлом;
  - 5 — Верхоянско - Чукотская складчатая область;
  - 6 — меловые-палеогеновые складчатые области;
  - 7 — меловой Охотско-Чукотский вулканический пояс;
  - 8 — неогеновые складчатые области;
  - 9 — складчатые системы, связанные с развитием геосинклинальных прогибов длительного развития с палеозоя до кайнозоя;
  - 10 — главнейшие антиклинали;
  - 11 — глубоководные желоба;
  - 12 — растущие антиклинальные поднятия;
  - 13 — метаморфические породы ядра Камчатского антиклиниория;
  - 14 — глубинные разломы;
  - 15 — грабены;
  - 16 — выходы офиолитового комплекса;
  - 17 — главнейшие вулканы;
  - 18 — дно глубоководных впадин окраинных морей и Тихого океана

сопровождающейся внедрением основных интрузий и гранитов и сильным вулканизмом (липарит-дацитовые лавы).

Так же и на островах Японии на байкальском (досилурийском) основании или у самого юго-восточного его края на океанической земной коре в середине палеозоя заложились система островных гряд и глубокий геосинклинальный прогиб. Они возникли вдоль крупнейших разломов и протягивались через современную середину острова Кюсю, Сикоку и вдоль юго-восточного берега Хонсю до района восточнее Токио. Прогиб активно развивался до середины перми, когда заполнившие его осадочно-вулканические толщи были смяты в складки, метаморфизованы и прорваны гранитами. Начиная с триаса и юры, а особенно в меловой период в прогибе, вытянутом параллельно палеозойскому, возобновились активное прогибание и накопление геосинклинальных осадочно-вулканических толщ. В конце мела здесь внедрились крупные массивы гранитов, а в эоцене происходило образование складок, больших надвигов и метаморфизация осадочно-вулканических пород с возникновением глаукофановых сланцев.

Другая активная зона прогибания и складчатости возникла в юре, в середине острова Хоккайдо. Эта зона продолжалась на север, в Восточный Сахалин. Прогибание здесь шло в течение всего мела. В палеогене произошла складчатость и толщи отложений были метаморфизованы и прорваны интрузиями гранитов.

К югу от Японии расположена огромная современная геосинклинальная область, охватывающая гряды островов Рюкю, Тайвань и Филиппинский архипелаг на западе и острова Бонин, Марианские и Каролинские — на востоке. Между грядами расположены большие котловины дна моря — Филиппинская и Марианская, разделенные подводной грядой поднятий и небольших островов. Обе гряды — Марианско-Каролинская и Рюкю-Филиппинская — с востока окаймлены глубоководными желобами.

В этой области остров Тайвань относится к участкам, где в неогене сформировалось крупное антиклинальное поднятие — антиклиниорий. В ядре его, как на Камчатке, выступает метаморфический комплекс мезозойских и палеозойских пород.

Вдоль Филиппинских островов проходит зона крупнейшего разлома, вытянутая через все главные острова. Вдоль него также протягивается ряд крупных антиклинальных поднятий, в которых выступают самые древние на Филиппинах метаморфические породы, вероятно мезозойского возраста (прикрытые меловыми, а кое-где юрскими отложениями), и массивы габбро, основных и ультраосновных пород. Эти массивы, как на Камчатском мысе, вероятно, представляют собой участки поднятого базальтового слоя земной коры, т. е. то основание дна океана, на котором формировались системы геосинклинальных прогибов. Наиболее древние отложения, образовавшиеся во впадинах океанического дна, относятся здесь к мелу и палеогену и представлены чередующимися вулканическими и кремнистыми породами (кремни, яшмы, граувакки, базальты, туфы андезитов и др.) большой мощности. Не исключено, что гнейсы и другие метаморфические породы образовались из этих же относительно молодых вулканогенно-осадочных толщ.

Сложные структуры Филиппинских островов, имеющие меридиональное простижение к востоку от упомянутого большого разлома и юго-западное — к западу от него, еще не закончили своего формирования. Здесь в отдельных прогибах в миоцене—плиоцене накопились колоссальные по мощности (до 6000 м) толщи глинисто-песчаных отложений с прослойями туфов и лав. Слабой складчатости они подверглись в начале и в конце плиоцена.

Следующей в Тихоокеанском поясе является крупная область, по краям которой расположены острова Новая Гвинея и Новая Зеландия,

а между ними — многочисленные дуги и гряды Меланезии вместе с разделяющими их котловинами дна морей.

На Новой Гвинеи и Новой Зеландии процессы геосинклинального развития и складчатости в основном закончились в неогене, а вся область разделяющих их гряд островов архипелага Адмиралтейства, Соломоновых островов, Новых Гебрид, Новой Каледонии, Фиджи, Тонга, Кермадек может рассматриваться как современная геосинклинальная область еще на ранней стадии развития.

Через Новую Гвинею протягивается длинная поднятая зона, в пределах которой выступают на поверхность наиболее древние метаморфические породы: зеленые сланцы, филлиты и большие массивы основных и ультраосновных пород. Эти породы вместе образуют, видимо, огромный блок земной коры, надвинутый по разлому, тянущемуся как раз через осевую часть острова к югу. По надвигу на поверхность выступают основные и ультраосновные породы базальтового слоя земной коры океана, прикрытые выше вулканогенно-кремнистыми отложениями. Это основание перекрыто здесь не очень большой толщей палеозоя — силура, карбона и перми и настоящими геосинклинальными толщами вулканогенных, кремнистых и граувакковых пород юры и нижнего мела, а затем — верхнего мела и палеогена.

Выступы древнего комплекса, сложенные основными и ультраосновными породами (базальтового слоя океанической коры), имеются также вдоль зоны разломов на Новой Каледонии, и далее по разломам они протягиваются через оба острова Новой Зеландии.

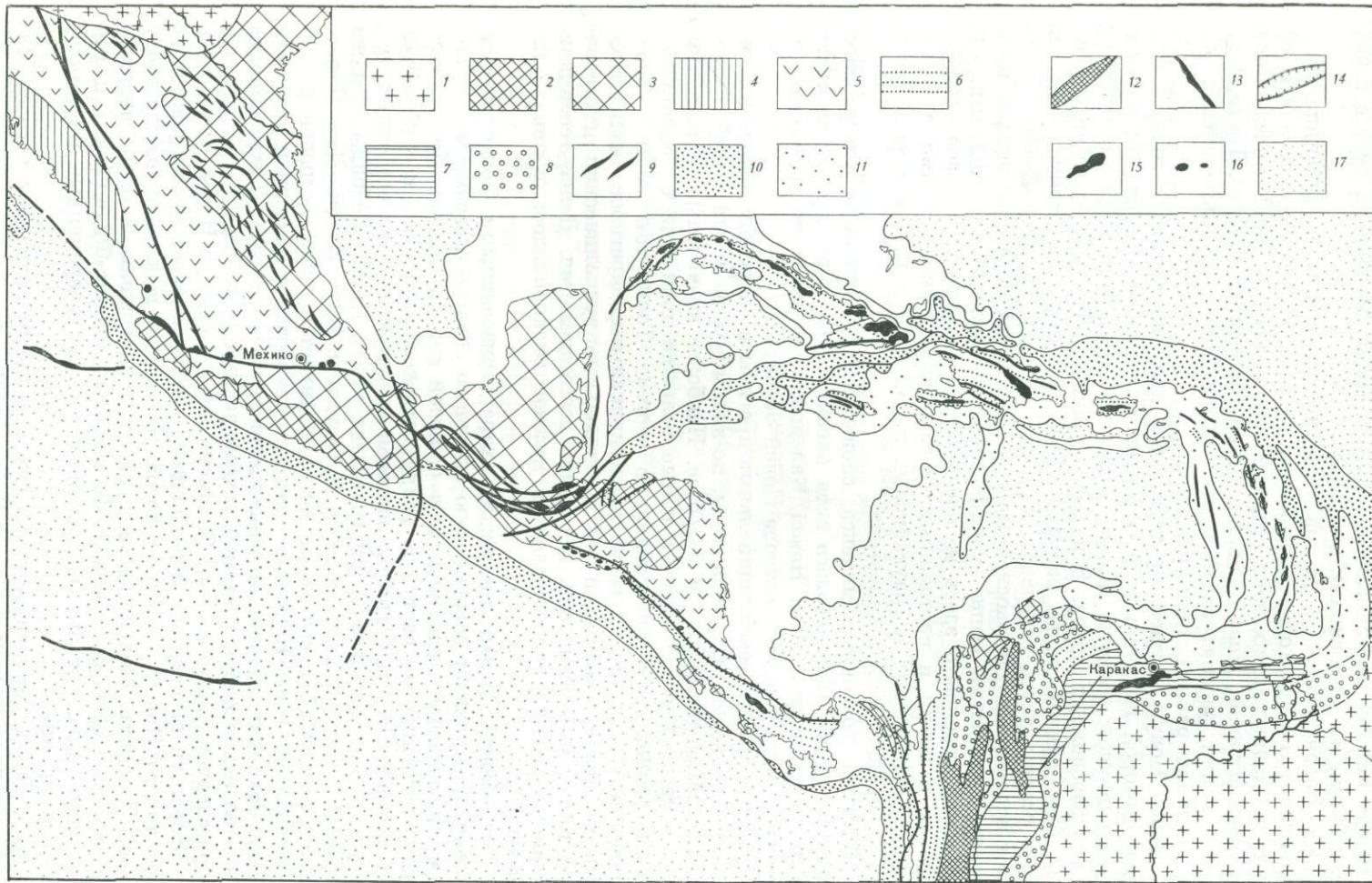
Таким образом, геосинклинальные прогибы и сопровождающие их гряды на дне океана были заложены, по-видимому, на месте Новой Гвинеи и Новой Каледонии еще в палеозое. Наиболее значительное прогибание шло в мезозое и палеогене, а самые большие движения с надвиганием блоков земной коры происходили в неогене. Точно так же и в Новой Зеландии заложение системы геосинклинальных прогибов осуществлялось в начале палеозоя и геосинклинальные вулканические и осадочные толщи формировались в течение всего палеозоя. Далее геосинклинальное развитие продолжалось в мезозое и закончилось в начале палеогена.

Вся область Меланезии между охарактеризованными большими островами представляет современную активную область с весьма значительным андезитовым вулканализмом и большой сейсмичностью. Ее в целом можно разделить на растущие гряды островов, котловины и глубоководные желоба. Основной грядой островов является цепь из островных дуг, тянущаяся от островов Адмиралтейства через Новые Гебриды, Фиджи и далее к югу в виде подводной возвышенности Колвил-Лау. Параллельно последней с севера на юг протягивается гряда островов и возвышенностей Тонга-Кермадек, которая сливается с северным островом Новой Зеландии. Почти на всем протяжении со стороны Тихого океана гряда сопровождается системой глубоководных желобов. Другой ряд желобов следует южнее ее — от Соломоновых островов до Новой Каледонии.

Вторая гряда островов и подводных возвышенностей протягивается от оконечности Новой Гвинеи к Новой Каледонии и к северному острову Новой Зеландии. Между двумя грядами расположены большие впадины дна морей — котловины Северо-Фиджийская, Южно-Фиджийская и Кораллового моря, которые рассматриваются как современные геосинклинальные прогибы.

Вся область заканчивается на юге подводным поднятием острова Ма-куори, расположенным к югу от Новой Зеландии.

Соединительным звеном между азиатско-австралийским и американским отрезками Тихоокеанского пояса служит Алеутская островная дуга, образующая самостоятельную область. Она вместе с Командорскими островами и сопровождающим их глубоководным желобом вытянута на



Геологическая карта Мексики и Центральной Америки

Аз.

2000 км, а с севера окаймлена котловиной Берингова моря. На востоке она заканчивается складчатой областью южного побережья Аляски, которая сложена осадочными и вулканическими толщами мела и палеогена, прорванными гранитами. Геосинклинальные прогибы были заложены на океаническом основании в мелу, как на Камчатке, а их развитие продолжалось в палеогене и неогене и закончилось неогеновой складчатостью.

Продолжением этой области на юго-восток после некоторого перерыва является складчатая область Береговых хребтов штатов Вашингтон, Орегон и Калифорния в США. Она также образовалась в результате накопления мощной толщи меловых и палеогеновых граувакковых песчаников, кремнистых сланцев, спилитов в середине мела в прогибах на океаническом основании и подверглась складчатости в неогене в течение целого ряда фаз — вплоть до четвертичных по возрасту.

Южнее крупной и обособленной является складчатая область Центральной Америки. Она имеет вид огромной дуги, которая начинается в Центральной Америке (в Мексике, Гватемале, Гондурасе), протягивается на восток через Кубу и Большие Антильские острова, затем отгибается к югу через Малые Антильские острова и идет к западу через Береговые хребты Венесуэлы в Анды Колумбии и Эквадора (рис. 30).

На примере этой складчатой дуги виден переход зрелых складчатых областей Колумбии и Венесуэлы, а также Мексики и Кубы по простиранию непосредственно в типичную островную дугу Малых Антильских островов с незавершенным геосинклинальным развитием. Дуга окаймляет глубокую котловину Карибского моря и, в свою очередь, окаймлена океаническим желобом Пуэрто-Рико с глубинами до 8 км.

Развитие Колумбийских Анд началось заложением геосинклинальных прогибов еще в начале палеозоя, продолжалось в мезозое и закончилось в неогене. Восточнее, в Андах Венесуэлы, в основании залегает метаморфический комплекс (Себастополо) мезозойского возраста, где заложение прогибов происходило только в мезозое и продолжалось до середины неогена. Антильская дуга развивается на океаническом основании с начала кайнозоя (эоцен). На больших островах — Кубе, Гаити, Пуэрто-Рико — складчатость закончилась в эоцене — олигоцене. Она сопровождалась образованием крупных надвигов и сдвигов, по которым выступают из глубины участки ультраосновных пород, габбро и метаморфизованных базальтов, согласно данным А. Л. Книппера, образующие крупные перемещенные по надвигам массивы. Последние являются, по-видимому, поднятыми по разломам и надвинутым пластинам океанического дна (базальтового слоя земной коры), свидетельствуя, что заложение всей этой области происходило на океаническом дне.

Другая владина дна, известная как желоб Кайман, отделяет Кубу от Гаити и Ямайки. Эта длинная и узкая впадина глубиной до 7000 м вытянута вдоль ряда разломов, которые пересекают западнее участок

Рис. 30. Схема основных тектонических элементов Центральной Америки

- 1 — древние платформы;
- 2 — молодые платформы — выступы складчатого основания;
- 3 — молодые платформы; части, прикрытые чехлом;
- 4 — складчатая область Западного побережья Мексики;
- 5 — кайнозойский вулканический пояс Центральной Мексики;
- 6 — неогеновые складчатые области;
- 7 — геосинклинальная складчатая система Анд Колумбии и Венесуэлы длительного развития;
- 8 — межгорные и краевые впадины орогоенного этапа;
- 9 — главнейшие антиклинали;
- 10 — валообразные желоба;
- 11 — валообразные поднятия дна;
- 12 — крупные антиклиниории;
- 13 — глубинные разломы;
- 14 — грабены;
- 15 — выходы офиолитового комплекса;
- 16 — главнейшие вулканы;
- 17 — дно глубоководных котловин Карибского моря и океанов

Центральной Америки в Гватемале. Эта система разломов является одной из крупнейших в Америке.

Последнюю — кайнозойскую — область Тихоокеанского пояса составляет крайняя оконечность Южноамериканских Анд в Чили вместе с дугой подводных возвышенностей и островов Южной Георгии, Южно-Сандвичевых и Скотта. Эта дуга во многом похожа на Антильскую.

Развитие Анд Южного Чили и Отнепной Земли началось в раннем палеозое и продолжалось в течение палеозоя, а затем в мезозое и кайнозое. Складчатость является очень молодой — неогеновой. Дуга Южно-Сандвичевых островов представляет прямое продолжение Анд, хотя находится на значительно более ранней стадии развития. Ее продолжением является Антарктический полуостров с достаточно древним временем окончания геосинклинального развития.

Как видно, в пределах Тихоокеанского пояса происходило последовательное формирование различных по возрасту складчатых областей, которые становятся все более молодыми по мере продвижения от периферии к центру. Самые молодые кайнозойские области только в некоторых частях завершили геосинклинальное развитие. Значительные по площади их части, включающие системы островных дуг вместе с соседними впадинами дна океана, еще находятся в довольно ранней стадии и с полным основанием могут рассматриваться как современные геосинклинальные области в составе Тихоокеанского пояса.

## ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКИХ ПОРОД ОСНОВАНИЯ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Изучение современных островных дуг окраин Тихого океана позволяет во многом понять и правильно оценить особенности ранних этапов развития геосинклинальных областей, заложенных на земной коре дна океанов. Оказывается, что уже в пределах отдельных поднятий в грядах островных дуг и на больших островах или полуостровах, тесно связанных с ними, во многих местах выведены на поверхность метаморфические породы, в частности гнейсы, сопровождаемые гранитами.

Выходы пород такого рода известны на Камчатке, Тайване, островах Филиппинского архипелага, Кубе и во многих других местах. По большей части это кристаллические сланцы и гнейсы (плагиогнейсы), слагающие отдельные массивы. Раньше их принимали за древнее метаморфическое основание складчатых областей палеозойского или даже докембрийского возраста. Сейчас, на основе данных радиометрических определений, выяснилось, что это очень молодые метаморфические породы мезозойского, часто мелового и даже палеогенового возраста.

Следовательно, осадочные толщи, накапливающиеся на дне морей в областях островных дуг, и те туфы и лавы, которые были извергнуты в результате вулканических процессов, в мелу и палеогене подверглись в отдельных участках усиленному метаморфизму.

Метаморфические породы, как и граниты, обладают значительно большей плотностью, чем осадочные, и поэтому выявляются на глубине главным образом по прохождению сейсмических волн, а также по данным изучения силы тяжести (гравиметрии). Они обнаружены под осадочно-вулканическими толщами островных гряд на очень многих их участках и играют значительную роль в строении этих молодых поднятий.

По-видимому, в пределах островных дуг на их приподнятых и вытянутых вдоль глубинных разломов участках происходили процессы выноса из глубины не только вулканических продуктов, но и глубинных горячих выделений, которые приводили к метасоматозу и метаморфизации осадочных и вулканических пород, а в отдельных случаях и к их гранитизации.

Таким образом, на глубине образовывались относительно небольшие по площади массивы, как бы зачатки гранитно-метаморфического слоя земной коры. В ходе развития островных дуг в течение длительного времени объем гранитно-метаморфических пород увеличивался.

На больших островах и полуостровах — на Камчатке, Японских, Филиппинских, Новой Гвинее, Суматре и др. — массивы гранитно-метаморфических пород достигают огромной площади. Многие исследователи (М. С. Марков, Ю. М. Пущаровский и др.) считают и, по-видимому, вполне справедливо, что эти острова представляют дальнейший этап развития островных дуг.

При последующем развитии этого процесса образовались уже значительные гряды с гранитно-метаморфическим слоем в их основании. Между ними в узких впадинах накопились мощные толщи осадочно-вулканических пород, которые могут служить материалом для дальнейшего превращения в гранитно-метаморфический слой. В такой стадии развития находится, вероятно, область больших островов Индонезии (Суматра, Ява и др.).

Процесс, подобный тому, который мы наблюдаем в островных дугах, т. е. начальная стадия формирования гранитно-метаморфического слоя, характерен для древних этапов развития больших складчатых поясов, когда геосинклинальные области развивались на океанической коре. Гранитно-метаморфический слой образовался к концу рифейской эры на значительных площадях и оказался достаточно мощным и устойчивым. В дальнейшем он служил основанием для формирования на его поверхности геосинклинальных прогибов другого типа, возникавших при раскалывании и раздвигании глыб материковой земной коры.

Во второй половине рифейской эры, когда закладывались каледонские системы геосинклинальных трогов, в пределах поясов еще существовали большие площади древней океанической коры, так что многие геосинклинальные прогибы образовались на коре океанического типа. Однако к этому времени сложились крупные массивы создавшегося перед тем гранитно-метаморфического основания, за счет разрыва которого также были заложены некоторые системы прогибов.

После эпохи байкальской складчатости в поясах образовались еще более значительные по площади области с гранитно-метаморфическим слоем земной коры. Малые пояса полностью превратились в молодые платформы.

Герцинские системы геосинклинальных прогибов закладывались уже на допалеозойском гранитогнейсовом складчатом основании, сформировавшемся в середине рифея или в его конце. В процессе образования герцинских систем геосинклинальных трогов метаморфическое основание было раздвинуто вдоль глубинных разломов и на дне трогов выступило раздробленное базальтовое основание, а вдоль некоторых разломов — и ультраосновные породы верхней мантии. Этим и объясняется присутствие офиолитовых комплексов в составе нижних этажей геосинклинальных серий. В других случаях, вероятно, само заложение геосинклинальных герцинских систем прогибов происходило на остатках ранее обширных площадей океанической коры.

Альпийская складчатая область является примером трех периодов геосинклинального развития, протекавших в Средиземноморском поясе Евразии.

Первый из них — начальный — был связан с развитием геосинклинальных систем на океанической коре в течение позднего протерозоя (байкальский цикл).

Второй — палеозойский (герцинский цикл) — связан с возникновением геосинклинальных прогибов и их систем уже на сложившемся основании, состоявшем из складчатых метаморфических пород, образовавших тонкую кору континентального типа. Развитие этих систем прогибов на-

чалось в ордовике—силуре и закончилось в конце палеозоя герцинской складчатостью.

Третий цикл охватил только центральную, срединную, часть Средиземноморского пояса в пределах Альпийской складчатой области и начался развитием геосинклинальных систем такого же простирания, как и герцинские, с триаса и юры. Закончился в неогене.

В итоге этих трех циклов развития Средиземноморского пояса земная кора материкового типа (гранитно-метаморфический слой) достигла в целом значительной толщины. Особенно велика мощность ее под горными хребтами, например под Памиром (60 км), под Большим Кавказом (60 км), под Альпами (60 км). Наоборот, под срединными массивами, например под Паннонским, который служит основанием Венгерской низменности, гранитно-метаморфический слой не имеет большой мощности—лишь 25 км. Очевидно, он сложился в первый из этапов, в эпоху байкальской складчатости, когда образовалось основание срединного массива, и дальше уже не утолщался.

По-видимому, процесс геосинклинального развития на океанической коре ведет сначала к возникновению гранитно-метаморфического слоя земной коры относительно небольшой мощности. Повторный процесс развития геосинклинальных прогибов, скажем, палеозойских на позднеопротерозойском (байкальском) основании и альпийских (мезозойско-кайнозойских) на байкальском или на палеозойском основании, приводил к дальнейшему утолщению складчатого гранитно-метаморфического основания земной коры поясов.

В Тихоокеанском поясе в силу особенностей его расположения на периферии огромной площади дна океана мы видим не столько повторение процессов геосинклинального развития в одной и той же области, сколько последовательное смещение этого процесса к центру океана. В ходе этого процесса происходит здесь также постепенное увеличение площади гранитно-метаморфического слоя.

## Глава VII

# РАЗВИТИЕ ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

### ОСНОВНЫЕ ЭТАПЫ

Как древние, так и молодые платформы в своем развитии прошли две ступени. Сначала происходило формирование их складчатого основания. Затем поверх фундамента образовались мощный осадочный чехол и совершенно другие структурные формы.

Для древних и молодых платформ время проявления этих двух ступеней развития было различным. Древние платформы как блоки материевой земной коры начали формироваться в середине архея (около 3000 млн. лет назад). Их развитие с небольшими различиями для разных платформ продолжалось до середины или конца среднего протерозоя (1800—1650 млн. лет назад). К началу рифея (позднего протерозоя, 1600 млн. лет назад) относится возникновение платформенного чехла древних платформ, т. е. они достигли платформенной ступени развития.

Образование фундамента молодых платформ началось в пределах складчатых поясов много позднее — с серединой протерозоя, а окончилось в разных частях поясов в различное время: в одних случаях в начале палеозоя, в других — в его конце, перед мезозоем.

Каждая из этих ступеней развития отражает особенности процессов развития материевой земной коры. Первая из них связана с геосинклинальным процессом и формированием гранитно-метаморфического слоя континентов. Вторая отражает деформации континентальной коры, связанные с возникновением платформенных структур разного рода.

По существу настоящей материевой земной корой является кора платформенного типа. Древние и молодые платформы слагают преобладающие по площади части всех материков, а на долю современных геосинклинальных областей остается небольшая их площадь.

Образование фундамента древних платформ завершилось в основном после карельской и гудзонской эпох складчатости в начале среднего протерозоя (2000—1800 млн. лет назад). Геосинклинальные складчатые области раннего протерозоя к этому времени завершили свое развитие, архейские массивы были повторно гранитизированы. На многих участках разных платформ сформировались протоплатформенный чехол и сопровождавшие его интрузивные комплексы. Другие части, главным образом по окраинам платформ, подвергались еще более молодой гранитизации и метаморфизму. Иногда здесь образовывались вулканические излияния кислых вулканических пород — порфиры Кируны и Смоланд на Балтийском щите в Швеции и др.

Земная кора достигла платформенной ступени своего развития.

Однако фундамент древних платформ еще не покрыт настоящим платформенным чехлом, который одевает их поверхность, перекрывая самые различные в структурном отношении части. Образование платфор-

менного чехла всегда связано с формированием обширных пониженных площадей — плит, разделенных на отдельные впадины и выступы фундамента, но в общем опущенных по сравнению с сильно поднятыми частями платформ — щитами.

В то время, когда происходит разделение платформ на обширные щиты и плиты, начинается формирование на их поверхности сплошного осадочного чехла и платформенных структур. Следовательно, можно наметить два главных этапа развития древних платформ: начальный, связанный с общим поднятием фундамента, и главный, характеризующийся образованием щитов и обширных плит и формированием на них осадочного чехла.

Большинство древних платформ — Восточно-Европейская, Сибирская, Северо-Американская, Северо-Африканская, Южно-Африканская, Австралийская, Китайско-Корейская, Таримская и др. — достигли платформенной ступени развития в конце среднего — начале позднего протерозоя и с тех пор представляют наиболее устойчивые части земной коры материков.

Земная кора в пределах древних платформ обладает уже мощным гранитно-метаморфическим слоем, потеряла высокую подвижность, своюственную геосинклинальным складчатым областям и испытывает в основном вертикальные поднятия и опускания, связанные с большими разломами. Вертикальные движения выражаются в резких опусканиях по разломам с образованием грабенов и авлакогенов, а также в длительных неравномерных опусканиях или поднятиях обширных площадей — щитов и плит, впадин и антиклиз.

К раннему этапу существования платформ, когда еще не было сплошного чехла, приурочено образование обширных грабенов, как бы рвов, и авлакогенов. В некоторых из них в пределах впадины, опущенной между разломами, накапливались не только осадочные толщи, но и вулканические породы основного состава, внедрялись небольшие интрузии основных и иногда щелочных пород, местами происходило смятие осадочных и вулканических пород. В авлакогенах нередко встречаются более или менее сложные складчатые структуры. Видимо, это — всегда узко местные дислокации, связанные с тем или иным грабеном или его частью.

Авлакогены достигают иногда сотен и тысяч километров в длину и десятков — в ширину. К их числу относятся Припятско-Днепровско-Донецкий, включающий Донецкий бассейн, и Пачелмский на Восточно-Европейской платформе, Вилуйский — на Сибирской, Амазонский — в Южной Америке (еще плохо изученный), Уичито — на краю Северо-Американской платформы (штаты Оклахома и Техас) и др. Некоторые из авлакогенов испытывали длительное прогибание в течение многих геологических периодов, другие образовались в относительно короткое время и затем были перекрыты мощным осадочным чехлом. Но в общем их возникновение связано, как правило, с начальным этапом развития платформ. Дальнейшая эволюция их структуры иногда затягивалась на длительный срок. Например, складки в Донецком бассейне сформировались в конце палеозоя (в перми), а сам Припятско-Донецкий авлакоген в целом начал образовываться на Восточно-Европейской платформе в середине рифейской эры.

По своему строению и истории развития авлакогены имеют общие черты с геосинклинальными прогами, но они заложены на совершенно другом основании — фундаменте древних платформ и лишены настоящих гранитоидных интрузий.

Второй, главный, платформенный этап, несравненно более длительный, связан с опусканием значительных частей платформ и образованием плит, покрытых осадочным чехлом. Опусканье их шло неодновременно и неравномерно. В итоге появлялись отдельные более или менее

крупные, плоские платформенные впадины, разделенные относительно приподнятыми участками. Во впадинах медленно накапливались осадочные толщи иногда огромной мощности, на поднятых участках накопление осадков шло с перерывами (см. рис. 8).

На большинстве древних платформ образование осадочного чехла плит приурочено к середине или концу рифейской эры. С этого же времени началось формирование и типичных платформенных впадин и выступов. Среди впадин можно выделить три типа, различающихся по форме и отчасти по условиям формирования. Это — окраинные впадины, синеклизы и амфиклизы.

Первые — широкие впадины, вытянутые вдоль края платформы, асимметричные, как бы отогнутые края платформы, глубоко опущенные у самого края, постепенно выполаживающиеся к ее середине. Окраинные впадины впервые были выделены на Сибирской платформе Е. В. Павловским и названы им перикратонными, т. е. расположенными по краю кратона — древней платформы. Часто их развитие происходило очень длительное время: для некоторых окраинных впадин Восточно-Европейской платформы — с середины рифея до мезозоя и даже до наших дней (Прикаспийская впадина). Поэтому они бывают заполнены очень мощной толщей осадочных пород (в Прикаспийской впадине около 20 км).

Синеклизы — это плоские, округлые, овальные или удлиненные впадины, наиболее прогнутые в середине, постепенно выполаживающиеся к краям. Они созданы постепенным прогибанием участка платформы; длительность этого процесса могла быть несколько различной в разных синеклизах: обычно охватывает часть палеозоя и мезозой или только мезозой и кайнозой.

Третий тип впадин платформ — амфиклизы — лишь недавно выделен как самостоятельный. К нему относятся впадины, имеющие форму как бы гигантских амфитеатров с довольно плоским дном и крутыми крыльями по сторонам. Для амфиклизов характерны очень большое количество окаймляющих их края и секущих разломов, а также огромные массы вулканических продуктов — лав, туфов и других, вынесенных из глубины по разломам и образующих иногда очень мощные накопления. Самая типичная амфиклиза — Тунгусская, на Сибирской платформе.

Разделяющие эти впадины пологие поднятия — своды и несколько более крупные — антеклизы рассматриваются как остаточные формы при прогибании впадин. Процесс опускания, прогибания в ходе развития платформенных структур является ведущим.

Фундаментом молодых платформ, как мы знаем, служат складчатые области разного возраста, участвующие в строении складчатых поясов. Местами в состав этого фундамента входят также отдельные массивы древних раннепротерозойских гранитизированных пород. Более широко распространены массивы, образовавшиеся в середине рифея в результате кибарской, исидонской, эспинасской и других местных эпох складчатости, гранитизации и метаморфизма с возрастом около 1300—1000 млн. лет. Еще более значительные площади слагают участки, образовавшиеся в итоге байкальской складчатости: Тимано-Печорская область к северо-востоку от Восточно-Европейской платформы, байкалиды Байкальского нагорья, Енисейского кряжа и Таймыра в Сибири. Они же образуют большую часть площади малых Внутриафриканского и Бразильского поясов, которые в конце протерозоя завершили геосинклинальное развитие. В их пределах после этого началось образование платформенного чехла — малые пояса вступили в платформенную стадию развития. Значительно распространение в больших поясах и каледонских складчатых областей, превратившихся в складчатое основание в середине палеозоя (в силуре — начале или середине девона).

На поверхности этих разных по возрасту складчатых массивов — кибарских, байкальских, каледонских — в больших складчатых поясах

также образовались более или менее обширные площади и участки, покрытые осадочным чехлом. Иногда он подвергался процессам метаморфизации и был прорван различными интрузиями. Чехол срединных массивов во многом похож на чехол древних платформ, но занимает ограниченные пространства. Он испытал местную складчатость и метаморфизм и даже иногда пронизан гранитными телами. Но это еще не был настоящий платформенный чехол.

Только после окончания геосинклинального развития герцинских складчатых областей в пределах больших поясов начались прогибание обширных площадей плит и образование настоящего платформенного чехла, основание которого перекрывает байкальские и более древние массивы, каледонские и герцинские складчатые области. Этот платформенный чехол относится по возрасту к мезозою и кайнозою и заполняет обширные впадины платформенного типа. Он является эпигерцинским, так как образовался после герцинской складчатости и перекрывает не только герцинское складчатое основание поясов, но и все более древние части их фундамента.

Эпигерцинский чехол одевает огромные площади плит молодых платформ: Туранскую, Западно-Сибирскую, Дунбейскую в Урало-Монгольском поясе и др. Со времени начала его образования значительные площади складчатых поясов достигли платформенной ступени своего развития, превратились в настоящие платформы. В их развитии можно выделить те же два крупных этапа, которые характерны для древних платформ.

Первый этап — формирование грабенообразных впадин, иногда очень длинных и глубоких, вдоль разломов складчатого основания. На молодых платформах эти впадины, как и на древних, бывают осложнены складками, включают вулканические толщи и иногда небольшие интрузии изверженных пород. По возрасту являясь эпигерцинскими, они чаще всего заполнены триасовыми или юрскими толщами, нередко значительной мощности, с вулканическими породами — андезитами, базальтами, туфами. В отличие от авлакогенов древних платформ такие впадины было предложено именовать тафрогенами (В. Н. Соболевская, 1965).

Второй этап развития молодых платформ, более длительный, характеризуется образованием пологих поднятий, подобных щитам, а также обширных и длительно развивавшихся впадин, подобных синеклизам и перикратонным прогибам древних платформ. На многих молодых платформах впадины закладывались начиная с юры, развивались затем в течение мела, палеогена, неогена, а в некоторых случаях прогибаются и до настоящего времени.

## ПРИЧИНЫ ОБРАЗОВАНИЯ ВПАДИН ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА

Очень вероятно, что происхождение впадин древних и молодых платформ связано с одинаковыми процессами.

Впервые вопрос о причинах прогибания платформенных впадин поставил Н. С. Шатский в 1947 г. Для него было очевидно, что причины эти следует искать в процессах, происходящих под земной корой, однако не было ясно, что вызвало прогибание: отток подкорового вещества или его уплотнение. Рассматривая эту проблему, он склонялся в пользу второго. Так же рассматривали происхождения синеклиз В. А. Магницкий, В. В. Белоусов, Е. Н. Люстих и многие другие. В последние годы проблема формирования прогибов и поднятий земной коры в условиях платформ и геосинклинальных областей специально изучалась С. И. Субботиным и его сотрудниками (Г. Л. Наумчик, И. Ш. Рахимова). Ими были использованы геофизические данные о строении земной

коры и неоднородности верхней мантии, а также теоретические и экспериментальные данные о строении вещества мантии. Исследователи пришли к выводу, что главной причиной поднятий и опусканий земной коры при формировании платформенных впадин, в частности, являются процессы уплотнения и разуплотнения вещества, слагающего верхнюю мантию. Эти процессы идут на глубинах порядка от 50 до 300 или 400 км и связаны с преобразованием вещества мантии при изменении термодинамических условий в более плотное вещество.

Экспериментальные данные многих исследователей и теоретические расчеты для систем компонентов минералов ультраосновных пород, участвующих в строении верхней мантии, показывают, что определенным термодинамическим условиям свойственны свои минеральные ассоциации. При изменении температуры и давления меняется их минеральный состав. Наиболее важным процессом, который может объяснить уплотнение вещества мантии, является преобразование шпинелевых перидотитов, слагающих верхнюю часть мантии, в гранатовые перидотиты. Последние обладают большей плотностью, что и приводит к значительному уменьшению объема вещества мантии. В результате происходит оседание верхней части мантии, расположенной над областью этого уплотнения, и земной коры с образованием полого прогиба на поверхности последней. Эти процессы, протекающие очень длительно, могут привести к образованию главных типов платформенных впадин, которые формируются в течение ряда геологических периодов.

В пользу такого предположения свидетельствует не только теория, но и данные о составе обломков (ксенолитов) в кимберлитах, в алмазных трубках Сибири и Южной Африки, вынесенных из мантии. Они как раз состоят из шпинелевых и гранатовых перидотитов и эклогитов.

В нижних частях земной коры уплотнение вещества может быть связано с преобразованием базальтовых основных пород в эклогит (перидотит-гранатовую породу), имеющий такой же химический состав, но значительно большую плотность.

По началу образования платформенных впадин и заполняющего их чехла можно считать, что их обширные части складчатых поясов достигли платформенной ступени развития. С этого времени огромные площади материков превратились в платформы, состоящие из участков древних и молодых платформ. Платформы — наиболее типичные элементы строения земной коры материков — охватывают с конца палеозоя преобладающую часть их площади.

На рис. 9 показано распространение платформенных частей земной коры материков и кайнозойских геосинклинальных областей, в пределах которых отдельные части являются современными геосинклинальными областями, не закончившими своего развития.

Что касается областей с мезозойским складчатым основанием, то они нигде не покрыты настоящим платформенным чехлом и, таким образом, еще не вступили в стадию настоящих платформ (кратонов). Вероятно, их современное состояние подобно молодым платформам в начале палеозоя или древним платформам в среднем протерозое, перед рифеем. Иначе говоря, они находятся на ранней стадии развития платформ, до образования сплошного чехла.

## ГЛАВНЕЙШИЕ ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ ЧЕХЛА ДРЕВНИХ И МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

С толщами отложений, слагающими чехол древних и молодых платформ, связаны главнейшие месторождения нефти, газа и других полезныхскопаемых. Многие из них образовались одновременно с накоплением осадочных толщ на дне моря, другие — на поверхности материков, третьи связаны с вулканализмом. Главными среди них являются горючие иско-

паемые и прежде всего нефть и газ. Крупнейшие в мире месторождения нефти и газа, в том числе гигантские месторождения, недавно открытые в Западно-Сибирской низменности, связаны с чехлом древних и особенно молодых платформ. Областями богатейших месторождений нефти и газа являются восточные части Русской плиты, Туранская и Западно-Сибирская плиты, Северная Африка, Аравийский полуостров в районе Персидского залива, юг Соединенных Штатов Америки, плита Северной Аляски и др. К осадочным отложениям платформ приурочены месторождения ископаемого угля, образующие крупнейшие угленосные бассейны, хотя они здесь и менее богаты, чем в краевых прогибах геосинклинальных складчатых областей. Наконец, с самыми глубокими впадинами платформ связаны месторождения каменной, калийных и магниево-иональных солей.

Осадочные толщи чехла древних и молодых платформ, особенно в областях их впадин, являются богатейшим источником пресных и минеральных вод. Водоснабжение многих крупных городов и промышленных центров, в частности Москвы, производится в значительной мере или целиком за счет ресурсов подземных вод, обычно очень высокого качества. Многие минеральные воды и рассолы также извлекаются из отложений чехла платформ.

Россыпные месторождения золота и некоторых других металлов также находят в чехле древних платформ. Кроме того, здесь добываются многочисленные и разнообразные виды глин, песков, известняков, мела, доломитов и других горных пород, используемых строительной промышленностью, а также осадочные железные руды, бокситы, сера и многие другие полезные ископаемые.

С магматизмом платформ также связаны многие ценные виды полезных ископаемых; с трапповыми вулканическими излияниями и сопровождающими их интрузивными телами — медные, медно-никелевые руды, а иногда и железные руды. Трубки взрыва, заполненные ультраосновными породами кимберлитами, известные на Сибирской и Южно-Африканской платформах, содержат месторождения алмазов, которые вынесены в эти трубки из глубоких недр мантии.

Таким образом, с платформенным периодом развития земной коры и формированием чехла древних и молодых платформ связано образование многих важнейших промышленных месторождений самых различных видов минерального сырья, добываемого для нужд строительства и промышленности.

## ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ПОЯСА И ЭПИПЛАТФОРМЕННЫЙ ОРОГЕНЕЗ

Помимо формирования платформенных структур, развитие земной коры древних и молодых платформ выражается в образовании вулканических поясов в процессах эпиплатформенного орогенеза и близких к ним процессах рифтообразования.

Вулканические пояса и зоны — это обширные полосы земной поверхности, в которых произошло разламывание земной коры многочисленными глубинными разломами и которые послужили путями для выхода на поверхность вулканических продуктов с образованием мощных толщ лав, пеплов, туфов и др. Вулканические пояса не связаны с геосинклинальным процессом, а возникают после его завершения, на ранних этапах существования платформы. Они формировались до возникновения платформенного чехла и связаны с эпохой, когда после окончания процесса складчатости молодая складчатая область испытала сильные поднятия и превратилась в горную страну. Наиболее типичным является мезозойский вулканический пояс по краям Тихого океана. Здесь вдоль

молодых складчатых областей Камчатки, Сихотэ-Алиня, Охотско-Чукотской, Невадской и Береговых хребтов Северной Америки, а также в Мексике и в Андах в конце раннего мела образовались многочисленные расколы земной коры. По ним стал поступать на поверхностьмагматический материал, и возникли центры вулканических излияний, через которые до конца мела выбрасывались огромные массы лав и других продуктов (пеплы, туфы и проч.). Сформировался целый, хотя и прерывистый, пояс мелового вулканизма вдоль азиатского и американского берегов Тихого океана.

Подобные вулканические пояса известны и на поверхности складчатых областей внутри больших поясов (позднепалеозойский пояс в Казахстане), и на древних платформах (среднепротерозойская вулканская область Кирены в Швеции).

Эпиплатформенным орогенезом А. Л. Янгин предложил называть процессы горообразования, которые проявляются в пределах платформ. В большинстве случаев эпиплатформенным горообразованием бывают охвачены участки молодых платформ. Наиболее известными областями эпиплатформенного орогенеза являются области Тянь-Шаня, Алтая, Монгольского Алтая, Восточного и Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Куынлуя, Нань-Шаня, в Центральной Азии, где системы крупных горных хребтов подняты новейшими процессами поднятий и разделены глубокими депрессиями. В горных хребтах многие вершины и гряды достигают высот 3000—4000 и даже 4500 м (Белуха на Алтае) и 7000 м (Хан-Тенгри на востоке Тянь-Шаня). Рост и поднятие горных хребтов сопровождалось, конечно, врезанием в них речевых систем, разрушением горных массивов и выносом продуктов этого разрушения потоками на равнину или прилегающие впадины. Последние одновременно с поднятием гор испытывали прогибание и в итоге заполнились за то время, пока росли хребты, огромными массами осадочных толщ, продуктами размыва пород, слагающих хребты. В результате в таких впадинах между хребтами, как Ферганская, Иссык-Кульская, Чуйская, Илийская в Средней Азии, Зайсанская на Алтае, Джунгарская и многие другие, накапливаются иногда очень мощные толщи осадочных пород. По возрасту их судят о времени начала этого процесса.

Эпиплатформенный орогенез в Центральной и Средней Азии начался в конце палеогена—начале неогена и продолжается до настоящего времени. Примерно в это же время он проявлялся и в других районах: в Верхоянско-Чукотской области и Сибири, в Аппалачских горах Северной Америки, в Атласе в Северной Африке, в Восточной Австралии и др.

Эпиплатформенное горообразование сопровождалось в отдельных случаях сжатием осадочных толщ при поднятии и опускании отдельных массивов в более или менее сложные складки. Иногда возникали и небольшие надвиги с наползанием по разломам одних пакетов осадочных пород на другие. Смятие в складки происходило иногда и вследствие соскальзывания осадочных толщ по подстилающей их поверхности при ее наклоне. В этом случае также могли формироваться довольно сложные складчатые структуры.

В отдельных местах эпиплатформенный орогенез проявился и на древних платформах, где тоже образовались молодые горные поднятия, однако значительно меньшего масштаба, чем перечисленные выше. Так образовались Восточные и Западные Гаты в Индии, горные массивы Ахагтар и Тибести в Африке (с высотами до 3400 м), Гвианско нагорье в Южной Америке, Средне-Сибирское на Сибирской платформе (до 1700 м высоты), Скалистые горы Колорадо в Северной Америке и др.

Особой разновидностью эпиплатформенного орогенеза является образование рифтовых впадин — системы длинных глубоких рвов или грабенов с глубоким провалом в них поверхности земной коры, возникающих вдоль

огромных разломов. Они обычно сопровождаются поднятием бортов, образующих высокие нагорья. Всего на материках известны только три настоящие рифтовые системы. Это охарактеризованная выше система Великих Африканских разломов, которая вытянута с севера на юг через всю Африку, примерно на протяжении 6000 км. Самый грандиозный грабен ее — Красное море — настолько глубоко опущен и борта его настолько раздвинуты, что под дном этого моря выступает не только прямо базальтовый слой, но, возможно, на отдельных участках поверхность мантии. К этой же системе относятся грабены озер Танганьика, Ньеса, Рудольфа и другие, а вдоль сопровождающих их разломов расположены многочисленные вулканы.

Вторая система — Рейнский грабен в Западной Европе и его продолжение на севере (грабен Осло), в Норвегии. Она значительно менее грандиозна, но все же сопровождается вулканизмом. Вдоль разломов здесь известен ряд потухших вулканов.

К третьей системе относится ряд грабенов в области поднятия Станового хребта и Байкальского нагорья в Сибири. Здесь самыми крупными грабенами являются три, слившиеся воедино, которые заполнены водой самого глубокого в мире озера Байкал (глубина 1620 м). На их продолжении и по соседству расположены менее глубокие впадины, заполненные осадочными толщами: Баргузинская, Верхне-Ангарская, Муйская, Верхне-Чарская. С сопровождающими их разломами связаны небольшие потухшие вулканы, изливавшие базальтовую лаву (вулканы Обручева и Мушкетова в верховьях реки Витима, в Тункинской впадине).

Поднятие обширных, обычно удлиненных частей платформ разного возраста, вероятно, обусловлено процессами, которые происходят в глубоких частях земной коры или в мантии. Скорее всего они могут быть объяснены разуплотнением вещества вдоль зон глубинных разломов, проникающих в мантию и несущих оттуда тепловой поток, который и приводит к преобразованию метаморфических комплексов с изменением их физических свойств и состава.

## ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ В ОБЛАСТЯХ АКТИВИЗАЦИИ ПЛАТФОРМ

Еще недавно было широко распространено представление, что важнейшие рудные богатства недр приурочены исключительно к складчатым областям. Однако в настоящее время достаточно хорошо выяснилась значительная роль рудных месторождений, связанных по своему происхождению с теми участками древних и молодых платформ, которые подверглись в той или иной форме активизации, т. е. разламыванию с образованием крупных зон, сопровождаемых молодым вулканизмом и внедрением интрузивных тел.

Нередко в областях молодого вулканизма зон активизации распространены различные рудные проявления и богатые месторождения руд таких металлов, как золото, серебро, свинец, цинк, медь, ртуть (киноварь) и многие другие.

Наиболее типичной такой областью в пределах древних платформ являются Скалистые горы Колорадо на юго-западе Северо-Американской платформы. Они представляют собой систему гор, состоящих из поднятых по разломам глыб фундамента древней платформы вместе с ее осадочным чехлом. Образование их происходило в конце мела — начале палеогена, в эпоху ларамийской складчатости. Эти движения сопровождались сильным магматизмом с внедрением интрузивных тел ограниченного размера, в частности лакколитов, и образованием вулканов и вулканических толщ. Целая зона различных по форме интрузивных тел, даек и штоков диоритов, гранит-порфиров, кварцевых монцонитов и других по-

род вытянута в северо-восточном направлении вдоль разломов, пересекаю-  
щая горы Колорадо наискось. С этой зоной, называемой рудным поясом,  
связаны известные рудные месторождения золота, серебра, вольфрама,  
а также медные, цинковые, молибденовые, урановые и др.

Более широко, чем на древних платформах, распространены рудные  
проявления и месторождения в областях эпиплатформенного орогенеза  
молодых платформ. В одних случаях они сопровождают тела извержен-  
ных пород, в других изверженные породы отсутствуют или можно только  
предполагать их наличие на глубине. Например, в Тянь-Шане, испытав-  
шем эпиплатформенный орогенез после палеогена, известны жильные  
проявления руд свинца и цинка, киновари, а также барита и флюорита  
неогенового возраста.

На Алтае ртутное оруденение, по-видимому, относится к эпохе эпи-  
платформенного орогенеза. Однако магматические проявления этого вре-  
мени неизвестны.

Многие исследователи считают, что флюорит-баритовые жилы с гале-  
нитом, сфалеритом и кварц-флюорит-баритовые жилы с серебром в обла-  
сти рудных гор Саксонии, близ Фрейберга (ГДР), также имеют палеоген-  
неогеновый возраст и связаны с орогенезом (А. Д. Щеглов, 1971). Тако-  
го же возраста рудные проявления на палеозойском Центральном массиве  
Франции. В системе молодых разломов, с которыми связан Рейнский  
грабен, известны баритовые жилы с флюоритом и свинцово-цинковыми  
сульфидами.

К вулканическим поясам и сопровождающим их интрузивным телам  
также приурочены многие рудные проявления. В частности, в Охотско-  
Чукотском вулканическом поясе встречается золото.

Таким образом, области активизации молодых и древних платформ,  
в том числе и вулканические пояса, заслуживают внимания и серьезного  
изучения, с точки зрения выявления в них полезных ископаемых.

## Глава VIII

---

### РЕЛЬЕФ И ТЕКТОНИКА ДНА ОКЕАНОВ

#### ГЛАВНЕЙШИЕ ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И СТРУКТУРА

До начала нашего века впадины дна океанов рассматривались просто как опущенные между материками участки сплошной коры, одевающей земной шар. Вместе с тем данные по составу растительного покрова и животного мира разных материков указывали на общие корни происхождения и сходство многих групп растений и животных в разных частях света. Это привело к гипотезе «материков-мостов», располагавшихся в геологическом прошлом на месте океанов, по которым происходило сухопутное сообщение между материками и шли пути расселения животных и растений.

Крупнейший русский зоолог М. А. Мензбир считал, что на месте Тихого океана располагался в прошлом материк Пацифика, а австрийский геолог Э. Зюсс обосновал существование материка, связывавшего Африку, Южную Америку, Индостан и Австралию, и назвал его Гондваной. Многие крупные ученые (Э. Ог, А. Д. Архангельский и др.) предполагали, что под водами океанов скрыты большие площади древних платформ, а в других местах на дне океанов рисовали продолжение складчатых поясов и горных цепей, развитых на континентах.

С развитием гравиметрии появились данные о различии аномалий силы тяжести — положительных над океанами и отрицательных в горных областях континентов. Это заставило геофизиков выскажаться в пользу принципиальных отличий строения земной коры материков и океанов. Одним из первых, кто обосновал это представление и развел теорию изостазии, т. е. равновесия земной коры материковых блоков по отношению к океанической коре, был русский геофизик И. Д. Лукашевич.

В последние годы с развитием исследования земной коры геофизическими методами, в частности путем изучения распространения сейсмических волн от землетрясений и искусственных взрывов, удалось установить, что в строении земной коры участвуют три главных слоя: осадочный, гранитный (наиболее типичный элемент материковой земной коры, под дном океанов почти полностью исчезает) и базальтовый, распространенный повсюду.

Совершенно особое значение в строении дна океанов, как оказалось, имеет материковый склон. Раньше его считали хотя и важной, но простой формой рельефа, склоном, отделяющим материки «как высочайшие горы на земной поверхности» (М. В. Ломоносов) от плоских впадин дна океанов. Действительно, материковый склон как уступ, отделяющий поверхность материков от глубоководного дна океанов, выражен всегда отчетливо. Под континентальным склоном происходит выклинивание гранитного слоя или резкое уменьшение его толщины с полным исчезновением иногда

сразу за контуром материкового уступа в пределах дна океанов. Материковый склон является, таким образом, важнейшей структурной границей, разделяя материковую и океаническую земную кору.

Собственно дном океанов мы должны считать не всю поверхность, покрытую водами океанов, а только ту часть дна, которая ограничена материковым склоном. Мелководья, шельфы, обширные площади дна приматериковых шельфовых морей (Северное, Баренцево, Карское, Восточно-Сибирское, Чукотское, Желтое, Южно-Китайское и др.) представляют в геологическом отношении части материков, покрытые морем, и имеют материковый тип строения земной коры. От настоящего океанического дна они отделены уступом материкового склона. Недаром эти мелководные моря как части материков стали сейчас объектом усиленных поисков и разведки нефтяных и газовых месторождений (шельф Северной Аляски, Северное море и др.). Здесь можно встретить продолжение тех структурных форм земной коры, которые наблюдаются на побережье материков. Следовательно, под дном шельфового моря могут быть нефтеносные, газоносные, угленосные районы, а также другие полезные ископаемые, известные на соседней суше.

За пределами материкового склона, в области глубокого дна океана, исчезают всякие признаки материковых структурных элементов. Скажем, на западном побережье Европы в Англии, Ирландии, Франции, Испании к берегу Атлантического океана подходят отлично выраженные складчатые области каледонид Великобритании и части герцинской складчатой области Армориканского полуострова во Франции, альпийской и герцинской складчатых областей в Северной Африке, (Алжир и Марокко). Все они срезаны берегом океана и тянутся под его дном в полосе мелководного шельфа. Но за пределами материкового склона и на нем самом нет никаких следов продолжения этих структур. Их нет в рельефе дна океана, где можно было бы ожидать остатки каких-либо гряд, вытянутых вдоль простирания складчатых систем, погруженных на дно. Не удается их выявить и при геофизических исследованиях строения дна океана. То же самое мы видим у восточного побережья Соединенных Штатов Америки, Канады и в других местах. Континентальные структуры никак не отражены на дне океанических впадин. Вместе с исчезновением гранитного слоя коры исчезают всякие следы элементов материковых структур.

Изучение строения дна океана, выполненное за последние годы на советских исследовательских судах Академии наук СССР, американскими экспедициями и экспедициями других стран, показало, что дно океанов имеет очень сложный рельеф. При этом удалось установить, что с определенными типами элементов рельефа дна океанов связаны известные особенности толщины земной коры, ее строения, мощности донных осадков; с одними формами рельефа — явления вулканизма, с другими — повышенная и иногда значительная сейсмичность.

Таким образом, стало возможным говорить не просто о формах поверхности дна морей и океанов, а связывать эти формы с особенностями глубинного строения земной коры и наметить пока еще не всегда четко выраженные тектонические элементы океанического дна.

Вместе с тем океанические формы достаточно четко различаются по совокупности признаков рельефа и геофизическим данным. Выделение и характеристика таких элементов тектоники и рельефа морского дна с описанием их типов даны в последние годы многими исследователями.

Наиболее обширными формами океанического дна являются абиссальные (глубоководные) равнины. Эти равнинные участки дна, погруженные на глубину 4000—6000 м, разделены подводными возвышенностями, а со стороны континентов ограничены уступом материкового склона.

Можно наметить две разновидности плоских участков океанического дна. Одни из них — очень большие по площади подводные равнины, представленные только в Тихом океане. Вторые — тоже обширные, но

все же значительно более ограниченные участки плоского дна, окаймленные возвышенностями и представляющие дно больших подводных котловин. Этого рода котловины присутствуют на дне всех океанов и представляют важнейший элемент их рельефа.

Вблизи материкового склона участки подводных равнин и котловин нередко бывают покрыты шлейфом более толстого чехла донных осадков. Особенно мощные осадки вблизи устьев крупных рек, из которых в океан поступает обильный осадочный материал. Поэтому равнинны у подножия материкового склона имеют часто наклонный характер. Разновидностью глубоководных равнин являются холмистые равнинны, обладающие неровным, иногда сильно расчлененным рельефом и покрыты обычно лишь на отдельных участках осадками, из-под которых на возвышениях выступают лавы. В тектоническом отношении подводные равнинны и дно котловин являются устойчивыми, не нарушенными участками морского дна.

Наряду с глубоководными равнинами присутствуют приподнятые «краевые плато», описанные В. В. Белоусовым (1968) и другими исследователями. Они представляют собой плоские или слабо наклонные участки дна, значительно возвышающиеся над абиссальными равнинами, отделенные от них уступом. В то же время они отличаются и от шельфов своей большой глубиной в 1000—2000 м и более ниже уровня моря, так что являются действительно как бы подводными плато. К их числу относятся плато (Блейк) в Атлантическом океане у берегов Северной Америки, к югу от Рио-де-Жанейро, к востоку от Фальклендских островов, к западу от Гвинеи и Анголы у Африканского побережья, к юго-востоку от Новой Зеландии, у берегов Калифорнии в Тихом океане и др. Необходимо отметить, что некоторым плато (Блейк) свойствен континентальный тип строения земной коры с наличием гранитно-метаморфического слоя, хотя и утоненного по мощности. По-видимому, такие плато можно рассматривать как участки опущенного шельфа.

К совершенно другой, по сравнению с котловинами, категории впадин морского дна относятся океанические желоба, представляющие узкие и очень длинные депрессии, вытянутые на сотни и тысячи километров, в которых глубины дна достигают 10 000—11 000 м. Эти желоба связаны в основном с периферией дна Тихого океана, окаймляя его почти со всех сторон.

Среди подводных возвышенностей на дне океанов можно выделить срединно-оceanические хребты и разные категории валов, сводовых и глыбовых поднятий дна.

Срединно-оceanические хребты имеют совершенно особое строение и исключительное значение в структуре дна океанов. Они характеризуются высокой активностью, выраженной современным вулканизмом и очагами землетрясений. Поэтому из-за сложности строения их нередко называют океаническими подвижными поясами. Они вытянуты на огромном протяжении по дну Атлантического, Индийского и Тихого океанов, с удивительной правильностью иногда следя посередине, между ограничивающими их материками (в Атлантическом океане). Срединно-оceanические хребты обладают значительной шириной, до 600—1000 км, и очень сложным в деталях рельефом. Они состоят из ряда продольных гряд. Главным элементом является подводный хребет, разделенный вдоль осевой части продольной депрессией, которая носит название рифтовой долины, и осложненный системой гряд и рвов.

Процессы вулканизма очень сильно проявляются в срединно-оceanических хребтах и приводят к образованию многочисленных подводных вулканов. Эти хребты поднимаются над дном соседних частей океана на 1500—2000 м, а отдельные сидящие на них вулканические конусы выступают выше уровня моря. Наиболее возвышенные их гребни окаймляют по сторонам рифтовую долину. К ним же приурочен повышенный тепловой поток, идущий со дна океана.

Если обычно тепловой поток на дне океанов и на материках изменяется очень близкой величиной (от  $1,1 \cdot 10^{-6}$  до  $1,5 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек) и только в областях современного вулканизма она несколько возрастает, то на срединно-оceanических хребтах тепловой поток повышается в 5—7 раз, составляя  $5,1 \cdot 10^{-6}$ — $7,0 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>·сек.

Срединно-оceanические хребты по своему происхождению связаны с системами разломов, глубоко уходящих в недра мантии вдоль хребтов, а также с целыми группами поперечных разломов. Земная кора разбита ими на блоки, поднятые на разную высоту и наиболее опущенные в пределах рифтовой впадины. Со склонов последней в середине Индийского океана советской экспедицией на «Витязе» в 1965 г. были оторваны от дна и подняты глыбы (весом до 300 кг) ультраосновных пород — перidotитов и серпентинитов, выступающих по бортам впадины. Следовательно, в рифтовой впадине срединного хребта Индийского океана есть выходы прямо на поверхность ультраосновных пород, слагающих мантию Земли. Значит на отдельных участках дна срединно-оceanических хребтов земная кора отсутствует. Отдельные выходы ультраосновных пород обнаружены и в срединном хребте Атлантического океана, в частности в виде включений среди вулканических пород на острове Св. Павла.

К срединно-оceanическим хребтам приурочены вытянутые вдоль них системы магнитных аномалий разной интенсивности и разного знака. Геофизические данные свидетельствуют, что массы, вызывающие эти аномалии, залегают на небольшой глубине в коре или в верхней части мантии.

Все срединно-оceanические хребты образуют единую систему, пересекающую дно океанов. Начинаясь в пределах Северного Ледовитого океана, хребет идет по середине Атлантического океана, затем огибает Африку с юга и далее продолжается в Западно-Индийском хребте Индийского океана. Последний соединяется с Центрально-Индийским хребтом, который на севере начинается в Аденском заливе, а на юго-востоке огибает Австралию. Переходя в юго-восточную часть Тихого океана, он представлен рядом возвышенностей, пересекающих океан наискось и достигающих берегов Америки близ Калифорнии. Общая протяженность всей системы срединно-оceanических хребтов более 60 000 км. Другие возвышенностии дна океанов имеют более простые формы и разделяются на водообразные и глыбовые поднятия, а также на краевые валы.

Первые — это поднятия с пологими склонами, иногда очень значительные по протяженности (тысячи километров) и в ширину (сотни километров). Большинство из них увенчано подводными вулканическими конусами и вулканами, выступающими из-под уровня моря и образующими целые архипелаги островов и атоллов. Существуют валы и без вулканов.

Вторые отличаются явно выраженной глыбовой природой и представляют блоки дна, поднятые вдоль разломов, поэтому часто имеют асимметричное строение — с одним крутым, а другим пологим склонами. Более редкой разновидностью их являются океанические возвышенностии, в которых геофизические данные указывают на наличие материкового типа земной коры (гранитный слой).

Особой категорией валов, которые известны только в Тихом океане, являются краевые валы. Они сопровождают глубоководные желоба, окаймляющие океан вдоль их океанического края. Валы эти длинные и небольшие, асимметричные, но все же отчетливо выражены со всех сторон Тихого океана.

Существенную роль в строении дна океанов играют уступы и ступени, иногда, как, например, на дне Тихого океана, вытянутые на многие тысячи километров. Эти ступени отражают важнейшие разломы, вдоль которых земная кора дна океанов разорвана и смешена. Кроме того, присутствуют многочисленные мелкие формы: уступы, отдельные вулканы, цепи вулканических конусов, образующие гряды и отражающие наличие разломов, пологие ложбины, небольшие валы и др.

Большой интерес представляют подводные долины — узкие ложбины и углубления, иногда изогнутые и ветвящиеся, которые связаны главным образом с шельфом и материковым склоном. Реже они опускаются на океаническое ложе. В происхождении их много неясного и спорного. Судя по форме, это — главным образом долины, выработанные речной эрозией в эпоху более низкого уровня океана и потом опущенные и затопленные морем.

Распространение описанных элементов рельефа и структуры океанического дна неодинаково в различных океанах. Между строением материков и океанических впадин различия оказываются не только в строении земной коры, но и в структурных формах и рельефе, который по своему происхождению, конечно, тесно связан с глубинным строением дна океанов и историей их развития.

Мы пока еще очень плохо знаем геологическое и тектоническое строение дна океанов и лишь с помощью изучения рельефа и геофизических особенностей начинаем понемногу их выяснить. Уже сейчас достаточно отчетливо выявляется, что некоторые сходные формы рельефа дна океанов имеют разное строение и происхождение; с другой стороны, для разных океанов характерно преобладание различных форм строения. Вместе с тем дно океанов в настоящее время привлекает к себе внимание как вероятный источник многих видов минеральных ресурсов, особенно нефти и газа.

Шельфовые части дна по своему строению представляют продолжение материков. Поэтому у них может быть сходное строение с соседними частями побережий, а следовательно, наличие в их пределах тех же полезных ископаемых, что и на материках. На дне шельфового Северного моря уже ведется добыча нефти. В шельфовой части дна у северных берегов Аляски американские геологи предполагают существование крупных нефтяных месторождений. Перспективно в этом плане дно других шельфовых морей, особенно в Северной Европе и Юго-Восточной Азии. Кроме того, шельфовые части дна могут оказаться областями распространения подводных россыпей разных полезных минералов и самородных металлов.

Однако, помимо шельфовых частей, требуют изучения и глубоководные пространства дна, особенно срединно-оceanические хребты с их выходами на поверхность дна основных изверженных и ультраосновных (серпентинитов) пород. Они обычно сопровождаются присутствием минералов, содержащих медь, марганец, никель, хром и других, которые в определенных условиях могут явиться объектами, представляющими промышленный интерес.

В последние годы значительно возросло внимание к геологии океанического дна. Многие страны начали геологические и геофизические исследования его шельфовых частей с целью поисков нефтяных и газовых месторождений.

## ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИКИ ДНА ОКЕАНОВ ТИХИЙ ОКЕАН

Дно Тихого океана занимает примерно половину поверхности всех океанов. Отсюда естественны многообразие форм его рельефа и различие их происхождения. Сейчас имеется уже ряд специальных исследований по тектонике дна Тихого океана, в которых достаточно подробно освещены все данные. Это работы Ф. Шепарда, Ф. Гэскелла, Д. Г. Панова, Х. Менарда (1964), П. Н. Кропоткина и Л. А. Шахворостовой (1968) и более новые фундаментальные работы В. В. Белоусова (1969), Ю. М. Пущаровского (1971), Г. Б. Удинцева (1972), Б. А. Соколова, А. Г. Гайнанова, Д. В. Несмеянова, А. М. Сергеева и А. П. Лисицына (1973).

Остановимся только на самых основных чертах тектонического строения дна Тихого океана. Насколько сейчас известно, строение дна Тихого океана значительно отличается от дна других океанических впадин рядом особенностей. Прежде всего значительные глубоководные равнины на дне Тихого океана представляют очень обширные пространства, более или менее однородные по глубине — 4000—5500 и до 6000 м. Такие большие ровные пространства дна отсутствуют в других океанах (рис. 31, вклейка).

Эти почти не нарушенные площади океанического дна представляют в тектоническом отношении особый тип структурных форм земной коры, которые иногда называют талассократонами. Земная кора талассократонов очень тонкая (толщина всего 5—8 км).

В целом дно Тихого океана разделяется на ряд больших подводных равнин и более ограниченных по размерам котловин. Главным разделом между ними служат сводовые валообразные поднятия, образующие систему, вытянутую как раз в центре океана, но не являющуюся срединно-оceanическим хребтом. На севере она начинается северо-западной подводной грядой (Императорские подводные горы), которую сменяет кулисообразно расположенное обширное поднятие Гавайских островов.

К востоку от этих поднятий находится самая большая Восточно-Тихоокеанская подводная равнина, ограниченная на севере Алеутскими островами, с востока — берегом Северной Америки, а на юго-востоке — срединно-оceanическим хребтом. Дно Восточной равнины представляет самый большой на всей Земле участок ровной поверхности. Подводная равнина эта осложнена только рядом параллельных длинных разломов, вытянутых на 4000—4500 км. Они пересекают поперек всю равнину. На дне океана они выражены уступами, глыбовыми грядами и рядами узких депрессий. Всего известно сейчас девять линий этих разломов, которые получили наименования (с севера на юг): Мендосино, Пионер, Меррей, Молокай, Кларион, Клипертон, Галапагос, Маркизский и Сали-и-Гомес.

К западу от системы поднятий, ограничивающих описанную большую Восточную равнину Тихого океана, выделяются три меньшего размера равнинны: Западная, Центральная и Южная, а также несколько незначительных по площади котловин: Меланезийская, Каролинская, Восточно-Марианская и др. Все они разделены грядами островов и подводных возвышенностей (Маршалловы, Гилберта, Тахелау и др.) и вместе образуют дно юго-западной и южной частей океана.

В юго-восточной части океана протягивается Восточно-Тихоокеанский срединно-оceanический хребет, имеющий в плане форму дуги. Он ограничивает Южную и Восточную равнину от ряда обособленных поднятий котловин: Гватемальской, Перуанской, Чилийской и Белингсгаузена на юге, расположенных у побережья Центральной и Южной Америки и Антарктиды.

Этот хребет, состоящий из нескольких валообразных возвышенностей, отличается от подобных хребтов других океанов отсутствием рифтовой долины и более простым рельефом. Однако он характеризуется сейсмичностью, повышенным тепловым потоком и сопровождается многими вулканами. Одна из вулканических построек, расположенных на этом хребте, представляет известный остров Пасхи.

В пределах дна Тихого океана имеется большое количество сводовых поднятий, которые увенчаны рядом вулканов, образующих иногда цепи и группы островов. Это сводовые поднятия шириной в несколько сот километров и высотой до 1—2 км. В ряде случаев они бывают осложнены разломами.

Наиболее крупными сводовыми поднятиями с многочисленными вулканами, образующими острова, являются валы Калингмаронги (северо-восточнее Новой Гвинеи), Маршалловых островов и Гилberta, Полинезии, островов Туамоту, центральной части океана, Маркус-Неккер, идущий

вдоль северного тропика западнее Гаваев и, наконец, Гавайский. Гавайское сводовое поднятие вытянуто на 3000 км в длину и увенчано огромными плоскими вулканическими конусами. На Гавайских островах выступают на поверхность из-под воды грандиозные щитовидные вулканы (Килауэа и др.). Если вспомнить, что их подножие находится глубоко под водой, то легко понять, что это, вероятно, самые большие современные действующие вулканы на Земле. Гавайское поднятие в сводовой части как бы осложнено прогибом, следующим вдоль его оси. Именно с этой впадиной, наложенной на поднятие, связана цепь вулканов.

На поверхности глубоководных равнин юго-западной части Тихого океана рассеяны многочисленные подводные горы и холмы. Они обычно имеют правильную конусовидную форму и высоту от нескольких десятков и сотен до многих тысяч метров под ложем океана. По происхождению это вулканические конуса. Некоторые из них выступают над поверхностью воды, и в этих случаях их высота достигает 10—11 км. Диаметр у подножия составляет от 5—10 до 70 км. Горы местами образуют скопления или ряды и цепочки, иногда же рассеяны без видимого порядка. Количество их в Тихом океане измеряется десятками тысяч и, по выражению Ф. Шепарда, «Тихий океан буквально набит горами». Многие из них имеют форму конусов со срезанной плоской вершиной. Их называют «гийо», или «гийотами». Это древние потухшие вулканы, которые когда-то были подняты над уровнем океана, а морские волны срезали (абрадировали) вершину конуса и сделали ее плоской. Потом усеченный конус опустился глубоко под уровень моря. Любопытно, что отдельные из этих плосковерхих конусов оказались весьма древними. С вершин некоторых из них при драгировках были подняты куски коралловых рифов мелового возраста, свидетельствующие, что данные вулканы возникли раньше мелового периода. Это доказательство большой древности впадины Тихого океана в ее центральной части.

В пределах окраин Тихого океана находится четко выраженная система островных дуг, входящая в состав окаймляющего его Тихоокеанского пояса. Эта система широко развита вдоль Азиатского и Австралийского побережий океана и хотя хуже представлена, но все же имеется и в американской его части.

Глубоководные желоба, тесно связанные с островными дугами, составляют важнейшую особенность дна Тихого океана и окаймляют со всех сторон его дно, отделяя его от складчатого Тихоокеанского пояса. Они тянутся вдоль островных дуг Азиатского и Австралийского побережий океана и по побережью Северной и Южной Америки. Наибольшие глубины сейчас известны в Марианском (11 034 м), Тонга (10 882 м), Курильско-Камчатском (10 542 м), Филиппинском (10 497 м) и Перуанско-Чилийском (8066 м) желобах. Местами, как, например, к югу от Японии в Азии и у побережья Австралии, а также у гряды Антильских островов, они образуют второй ряд, который расположен уже внутри Тихоокеанского пояса. Как выяснилось, вдоль желобов в глубь земной коры уходят глубинные разломы. Доказательством этого является то, что с желобами связаны многочисленные очаги землетрясений. Кроме очагов землетрясений, близ поверхности в земной коре присутствуют глубокофокусные (с глубиной 60—300 км) и даже еще более глубокие (более 300 км). Расположение этих очагов свидетельствует, что они вытянуты вдоль поверхности разломов, секущих земную кору и идущих вглубь под некоторым углом. Наклон обращен от желоба в сторону от океана, под соседнюю островную дугу или под материк.

Таким образом, глубоководные желоба представляют собой отражение на поверхности Земли очень крупных разрывных нарушений, уходящих под земную кору в мантию, по которым смещения происходят и в настоящее время. Сильные подводные землетрясения, сопровождаемые смещением дна, вследствие которых в воде океана образуются грандиозные

волны цунами (у берегов Японии, Курильских и Алеутских островов), связанны как раз с расположенными здесь желобами. Желоба со стороны океана окаймлены плоскими валами, упомянутыми выше.

### ИНДИЙСКИЙ ОКЕАН

Дно Индийского океана за последние годы довольно хорошо изучено в результате работ советских экспедиций на «Витязе», «Оби», а также ряда американских и английских экспедиций. Новые данные по рельефу и строению его дна описаны П. Л. Безруковым, И. М. Белоусовым, А. В. Живаго, В. Ф. Канаевым (1964), В. В. Белоусовым (1968) и другими исследователями.

Впадина Индийского океана в отличие от Тихоокеанской распадается на целый ряд отчетливо выраженных котловин различной формы, большей частью удлиненных и имеющих в поперечнике 1000—1500 км. Котловины эти разделены подводными возвышенностями — валами и хребтами. Среди них Западно-Индийский, Центрально-Индийский и Аравийско-Индийский по своему строению представляют типичные срединно-океанические хребты с рифтовыми долинами, высокой сейсмичностью и вулканизмом. Другие — Австрало-Антарктический вал, Восточно-Индийский и Мадагаскарский хребты — являются сводовыми валообразными поднятиями. Другое строение имеют Маскаренско-Сейшельский хребет и Кергелен, которые, как уже упомянуто, должны быть отнесены к категории глыбовых, обладающих земной корой материкового типа с гранитным слоем. Такое же глыбовое строение, судя по характеру рельефа, имеет Западно-Австралийский подводный хребет, хотя здесь не обнаружен гранитный слой.

Глубоководные котловины, разделенные этими хребтами и валами, имеют плоское дно с глубинами 4500—6000 м. Их всего около 12. Они имеют неправильную форму овалов, иногда угловатые очертания или изогнуты (Сомалийская котловина), или сильно вытянуты (Центральная котловина). Взаимоотношения их и форма показаны на схеме рельфа Индийского океана (рис. 32). Как видно, весь бассейн Индийского океана в общем состоит из системы котловин, разделенных сетью подводных возвышенностей.

Кроме них, в Индийском океане, у его северо-восточного края, имеется единственный глубоководный желоб с глубинами более 7400 м, вытянутый вдоль островов Индонезии — Явы, Суматры и др. Он обладает всеми признаками желобов Тихого океана — формой, размерами, высокой сейсмичностью и, вероятно, сходен с ними своим происхождением. Желоб этот в восточной части изогнут вдоль дуги мелких островов Индонезийского архипелага (Танибер, Кай, Банда и др.) и здесь близко подходит к Филиппинскому и Ново-Гвинейскому желобам, окаймляющим Тихий океан. В пределах самого Индийского океана нет других типичных желобов, так же как нет островных дуг и вулканических валов, подобных Гавайскому.

### АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

Располагаясь между берегами Америки, Африки и Европы, впадина Атлантического океана имеет удлиненную и несколько изогнутую форму. Важнейшим элементом рельефа и строения его дна является срединно-океанический хребет, вытянутый на всем протяжении океана и изогнутый в соответствии с изгибом берегов и формой океана. Вдоль хребта, между ним и материковыми склонами соседних континентов тянутся два ряда котловин, на которые распадается все дно океана и которые отделены друг от друга подводными возвышенностями.

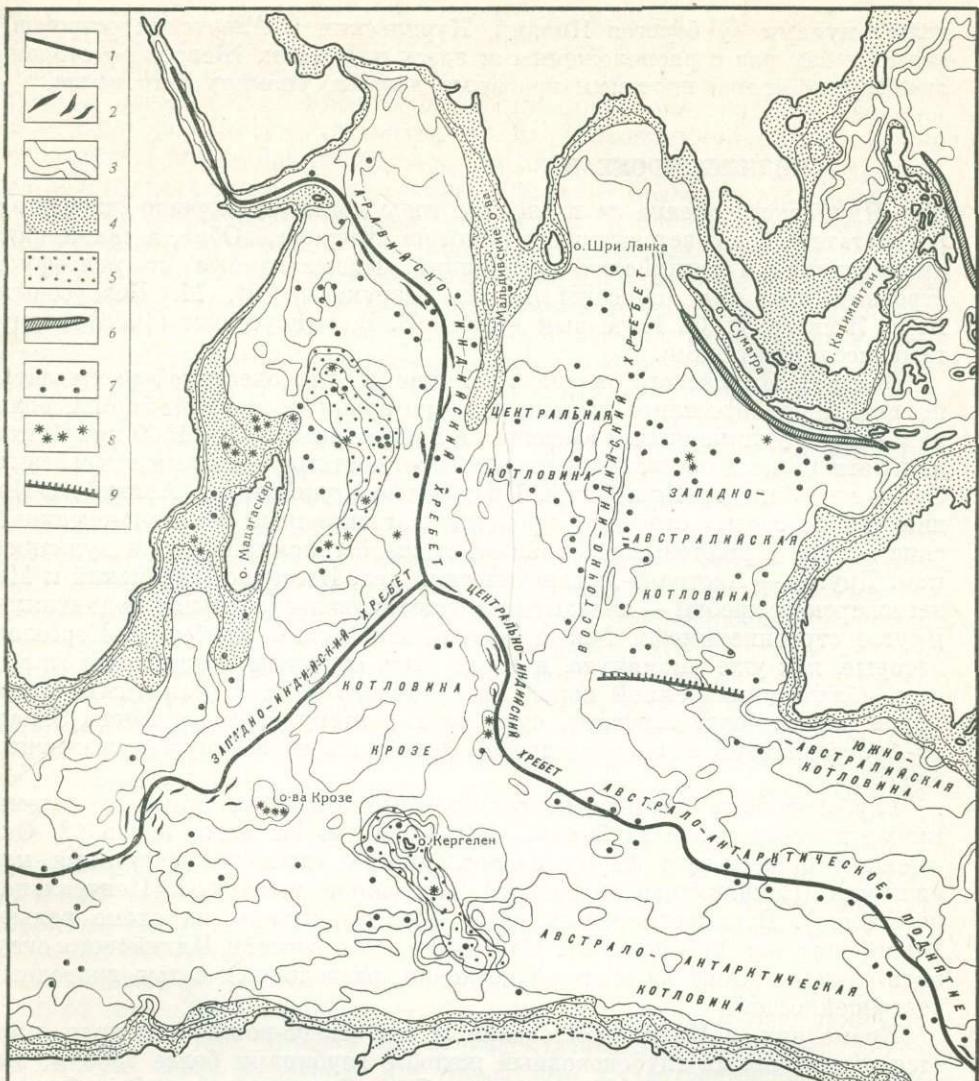
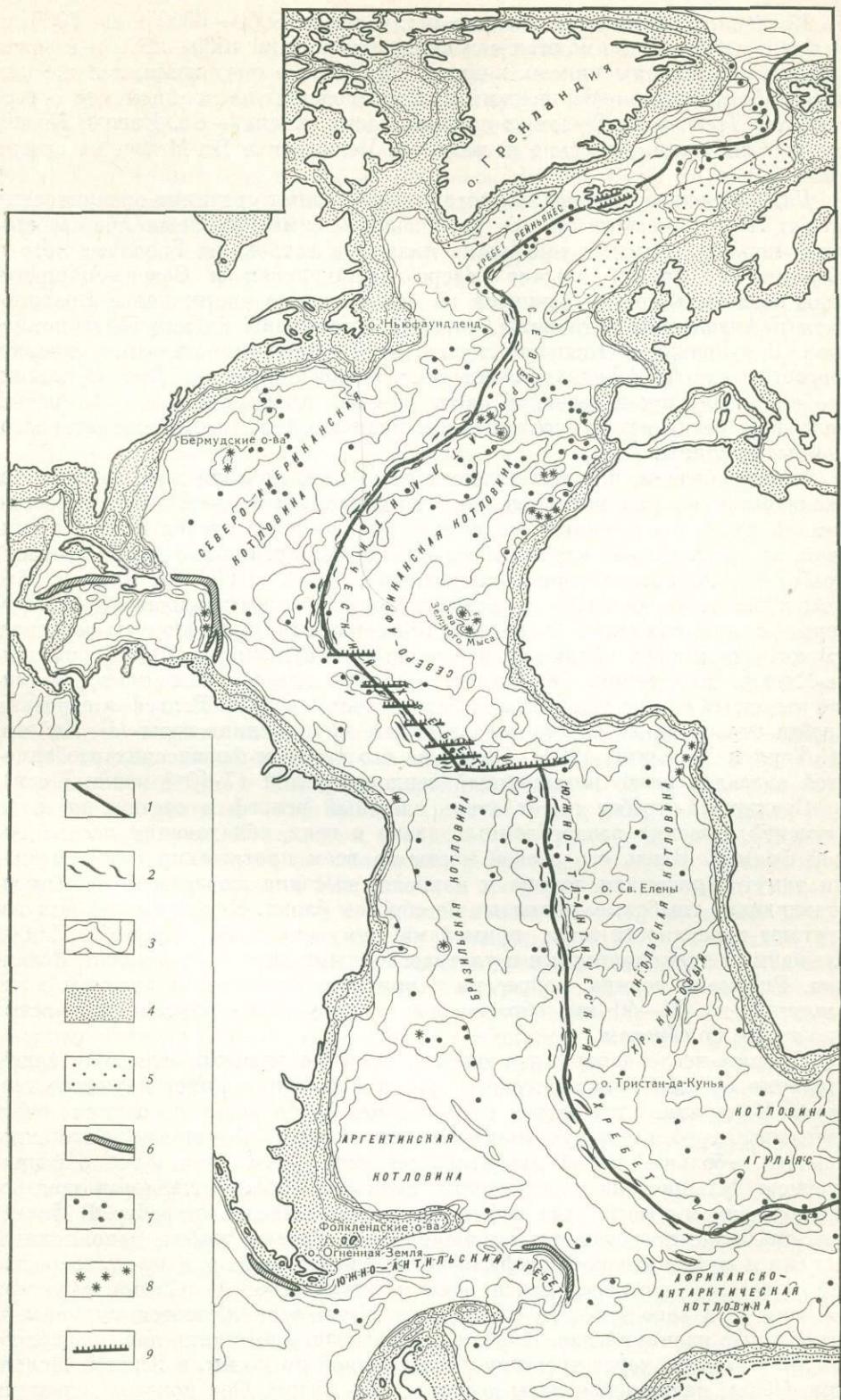


Рис. 32. Индийский океан, схема строения дна

- 1 — рифтовая зона срединно-океанического хребта;
- 2 — отдельные гряды;
- 3 — изобаты;
- 4 — шельфы;
- 5 — участки дна с континентальным строением земной коры;
- 6 — глубоководные желоба;
- 7 — подводные вулканы;
- 8 — вулканические острова;
- 9 — крупнейшие разломы

Рис. 33. Атлантический океан, схема строения дна

- 1 — рифтовая зона срединно-океанического хребта;
- 2 — отдельные гряды;
- 3 — изобаты;
- 4 — шельфовые участки;
- 5 — участки дна с материковым строением земной коры;
- 6 — глубоководные желоба;
- 7 — подводные вулканы;
- 8 — вулканические острова;
- 9 — главные разломы



Котловины имеют плоское дно с глубинами 5000—6000 и до 7000 м. Возвышенности поднимаются над дном котловин на 1000—2000 м и более и местами увенчаны пиками конусов вулканов, выступающими даже над водой. Со срединно-океаническим хребтом связаны на крайнем юге острова Буве, Тристан-да-Кунья, в средней части океана — Св. Елены, Вознесения, Св. Павла, Азорские и, наконец, Исландия и Ян-Майен на севере (рис. 33).

Глубоководные котловины, которые окаймляют срединно-океанический хребет Атлантического океана, расположены симметрично по обе его стороны попарно. Самыми северными являются котловины Гренландского и Норвежского морей, большие Северо-Американская и Северо-Африканская котловины, распадающиеся на более мелкие части, далее Бразильская и Ангольская котловины, которые ограничены на юге возвышенностью Риу-Гранди и Китового хребта и отделены ими от самых южных Аргентинской и Африканско-Антарктической котловин. Дно котловин, особенно больших в северной части океана, имеет сложный холмистый рельеф и разделяется грядами возвышенностей на отдельные второстепенные впадины.

Таким образом, дно Атлантического океана, подобно дну Индийского, распадается на ряд котловин, имеющих типично океаническое строение земной коры, разделенных сетью возвышенностей с несколько более толстой, но океанической корой. Особо выделяется срединный Атлантический хребет — грандиозное горное сооружение, более 20 000 км длиной. Его сейсмичность установлена по многочисленным очагам землетрясений, которые с ним связаны. О вулканизме свидетельствуют конусы островов, из которых многие являются действующими вулканами (Буве, Тристан-да-Кунья, Вознесения, Св. Елены, Азорские острова, Исландия), а также поднятые со дна обломки лав базальтового состава. Рельеф и строение хребта относительно хорошо исследованы за последние годы (Б. Хейзен, М. Тарп и М. Юинг, 1963). Одной из его важных физических особенностей оказался резко повышенный тепловой поток ( $7 \cdot 10^{-6}$  кал/см<sup>2</sup>.сек).

Срединный хребет имеет очень сложный рельеф и состоит из ряда ступеней, высоких раздробленных плато и гряд, обладающих расчлененной формой. Вдоль его осевой части на всем протяжении с интервалами тянутся рифтовая долина и наиболее высокие рифтовые горы, представляющие глыбовые, поднятые по сбросам блоки. Некоторые из них достигают поверхности моря, примерами чему являются остров Св. Павла, сложенный вулканическими и ультраосновными породами, а также Исландия. Рифтовая долина, депрессия с крутыми склонами и плоским дном шириной до 30—40 км, образовалась в результате опусканий участка дна также по сбросам.

Помимо исследований дна океана, большое значение для понимания строения срединно-океанического хребта Атлантики имеет изучение геологии Исландии. Этот остров представляет собой участок срединно-океанического хребта, выступающий на поверхность. Через всю Исландию, образуя небольшой изгиб, протягивается рифтовая долина, к которой приурочено большинство действующих вулканов. Долина является прямым продолжением ответвления рифтовой долины подводного хребта. В Исландии она тоже представляет опущенный по сбросам грабен, заполненный лавами и вулканическими туфами четвертичного и современного возраста. По краям ее прослеживаются зоны разломов, целая система разломов тянется и в середине. По линиям разломов располагаются вулканы и трещинные излияния лав. Наиболее грандиозное излияние лав произошло в 1783—1784 гг. через трещину Лаки, длиной до 25 км, в Южной Исландии. Объем излившейся лавы достигал 12—15 км<sup>3</sup>. Она покрыла площадь в 565 км<sup>2</sup>, отравив выделившимися из нее газами воздух Южной Исландии. В результате погибла значительная часть скота, что вызвало массовый голод среди населения.

Края рифтовой долины представляют собой лавовые плато, сложенные слоистыми лавовыми излияниями, более древними по возрасту — от эоцена до плиоцена. Судя по геофизическим данным, их подстилают толщи более рыхлых вулканических продуктов, туфов и брекчий, которые возникли, вероятно, в условиях взрывной вулканической деятельности на дне океана. Туфы и другие обломочные вулканические породы слагают, видимо, и основание срединно-океанического хребта. Судя по имеющимся данным, их толщина должна превышать 6 км, возраст, очевидно доэоценовый, возможно, меловой.

Таким образом, срединный хребет Атлантики представляет собой в целом громадную зону глубинного разлома.

На западе Атлантического океана располагается Карибское море, окаймленное грядой Больших и Малых Антильских островов, представляющих типичную островную дугу, сопровождающую глубоководным желобом. Хотя эти гряды и желоб относятся к Атлантическому океану, однако, с точки зрения тектоники, составляют отрезок обширного Тихоокеанского пояса, окаймляющего Тихий океан.

Точно так же должна быть отнесена к обрамлению Тихого океана островная дуга Южно-Сандвичевых островов между мысом Горн и Антарктидой, также сопровождающая глубоководным желобом.

### СЕВЕРНЫЙ ЛЕДОВИТЫЙ ОКЕАН

В изучение строения дна Северного Ледовитого, или Арктического, океана большой вклад внесли советские арктические экспедиции и дрейфующие станции, начиная с известной экспедиции И. Д. Папанина. Данные о рельефе и строении дна Ледовитого океана содержатся в работах Д. Г. Панова, Р. М. Деменицкой, А. М. Карасика и Г. Г. Киселева. Аналогичными исследованиями занимались американские полярные экспедиции.

По рельефу впадина Арктического океана распадается на четыре котловины: Канадскую и Макарова глубиной около 4000 м, Амундсена и Нансена с глубинами более 4500 м (рис. 34). Они разделены тремя подводными хребтами: Ломоносова, который идет прямо через полюс и делит Арктический бассейн на две половины; Менделеева, расположенным между котловиной Макарова и Канадской; и срединно-океаническим Гаккеля, идущим между Гренландией и Шпицбергеном, который разделяет котловины Нансена и Амундсена. Р. М. Деменицкая (1967) упоминает, что есть данные о существовании еще одного хребта в Канадской котловине.

Котловины Нансена и Амундсена по строению сходны с котловинами Атлантики и имеют океанический тип строения земной коры, хотя и небольшие размеры. Более мелководные котловины Макарова и Канадская обладают земной корой до 15—20 км толщины, судя по геофизическим данным, с участками гранитного слоя. Только в отдельных местах кора образует как бы окна толщиной 10 км. В таком строении коры, имеющей толщину более значительную, чем в других океанах, заметно отличие дна Арктического бассейна от дна других.

В пределах хребтов Ломоносова и Менделеева кора еще толще — до 15—18 км. Не исключено также наличие в них участков гранитного слоя, что позволяет отнести их к категории глыбовых хребтов. Хребет Ломоносова, в частности, обладает материевой земной корой.

Б. Хейзен, Р. М. Деменицкая и другие исследователи считают, что в Арктическом океане продолжается Атлантический срединно-океанический хребет с рифтовой долиной, хотя здесь он и не очень четко выражен. Его намечают по полосе очагов землетрясения, идущей между котловинами Нансена и Амундсена, где как раз находятся отдельные возвышенности дна значительной высоты.

Северный Ледовитый океан обладает самым широким на Земле шельфом, вытянутым вдоль окраин Азиатского и Европейского материков.

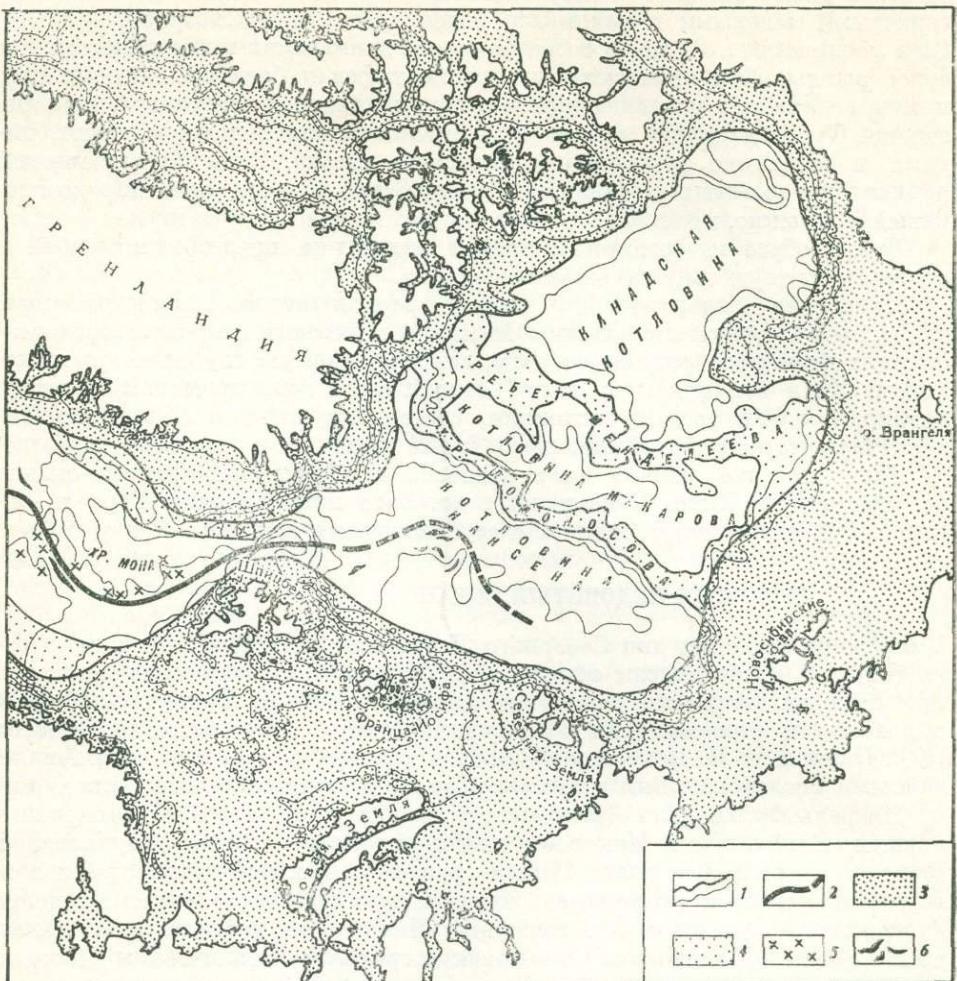


Рис. 34. Северный Ледовитый океан, схема строения дна

- |  |  |
|--|--|
| 1 — изобаты;                                     | 4 — участки дна с материковым строением земной коры; |
| 2 — рифтовая зона срединно-океанического хребта; | 5 — подводные вулканы;                               |
| 3 — шельфы;                                      | 6 — отдельные гряды                                  |

Шельф этот имеет материковое строение коры и составляет продолжение структур Евразии.

Геологические данные свидетельствуют о том, что в строении берегов Тихого океана, с одной стороны, Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого — с другой, существуют большие различия. Они нашли свое выражение в выделении еще Э. Зюссом берегов Тихоокеанского и Атлантического типов, в словах В. И. Вернадского, который пришел к идеи «о диссимметрии земного шара», а также Н. С. Шатского, писавшего об особенностях «Тихоокеанского сегмента Земли».

Выражаются эти различия прежде всего в том, что дно Тихого океана последовательно окаймлено геосинклинальными складчатыми областями Тихоокеанского пояса от самых молодых до более древних. Самую внутреннюю образует зона островных дуг, которые окаймлены глубоко-водными желобами.

Строение берегов Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов имеет секущий характер, они обрезают поперек или вкось древние платформы, складчатые области, которые их слагают.

## Глава IX

### ПРОБЛЕМА ПРОИСХОЖДЕНИЯ ВПАДИН ОКЕАНОВ В СВЕТЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Возникновение гигантских депрессий земной поверхности, какими являются впадины океанов, естественно, не может наблюдаться непосредственно и быть воспроизведено экспериментально, в лаборатории. Для выяснения причин и истории этого процесса приходится учитывать всю сумму природных явлений развития и эволюции земной коры, происходящих в ней деформаций, магматизма, метаморфизма. Пользуясь имеющимися данными наблюдений о строении поверхности земной коры и исходя из геофизических данных о ее глубинном строении, можно только подойти к более или менее обоснованным выводам о происхождении впадин дна океанов. Эта проблема является одной из сложнейших в современной геологии и геофизике.

Не удивительно, что существует много самых разнообразных гипотез для объяснения их происхождения. Мы только начали познавать глубины Земли и земной коры и еще не настолько знаем процессы, которые в ней идут, чтобы создать стройную теорию.

#### СТРОЕНИЕ ЛОЖА ТИХОГО ОКЕАНА И ЕГО ВЕРОЯТНОЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Как известно, особенностью строения Тихого океана является концентрическое последовательное расположение разных складчатых областей вокруг его центральной части. При этом дно центральной и восточной частей Тихого океана отличается наименьшей толщиной земной коры. По данным геофизических исследований дна Тихого океана, толщина земной коры в центральной и восточной частях океана колеблется от 4,8 до 7,46 км с увеличением в некоторых участках подводных возвышенностей до 10—18 км.

На карте Тихого океана, составленной Р. М. Деменицкой (1967), где показана мощность земной коры в разных точках, видно, что в обширной Восточной равнине дна между Полинезийскими островами и Америкой, по которой имеются данные Г. Рэтта, толщина коры закономерно убывает от периферии к центру океана. В районе, расположенном на  $7^{\circ}20'$  ю. ш. и  $118^{\circ}40'$  з. д., толщина земной коры наименьшая — 4,85 км. К северо-востоку и юго-западу отсюда происходит последовательное возрастание ее толщины до 5, 6, 7 км и более (рис. 35). При этом базальтовый слой на пересечении между Маршалловыми и Гавайскими островами имеет толщину от 3,14 до 5,69 км, между Гавайями и Северной Америкой — от 4,42 до 6,24 км, а в тропической части океана — от 3,31 до 9,58 км.

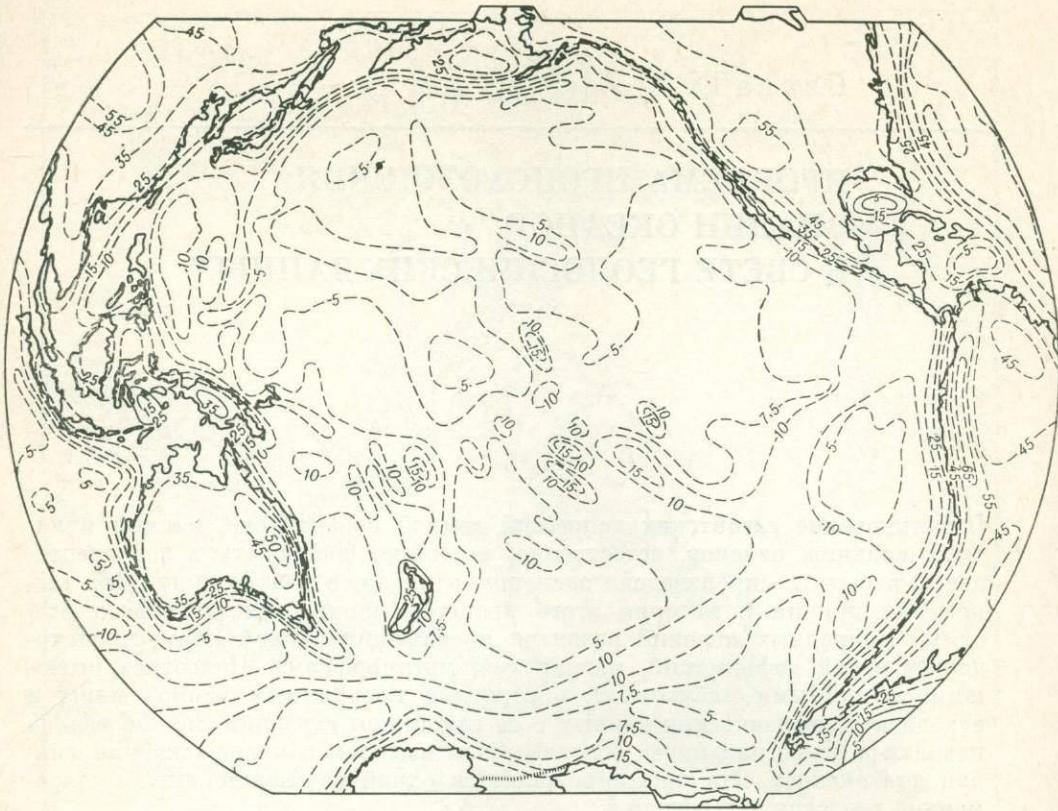


Рис. 35. Толщина (в километрах) земной коры дна Тихого океана (по Р. М. Деменицкой)

По данным И. П. Косяминской, в пределах базальтового слоя в Тихом океане можно выделить две части — верхнюю со скоростями 6,3—6,9 км/сек и нижнюю со скоростями 7,0—7,3 км/сек.

В западной части Тихого океана в области островных гряд Меланезии и Микронезии толщина коры резко изменчива. Наряду с величинами 5—6 км в отдельных впадинах на подводных возвышенностях и поблизости от гряд островов толщина коры достигает 8,66—12,55 км (в Маршалловых островах). Это показывает, что островные гряды связаны с локальными утолщениями земной коры. Местами отмечается сильное увеличение толщины второго слоя, который чаще всего имеет мощность 1—2 км, а здесь доходит до 4,38 км (близ атолла Эннеток) и 5,60 км у острова Наури (на южном окончании продолжения Каролинской дуги). Второй слой состоит из чередования слабоуплотненных туфов и базальтовых лав. Скорости распространения в нем продольных волн 3,5—5,5 км/сек. Существование его указывает на обширные лавовые излияния, которые могли происходить на дне этой части Тихого океана неоднократно в различное время.

Дно Тихого океана усеяно многочисленными подводными горами вулканического происхождения, связанными нередко с валообразными возвышенностями и рассеянными между ними. Среди вулканических валов выделяется Гавайский, отличающийся большими размерами и грандиозными вулканами.

Со дна юго-западной части океана возвышается огромное количество конусов и усеченных конусов с плоскими вершинами, иногда увенчанных коралловыми рифами и атоллами. Х. Менард (1964) сопоставил

данные по высотам плоских вершин, погруженных сейчас на разную глубину. Так как они срезаны морскими волнами, их поверхности, несомненно, соответствуют древнему уровню моря. Сопоставляя их современное положение, на разной глубине ниже уровня моря, Менард установил, что во время образования плоских вершин эти конуса располагались на поверхности очень обширного валообразного поднятия, занимавшего значительную площадь дна. Возвышенность была вытянута с юго-востока на северо-запад на 10 000 км при ширине до 4000 км. Овальную форму возвышенности Менард восстановил по высотам срезанных конусов, выяснив, что глубина океана в осевой части возвышенности достигала 3,5 км, а по ее окраинам — 5—5,5 км. Он назвал эту древнюю возвышенность поднятием Ч. Дарвина в честь великого естествоиспытателя, который создал первую обоснованную теорию происхождения коралловых атоллов.

Эоценовый и позднемеловой возраст коралловых построек поверх ряда усеченных вулканов указывает, что образование вулканов и, следовательно, всего валообразного поднятия Дарвина происходило до середины мела, т. е. более 100 млн. лет назад, скорее всего в начале мезозоя. Оно, по-видимому, выросло как пологое, но гигантское по площади вздутие поверхности мантии Земли, которое подняло земную кору. Последняя при этом была раздроблена сетью продольных и поперечных разломов. Вдоль них происходили, очевидно, вулканические излияния и росли со дна вулканические конусы.

Позднее, в кайнозое, Дарвинское поднятие осело, кроме отдельных участков возвышенностей (основание островов Такелау и др.). С Дарвинским поднятием были связаны совершенно грандиозные по масштабу и объему излившейся лавы вулканические извержения. Именно здесь увеличена толщина вулканического слоя земной коры.

Образование поднятия произошло до середины мела, а распадение — после эоцена. Вероятно, гряды подводных возвышенностей, усеянные вулканическими островами Меланезии, Микронезии и Полинезии, могут рассматриваться хотя бы частично как остатки — обломки этого поднятия.

Так рисуются развитие и распадение древнего поднятия на океаническом дне, которое, видимо, было структурной формой особого типа. Правда, в последнее время многие исследователи считают, что выводы Менарда о существовании в прошлом поднятия Дарвина не подтверждаются новыми данными.

В то же время не исключено, что островные цепи центральной части Тихого океана, характеризующиеся вулканическими излияниями основного состава (базальто-перidotитовые излияния и нефелинодержащие базальты), можно рассматривать как самую начальную стадию перехода от океанического дна к геосинклинальному развитию, в которой гряды вулканических островов следуют вдоль зон глубоких расколов земной коры.

Система островных дуг западной части Тихого океана, включающая острова Алеутской и Курильской дуг, Бонин, Рюкю, Марианские, Соломоновы, Адмиралтейства, Новые Гебриды, Фиджи, Тонга и другие, отличается от центральной части дна Тихого океана наличием андезитовых излияний, что свидетельствует о расположении в земной коре очагов более кислой магмы. Наряду с другими данными это указывает на существование здесь более мощной, хотя и спорадически развитой земной коры переходного типа. Здесь находится ряд настоящих геосинклинальных областей в стадии островных дуг, отделенных от дна Тихого океана полосой глубоководных желобов, образующих исключительно четко выраженную зону. С полосой этих впадин совпадает и «андезитовая линия».

Области островных дуг образуют самую внутреннюю зону Тихоокеанского пояса, или кольца, которая сменяется к периферии областями кайнозойской складчатости и вулканизма побережья Тихого океана.

Здесь мы имеем дело с геосинклинальными областями, находящимися, несомненно, в более зрелой стадии развития по сравнению с предыдущей зоной. В них, наряду с обширными и глубокими геосинклинальными прогибами, входят крупные сложившиеся поднятия — антиклиниории типа Новой Гвинеи, Филиппин, Тайваня, Японии и др. Следует заметить, что различие между ними не только в глубине погружения по отношению к уровню моря, но и в значительно большей площади, занятой антиклинальными поднятиями, созданными в результате длительного развития, что хорошо иллюстрируется данными, приведенными в ряде новейших работ по геологии Японии, Филиппин и других районов.

Далее следует зона мезозойской складчатой Верхоянской области, Аляски и Скалистых гор Северной Америки, в которой давно уже прекратилось геосинклинальное развитие и образовалась молодая эпимезозойская платформа. При этом здесь складчатое основание платформы высоко приподнято, а настоящий платформенный чехол еще не начал образовываться.

В таком концентрическом распределении областей с разным строением земной коры можно усмотреть определенную закономерность. Края Тихого океана последовательно окаймлены складчатыми структурами различного возраста — от наиболее молодых, растущих со дна океана, островных гряд до более древних мезозойских складчатых структур.

В обрамлении дна Тихого океана, таким образом, можно видеть скорее всего последовательный ряд стадий развития земной коры от догосинклинальной океанической плиты через начальные океанические гряды к геосинклинальной стадии островных дуг, а затем больших островов и горных цепей с корой переходного типа к платформенной области мезозойской складчатости Дальнего Востока и Северной Америки.

Дно центральной и восточной частей Тихого океана, окаймленное рядом последовательно сменяющихся зон, генетически связано с ними. Земная кора в его пределах находится, вероятно, в ранней догосинклинальной стадии развития, характеризующейся еще полным отсутствием гранитного слоя.

Географические особенности строения берегов Тихого океана отражают тесную связь дна океана с развитием окаймляющих его геосинклинальных областей. Обрастание дна Тихого океана этими зонами как будто говорит об образовании складчатых областей одна за другой за счет окраинных частей океанического дна, которое последовательно концентрически уменьшалось по площади с течением времени и с ростом все новых зон складчатых цепей по его периферии.

Следовательно, строение окраин Тихого океана соответствует гипотезе о том, что центральная часть его дна может являться наиболее ранней ступенью развития земной коры. По краям она окаймлена областями, которые последовательно были вовлечены в геосинклинальный процесс, и наиболее периферические из них после его завершения преобразовались в фундамент молодой платформы с материковым строением земной коры.

Существующие данные о древности самой впадины Тихого океана также соответствуют этим представлениям. Выше уже говорилось о наличии коралловых рифов мелового возраста на некоторых подводных горах. История образования возвышенности Дарвина, возникшей до середины мела, с грандиозным проявлением вулканических процессов на ее поверхности, позволяет считать достаточно обоснованным существование Тихого океана в начале мезозоя (в юре и триасе). Собственно, нет никаких данных отрицать его существование и в палеозое. По мнению

нию Менарда, только вулканизм в его пределах был развит тогда много слабее, чем в мезозое.

Представление о том, что дно Тихого океана является древнейшим участком земной коры, высказывали многие крупные ученые: А. Вегенер (1924), А. Д. Архангельский (1941), Н. М. Страхов (1948) и многие другие. Подробно эту точку зрения обосновал Г. Штилле (1946), который пришел к выводу, что впадина Тихого океана должна быть отнесена к числу первичных, возникших еще в глубине докембрия. Он впервые выделил древнейшие впадины океанов и противопоставил их новым вторичным океаническим впадинам.

Позднее (1957) автор книги в свете более новых данных также пытался обосновать гипотезу о докембрийском возрасте впадины Тихого океана. Эта же точка зрения нашла свое отражение в тектонической карте Евразии (Яншин и др., 1966). Ю. М. Пущаровский (1966) на основе анализа тектонической структуры берегов Тихого океана и строения Тихоокеанского пояса, кольцом окружающего со всех сторон его дно, присоединился к мнению о большой древности Тихого океана. Подтверждением этого вывода служат выявленные рядом исследователей, в том числе Н. А. Богдановым (1969), талассогеосинклинали в ряде районов по периферии Тихого океана. Талассогеосинклинали — геосинклинальные прогибы, заложенные и развивавшиеся на океанической земной коре, охарактеризованные своеобразным комплексом метаморфизованных основных вулканических, кремнистых и граувакковых формаций. Талассогеосинклиналь Береговых хребтов Калифорнии заполнена францисканской формацией, относящейся по возрасту к отложениям верхней юры и нижнего мела. Сходные образования восточного Сахалина, острова Хоккайдо и восточной окраины Корякского нагорья относятся к верхнему палеозою (перми), юре и нижнему мелу. В Новой Зеландии граувакково-вулканогенные породы датируются более широким интервалом — от карбона до низов мела, слагая основание более молодых отложений. Подобные же породы известны в ядре антиклиниория в Новой Кaledонии. Мезозойский, пермский и даже каменноугольный возраст этих образований по западной и восточной периферии Тихого океана свидетельствует о более широком, чем сейчас, протяжении океанического дна и океанической земной коры в конце палеозойской и начале мезозойской эр. Это доказывает, таким образом, существование впадины Тихого океана в позднем палеозое и постепенное сокращение ее площади, а также служит дополнительным аргументом в пользу вероятного существования Тихого океана и ранее: в начале палеозоя — конце протерозоя.

Следует отметить, что древность впадины Тихого океана подтверждают интересные и убедительные данные, обоснованные анализом глубоководного населения океана. По мнению Л. А. Зенкевича и Я. А. Бирштейна, животный мир океана представляет целостную систему, которая развивалась в условиях чрезвычайно длительной эволюции. На протяжении всего фанерозоя не было создано ни одного нового типа животного мира. Поэтому можно допустить большую древность океанов или хотя бы некоторых из них как среды, в которой развивался и эволюционировал животный мир.

Все изложенное позволяет, следовательно, прийти к заключению, что ложе Тихого океана может рассматриваться как остаток очень древнего участка первичной земной коры, которая покрывала весь земной шар и возникла, вероятно, еще до образования кислородно-азотной атмосферы Земли. Эта первичная кора, подобно лунной, состояла из основных вулканических и изверженных пород и впоследствии явилась основой образования базальтового слоя всей Земли. Он составляет основу коры современного ложа Тихого океана и прикрыт здесь с поверхности более молодыми вулканическими породами и слоем осадочных морских накоплений. Последние отлагались настолько медленно, что, несмотря на

чрезвычайную длительность времени формирования, мощность их очень невелика (2—3 км). Сам базальтовый слой коры, конечно, также не остался неизменным. Он подвергался в большей или меньшей степени воздействию процессов вулканизма, метасоматоза и метаморфизма.

## СТРОЕНИЕ ЛОЖА АТЛАНТИЧЕСКОГО, ИНДИЙСКОГО И СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНОВ И ПРОБЛЕМА ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЯ

Многие особенности строения дна Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов и окружающих их берегов существенно отличаются от таковых в Тихом океане.

Впадина Атлантического океана как бы накладывается на структуры окаймляющих ее материков. Она совершенно чужда им, перекрывает и сечет самые разнообразные элементы соседней материковой структуры. Восточный берег Атлантического океана обрезает каледонские складчатые области Атлантического пояса в Норвегии, Англии и Ирландии, затем складчатые структуры Средиземноморского пояса герцинской области Бретани и западного берега Франции; южнее почти поперек — Альпийскую складчатую область Южной Испании, палеозойские структуры Северной Африки (Атласа) и Пиренейского полуострова, которые не имеют никаких следов продолжения на дне океана; еще южнее — древние платформенные структуры Африки. Западный край впадины обрезает каледонские и докембрийские структуры Гренландии, затем каледонские структуры Ньюфаундленда, внутренние массивы Аппалачей, архейский Гвианский щит, позднепротерозойскую складчатую область Бразилид и Патагонского массива.

В этом заключается наиболее важная и интересная особенность впадины Атлантического океана. Если бы она была наложена целиком на однородную платформу, скажем, докембрийскую, типа Гондваны, мы вправе были бы ожидать, что дно впадины после опускания платформы будет иметь более или менее однородный характер. Но раз во впадину опущены такие разнородные элементы, как участок докембрийской платформы Гондваны, отрезки Альпийской геосинклинальной области, палеозойские складчатые области Западной Европы и Северной Америки, отсутствие хотя бы слабых различий в рельефе дна Атлантики требует объяснения.

Действительно, в пределах материков Европы и Америки эти основные структурные элементы чрезвычайно различаются по своей тектонической структуре, истории геологического развития, проявлению новейших движений земной коры, а следовательно, и по рельефу, однако не отражаются на рельефе дна океана. Все его элементы никак не связаны с элементами структуры материков и, наоборот, симметричны по отношению к общим контурам берегов Атлантического океана. Срединный хребет изогнут *S*-образно в соответствии с общей конфигурацией берегов океана.

Картина рельефа дна Атлантики не соответствует предположению о простом опускании глыб континентальной земной коры (древних и молодых платформ и Средиземноморского пояса) по сбросам на дно океана и требует какого-то другого объяснения.

Идея о простом опускании континентальных глыб на дно Атлантики встречает еще больше возражений в свете геофизических данных о строении земной коры под этим океаном. Уже сравнительно давно стало известно, что область Атлантического океана, так же как Индийского и Тихого, характеризуется значительными положительными величинами аномалий силы тяжести. Однако при этом ошибочно считали, что земная кора под дном Атлантического и Индийского океанов ближе по своему

строению к коре материковых областей и отличается от коры Тихого океана.

За последние годы получены данные новейших геофизических исследований дна Атлантического океана, которые показали, что земная кора здесь по своему строению принципиально не отличается от строения коры на дне Тихого океана. Опубликованные американскими океанологами Б. Оффисером, М. Юингом и Р. Уеншелем данные показали, что толщина земной коры в 400—600 км южнее Бермудских островов немного превышает 10 км, увеличиваясь к северу, в сторону островов.

Сейсмические исследования позволили установить, что обширная область с глубинами 5—6 км к югу, юго-западу и северо-западу от Бермудских островов обладает очень тонкой земной корой, толщина которой составляет также около 5—6 км. Небольшая толщина земной коры океанического типа — около 5—6 км — отмечается и для района севернее Пуэрто-Рико, причем здесь толщина резко увеличивается в направлении к острову.

Еще меньше толщина земной коры в области рифтовой долины срединно-океанического хребта, где, по-видимому, существуют участки полного отсутствия коры и выходов поверхности мантии, прикрытой небольшим чехлом осадков. Предполагается, что есть и выступы мантии. Одним из них является, в частности, остров Св. Павла близ экватора, сложенный вулканическими и ультраосновными породами<sup>1</sup>.

Вместе с тем данные исследований последних лет позволяют выявить на дне северной части Атлантического океана крупные площади земной коры, имеющей материковое строение; эти участки дна обладают гранитно-метаморфическим слоем, хотя и не очень мощным. Два из них расположены к северу от Норвегии и Шотландии и к юго-востоку от берегов Гренландии, третий — в районе упомянутого выше плато Блейка близ берегов Северной Америки.

Исследования Д. Ю. Саттона (1959) позволили установить, что на профиле от Бермудских островов в направлении на Нью-Йорк и Вашингтон вместе с уменьшением глубины океана толщина коры начинает сильно увеличиваться и в 300—500 км от берега в составе коры появляется гранитно-метаморфический слой. К юго-востоку от Ньюфаундленда он достигает 3 км, на таком же расстоянии от Галифакса — 8 км.

Небольшой толщины гранитно-метаморфический слой обнаружен за пределами шельфа под дном океана, в 200 км к востоку от берегов Южной Америки, у устья Лаплаты. Как указывает В. В. Белоусов (1969), значительная северо-американская окраина глубокой части Атлантического океана в течение длительного времени представляла собой шельфовую мелководную область с континентальной корой, опускавшуюся с позднего мела. Современной глубины эта область дна достигла только в начале неогена, а остатками шельфа, блоками, не дошедшиими до океанических глубин, являются упомянутые выше подводное плато Блейка и плато Багамских островов.

Сходным строением обладает дно Индийского океана. Его впадины не отражают никакой генетической связи с окаймляющими их берегами. Наоборот, налицо все признаки наложения этих впадин на совершенно разные по происхождению и возрасту структурные элементы их побережий. Края дна Индийского океана секут платформенные структуры Африканской, Индийской и Австралийской платформ и Мадагаскара, а также структуры их докембрийского складчатого основания. Исключение составляет участок между Бенгальским заливом и Австралией, где

<sup>1</sup> На основании изучения в 1964 г. в американском Институте Карнеги шести образцов милонитизированных перидотитов с острова Св. Павла по соотношению изотопов стронция можно считать, что возраст четырех из них — около 4,5 млрд. лет. Исследованные породы представляют материал мантии.

край дна Индийского океана согласно примыкает к цепи геосинклинальных структур Индонезии, Никобарских и Андаманских островов. Вдоль них протягивается отчетливо выраженная узкая впадина, которая на севере переходит во впадину низовьев Брахмапутры — краевой прогиб перед Араканским антиклиниорием в Бирме.

Рассмотренный участок края Индийского океана является единственным, не обрезающим структуры побережья, а согласно окаймленным участком Индонезийской геосинклинальной области и ее краевым прогибом.

В глубоких котловинах дна Индийского океана толщина земной коры не превышает 10 км. На склонах срединно-оceanического хребта толщина базальтового слоя уменьшается и, по данным Г. Б. Удинцева, близ вершины хребта в пределах рифтовой долины он местами исчезает. В рифтовой долине на отдельных участках рыхлые осадки лежат прямо на породах мантии. При драгировке «Витязя» со склонов удалось достать куски ультраосновных пород поверхности мантии с включением хромита.

В Индийском океане также расположены обширные участки дна, на которых сейчас выявлен материковый тип строения земной коры. К ним относятся: площадь вокруг островов Чагос и вся поднятая часть дна к северу, включающая Мальдивские острова, до шельфа к югу от Индостанского полуострова, затем подводная возвышенность Маскаренских и Сейшельских островов к востоку от Африки и, наконец, подводная возвышенность у острова Кергелен на юге.

Впадины Северного Ледовитого океана своими краями также секут структурные элементы окружающих их материков: край Арктического пояса Америки, мезозойские структуры Севера Сибири, оконечность Атлантического пояса.

Строение земной коры дна Северного Ледовитого океана, как уже упоминалось, отличается от других наличием значительных площадей гранитного слоя на пространствах впадин и подводных хребтов. Здесь сохранились многочисленные реликты коры материкового типа.

Все это не позволяет принять гипотезу первичного происхождения дна Атлантического, Северного Ледовитого и Индийского океанов и считать, что здесь, подобно дну Тихого океана, имеется талассократон, находящийся на дегеосинклинальной ступени развития земной коры. Наоборот, данные свидетельствуют в пользу вторичного возникновения впадин рассматриваемых океанов на месте ранее существовавших материковых массивов. Остатками последних являются упомянутые участки дна с континентальной корой. Особенно наглядно это проявляется на примере Атлантического океана.

Все гипотезы вторичного возникновения впадин океанов стремятся объяснить причины отсутствия материковой земной коры под дном океанов, где геофизические данные не обнаруживают ее. К одной группе принадлежат гипотезы, которые пытаются объяснить отсутствие гранитно-метаморфического слоя в океанической коре в результате различных сложных процессов преобразования материковой коры в океаническую, ее утяжеления, или, как иногда говорят, океанизации.

Другая группа гипотез ищет объяснения принципиальных различий материковой и океанической коры в раскалывании и передвижении глыб земной коры с образованием на пространстве между расходящимися глыбами вновь возникающей океанической коры.

Третья группа гипотез связывает возникновение океанической коры с расширением Земли и увеличением объема и поверхности земного шара (оceanическая кора считается новообразованной).

## ГИПОТЕЗЫ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ВЕЩЕСТВА ЗЕМНОЙ КОРЫ ДНА ОКЕАНОВ

Гипотеза возникновения океанических впадин путем преобразования материковой земной коры в океаническую впервые у нас была обоснована А. Д. Архангельским. Он предположил, что кора океанов проплавлена таким большим количеством интрузий изверженных пород основного состава, что теряет свойства материковой коры, и, кроме того, прикрыта с поверхности вулканическими излияниями.

Позднее В. В. Тихомиров рассматривал процесс базификации материковой коры с превращением ее в океаническую как результат основного метасоматоза, т. е. выноса из глубины мантии газообразных продуктов и веществ, замещающих вещество гранитно-метаморфического слоя земной коры и превращающих его в породы основного состава.

В дальнейшем гипотеза базификации океанической коры была обстоятельно разработана и развита В. В. Белоусовым (1968), который стоит на позиции вторичного, причем позднего, образования всех океанических впадин, в том числе и Тихого океана.

В. В. Белоусов считает, что первоначально весь земной шар был покрыт материковой корой, несколько различавшейся только по толщине в разных местах. До конца палеозоя на поверхности Земли не было океанов, и лишь в конце палеозоя—начале мезозоя расплавленный материал мантии, сосредоточенный под теми местами, где образовались позднее океаны, начал подниматься кверху в виде огромных диапиров, внедряясь в материковую земную кору, и затем изливаясь на поверхность. Процессы внедрения и проникновения в земную кору мантийного материала привели к созданию совершенно другой по составу и строению земной коры современных океанических впадин. При этом многие зарубежные исследователи считают, что в мантии идут конвекционные токи, которые могут проявиться в виде течений и даже оторвать от подошвы земной коры блоки и переместить их на большое расстояние. В. В. Белоусов полагает, что крупной общей конвекции в мантии не существует. Расплавленный материал мантии всплывает только по зоне разломов (каналу) вверх (вертикально или наклонно), внедряется в кору, застывает в ней, превращает часть ее в тяжелую метаморфическую породу и затем вместе с последней опускается.

В итоге происходит базификация материковой коры и преобразование ее в океаническую кору. Этот процесс закончился, по Белоусову, во всех океанах в начале раннего мела. При этом он протекал в Атлантическом и Индийском океанах в направлении от периферии к центру, в пределах же срединно-оceanических хребтов продолжается до сих пор. В Тихом океане, наоборот, процесс шел от центра к периферии с постепенным расширением океанической впадины за счет захвата ею периферических частей материков. Здесь он наложился на еще не закончившийся геосинклинальный процесс в Тихоокеанском поясе, что и создало необыкновенную сложность строения периферии Тихого океана.

В. В. Белоусов при этом хотя и обратил внимание на различия в тектоническом положении впадин Тихого и Атлантического океанов, но не отметил совершенно разную историю тектонических структур, концентрически облекающих Тихий океан, с одной стороны, и обрезанных берегами Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов — с другой.

Вместе с тем Белоусов указал на различие современной вулканической и сейсмической активности в Тихом океане, где они развиты в основном по периферии океана, и в Индийском и Атлантическом океанах, в которых они сосредоточены в зоне срединно-оceanических хребтов.

Выходы о вторичности впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов, с которыми можно согласиться, Белоусов пе-

ренес также на впадину Тихого океана, которую есть много оснований считать, как было сказано выше, чрезвычайно древней, а океан — первичным по происхождению.

Происхождение вторичных впадин Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов может быть объяснено гипотезой преобразования гранитно-метаморфического слоя путем уплотнения вещества земной коры в соответствии с изложенными выше представлениями С. И. Субботина о происхождении обширных впадин (синеклиз) на платформах. Однако эту гипотезу значительно труднее применить к образованию впадин океанов. Ведь предполагается, что первоначально на их месте размещалась мощная материковая кора и должен был произойти такой процесс, который превратил бы эту кору в вещество, не только соответствующее геофизическому базальтовому слою, но и отвечающее по физическим свойствам веществу мантии.

Если, согласно приведенной выше схеме, можно представить исчезновение базальтового слоя с возникновением на его месте эклогитов, отвечающих по физическим свойствам веществу мантии, то исчезновение гранитно-метаморфического слоя объясняется только преобразованием его в породы гранулитовой фации, которые по свойствам отвечают базальтовому слою, а не мантии.

Между тем геофизический базальтовый слой дна океанов отличается небольшой толщиной (4—8 км), а мощность материкового гранитно-метаморфического слоя коры бывает значительно больше. Поэтому надо допустить, что часть этого слоя превратилась в вещество, по физическим свойствам отвечающее мантии. Но такой процесс пока еще трудно представить. Здесь неизбежно приходится прибегать к помощи гипотезы базификации океанической коры и считать, что, кроме уплотнения вещества коры, должны были происходить и процессы привноса вещества основных пород из глубин мантии, которые и обусловили образование более тяжелых и плотных масс.

Многие исследователи — геологи и геофизики — пришли к выводу, что процесс преобразования континентальной коры в океаническую объяснить чрезвычайно трудно; скорее всего он вообще невозможен (В. А. Магницкий, Е. Н. Люстик и др.). Именно это и заставляет искать причины возникновения вторичных впадин океанов в различных вариантах гипотез раскальвания материковых глыб и их раздвижения или прибегать к гипотезе расширяющейся Земли.

## ГИПОТЕЗЫ РАСКАЛЫВАНИЯ И ПЕРЕДВИЖЕНИЯ МАТЕРИКОВЫХ ГЛЫБ (МОБИЛИЗМА)

Гипотеза горизонтального перемещения материков, или мобилизма, была блестяще обоснована немецким геофизиком А. Вегенером (1924), погибшим во время экспедиции в Гренландию. В то время еще не было известно разделение земной коры и мантии поверхностью Мохоровичча, и Вегенер исходил из существовавших тогда представлений о двух больших слоях литосферы Земли, называемых Сиал (силиций, алюминий) и Сима (силиций, магний). Верхний из них, Сиал, в общем соответствует материковой земной коре и, согласно принципу изостазии по Вегенеру, наподобие гигантских льдин плавает на Симе, несколько погружаясь корнями в ее пределы. Соответствие берегов Европы и Африки с одной стороны Атлантического океана берегам Северной и Южной Америки — с другой настолько велико, что привело А. Вегенера к идеи о том, что эти материки представляют разорванные части единого целого, разделенные пространством океана. Срединно-океанический хребет Атлантического океана, тогда уже известный, Вегенер посчитал остатком шва, от которого отодвинулись материки к западу и востоку. Складчатые цепи Американских Кордильер и Анд он объяснял как образо-

вавшиеся в фронтальной части материковой глыбы, передвигавшейся к западу.

Теория Вегенера нашла в скором времени многих сторонников у нас в стране и за рубежом. Ботаникам и зоологам она давала ключ для понимания сходства развития флор и фаун на материках, разделенных океанами. Среди геологов ее развивали главным образом работавшие в Африке и Австралии, которым она объясняла сходство черт строения и истории развития материков как частей некогда единой Гондваны. В то же время многие ученые указывали на ряд несоответствий с фактическими данными, которые имеются в представлении мобилистов. Например, Н. С. Шатский обратил внимание на существование в обрамлении Тихого океана очагов землетрясений с глубинами 200—300 и до 500 км. Выяснилось, что эти очаги связаны с зонами разломов, наклонно уходящими в глубь мантии Земли. Наличие столь глубоких разломов, пересекающих земную кору и верхнюю мантию, получивших наименование зон Беньоффа, конечно, явилось доводом против гипотезы плавания материков.

В общем концепция горизонтального перемещения материков долгое время не пользовалась большой популярностью. Только начиная с конца 50—начала 60-х годов она получила широкое признание. Появились и новые варианты.

Если А. Вегенер считал, что первоначально на Земле существовал единый огромный материк Пангея, который раскололся на куски, переместившиеся на более или менее значительные расстояния, то согласно новым вариантам уже рисовались разные сочетания первоначальных материковых блоков, причем допускали не только горизонтальное перемещение, но и вращательные движения отдельных материковых массивов.

Согласно ряду гипотез, считается, например, что блок Индостанского полуострова в начале мезозоя находился в центре современного Индийского океана, а затем, перемещаясь к северу, вызвал образование складчатой цепи Гималаев, возникшей в результате перемещения платформенного блока перед его краем.

Большинство гипотез принимает сейчас, что перемещение блоков происходит не по разделу между мантией и земной корой, а глубже — по поверхности астеносферы (расплавленного слоя мантии), а причиной перемещений являются конвекционные течения, или циркуляция, которая имеет место в астеносфере. Считается, что восходящие конвекционные потоки приурочены к срединно-океаническим хребтам, что и вызывает здесь повышенное значение теплового потока; нисходящие же течения находятся под материками. Циркуляция конвекционных потоков и обуславливает горизонтальное перемещение выплывающих блоков мантии и коры, которые захватываются этими потоками.

Однако есть предположения, что горизонтальное смещение происходит на значительно большей глубине, порядка 1000 км. Так, известный голландский геолог Р. Ван Беммелен построил гипотезу, согласно которой на границе верхней и нижней мантии, вследствие процессов в последней образуются огромные выпуклости и впадины — мегаундации. По склонам поднятых ундаций смещаются массы верхней мантии и коры вследствие силы тяжести в сторону от поднятых частей к опущенным. Этот процесс, по мнению автора гипотезы, приводит к горизонтальному перемещению материков вместе с частью мантии, причем как раз под срединно-океаническим хребтом находятся поднятые части мегаундаций, а под материками — наиболее опущенные.

Крупные горизонтальные смещения земной коры допускаются также А. В. Пейве и его сотрудниками. А. В. Пейве считает, что дно всех океанов представляет самую раннюю стадию развития геосинклиналей. Следующей является стадия образования островных дуг и сопровождающих их геосинклинальных прогибов. Они возникают вследствие крупных

горизонтальных перемещений блоков земной коры по системам наклонных разломов типа зон Беньоффа. При этом происходит надвигание этих блоков и, таким образом, наращивание базальтового слоя земной коры, а затем его гранитизация с одновременным увеличением мощности гранитно-метаморфического слоя. Вследствие смещения океанической коры одновременно образуются новые участки океанического дна. Важнейшим отличием этой гипотезы от перечисленных выше является положенное в ее основу представление о развитии океанической земной коры в континентальную в ходе геосинклинального процесса.

В последние годы после получения новых данных по геологическому строению и геофизике дна океанов, в частности срединно-оceanических хребтов (что вкратце изложено выше), возник ряд концепций и обобщений, представляющих по существу совершенно новое учение в духе мобилизма. Оно получило наименование «тектоники плит», или «новой глобальной тектоники». Основные положения его были сформулированы несколько лет назад в статьях Б. Изакса, Д. Оливера, Л. Сайкса, В. Моргана, З. Л. Пишона, Д. Хайтулера и многих других<sup>1</sup>.

Сущность этого учения (в нашей стране оно обстоятельно освещено В. Е. Хайним) сводится к следующему. Вся земная поверхность разделяется на крупные блоки, или пластины, земной коры и верхней мантии, которые разъединены рифтовыми зонами срединно-оceanических хребтов. Последние являются основной системой швов в земной коре. Подавляющее большинство очагов землетрясений связано как раз с этими зонами (рис. 36), а также окаймляющими Тихий океан островными дугами с глубоководными желобами. Вместе с тем сами пластины охватывают как площади материков, так и дно океанов. Всего насчитывается на всей земной поверхности семь или восемь больших пластин и незначительное число более мелких глыб.

Вдоль швов отмечается относительное смещение пластин, наползание (надвиг) одной на другую или горизонтальное их сдвигание. Пластины представляют жесткие блоки коры и верхней мантии (т. е. литосферы), которые располагаются на пластичной астеносфере. Течения в ней вызывают перемещения пластин.

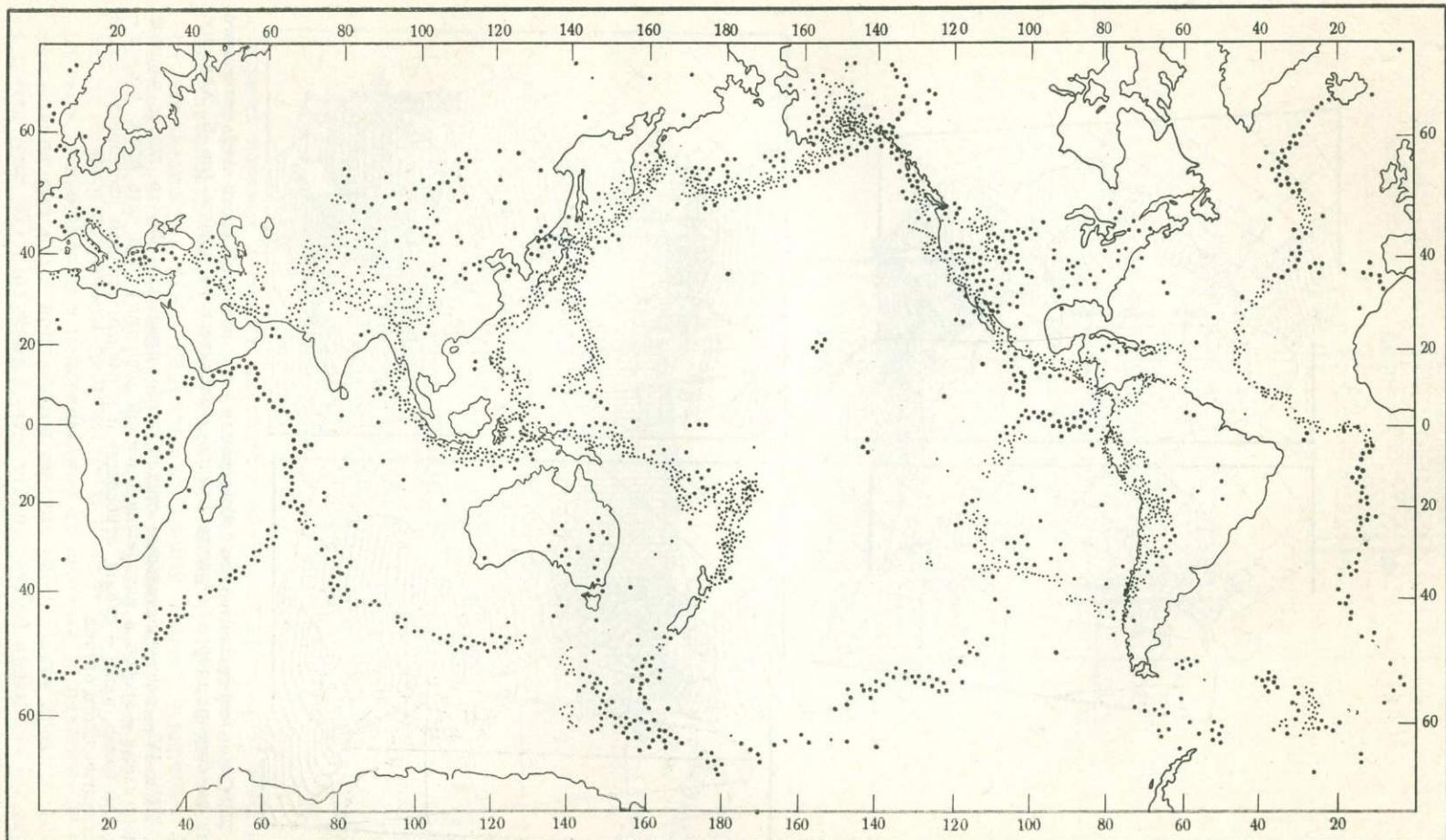
В срединно-оceanических хребтах происходит раздвижение блоков, образуется щель, выраженная рифтовой зоной, и через нее вещество астеносферы поднимается к поверхности. Это и сопровождается повышенным вулканизмом, сейсмичностью хребтов, а также усиленным тепловым потоком, подобного которому нет нигде в других частях земной коры.

При раздвижении блоков рифтовой зоны срединно-оceanических хребтов образуется новая океаническая земная кора, которая постепенно нарастает от середины рифтовой зоны к ее краям. В результате возникает новая океаническая земная кора, площадь которой постепенно увеличивается.

Раздвигание дна океана сопровождается разломами, поперечными по отношению к рифтовой зоне, которые получили название трансформных. Эти разломы разделяют большие пластины океанической коры на блоки, которые могут смещаться на разное расстояние один относительно другого.

Подтверждением расширения океанического дна (спрединга) служат, во-первых, магнитные аномалии, которые располагаются полосами параллельно рифтовой зоне срединно-оceanических хребтов. Как показывают результаты их изучения, эти аномалии имеют то положительный, то отрицательный знак. Чередование полос аномалий разного знака объясняют разным временем их образования. Когда происходило последовательное нарастание коры по краям рифтовой зоны, в разное время была неодинаковая полярность магнитного поля Земли. Она как бы зафиксирована

<sup>1</sup> «Новая глобальная тектоника». М., «Мир», 1974.



Р и с. 36. Распределение главных зон эпицентров (точки) землетрясений с 1961 по 1967 г. (по М. Барзанги и Дорману)

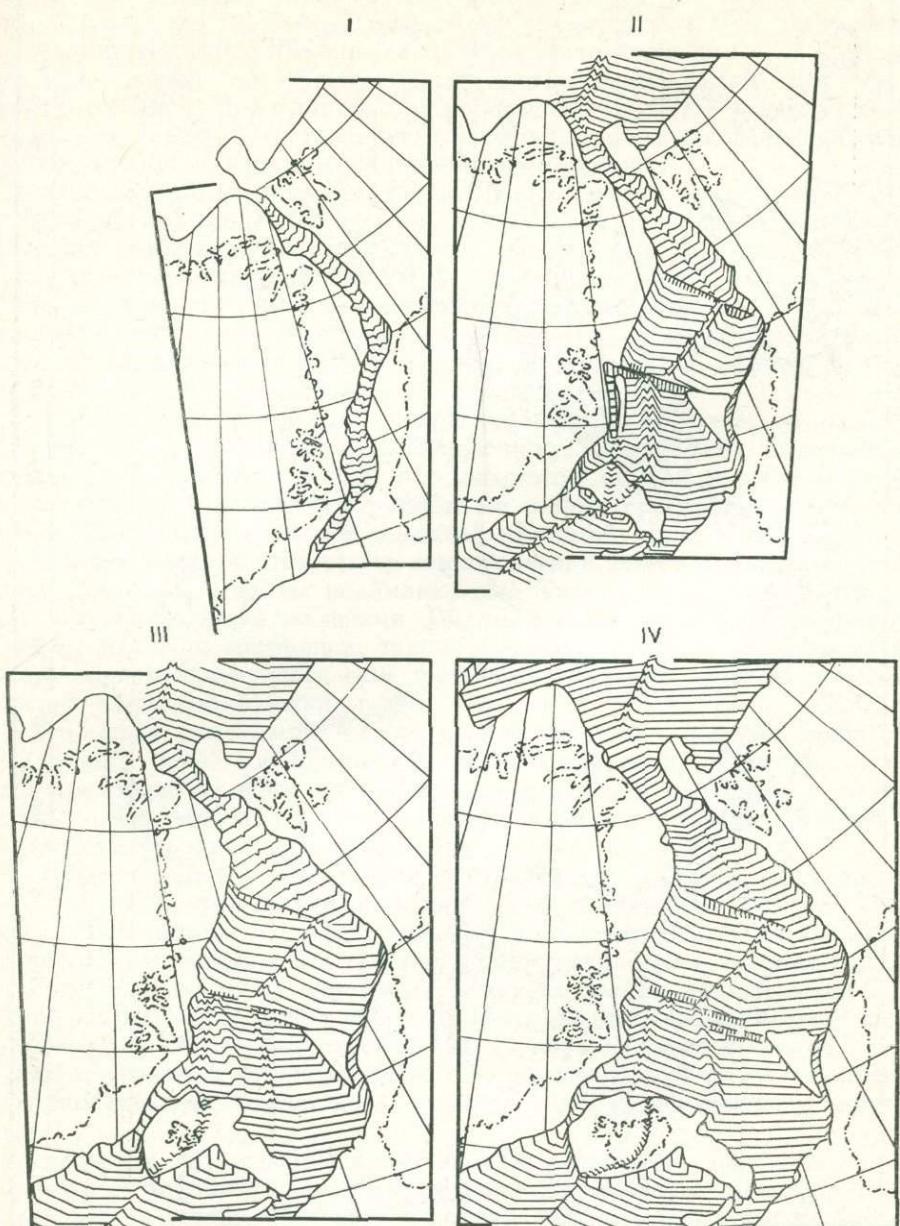
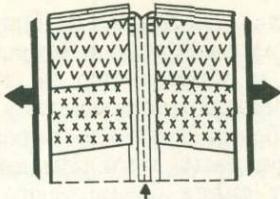


Рис. 37. Схема предполагаемого образования дна северной части Атлантического океана за счет расширения рифта Средне-Атлантического хребта (по Б. Хейзену, 1972)

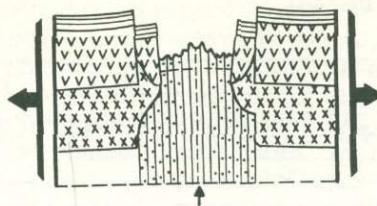
I, II, III и IV — последовательные стадии этого процесса; V — то же в разрезе; верхняя схема — грабен в материковой земной коре типа Красного моря, вторая — Аденский залив, ниже — схемы, относящиеся к разным стадиям расширения впадины Атлантического океана

V

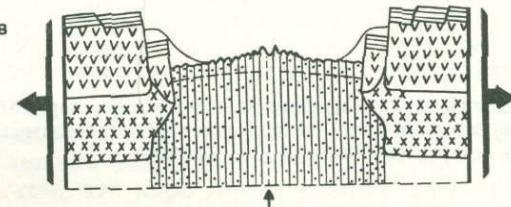
а



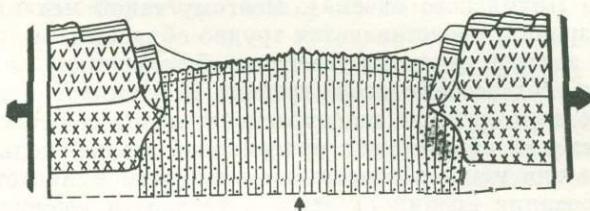
б



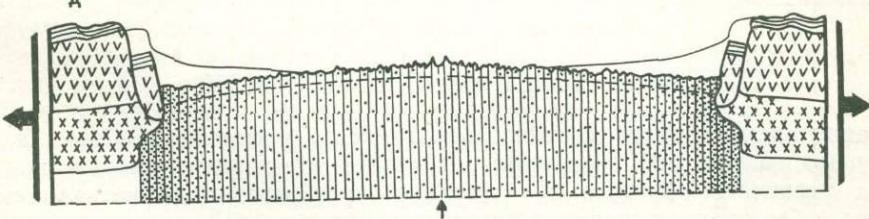
в



г



д



в горных породах полосами магнитных аномалий противоположного знака и отражает разное время их формирования. С другой стороны, данные глубоководного бурения с корабля «Гломар Челленджер» в Атлантическом океане как будто подтвердили разный возраст осадочных пород, покрывающих базальтовый слой дна по сторонам срединно-океанического хребта. В его пределах осадки дна имеют неогеновый возраст. При удалении от него встречены неогеновые и палеогеновые слои, дальше неогеновые, палеогеновые и подстилающие их меловые, и, наконец, по окраинам океана под ними появляются юрские слои. Более древние не обнаружены (рис. 37). Получается, что Атлантический океан как бы зародился в юрском периоде и постепенно расширялся до неогена и четвертичного периода.

Некоторые исследователи (Б. Изакс, Д. Оливер, Л. Сайкс, 1968) полагают, что расширение Тихого океана в стороны от его срединно-океанического хребта привело к образованию по краям океана глубоководных желобов. В них океаническая кора океанов вместе с верхней частью мантии уходит вдоль глубоких наклонных разломов вглубь, под края окаймляющих океан материковых глыб. Именно поэтому, согласно этой гипотезе, здесь происходит смена базальтового вулканализма в центральной части Тихого океана андезитовым по его периферии. Процесс погружения океанической коры под материковую получил наименование «засасывания» коры (рис. 38).

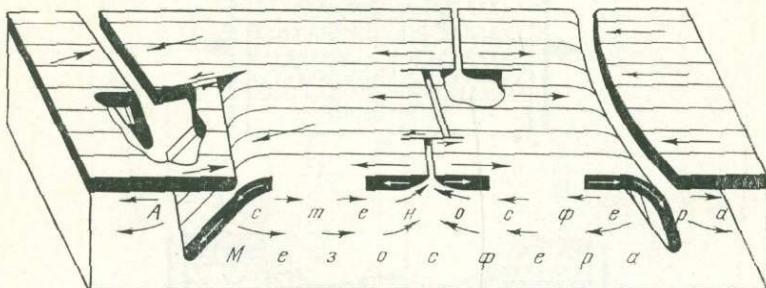


Рис. 38. Схема движений, происходящих в земной коре верхней мантии и астеносфере, и погружения (засасывания) литосферы под островными дугами на примере островов Тонга (по Б. Изаксу, Д. Оливеру и Л. Сайксу)

Однако по окраинам других океанов нет глубоководных желобов (кроме отдельных участков, как, например, Индонезийский желоб на северо-востоке Индийского океана). Поэтому такой механизм, с геологической точки зрения, представляется трудно объяснимым.

Многие из авторов гипотезы «глобальной тектоники» кладут ее в основу объяснения всех особенностей строения и формирования земной коры. Однако гипотеза совершенно не затрагивает процессов геосинклинального развития и условий образования материковой земной коры. Практически она дает более или менее обоснованное и интересное гипотетическое объяснение формирования впадин океанов, в частности возможного постепенного расширения их дна. С этой стороны она, безусловно, заслуживает внимания.

### ГИПОТЕЗА РАСПШИРИЯЩЕЙСЯ ЗЕМЛИ

Сравнительно недавно появившаяся гипотеза увеличения объема земного шара совершенно по-другому объясняет образование впадин океанов. Она позволяет обойтись без сложных преобразований состава земной коры и без предположения о крупных горизонтальных перемещениях материков. Поэтому она избегает большинства возражений, которые встречают охарактеризованные выше гипотезы.

Гипотеза расширения Земли впервые была высказана в 1933 г. немецким геодезистом О. Хильгенбергом. Позднее, в 60-х годах, он опубликовал ряд статей, в которых, используя палеомагнитные данные более чем для 350 точек земной поверхности, восстановил положение полюсов для разных геологических периодов с карбона до эоценена. Далее он определил ряд экваториальных точек для карбона и перми. На основе геодезических расчетов о положении полюсов и экватора ученый заключил, что диаметр земного шара в карбоне составлял 69% современного, а в перми — 72%. Следовательно, площадь поверхности Земли в карбоне была более чем вдвое меньше современной (213 млн. км<sup>2</sup> вместо 510 млн. км<sup>2</sup>).

Используя эти данные, Хильгенберг построил глобусы, изобразив на них материковые массивы и океанические пространства. Он пришел к выводу, что в карбоне и перми было два материковых массива: один, объединявший Европу, Африку и Америку, и другой — Австралию и Антарктиду. После перми диаметр Земли был установлен путем интерполяции и выявлен ряд стадий последовательного расширения ее поверхности и увеличения площади океанов в триасе, юре, мелу и эоцене. С увеличением площади поверхности Земли происходило расширение дна океанов и образование новых океанических впадин. В результате глыбы материковой земной коры оказались разделенными пространствами океанической и постепенно удалялись одна от другой. С точки зрения гипотезы расширения Земли, материковая кора рассматривается как древняя, возникшая при значительно меньшем диаметре земного шара, а океаническая — как возникшая в процессе расширения его поверхности.

Гипотеза расширения Земли независимо от Хильгенберга была высказана И. В. Кирилловым на заседании Московского общества испытателей природы в 1957 г. Он продемонстрировал ряд палеогеографических глобусов с разным диаметром для разных геологических периодов, которые сконструировал чисто эмпирически, изобразив на них распределение материков и океанов. Несмотря на некоторые фактические ошибки, допущенные в палеогеографии, попытка была интересной. Позднее В. Б. Нейман (1962) опубликовал работу в защиту этой концепции.

Наиболее слабым местом гипотезы расширения Земли является невозможность обосновать причины этого процесса. Таким образом, она пока полностью лишена теоретической базы. Правда, существуют общие представления о том, что ядро Земли состоит из сверхуплотненного металлизированного вещества, которое в ходе геологического времени подвергается самопроизвольному преобразованию в менее плотное вещество и соответственно расширяется. Однако это пока не выходит за пределы научных догадок.

Вместе с тем, с точки зрения геологических фактов, эта гипотеза имеет ряд достоинств. Она объясняет многие явления без особых противоречий. Геологические данные о строении земной коры позволяют выделить в ее пределах три главные структурные и исторические категории: во-первых, земную кору древних платформ самых мощных из устойчивых участков коры; во-вторых, земную кору складчатых поясов, включая кору молодых платформ более тонкую, чем древних платформ, и более сложно построенную кору современных геосинклинальных областей; в-третьих, земную кору дна океанических пространств.

Эти категории можно рассматривать как элементы трех последовательных этапов развития земной коры с тремя разными диаметрами: древние платформы — как остатки древнейшей коры, покрывавшей небольшой по объему шар; складчатые пояса — как остаток коры земного шара значительно большего диаметра и, наконец, океаническую земную кору — как связанную с этапом новейшей истории Земли и последним этапом ее расширения.

Таким образом, гипотеза расширяющейся Земли во многом сообразуется с геологическими фактами и во всяком случае не противоречит данным о геологической истории поверхности Земли.

## ВЕРОЯТНЫЙ ВОЗРАСТ И УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ВПАДИН ДНА ОКЕАНОВ

В настоящее время еще нет однозначного решения проблемы происхождения океанических впадин. Исходя из приведенных данных о геологическом строении берегов океанов и их дна, можно сказать, что разные океанические впадины имеют различное происхождение и возраст.

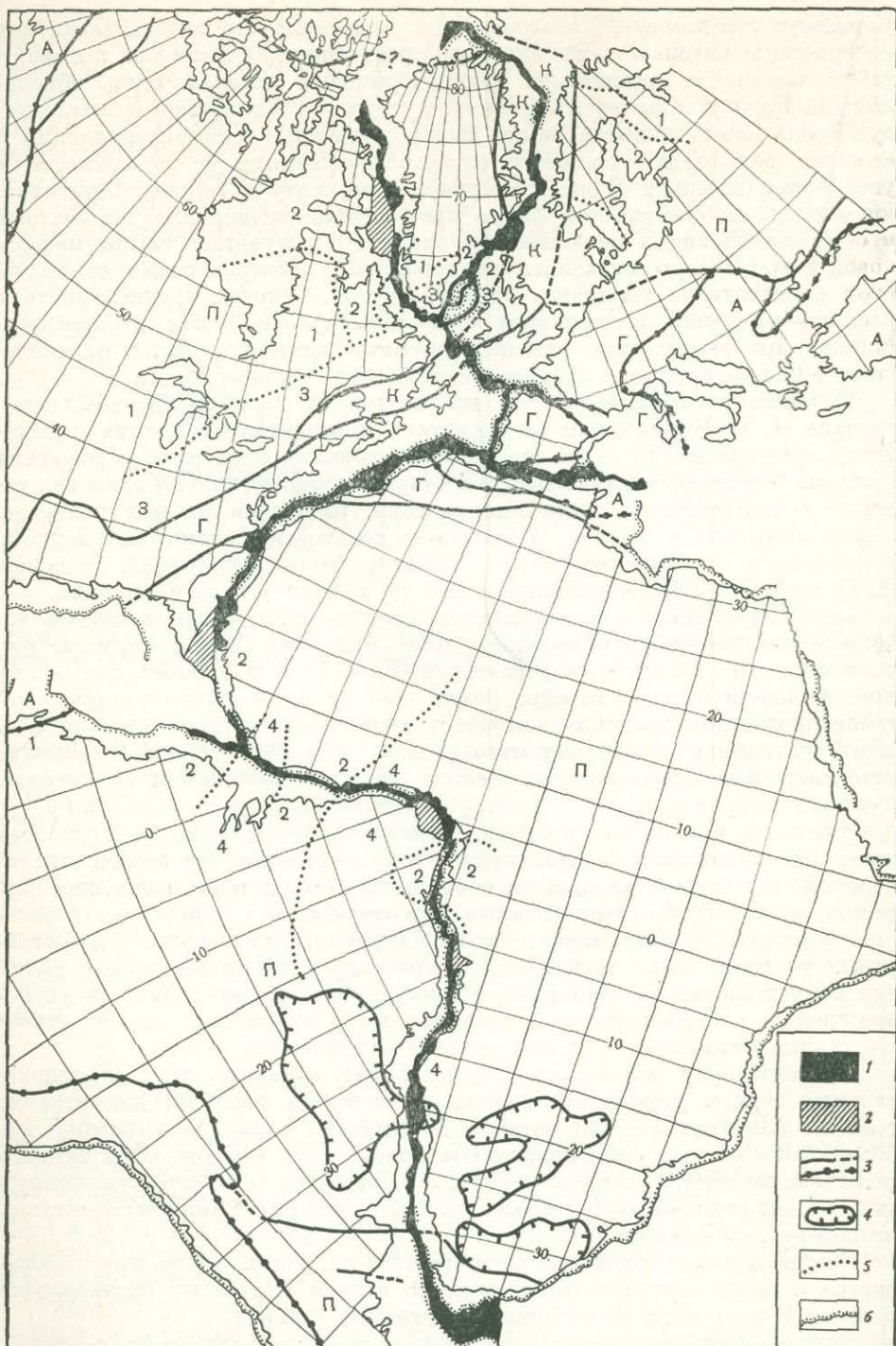


Рис. 39. Сопоставление берегов Африки, Европы и Америки по контуру материального склона (изобата 580 м) без искажения размеров и формы материков (по Э. Булларду)

- 1 — участки океанического дна между материками;
- 2 — участки, где контуры берегов взаимно перекрываются;
- 3 — границы складчатых областей и платформ;
- 4 — некоторые крупные впадины;
- 5 — простираия докембрийских структур;

6 — подножие материального склона

Буквы на карте:

- П — древние и эпикальские платформы;
- Г — герцинские складчатые области;
- К — каледонские складчатые области;
- А — альпийские складчатые области

Данные по геологическому строению материковых массивов и соотношению их берегов с океаническими впадинами приводят к неизбежному выводу о наличии на земной поверхности двух типов океанических впадин: впадины Тихого океана, дно которого представляет древнейший талассократон, и вторичных впадин океанов атлантического типа — новообразований на земной поверхности, — возникших на месте материковых массивов.

Хотя впадина дна Тихого океана в целом может рассматриваться как первичная, не исключено, однако, что отдельные ее части, особенно связанные со срединно-оceanическим хребтом и прилегающие к нему, имеют значительно более молодой возраст формирования.

Впадины Атлантического, Индийского и Арктического океанов более молодые. Наиболее древней из них является дно Индийского океана, существование которого предполагается с палеозоя. Атлантический океан, как показывают приведенные выше данные палеомагнетизма и бурения дна, возник, вероятно, в триасе, а начальный этап его образования был в юре. Еще моложе Северный Ледовитый океан, датируемый, вероятно, меловым или палеогеновым периодом. Очень возможно, что условия образования впадин океанов различны, о чем говорят сведения об их строении.

Следует отметить, что подмеченное Вегенером сходство береговых линий по сторонам Атлантического океана не только подтвердилось, но и уточнилось. Совпадение их оказалось еще более значительным, если рассматривать не береговую линию, а материковый склон. Английский геофизик Э. Буллард опубликовал карту сопоставлений берегов Атлантики в такой проекции, которая неискажает существующих контуров (рис. 39). Подобные же данные приведены и П. Н. Кропоткиным.

Для других — Индийского и Северного Ледовитого — океанов есть известные данные в пользу уплотнения, или базификации земной коры их дна, о чем свидетельствуют и крупные участки коры материкового типа в их пределах, являющиеся остатками гранитно-метаморфического слоя.

Гипотеза расширения океанического дна, в основе которой лежат выводы о процессах, происходящих в срединно-оceanических хребтах, объясняет многие геолого-геофизические особенности их строения. Поэтому ее можно принять в какой-то части для объяснения образования вторичных океанических впадин. Однако она не может быть положена в основу универсальной теории развития Земли, как считают некоторые зарубежные геофизики и геологи.

Вместе с тем основные выводы этой гипотезы легко объяснимы с позиций представлений о расширении Земли. Мировая система срединно-оceanических хребтов, с позиции этой гипотезы, может быть представлена как система рубцов, вдоль которых идет расширение земной поверхности. Недаром многие крупные ученые, занимавшиеся изучением геологии дна океанов (Р. Фейрбридж, Б. Хейзен и др.), поддерживают эту концепцию.

## Глава X

# ОСНОВНЫЕ ВЕХИ ИСТОРИИ ЗЕМЛИ И ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Ознакомление с проблемами строения и истории развития земной коры материков и дна океанов позволяет нам подойти к выявлению наиболее значительных общих этапов их развития, которые в конечном итоге привели к возникновению современного лица Земли.

В состав земной коры входят, как известно, части, различные по строению и возрасту. Последовательное формирование их дает возможность наметить важнейшие этапы ее развития.

Наиболее древний элемент строения земной коры — базальтовый слой материков и, вероятно, дна Тихого океана. Следующие по времени образования — фундаменты древних платформ. Далее следует складчатое основание малых и части больших поясов, т. е. фундамент молодых платформ, сложившийся к концу палеозоя.

Наиболее молодыми элементами земной коры являются складчатые области, закончившие свое развитие в мезозое и кайнозое, дно вторичных океанов — Индийского, Атлантического и Северного Ледовитого, а также современные геосинклинальные области Тихоокеанского и Средиземноморского поясов. С последними связаны также молодые впадины внутренних морей — Средиземного, Черного, Японского, Берингова и др.

В соответствии с различным возрастом составных частей земной коры в общей истории ее развития можно выделить пять крупнейших этапов.

Первый из них — этап самого начального существования Земли до образования земной коры, когда Земля представляла собой светящееся тело. Второй связан с возникновением базальтовой земной коры; это — этап раннего ее существования. Третий — с образованием фундамента древних платформ, т. е. с формированием самой древней материковой коры. Четвертый — с формированием складчатого основания в пределах значительных площадей складчатых поясов, он соответствует рифейской и палеозойской эрам. В этом этапе произошло превращение обширных пространств поясов, кроме Средиземноморского и Тихоокеанского, в молодые платформы. Пятый этап связан с формированием основных черт строения современных материков и возникновением разделяющих их вторичных впадин океанов и внутренних морей. На последнем этапе развития земной коры сложилось современное соотношение континентов, морей и океанов, сформировался нынешний рельеф.

## ЭТАП НАЧАЛЬНОГО СУЩЕСТВОВАНИЯ ЗЕМЛИ ДО ОБРАЗОВАНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

По современным данным Солнце и планеты солнечной системы существуют, вероятно, около 7—5 млрд. лет. Это позволило установить определение возраста вещества метеоритов, падающих на поверхность Земли. Возраст их — 5—4,5 млрд. лет. Метеориты являются, по-видимому, обломками планеты, входившей ранее в состав солнечной системы и затем распавшейся. Так как Солнце и все планеты солнечной системы, по существующим сейчас представлениям, образовались одновременно, то возраст метеоритов определяет и возраст всей системы.

В начальной стадии своего развития Земля еще не была покрыта корой. Согласно прежним оценкам, наша планета была светящимся жидким, а затем раскаленным твердым телом, которое постепенно охлаждалось за счет отдачи энергии в мировое пространство. По более современным взглядам, Земля и другие планеты солнечной системы образовались первоначально из скопления твердых холодных частиц, по составу близких к веществу метеоритов, и газовой материи. Эти частицы, по мнению О. Ю. Шмидта, В. Г. Фесенкова (1960, 1964) и других астрономов, образовали газопылевое сгущение (названное Фесенковым глобулой). За счет процесса конденсации и уплотнения центральных частей этого облака образовалось Солнце, а внешние его части пошли на формирование планет. Собираясь постепенно в уплотняющееся тело, начальные частицы образовали сгущение — протопланету. При дальнейшем уплотнении, конденсируясь в тело все большей плотности, первичная планета должна была разогреваться вплоть до полного проплавления всей ее массы. Лишь после этого на ее поверхности началось образование коры.

Ранняя стадия развития Земли была достаточно длительной. По имеющимся сейчас данным, наиболее древние части земной коры оцениваются возрастом более 4,5—4 млрд. лет. Однако время ее возникновения пока установить не удалось. Если принять приведенные выше данные о возрасте Земли, то начальная эра существования Земли до образования земной коры продолжалась около 1 млрд. лет.

## ОБРАЗОВАНИЕ БАЗАЛЬТОВОЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ ДО ВОЗНИКНОВЕНИЯ ГИДРОСФЕРЫ

Земная кора длительное время была очень тонкой и представляла собой очень слабую оболочку, легко проплавлявшуюся и ломавшуюся.

Эра раннего существования земной коры отличалась грандиозным развитием вулканических явлений на Земле. Целые моря лав изливались на земную поверхность, проникая по трещинам и разломам из-под чрезвычайно непрочной коры. Вулканические продукты, поднимаясь из глубины, местами просто проплавляли земную кору на большой площади. Позднее, когда кора стала несколько толще и прочнее, вулканические процессы, все еще очень интенсивные, сосредоточились близ разломов коры, образуя вдоль них трещинные излияния, огромные вулканические конусы и кратеры взрыва. Еще в 1922 г. эту раннюю стадию развития земной коры известный советский геолог, проф. А. П. Павлов назвал «лунной». Действительно, на поверхности Луны мы сейчас видим застывшие следы грандиозных вулканических явлений: бесконечное количество вулканических конусов, кратеров взрыва, огромных лавовых полей, трещин излияния и других форм.

В лунную стадию образовалась меланократовая часть земной коры, которая сложена основными изверженными породами — базальтами, габбро и т. д., а также ультраосновными. Все они составляют основание современной земной коры, образуя геофизический базальтовый слой матери-

ковой коры. Первоначально он покрывал, видимо, всю поверхность земного шара, образуя кору, подобную современной коре океанов. Нельзя, однако, считать, что вся кора современного дна океанов возникла в ранние стадии развития Земли. Наоборот, данные о формировании земной коры океанического дна свидетельствуют против этого. Значительные ее части являются, вероятно, новообразованием. Только в Тихом океане на значительных пространствах может быть древнейшая кора, хотя, конечно, и здесь она подверглась дальнейшим преобразованиям.

Древнейшая меланократовая земная кора оказалась погребенной в дальнейшем на глубину в результате образования гранитно-метаморфического слоя материковой коры.

На Луне, где нет атмосферы, базальтовый слой коры сохранился, как бы консервировался в том виде, в каком образовался в эпохи вулканической деятельности, и был позднее лишь нарушен различными деформациями и бомбардировкой метеоритов. Поверхность Луны, следовательно, отражает ту раннюю стадию развития коры, которую прошла в своем развитии и наша планета, но следы которой на ней почти отсутствуют.

В лунную стадию развития Земли уже, несомненно, существовала первичная атмосфера. Однако она очень отличалась от теперешней, азотно-кислородной, возникшей значительно позже. Первичная атмосфера состояла из газообразных продуктов, выделяющихся при вулканических извержениях: водяных паров, метана, углекислоты, аммиака, азота, водорода с примесью инертных газов (He, Ar, Xe, Kr) и так называемых кислых дымов, выделяемых вулканами — HCl, HF, H<sub>3</sub>BO<sub>3</sub> (борная кислота), H<sub>2</sub>S и др. Разбору химического состава атмосферы, истории и происхождению ее отдельных составных частей посвящены работы А. П. Виноградова, Н. М. Страхова и А. Б. Ронова.

Первичная атмосфера претерпела в дальнейшей истории Земли огромные изменения за счет потери легких газов — водорода, отчасти гелия из-за ухода их в мировое пространство (диссипация) и появления кислорода, роль которого возрастила с зарождением и развитием жизни на Земле.

Лунная стадия развития Земли продолжалась, вероятно, недолго — до тех пор, пока поверхность первичной коры и нижние слои атмосферы не охладились до температуры ниже +100° С, иначе говоря, до того момента, когда вода в виде жидкости, а не водяного пара стала покрывать наиболее низменные пространства поверхности первичной коры. Образовались древние бассейны: моря, озера, водяные потоки. Начались интенсивные процессы размыва древней коры, выветривание поверхности, перенос обломков водными потоками и отложение осадков на дне водоемов, где они переслаивались с вулканическим материалом — туфами, лавами.

Этими процессами следы древнейшей лунной стадии существования коры начинают стираться. Наступает эра формирования лика Земли общедействием внутренних сил — поднимающих, изгибающих, разламывающих земную кору и обуславливающих деятельность вулканов, и внешних сил — разрушающих, стирающих следы глубинных процессов и покрывающих поверхность коры чехлом осадков.

Как видно, рубежи ранней, предшествующей архею (проархейской) эры существования земной коры довольно четки. Начало ее надо связывать с формированием первичной земной коры, которая представляет теперешний базальтовый слой древних платформ и Тихого океана, а конец ее обусловлен возникновением водной оболочки на ее поверхности.

## ФОРМИРОВАНИЕ ГРАНИТНО-МЕТАМОРФИЧЕСКОЙ КОРЫ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

Следующий этап развития земной коры связан с образованием фундамента древних платформ и совпадает с архейской эрой и первой половиной протерозоя (до рифея), охватывая более 2 млрд. лет (3800 млн.—1600 млн. лет назад). Намечаются три последовательные стадии этого крупнейшего этапа.

Первая приурочена ко времени, когда еще не было материковой земной коры и разделения на геосинклинальные и платформенные области, но уже существовали участки, покрытые водой,— первичные океаны и участки суши. По своему строению древнейшая земная кора была близка к коре современных океанов, состояла из базальтового слоя, покрытого тонким слоем осадков.

Земная кора находилась не только в догоесинклинальной стадии, что признается очень многими исследователями, но и в доконтинентальной, когда еще не было больших масс кислых пород, слагающих континентальные участки земной коры.

О догоесинклинальной стадии существования земной коры писал А. А. Борисяк. Подробно охарактеризовали ее Е. В. Павловский и М. С. Марков (1962), назвавшие эту стадию нуклеарной. Особенности ранней стадии отмечали также Дж. Гилл и Д. Т. Вильсон, который связывает ее с формированием зеленокаменных ядер континентов. Е. М. Лазько (1971) и В. Е. Хайн (1973) именуют стадию догоесинклинальным этапом, как и многие другие исследователи.

Образование осадков и вулканические процессы в начале архея проходили в условиях океанических бассейнов, покрывавших первичную земную кору.

Н. М. Страхов (1963) подчеркнул значительные отличия от современного состава атмосферы, водной среды той эпохи, а также осадков, образовавшихся за счет переотложения минералов вулканических пород и продуктов выветривания, возникавших в почти бескислородной атмосфере. В это время сформировались вулканические толщи основных лав и туфов, глинисто-песчаные толщи пород, обогащенные глиноземом ( $Al_2O_3$ ), железисто-кремнистые толщи химических осадков. В результате метаморфизма они превратились в комплексы амфиболитов и гнейсов основного состава, которые хорошо известны как древнейшие образования в составе фундамента всех древних платформ. В некоторых случаях видно, что они залегают непосредственно на основных породах, слагающих базальтовый слой коры.

Вторая стадия этого этапа отвечает накоплению мощных комплексов осадочно-вулканических пород, заполнявших крупные прогибы — протогесинклинали. Эти отложения подвергались складчатости, затем метаморфизму с широким развитием гранитизации, сопровождаемой возникновением гранитной магмы и гранитогнейсовых куполов.

С третьей стадией связано начало образования настоящих систем гесинклинальных прогибов раннего протерозоя с достаточно типичным гесинклинальным процессом развития и вместе с тем с образованием на архейских массивах раннего платформенного (протоплатформенного) чехла.

Процессы складчатости и гранитизации в протерозойских гесинклинальных системах привели к тому, что эти системы приобрели мощный гранитно-метаморфический фундамент и, таким образом, как бы спаяли отдельные архейские массивы между собой. В результате образовался монолитный остов древних платформ (рис. 40).

Позднее шли лишь процессы дальнейшего преобразования этого фундамента. Он подвергался повторной гранитизации и метаморфизму, которые охватывали значительные его площади, главным образом вдоль края

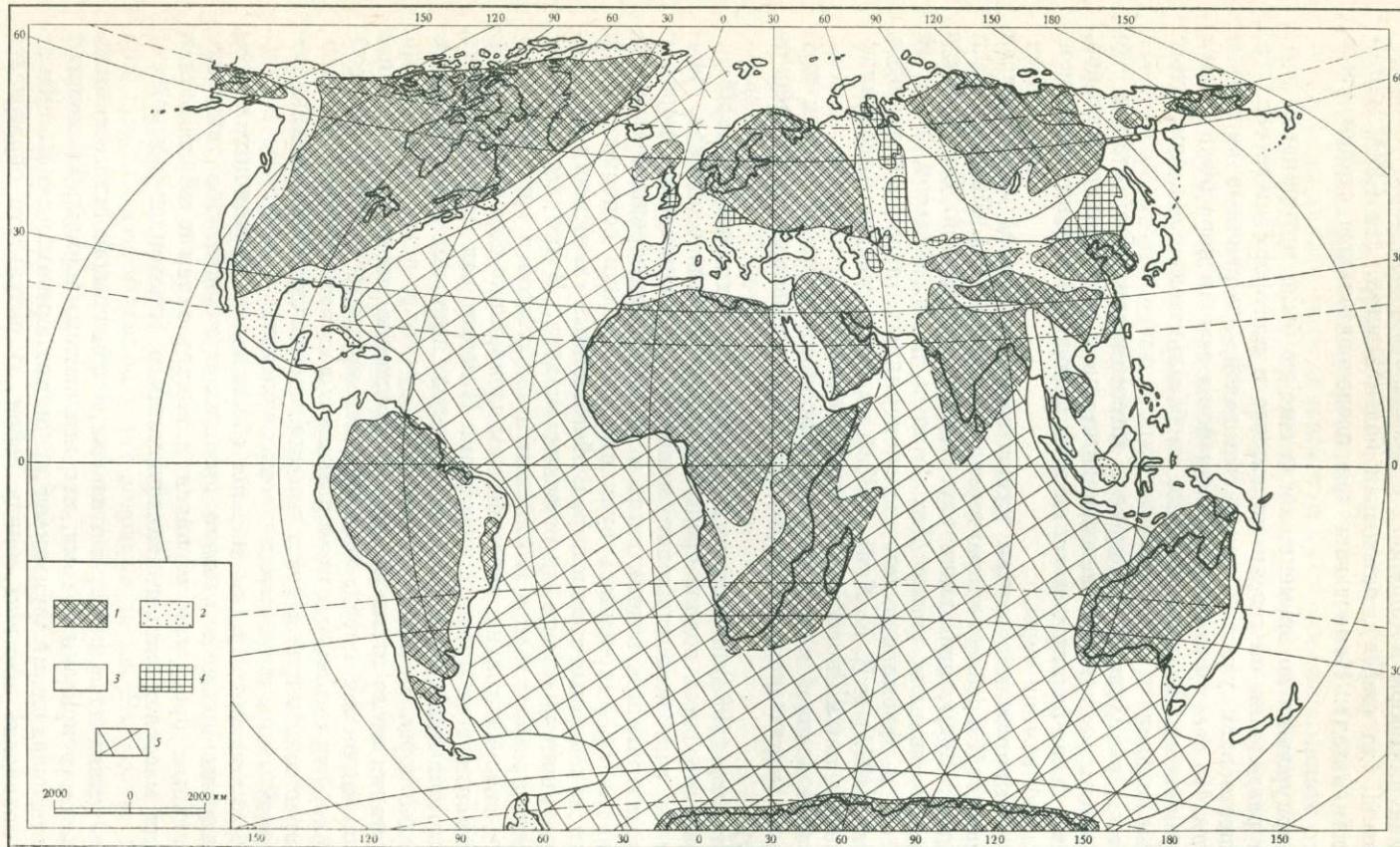


Рис. 40. Палеотектоническая схема земной поверхности к началу рифейской эры

1 — древние платформы с материковой земной корой;  
 2 — геосинклинальные области складчатых поясов океанов с океаническим и переходным типом коры;  
 3 — области с океанической корой;

4 — наиболее значительные массивы платформенного типа, сформировавшиеся в начале рифейской эры;  
 5 — современные вторичные моря и океаны, не существовавшие в конце протерозоя

древних платформ. Кроме того, фундамент испытывал расколы и деформации, сопровождавшие длительные процессы образования осадочного чехла.

## ЭТАП ФОРМИРОВАНИЯ СКЛАДЧАТОГО ОСНОВАНИЯ МОЛОДЫХ ПЛАТФОРМ

Следующий, крупнейший этап эволюции земной коры связан с развитием складчатых поясов между древними платформами и образованием в их пределах молодых платформ. Этот этап охватывает более 1500 млн. лет (от 1600 до 240 млн. лет).

В пределах складчатых поясов первоначально существовала меланократовая кора океанического типа. С начала или середины протерозоя в отдельных их участках появляются признаки возникновения процессов геосинклинального развития. Пояса океанической коры представляли либо остаток древнейшей меланократовой коры, сохранившейся в промежутке между древними платформами после образования их гранитно-метаморфического слоя, либо они образовались в результате раздвигания блоков материковой коры.

Развитие геосинклинальных областей началось в условиях океанической коры. В течение среднего протерозоя и рифейской эры эти процессы привели к возникновению на значительных участках поясов гранитно-метаморфического слоя. В частности, в пределах малых поясов — Внутриафриканского и Бразильского — гранитно-метаморфический слой образовался на всем их протяжении, и они превратились в основание молодых платформ к концу рифейской эры (рис. 41).

В больших поясах в это время также на значительных площадях сложилось складчатое основание, но сохранились участки как бы окиа древней океанической коры. В частности, в Тихоокеанском поясе в рифейскую эру складчатое основание сформировалось только на относительно небольших участках по периферии пояса.

В палеозое продолжалось дальнейшее развитие этого процесса на площадях больших поясов, где еще не сформировался гранитно-метаморфический слой. Вместе с тем во многих областях палеозойские геосинклинальные области возникали и за счет разламывания ранее сформировавшегося складчатого основания с уже образованным гранитно-метаморфическим слоем.

В итоге длительного процесса развития складчатое основание сложилось на огромных пространствах всех складчатых поясов, кроме Тихоокеанского и части Средиземноморского. В Тихоокеанском поясе оно образовалось также только по его периферии, а в Средиземноморском — в пределах, в основном в его западной части. Атлантический, Урало-Монгольский, Арктический пояса, а также западная часть Средиземноморского превратились в основание молодой платформы. Таким образом, рассматриваемый этап заканчивается к концу палеозоя формированием складчатого основания молодых платформ. В результате образовались обширные по площади массивы материковой земной коры, состоящие из двух основных элементов — древних и молодых платформ. При этом на древних платформах возникли и сформировались главнейшие элементы их структуры: платформенные впадины — авлакогены, перикратонные прогибы, синеклизы, щиты и сводовые поднятия — антеклизы, а также различного масштаба разломы и флексуры.

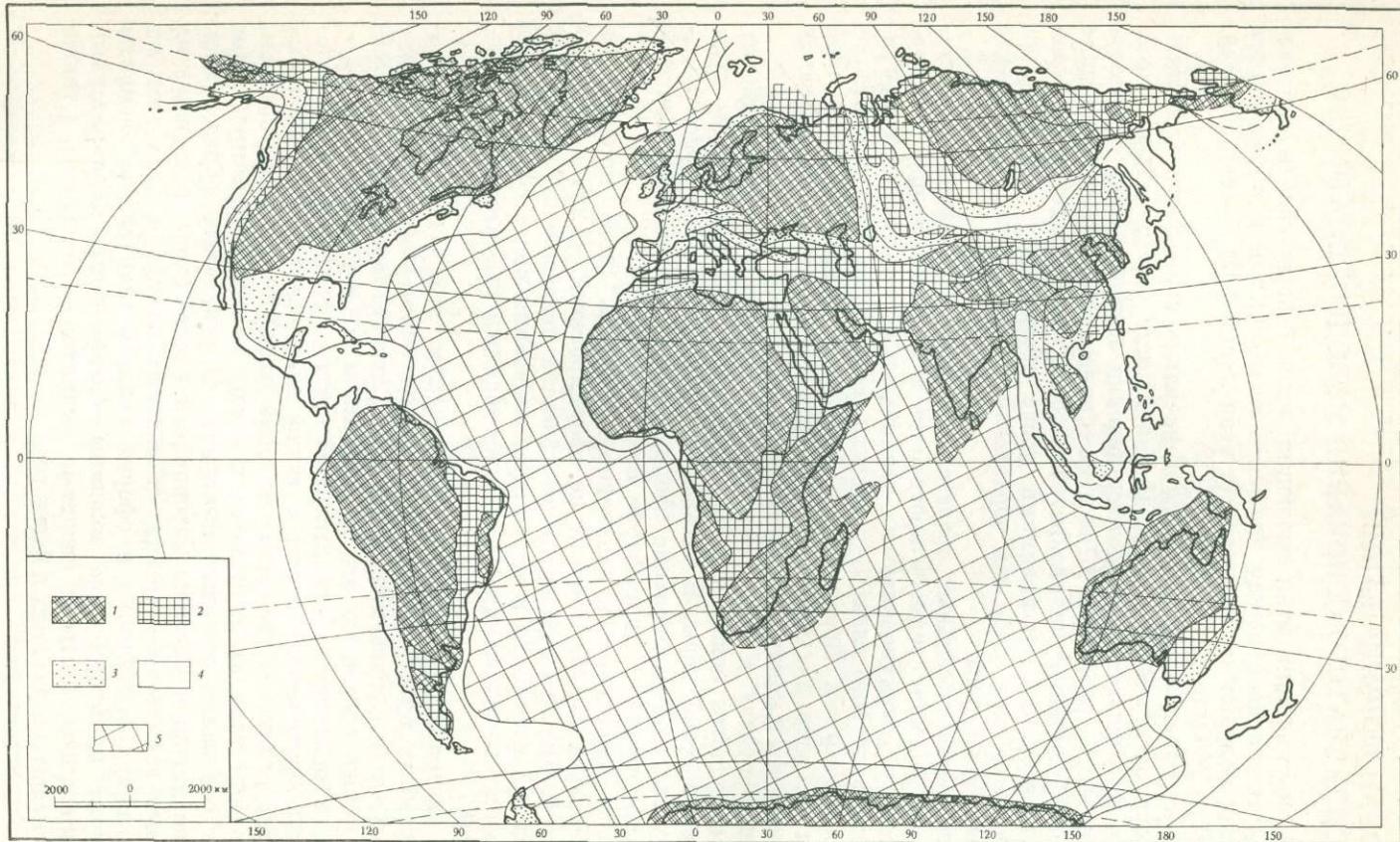


Рис. 41. Палеотектоническая схема земной поверхности в начале палеозоя

Области с материковой земной корой:  
 1 — древние платформы;  
 2 — молодые платформы;  
 3 — геосинклинальные области;

4 — области с океанической земной корой и шельфы Атлантического океана с материковой корой;  
 5 — области вторичных океанов, не существовавших в палеозое

## ПОСЛЕДНИЙ ЭТАП РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Мезозойско-кайнозойский этап развития земной коры является относительно коротким, охватывая последние 250—240 млн. лет. Это прежде всего этап платформенного развития новообразованных материков, состоящих из древних и молодых платформ. В них продолжалось развитие обширных платформенных впадин и поднятий, а также образование систем разломов. Происходили процессы вулканизма, которые сопровождали разломы (рис. 42).

Вместе с тем в рассматриваемом этапе исключительно важную роль приобретает эшиплатформенный орогенез, которым были охвачены цепь зон молодых платформ, в меньшем масштабе — также и древних. В результате образуются многочисленные горные страны и протяженные горные хребты. Возникают две большие системы рифтовых впадин, сопровождаемых поднятием горных массивов и процессами вулканизма. Это — системы африканских рифтов и впадин Байкала.

На фоне этих процессов на поверхности континентов шло развитие рельефа горных и равнинных стран, с одной стороны, под действием выветривания, речной эрозии, оледенения и других факторов, которые особенно активно действовали в областях, охваченных поднятиями, а с другой — в результате аккумуляции осадочных толщ в областях депрессий и равнин, подвергшихся опусканию. Таким образом, этот этап может быть с полным правом назван этапом создания рельефа и вообще современного облика материков (рис. 43).

В рассматриваемый период образовались также обширные вторичные впадины океанов: Атлантического, Индийского, Северного Ледовитого. Каковы бы ни были причины их возникновения, но произошло распадение огромного древнего материка Гондваны, в результате обособились материки — Африки, Австралии, Южной Америки, Антарктиды, а также отделенная от них платформа Индостанского полуострова. Между ними и возникли впадины вторичных океанов.

Мезозойско-кайнозойский этап развития земной коры является в то же время этапом формирования и развития молодых геосинклинальных областей — Альпийской, Индонезийской в Средиземноморском поясе и областей периферии океана в Тихоокеанском, в которых только частично завершились процессы геосинклинального развития.

На этом же этапе возникли многочисленные впадины внутренних морей Средиземноморского пояса, окраинных морей периферии Тихого океана, приуроченные к современным геосинклинальным областям.

## ОБЩАЯ НАПРАВЛЕННОСТЬ РАЗВИТИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В результате последовательного развития земной коры после образования ее базальтового слоя постепенно увеличивались площадь и объем гранитно-метаморфического слоя. Происходило образование и разрастание земной коры материков.

К концу палеозоя после образования фундамента молодых платформ складчатых поясов континентальная земная кора достигла наибольшей площади. В это же примерно время началось распадение огромных материковых массивов с образованием впадин вторичных океанов. Гипотезы перемещения материков, расширения впадин океанов, а также расширения Земли не требуют преобразования материковой коры обратно в океаническую. В этом их огромное достоинство. Они позволяют рассматривать развитие земной коры как процесс, идущий в одном направлении, в сторону роста материковой земной коры. Гипотезы базификации и уплотнения коры требуют для объяснения этого процесса, как уже упоминалось,

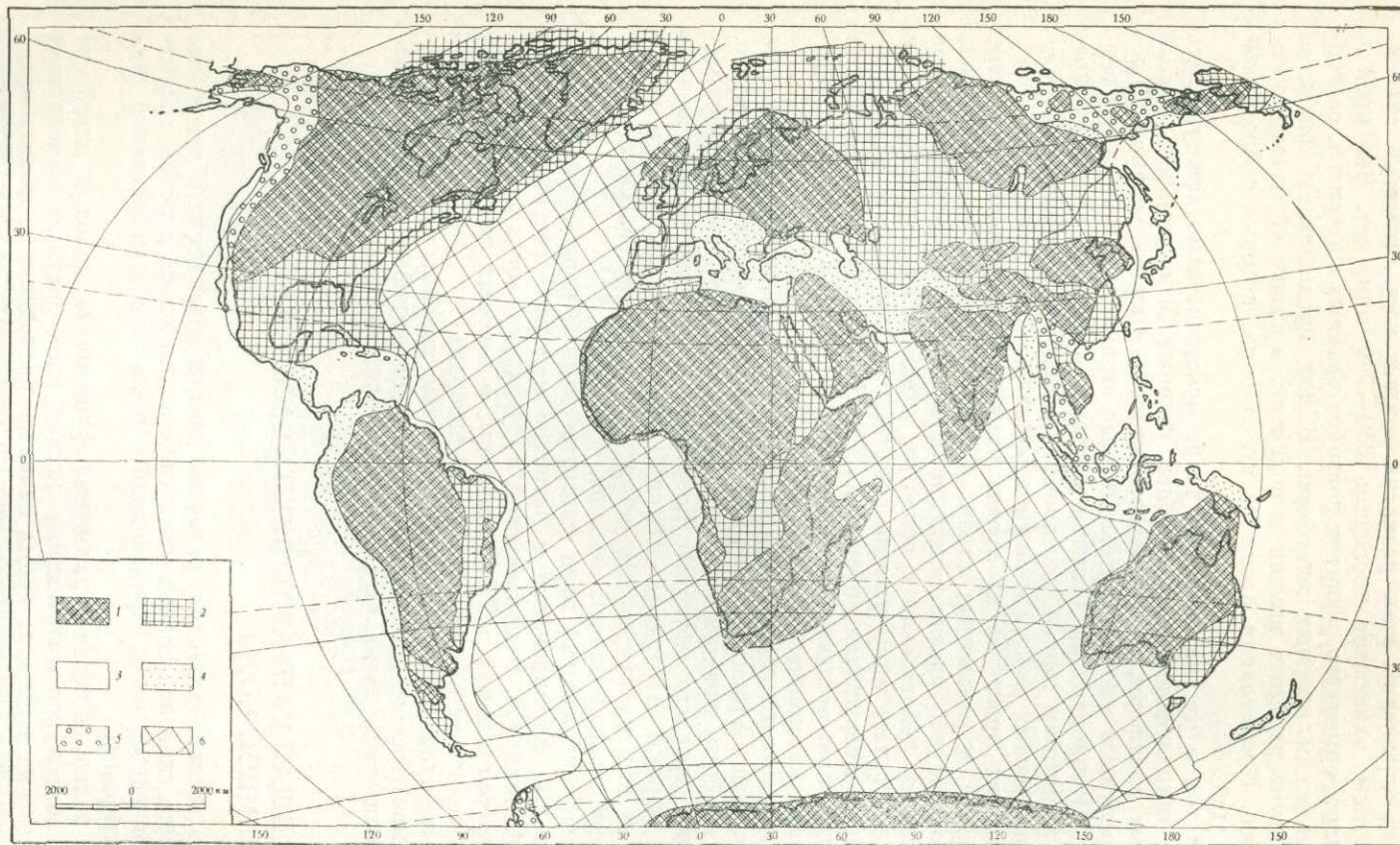


Рис. 42. Палеотектоническая схема земной поверхности в мезозое

Области с материковой земной корой:

**1** — древние платформы;

**2** — молодые платформы;

**3** — области с океаническим типом земной коры;

**4** — геосинклинальные области;

**5** — геосинклинальные области в орогенном этапе;

**6** — области дна вторичных океанов

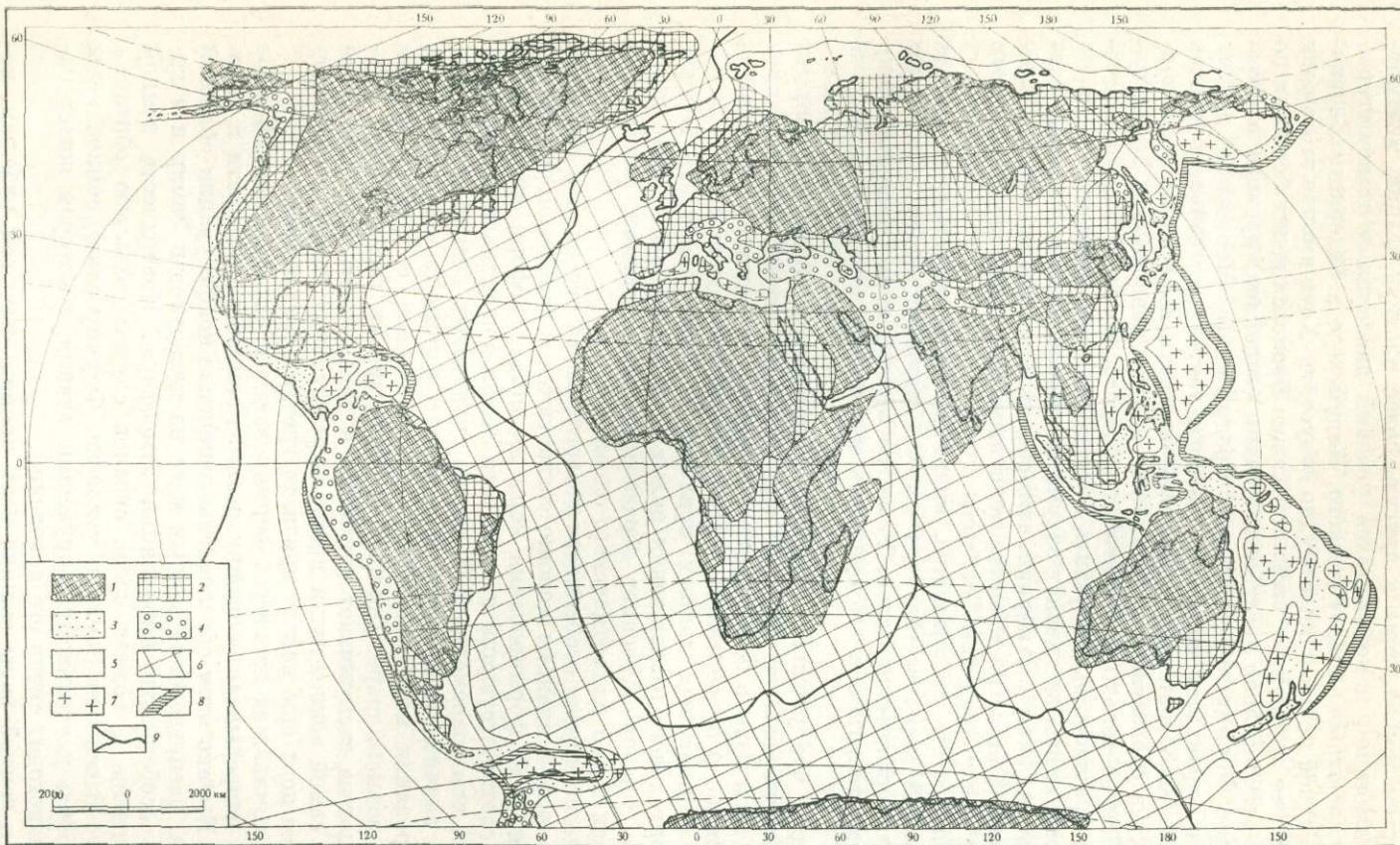


Рис. 43. Палеотектоническая схема кайнозоя

Области с материковой земной корой:

1 — древние платформы;

2 — молодые платформы;

3 — геосинклинальные области Средиземноморского и Тихоокеанского поясов;

4 — кайнозойские складчатые области в орогенном этапе развития.

Области с океанической земной корой;

5 — Тихого океана;

6 — вторичных океанов (Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого);

7 — дно внутренних и окраинных морей;

8 — главнейшие глубоководные желоба;

9 — система срединно-оceanических хребтов

обязательно превращения гранитно-метаморфического слоя земной коры в более плотное вещество, по физическим свойствам соответствующее базальтовому слою земной коры и верхней части мантии. Сущность его, очевидно, заключается в переходе минеральных ассоциаций горных пород глубоких частей земной коры в другую, более плотную фацию метаморфизма под влиянием изменяющихся условий давления и температуры. Однако для масштабов Атлантического, Индийского и Северного Ледовитого океанов такой процесс пока трудно допустить. Хотя именно этого рода процесс наилучше вероятно объясняет условия происхождения больших по площади, но относительно неглубоких впадин (синеклиз) древних и молодых платформ. Формированию впадин Средиземного, Черного и других внутренних и окраинных морей эта гипотеза также дает сейчас наиболее удовлетворительное толкование. Поэтому отрицать возможную роль данного процесса в образовании крупнейших впадин поверхности Земли невозможно. Вопрос только в масштабах процесса, который для океанических впадин пришлось бы допустить в очень больших пределах.

Кроме того, всегда заставляет задуматься поразительное сходство контуров берегов Африки и Америки, которое простым совпадением объяснить невозможно, но легко делается понятным, если предположить разрыв этих берегов при распадении Гондваны.

Принимая все это во внимание, видимо, нельзя считать, что в ходе развития земной коры всегда шел только единый процесс увеличения гранитно-метаморфического слоя. Развитие земной коры является очень сложным и длительным, и его сущность мы только начинаем изучать и познавать.

Несомненно, что увеличение объема материковой коры, конечно, играет важнейшую роль, но вместе с тем большое значение имеет и преобразование этой коры в более плотное вещество, следствием чего является формирование разнообразных впадин земной поверхности.

В свете современных данных приходится также допускать вероятность горизонтального раздвижения целых глыб материковой коры, которое особенно хорошо объясняет образование таких впадин, как грабен Красного моря и дно Атлантического океана.

Эти и многие другие особенности геологического строения и развития поверхности нашей планеты хорошо согласуются с гипотезой расширяющейся Земли. Этап формирования коры древних платформ можно представить как соответствующий поверхности Земли при ее значительно меньшем радиусе, чем современный. Развитие складчатых поясов можно связать с более значительным объемом и радиусом земного шара. Наконец, этап формирования молодых океанов можно связать с третьим этапом расширения земного шара. Поэтому, с точки зрения геологических данных, эта гипотеза заслуживает внимания и дальнейшего изучения, хотя обоснование самой возможности процесса расширения Земли и его физической основы пока еще нельзя признать удовлетворительным.

На фоне важнейших процессов формирования и развития земной коры происходила непрерывная эволюция рельефа земной поверхности и всего лика Земли. Именно этим обусловлены изменение конфигурации областей суши и моря, распределение водных масс на поверхности Земли и в какой-то мере особенности циркуляции атмосферы. Поверхность земной коры континентов и водная среда океанов служат областью обитания органического населения Земли и человека. Формирование земной коры можно уподобить длительному сооружению здания, в котором живет население и происходит смена его поколений.

В истории земной коры важная роль принадлежит тем рубежам, которые разделяют отдельные этапы ее развития и представляют крупнейшие эпохи складчатости, формирования гранитоидных интрузий, процессов метаморфизма и гранитизации. Главными из них являются эпохи: во-первых, после образования базальтового слоя на грани архея; затем в

конце среднего протерозоя, на грани с рифеем и, наконец, в конце палеозоя (эпоха герцинской складчатости).

Немаловажную роль играют эпохи складчатости и гранитизации в середине архея, на грани архея и протерозоя, в середине и в конце рифея.

Эпохам складчатости нередко отводят роль не только рубежей, но и активных эпох, разделяющих малоактивные периоды колебательных движений. Вместе они составляют геотектонические циклы, повторяющиеся на всем протяжении истории Земли. Движущей силой эволюции земной коры при этом считаются эпохи складчатости или циклы тектогенеза, наподобие спазм, охватывающие всю земную поверхность и приводящие к складчатости осадочных и метаморфических толщ. В действительности же главная роль в создании материковой земной коры принадлежит, по крайней мере после архея, геосинклинальным процессам в целом. С ними связано образование мощных толщ вулканогенно-осадочных пород, их неоднократная складчатость, сложная эволюция магматических продуктов с преобразованием их в целую гамму изверженных и вулканических пород разного состава. Происходит их метаморфизм и гранитизация осадочных толщ. Окончание геосинклинального процесса всегда является важнейшим рубежом, однако образование гранитно-метаморфического слоя земной коры происходит не только в эпоху складчатости, но и в итоге всего длительного развития геосинклинальной области.

Если вернуться к аналогии со строительством здания, то здесь этапы его сооружения отмечаются возведением фундамента и отдельных этажей. Сходным образом создание составных частей земной коры происходит в течение последовательных этапов развития, которые имеют неодинаковый масштаб и значение в общем процессе и разделены определенными рубежами.

## ЛИТЕРАТУРА

- Архангельский А. Д., Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. Собрание сочинений академика А. Д. Архангельского. М., Изд-во АН СССР, 1952.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия материков. М., «Наука», 1966.
- Белоусов В. В. Земная кора и верхняя мантия океанов. М., «Наука», 1968.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли. Идеи и действительность. Проблемы глобальной тектоники. М., «Наука», 1973.
- Богданов А. А., Муратов М. В., Хайн В. Е. Основные структурные элементы земной коры.—«Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд. геол.», 1963, № 3.
- Богданов А. А. О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ.—«Советская геология», 1964, № 9.
- Богданов А. А., Зонненшайн Л. П., Муратов М. В. и др. Тектоническая классификация и номенклатура основных структурных элементов земной коры материков.—«Геотектоника», 1972, № 5.
- Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967.
- Ван-Беммелен Р. Горообразование. Перев. с англ., М., ИЛ, 1956.
- Вегенер А. Происхождение материков и океанов. М., ГИЗ, 1924.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли. Чтения имени В. И. Вернадского. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. Происхождение оболочек Земли.—«Сов. геология», 1962, № 11.
- Гончаров В. П., Непрочнов Ю. П., Непрочнов А. Ф. Рельеф дна и глубинное строение Черноморской впадины. М., «Недра», 1972.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. И. Связь эндогенного рудообразования смагматизмом и метаморфизмом. М., «Недра», 1965.
- Деменицкая Р. М. Кора и мантия Земли. М., «Недра», 1967.
- Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто, Соболев В. С. и др. Фации метаморфизма. М., «Недра», 1970.
- Зонненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому поясу. М., «Недра», 1972.
- Калляев Г. И. Генетические типы джексипилитовой формации.—В кн.: «Проблемы образования железистых пород докембрия». Киев, «Наукова думка», 1969.
- Колчанов В. П. Палеогеографические построения Хильгенберга для расширяющейся Земли.—«Геотектоника», 1971, № 4.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Недра», 1969.
- Косыгин Ю. А., Борукаев Ч. Б., Парфенов Л. М. и др. Вопросы тектоники докембия континентов.—«Труды Сиб. отд-ния Инст. геол. и геофизики». М., «Наука», 1970.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М., «Недра», 1970.
- Кропоткин П. Н. Динамика земной коры.—В кн.: «Проблемы глобальной тектоники». М., «Наука», 1973.
- Кропоткин П. Н., Шахворостова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965.
- Кропоткин П. Н., Валев Г. М., Гафаров Р. А. и др. Глубинная тектоника древних платформ северного полушария. М., «Наука», 1971.
- Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964.
- Лазько Е. М. Основы региональной геологии СССР. т. III. М., «Недра», 1971.
- Б. Г. Лутц. Петрология глубинных зон континентальной коры и верхней мантии. М., «Наука», 1974.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965.
- Марков М. С., Соловьев И. А., Чехович В. Д. Островные дуги и становление гранитного слоя земной коры.—«Геотектоника», 1967, № 1.

- Марков М. С.** О происхождении гранитного слоя островных дуг. Докл. сов. геологов. Межд. геол. конгресс, 23 сессия. М., «Наука», 1968.
- Менард Г. У.** Геология дна Тихого океана. Перев. с англ. М., «Мир», 1966.
- Милановский Е. Е., Короновский Н. В.** Орогенный вулканизм и тектоника Алпийского пояса Евразии. М., «Недра», 1973.
- Михайлов А. Е.** Структурная геология и геологическое картирование. М., «Недра», 1973.
- Муратов М. В.** Роль магматизма в развитии геосинклинальных систем.— В кн.: «Проблемы связи тектоники и магматизма». М., «Наука», 1969.
- Муратов М. В.** Проблема происхождения первичных и вторичных океанических впадин.— В кн.: «История Мирового океана». М., «Наука», 1971.
- Муратов М. В.** Ранние эры развития Земли.— «Природа», 1971, № 11.
- Муратов М. В.** История формирования глубокой котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного.— «Геотектоника», 1972, № 5.
- Муратов М. В.** Главнейшие структурные элементы материков, их взаимоотношение и возраст. Межд. геол. конгресс, 24 сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1972.
- Нейман В. Б.** Расширяющаяся Земля. М., «Географгиз», 1962.
- Павловский Е. В.** Происхождение и развитие древних платформ.— В кн.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». М., «Наука», 1964.
- Павловский Е. В.** Тектонические аспекты проблем анонтозитов.— «Геотектоника», 1967, № 5.
- Павловский Е. В., Марков М. С.** Особенности тектоники ранних этапов развития земной коры континентов. Межд. геол. конгресс, 22 сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1964.
- Пейве А. В.** Разломы и тектонические движения.— «Геотектоника», 1967, № 5.
- Пейве А. В.** Океаническая кора геологического прошлого.— «Геотектоника», 1969, № 4.
- Пейве А. В., Штрейс Н. А., Книппер А. Л.** и др. Палеозоиды Евразии и некоторые вопросы эволюции геосинклинального процесса.— «Сов. геология», 1971, № 12.
- Петров В. П.** Мagma и генезис магматических пород. М., «Недра», 1972.
- Пущаровский Ю. М.** Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Пущаровский Ю. М.** Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., «Наука», 1972.
- Раген Э.** Плутонические породы. Перев. с франц. под ред. А. А. Богданова. М., «Мир», 1972.
- Ронов А. Б.** Общие тенденции эволюции состава земной коры, океана, атмосфера.— «Геохимия», 1964, № 8.
- Саранчина Г. М., Шинкарев Н. Ф.** Петрология магматических пород. М., «Недра», 1973.
- Синицын В. М., Сиаль Л.**, «Недра», 1972.
- Смирнов В. И.** Геология полезных ископаемых. М., «Недра», 1964.
- Соколов Б. А., Гайнанов А. Г., Несмеянов Д. В.** и др. Нефтегазоносность морей и океанов. М., «Недра», 1973.
- Страхов Н. М.** Историческая геология, М., Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н. М.** Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М., Госгеолиздат, 1968.
- Субботин С. И., Наумчик Г. Л., Рахимова И. Ш.** Мантлии Земли и тектогенез. Киев, «Наукова думка», 1968.
- Твалчрелидзе Г. А.** Опыт систематики эндогенных месторождений складчатых областей. М., «Недра», 1966.
- Удинцев Г. Б.** Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972.
- Удинцев Г. Б., Канаев В. Ф., Дмитриев Л. В.** и др. Исследования по проблеме рифтовых зон Мирового океана, т. I. М., «Наука», 1972.
- Фесенков В. Г.** Метеориты и происхождение солнечной системы. «Природа», 1964, № 10.
- Фесенков В. Г.** Происхождение солнечной системы. М., «Знание», 1960.
- Хайн В. Е.** Общая геотектоника. Изд. 2. М., «Недра», 1973.
- Хайн В. Е.** О новой глобальной тектонике.— В кн.: «Проблемы глобальной тектоники». М., «Наука», 1973.
- Хейзен Б., Тарп М., Юинг М.** Дно Атлантического океана. Перев. с англ. М., ИЛ, 1962.
- Шатский Н. С.** Гипотеза Вегенера и геосинклинали. Избранные труды. Т. II. М., «Наука», 1964.
- Шатский Н. С.** О прогибах донецкого типа (авлакогенах). Избранные труды. Т. II. М., «Наука», 1964.
- Шейнман Ю. М.** Очерки глубинной геологии. М., «Недра», 1968.
- Штилле Г.** Геотектоническое расчленение истории Земли. Избранные произведения. М., «Мир», 1964.
- Штилле Г.** Пра и неоокеаны. Избранные произведения. М., «Мир», 1964.
- Щеллов А. Д.** Металлогенез срединных массивов. Л., «Недра», 1971.
- Щерба Г. Н., Лаумулин Г. М., Сенчилло Н. П.** Рудоносный блок и локализация в нем редкометального оруденения. Межд. геол. конгресс, 24 сессия. Докл. сов. геологов. М., «Наука», 1972.
- Яншин А. Л., Гарецкий Р. Г., Зайцев Н. С.** и др. Тектоника Евразии (Записка к тектонической карте Евразии). М., «Наука», 1966.
- Яншин А. Л.** О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— «Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы. Отд-ние геол.», 1973, № 2.

---

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие . . . . .	3
Г л а в а I	
Строение и возраст земной коры . . . . .	5
Г л а в а II	
Земная кора материков . . . . .	19
Г л а в а III	
Главнейшие составные части материков. Древние платформы и складчатые пояса . . . . .	31
Г л а в а IV	
Строение геосинклинальных складчатых областей и их развитие . . . . .	43
Г л а в а V	
Строение и история формирования фундамента древних платформ . . . . .	82
Г л а в а VI	
История развития складчатых поясов и формирования фундамента молодых платформ . . . . .	95
Г л а в а VII	
Развитие древних и молодых платформ . . . . .	121
Г л а в а VIII	
Рельеф и тектоника дна океанов . . . . .	130
Г л а в а IX	
Проблема происхождения впадин океанов в свете геологических данных . . . . .	143
Г л а в а X	
Основные вехи истории Земли и этапы формирования земной коры . . . . .	162
Литература . . . . .	174

3469

1 р. 01 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО · НАУКА ·