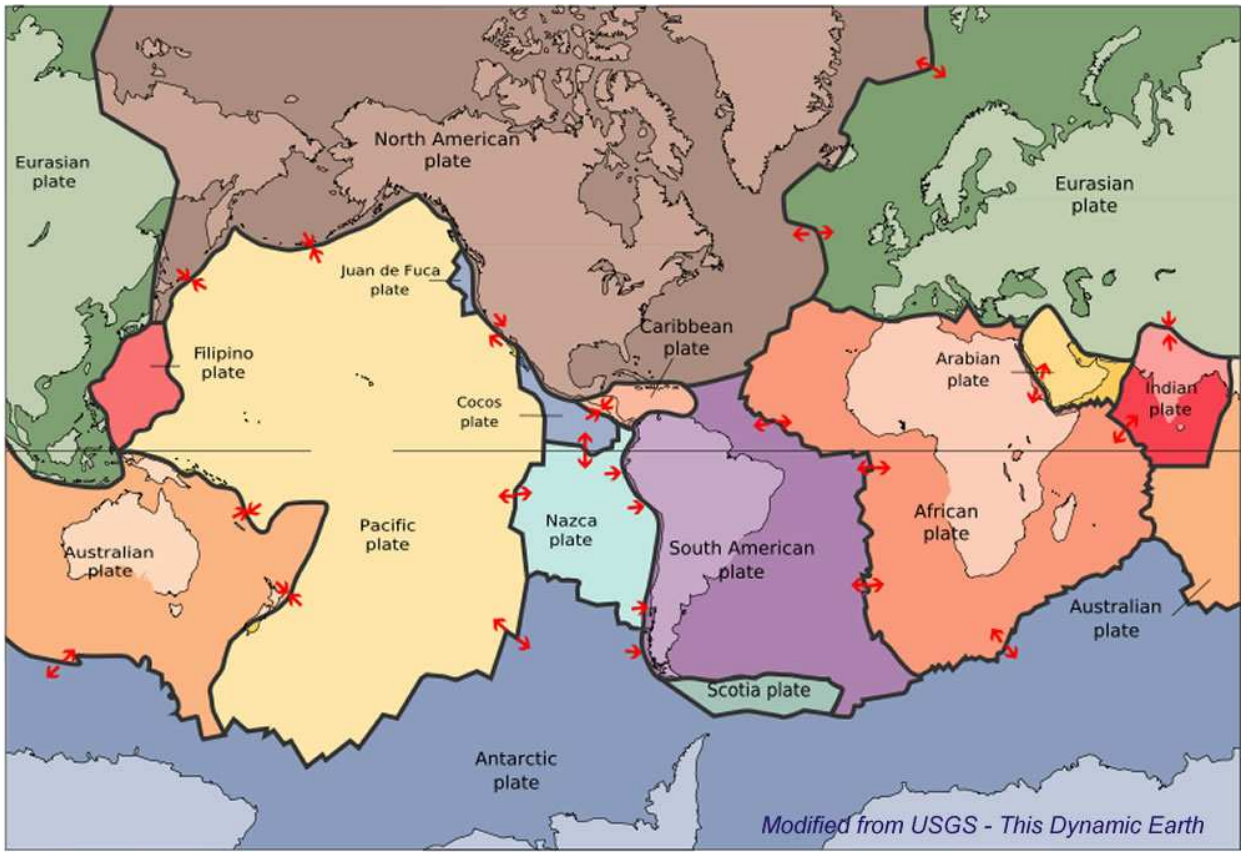
Министерство образования и науки Российской Федерации
Южно-Российский государственный политехнический университет (НПИ) имени М.И. Платова

А.А. Бутенков

ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Учебное пособие



Новочеркасск
2014

УДК
ББК

Рецензенты: канд. геол.-минер. наук И.И. Сендецкий
канд. техн. наук А.А. Белодедов

Бутенков А.А.
Геотектоника и геодинамика: учебное пособие / Юж.-Рос. гос. техн. ун-т (НПИ). - Новочеркасск, ЮРГТУ (НПИ), 2014. - 246 с.

В учебном пособии рассмотрены основные положения и вопросы геотектоники – науки о строении и движениях геосфер, об их происхождении и развитии. Изложены материалы по главным геодинамическим обстановкам Земли – рифтогенным и субдукционным зонам, рассмотрены процессы, происходящие во внутриплитных обстановках. Произведён обзор основных методов геотектоники.

Учебное пособие предназначено для студентов геологических специальностей очной и заочной форм обучения.

© Южно-Российский государственный политехнический университет, 2014
© Бутенков А.А., 2014

Предмет геотектоники и ее подразделения

Геотектоника представляет собой раздел геологии, обособившийся в самостоятельную научную дисциплину в 30-е годы XX в. Полная формулировка предмета геотектоники определяет ее как *науку о строении, движениях и деформациях литосферы и ее развитии в связи с развитием Земли в целом.*

Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть мантии. **Строение (структура) литосферы** обусловлено неравномерным распределением горных пород различного состава, происхождения и условий залегания. Также термин «структура» может применяться в геотектонике как сокращение от понятия «структурная форма» (структурный элемент земной коры); примерами таких структурных форм являются антиклинали, сбросы, антиклинории, платформы и т. п.

Движения литосферы выражаются в перемещении отдельных ее участков в вертикальном (поднятия, опускания) или горизонтальном направлении. Они могут сопровождаться изменениями в условиях залегания, а нередко и во внутренней структуре масс горных пород. Эти изменения называются **тектоническими деформациями**, а конечный результат деформаций составляют новые формы залегания пород, называемые тектоническими *дислокациями*, или *нарушениями; к* ним относятся антиклинали, сбросы, своды, впадины и т. п. Дислокации разделяются на *пликативные (складчатые), дизъюнктивные (разрывные) и инъективные.*

Главные источники тектонических движений и деформаций лежат не в самой литосфере, а в более глубоких недрах Земли и прежде всего в непосредственно подстилающем литосферу более пластичном и подвижном слое верхней мантии — **астеносфере**. В связи с этим литосферу и астеносферу нередко объединяют в одно понятие **тектоносферы** как главной области проявления тектонических процессов. Но современные данные показывают, что основные источники тектонических движений и деформаций лежат еще глубже, что в них вовлечена вся мантия вплоть до пограничного слоя с жидким ядром Земли. Вот почему в настоящее время область интересов геотектоники не ограничивается литосферой, а распространяется на Землю в целом.

В последние десятилетия в науках о Земле возникла и получила бурное развитие новая научная дисциплина — **геодинамика**.

Она является разделом геотектоники, рассматривающим структурообразование в верхних частях разреза Земли в соответствии с теорией образования и движения литосферных плит. Она ставит своей задачей изучение сил, действие которых порождает процессы, изменяющие состав и строение оболочек твердой Земли (тектонические, а также сейсмические, магматические и метаморфические). Основной метод этой науки — моделирование: математическое и физическое. При этом используется геологическая, геохимическая, геофизическая информация.

Сама геотектоника, будучи разделом геологии, состоит из *нескольких разделов*, могущих одновременно рассматриваться и как самостоятельные дисциплины. Первый из них — **морфологическая геотектоника**, чаще называемая **структурной геологией** или просто тектоникой. Она включает выделение основных типов тектонических дислокаций мелкого и среднего масштаба размером до десятков — первых сотен километров, таких как антиклинали и синклинали, сбросы и флексуры, грабены и горсты, антиклинории и синклинории и т. п. Выделение тектонических единиц более крупных, континентального и глобального масштаба — подвижных поясов, геосинклиналей, платформ, океанов, континентов — наметилось в последней четверти XIX в. и сформировалось уже в XX в., приведя к перерастанию тектоники в геотектонику и к превращению собственно тектоники, или структурной геологии, в один из ее разделов.

Другой раздел геотектоники составляет **региональная геотектоника**. Она занимается выделением и характеристикой установленных в структурной геологии типов тектонических структур на площади того или иного региона, страны, континента, океана, наконец, всего земного шара.

Третий раздел геотектоники — это **историческая геотектоника.** Ее задача состоит в выделении основных этапов и стадии развития структуры литосферы как в глобальном, так и в региональном масштабе. Историческая геотектоника является составным элементом исторической геологии.

В особый подраздел историческом геотектоники выделилась **неотектоника**, рассматривающая последний этап развития литосферы — олигоцен-четвертичный. Причиной такого обособления явилась специфичность как самого этапа, так и методов его изучения.

Свою специфику имеет и изучение современных движении, поскольку к ним применимы различные инструментальные методы. Это дает основание выделить еще одно научное направление — **актуотектонику**.

Четвертый раздел геотектоники включает рассмотрение закономерностей проявления тектонических движений и деформаций, особенностей развития и условий формирования крупных структурных элементов литосферы, а также, как упоминалось выше, более мелких тектонических дислокаций — складчатости, разрывных нарушений и др. Раскрытию механизма различных тектонических деформаций способствуют **экспериментальная тектоника** — физическое моделирование различных типов тектонических структур— и **тектонофизика**, включающая как физическое, так и математическое их моделирование. В решении наиболее общих вопросов — причин тектонических движений и деформаций и развития структуры литосферы в целом — геотектоника смыкается с **геодинамикой**, поскольку именно последняя изучает силы, действующие в масштабе всего земного шара.

Геотектоника также имеет немалое *прикладное значение*, которое выражается в трех аспектах. Во-первых, *в связи с поисками месторождений различных полезных ископаемых*, как рудных, так и нерудных и горючих, поскольку тектонические условия и особенности тектонического развития являются одним из главных факторов, контролирующих размещение их залежей. Значительную роль при этом играет составление **тектонических карт**, являющихся обычно основой для анализа размещения уже обнаруженных скоплений полезных ископаемых и прогноза распространения еще не открытых залежей или целых бассейнов, в частности нефтегазоносных. Но тектонические карты имеют не только прикладное, но и большое теоретическое значение, поскольку в них находят отражение и структура земной коры, и в определенной степени история формирования этой структуры. Следовательно, *тектоническая картография* также составляет важный раздел геотектоники.

Во-вторых, данные изучения новейших и особенно современных движений и сейсмичности подлежат обязательному учету *при строительстве крупных сооружений*, в особенности атомных и гидроэлектростанций.

В-третьих, данные неотектоники и актуотектоники имеют первостепенное значение *при оценке сейсмической опасности*, *при*

составлении карт сейсмического районирования и прогноза землетрясений. Исследование связи сейсмичности с тектоническими структурами и движениями составляет предмет особой науки — **сейсмотектоники**.

Контрольные вопросы

1. Что представляет из себя геотектоника?
2. На какие разделы подразделяется геотектоника?
3. В чём состоит прикладной аспект геотектоники?

История развития геотектоники

Термин «геотектоника» был предложен немецким геологом К. Науманном в 1860 г. Геотектоника лишь во второй четверти XX в. обособилась в самостоятельную научную и учебную дисциплину, являясь до этого лишь разделом динамической геологии. Однако становлению геотектоники предшествовала довольно длительная предыстория.

Первый этап (вторая половина XVII — первая половина XVIII в). Первые представления о подвижности земной коры и связанных с ней изменениях земной поверхности возникли уже у древних греков и римлян. В античное время наметились и два основных направления в объяснении тектонических движений — *нептунистическое*, придававшее главную роль экзогенным процессам, в первую очередь растворяющему действию воды, и *плутоническое*, считавшее первоисточником движений действие внутренних сил Земли, в особенности подъем магматических расплавов. Однако идеи мыслителей античного мира не получили развития и были надолго забыты, вплоть до эпохи Возрождения.

В 1669 г. итальянский ученый датского происхождения Н. Стено (Стенон) сформулировал *положения, закладывающие основы тектоники*: 1) осадочные породы первоначально накапливаются горизонтальными слоями; их наклонное или изогнутое залегание является результатом последующих нарушений; 2) если на наклонном слое залегает слой горизонтальный (или более слабонаклоненный), это значит, что наклон первого слоя произошел до отложения второго; 3) горы не представляют постоянной величины. Причину

тектонических нарушений Н. Стено усматривал в оседании и обрушении пластов над подземными пустотами.

Крупнейшие естествоиспытатели XVII в. Р. Декарт и Г. Лейбниц попытались впервые представить нашу планету как развивающуюся и имеющую продолжительную и сложную историю. Они полагали, что Земля первоначально была расплавленной, а затем стала остывать и покрылась твердой корой. Сгущение паров, окутывавших расплавленную Землю, создало Мировой океан (Г. Лейбниц), а уход воды подземные пустоты, сохранившиеся под корой, привел к образованию суши, включая горы. Идеи Р. Декарта и Г. Лейбница были развиты в XVIII в. французским натуралистом Ж. Бюффоном, а более правильные представления о причинах движений и деформаций земной коры были высказаны англичанином Р. Гуком, итальянцем Л. Л. Моро и Г. В. Рихманом — адъюнктом Петербургской академии наук; первый связывал их с землетрясениями, два других — с деятельностью вулканов; все трое, таким образом, являлись последователями древнегреческих плутонистов.

Второй этап (вторая половина XVIII в. — первая четверть XIX в.). На этом этапе возникает научная геология. Один из ее основоположников — немец А. Г. Вернер — еще стоял на позициях нептунизма, рассматривая наклонное залегание пластов либо как первичное, либо как связанное с провалом в подземные пустоты. Несмотря на эти серьезные заблуждения, некоторые нептунисты (российский академик П. С. Паллас, швейцарец Г. Б. де Соссюр) правильно подметили зональное строение горных сооружений, с залеганием гранитов в осевой части и наклоном осадочных толщ в обе стороны от оси, постепенно уменьшающимся к периферии.

Совершенно иные взгляды были высказаны М. В. Ломоносовым и затем шотландцем Дж. Хаттоном. М. В. Ломоносов признавал ведущую роль в образовании гор за эндогенными процессами («подземный жар»), подчеркивал сопряженность поднятий и опусканий, сделал первую попытку выделить среди движений земной коры несколько типов, в частности более быстрые и более медленные. Дж. Хаттон уже связывает с проявлениями «подземного жара» вулканическую деятельность и магматизм вообще, считая главным типом движений земной коры вертикальные движения. Взгляды М. В. Ломоносова и Дж. Хаттона получили дальнейшее развитие в работах немецких ученых А. Гумбольдта и Л. Буха и оформились в виде первой научной тектонической гипотезы — *гипотезы подня-*

тия, которая в первой четверти XIX в. вытеснила нептунистические взгляды А. Вернера и его последователей. С развитием геологического картирования на основе биостратиграфии во второй четверти XIX в. появляются систематики складчатых нарушений, описываются не только складки, но и надвиги. При этом складчатость объясняется оттеснением слоев со сводов поднятий поднимающейся магмой (Б. Штудер). Складко- и горообразование, а также тесно связанный с ними по гипотезе поднятия вулканизм считаются происходящими повсеместно одновременно в виде катастроф всемирного значения. Эти катастрофистские воззрения были постепенно преодолены с появлением знаменитого труда Ч. Лайеля «Основы геологии» (1830).

Третий этап (вторая половина XIX в.). Этот этап знаменуется прежде всего отказом от гипотезы поднятия и заменой ее *гипотезой контракции* (французский ученый Л. Эли де Бомон, 1832— 1852), основывавшейся на космогонической гипотезе Канта—Лапласа, т. е. на представлении об охлаждении земного шара и приспособлении земной коры путем ее смятия к сокращающемуся объему Земли. Гипотеза контракции лучше объясняла происхождение складчатых горных систем, особенно после того, как было выяснено, что они рождаются в пределах особых зон — геосинклиналей. *Учение о геосинклиналях* зародилось в Америке (Дж. Холл, 1859; Дж. Дэна, 1873), но затем получило распространение и в Европе.

Французский геолог Э. Ог (1900) противопоставил геосинклиналям устойчивые континентальные площади, затем получившие название *платформ*. Но решающий вклад в развитие учения о платформах был внесен русскими геологами, начиная с А. П. Карпинского и А. П. Павлова. К этому же этапу относится возникновение *учения об изостазии* (англичане Дж. Эри и Дж. Пратт, американец К. Деттон — автор термина).

Естественным завершением данного этапа явилось создание австрийским ученым Э. Зюссом фундаментального труда «Лик Земли» (1885—1909), в котором впервые, причем на основе гипотезы контракции было дано описание тектонического строения всей поверхности земного шара. В эти же годы французский геолог М. Бертран (1887) указал, что складчатые зоны континентов имеют разный возраст и принадлежат четырем основным *эпохам горообразования* — гуронской (докембрийской), каледонской, герцинской и альпийской.

Четвертый этап (первая половина XX в.). Рубеж XIX и XX вв. отмечен в геотектонике кризисом контракционной гипотезы, подорванной в своих астрономических (замена «горячей» космогонии Канта—Лапласа «холодной»), физических (открытие естественной радиоактивности с выводом о разогреве Земли) и геологических (открытие шарьяжей, требовавших очень значительного сокращения объема Земли за короткий срок) основах. Вместо контракционной гипотезы в начале века был выдвинут ряд других — подкоровых течений (О. Ампферер, 1906), пульсирующей (В. Бухер, 1933; М. А. Усов, 1939; В. А. Обручев, 1940) и даже расширяющейся (Б. Линдеман, 1927; О. Хильгенберг, 1933; М. М. Тетяев, 1934) Земли. Наиболее радикально отличной от всех этих гипотез явилась гипотеза перемещения материков (Ф. Тейлор, 1910; А. Вегенер, 1912), положившая начало новому направлению и геотектонике— *мобилизму,* допускающему крупные горизонтальные перемещения континентальных масс, в противоположность *фиксизму,* принимающему их фиксированное положение относительно подстилающей мантии. Но наибольший успех в 30 - 50-е годы выпал на долю концепций, возродивших представления сторонников гипотезы поднятия о ведущем значении вертикальных, особенно восходящих, движений в развитии земной коры и связавших чти движения с подъемом магмы, являющейся продуктом глубинной дифференциации вещества мантии Земли под влиянием разогрева радиогенным теплом (В. В. Белоусов, 1944 и позднее; голландский ученый Р. В. ван Беммелен, 1933 и позднее). Одновременно на этом этапе продолжали разрабатываться более конкретные разделы геотектоники, в частности учение о геосинклиналях и платформах, в чем активное участие приняли русские геологи (А. Д. Архангельский, Н. С. Шатский, В. В. Белоусов, А. В. Пейве, А. Л. Яншин, А. А. Богданов, М. В. Муратов и др.), а из зарубежных — прежде всего Г. Штилле, Дж. М. Кэй, Ж. Обуэн. В России возникло *учение о глубинных разломах* (А. В. Пейве, 1945); обособились в виде отдельных самостоятельных направлений *неотектоника* (В. А. Обручев, 1948; Н. И. Николаев, 1949; С. С. Шульц, 1948), *сейсмотектоника* (И. Е. Губин, 1950); широкое применение в геотектонике нашел *формационный анализ* (Н. С. Шатский, Н. П. Херасков, Н. Б. Вассоевич и др.); началось интенсивное изучение современных движении (Ю. А Мещеряков и др.).

Пятый этап (с 60-х годов XX в.). К середине 50-х годов благодаря успехам научно-технической революции на вооружение геологов, геофизиков и геохимиков поступили новые приборы, расширившие возможности познания строения и развития земной коры и тектоносферы в целом. Началось интенсивное изучение ложа океанов, приведшее к установлению коренных отличий океанской коры от континентальной, к открытию мировой системы *срединно-океанских хребтов*, к обнаружению увеличения мощности осадков от хребтов к периферии океанов и др. Геофизики подтвердили существование в верхней мантии ослабленного слоя — *астеносферы*, открыли явления остаточной намагниченности горных пород (*палеомагнетизм*), *периодической инверсии магнитного поля Земли*, *линейные магнитные аномалии в океанах*. Все эти и другие открытия показали недостаточность фиксистских концепций тектогенеза, особенно в части происхождения океанов, и обусловили неожиданный возврат к мобилизму в новой форме, получившей название *тектоники литосферных плит* (1962—1968). В итоге современное развитие геотектоники, а также других наук о Земле проходит под знаком господства идей *неомобилизма*.

К этому же этапу относятся такие важные достижения, как успехи в радиометрическом датировании горных пород, позволившие распространить историческую геотектонику на докембрий и выявить общие тенденции в развитии земной коры и литосферы; все более широкое применение результатов съемок поверхности Земли из космоса, не только указавших на большую роль в строении земной коры кольцевых структур разного масштаба и линеаментов, но подтвердивших также реальность взаимных горизонтальных перемещений литосферных плит и уточнивших рельеф, а следовательно, и структуру ложа океанов; огромный прогресс сейсмических методов с применением сейсмической стратиграфии для освещения строения осадочного чехла континентов и океанов, сейсмики отраженных волн для выявления тонкой структуры коры складчато-покровных парных сооружений и фундамента платформ, глубинного сейсмического зондирования для определения строения земной коры и верхов мантии, сейсмической томографии для «просвечивания» мантийных глубин планеты вплоть до ее ядра; отметим далее не менее важные результаты глубоководного океанского и сверхглубинного континентального бурения и успехи геохимии изото-

пов, а также редких и рассеянных элементов, существенно способствующих решению ряда задач геодинамики и геотектоники.

Контрольные вопросы

1. Каковы были донаучные геотектонические представления?
2. Этапность развития геотектонических представлений. Имена учёных, с которыми связаны эти этапы.
3. Чем обусловлено торжество мобилистских тектонических идей?

Строение Земли

Изучение земных слоёв зачастую представляет собой сложную задачу, связанную с ограниченностью их доступности. Существуют *две главные группы методов* изучения состава и строения земной коры и верхней мантии — *геологические и геофизические*.

К **геологическим методам** относятся прежде всего *полевые наблюдения*, которые дают возможность непосредственно познакомиться на суше с породами верхних слоёв коры и в немногих районах (Канадский и Западно-Австралийский щиты, Итальянские Альпы — зона Иврea и некоторые другие) и нижней континентальной коры. В океанах, где земная кора много тоньше, чем на континентах, вдоль разломов она нередко обнажается полностью, и из-под нее выступают породы верхней мантии. На суше известны древние аналоги океанской коры и верхов мантии — это так называемый *офиолитовый комплекс*, выступающий на поверхность во внутренних зонах большинства складчатых систем.

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

Строение и состав океанской коры были освещены бурением более 900 скважин в Мировом океане с американских судов «Гломар Челленджер» и «Джойдес Резолюшн». Глубоководным бурением особенно подробно изучен осадочный чехол океанов; консолидированная часть коры вскрыта на ощутимую глубину лишь единичными скважинами и пока нигде не пройдена полностью.

К **геофизическим методам** изучения земных недр относятся прежде всего сейсмические. Строение осадочного чехла крупных впадин на континентах и во внутренних и окраинных морях освещается *сейсмостратиграфией*. Для расшифровки строения коры в целом широкое применение нашло *глубинное сейсмическое зондирование* (ГСЗ), разработанное в СССР Г.Л. Гамбурцевым и его сотрудниками и основанное на использовании *корреляционного метода преломленных волн*. В дальнейшем в США был разработан и там же и в Западной Европе успешно применен для изучения тонкой структуры коры складчатых сооружений и фундамента платформ *метод отраженных волн*. В установлении положения кровли астеносферы с сейсмикой конкурирует *метод магнитотеллурических зондирований*, предложенный в СССР А. Н.Тихоновым.

Настоящим прорывом в мантийные глубины можно считать новое направление — *сейсмотомографию*, — заключающееся в компьютерном анализе прохождения сквозь всю толщу мантии, вплоть до границы ядра, сейсмических волн от многих тысяч землетрясений. Это позволило объективно подтвердить существование астеносферы, выявить жидкостное состояние внешнего ядра Земли, проявления конвекции в мантии.

В геологическом смысле по вещественному составу тектоносфера делится на земную кору и верхнюю мантию до глубины порядка 400 км, а **в физическом (реологическом) смысле** — на литосферу и астеносферу, причем границы между этими подразделениями, как правило, не совпадают и литосфера обычно включает кроме коры и какую-то часть верхней мантии (рис. 1).

Земная кора составляет самую верхнюю оболочку твердой Земли. Она одевает нашу планету почти сплошным слоем, изменяя свою мощность от 0 на некоторых участках срединно-океанских хребтов и океанских разломов до 70 — 75 км под высокими горными сооружениями Анд, Гималаев и Тибета. Состав и строение коры очень различны под континентами и под океанами, что дало основание для выделения двух её главных типов.

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

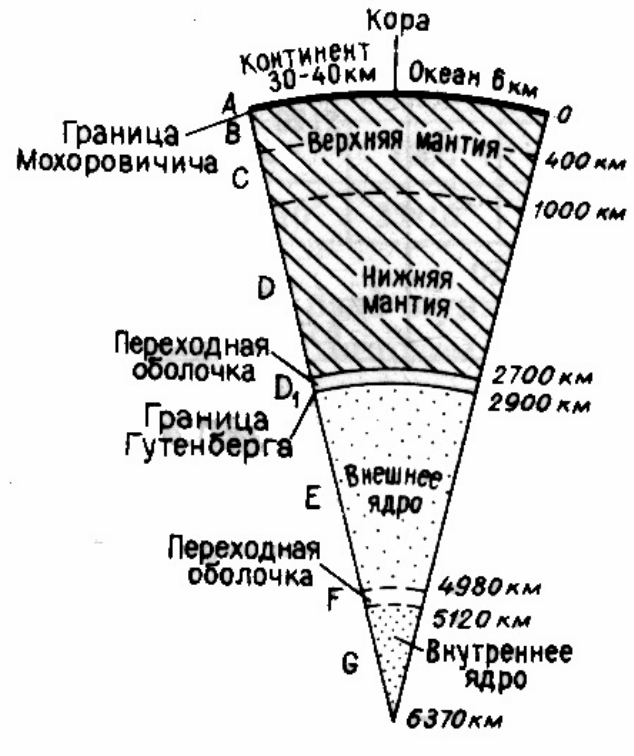


Рис. 1. Строение Земли

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

Второй слой океанской коры (**базальтовый**) в своей основной верхней части сложен базальтами и редкими и тонкими прослоями пелагических осадков. В верхней части слоя это в основном покровы базальтов, а в нижней части – параллельные дайки доле-

ритов. Общая мощность 2-го слоя 1,5 — 2 км, а скорость продольных сейсмических волн 4,5 — 5,5 км/с.

Третий слой океанской коры (**габбро-перидотитовый**) состоит из полнокристаллических магматических пород основного и подчиненно ультраосновного состава. В его верхней части обычно развиты породы типа габбро, а нижнюю часть составляет «полосчатый комплекс», состоящий из образований габбро и перидотитов. Мощность 3-го слоя 5 км. Скорости продольных волн в этом слое достигает 6,0-7,0 км/с.

Кора океанского типа, не ограничивается в своём распространении ложем океанов, а развита также в глубоководных котловинах окраинных морей, таких как Японское море, Южно-Охотская (Курильская) котловина Охотского моря, Филиппинское, Карибское и многие другие моря.

Возраст коры современных океанов (и окраинных морей) не превышает 180 млн. лет. Однако в пределах центральных зон складчатых поясов континентов выявлены и гораздо более древние фрагменты, реликты океанской коры (возраст вплоть до раннего докембрия) – так называемый **офиолитовый комплекс** (или просто офиолиты), оставшийся после закрытия океанских бассейнов. Разрез офиолитов включает серпентинизированные ультрамафиты, габбро, базальты и осадочными породами, что соответствует разрезу океанской коры.

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

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

1. **Осадочный слой**, обычно именуемый *осадочным чехлом*. Его мощность изменяется от нуля на щитах до 10 более километров во впадинах платформ, предгорных и межгорных прогибах горных поясов. В состав этого слоя входят различные осадочные породы

преимущественно континентального или мелководного морского происхождения, а также практически повсеместно, покровы и силлы основных магматических пород, образующие трапповые поля. Скорость продольных волн в осадочном слое составляет 2,0 — 5,0 км/с с максимумом для карбонатных пород. Возрастной диапазон пород осадочного чехла — до 1,7 млрд. лет, т.е. на порядок выше, чем осадочного слоя современных океанов.

2. **Гранито-гнейсовый (гранитно-метаморфический)** слой – верхний слой *консолидированной коры*. Он выступает на дневную поверхность в зонах складчатых сооружений, он вскрыт на глубину 12 км в Кольской сверхглубокой скважине, а также менее глубокими горными выработками в других частях света. Поэтому состав этого слоя, по крайней мере его верхней части, в общем хорошо известен. Главную роль в его сложении играют различные кристаллические сланцы, гнейсы, амфиболиты и содержащиеся в них гранитные интрузии. Скорость продольных волн в нем составляет 4,5 - 6,5 км/с. Возраст пород колеблется от мезозоя до протерозоя и архея. Мощность данного слоя коры достигает 15 — 20 км на платформах и 25—30 км в горных сооружениях.

3. **Гранулит-базитовый слой** – нижний слой консолидированной коры. Первоначально предполагалось, что между ним и гранито-гнейсовым слоем существует четкая сейсмическая *граница Конрада*, получившая название по имени ее первооткрывателя, немецкого геофизика. Однако результаты сверхглубокого бурения и сейсмических исследований поставили под сомнение существование такой четкой границы, иногда вместо нее обнаруживают в коре не одну, а две ($К_1$ и $К_2$) границы. Состав пород, слагающих нижнюю кору, как отмечалось, недостаточно известен, так как скважинами она не достигнута, а на поверхности обнажается фрагментарно. Исходя из общих соображений, В. В. Белоусов пришел к заключению, что среди пород нижней коры должны преобладать породы, находящиеся на более высокой ступени метаморфизма (гранулитовой фации) и более основного состава, чем в верхней коре. Поэтому он назвал этот слой коры *гранулит-базитовым*. Скорость продольных волн в нижней коре 6,4—7,7 км/с.

Между двумя крайними типами земной коры океанским и континентальным — существуют переходные типы. Один из них — **субокеанская кора** — развит вдоль континентальных склонов и подножий, возможно, подстилает дно котловин некоторых не очень

глубоких и широких окраинных и внутренних морей. Субокеанская кора представляет собой утоненную до 15—20 км, пронизанную дайками и силлами основных магматических пород континентальную кору. Она вскрыта скважиной глубоководного бурения у входа в Мексиканский залив и обнажена на побережье Красного моря. Другой тип переходной коры — **субконтинентальный** — образуется в том случае, когда океанская кора в энсиматических вулканических дугах, превращается в континентальную, но еще не достигает полной «зрелости», обладая пониженной, менее 25 км, мощностью и более низкой степенью консолидированности, что отражается в пониженных скоростях сейсмических волн — не более 5,0—5,5 км/с в низах коры.

Граница между корой и мантией, обычно сейсмически достаточно четко выраженная скачком скоростей продольных волн от 7,5—7,7 до 7,9—8,2 км/с, известна как **поверхность Мохоровичича** (или просто Мохо и даже М), по фамилии установившего ее хорватского геофизика. *В океанах* эта граница отвечает переходу от полосчатого комплекса 3-го слоя коры с преобладанием габброидов к сплошным серпентинизированным перидотитам, местами выступающим на поверхность дна, а в скалах Сан-Паулу в Атлантике против берегов Бразилии и на о. Забаргад в Красном море, возвышающимся над поверхностью океана.

Верхи океанской мантии можно наблюдать местами на суше в составе низов офиолитовых комплексов. Их мощность в Омане достигает 8 км, а в Папуа-Новой Гвинее, возможно, даже 12 км. Сложены они перидотитами, в основном гарцбургитами.

На континентах поверхность Мохо недоступна непосредственному изучению и существуют основания полагать, что здесь переход от коры к мантии носит более сложный характер, тем более что на ряде профилей ГСЗ, в частности на Украинском щите, обнаруживается не одна, а несколько границ М (M_1 M_2, M_3), которые интерпретируются как результат перескока поверхности М с одного уровня на другой вследствие фазовых превращений. Тем не менее изучение включений в лавах и кимберлитах из трубок показывает, что и под континентами верхняя мантия сложена перидотитами, причем, как здесь, так и под океанами в верхней части это шпинелевые перидотиты, а ниже — гранатовые. Но в континентальной мантии, по тем же данным, кроме перидотитов в подчиненном ко-

личестве присутствуют эклогиты, т.е. глубокометаморфизованные основные породы.

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

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

Нижняя мантия начинается с глубины порядка 670 км. Эксперименты по поведению вещества, отвечающего мантийному при давлениях, соответствующих нижнемантийным, показывают, что нижняя мантия должна быть сложена в основном перовскитом ($MgSiO_3$) и магнезиовюститом (Fe,Mg)O — продуктами дальнейшего изменения минералов, слагающих среднюю мантию. Но те же эксперименты обнаружили, что этих фазовых превращений недостаточно, чтобы обеспечить реально наблюдаемую плотность вещества нижней мантии, и заставили предполагать некоторое изменение ее химического состава, а именно увеличение отношения Fe/Mg.

Ядро Земли в своей внешней части, по данным сейсмологии, является жидким, а внутреннее — снова твердым. Конвекция во внешнем ядре генерирует главное магнитное поле Земли. *Состав ядра* подавляющим большинством геофизиков принимается железным. Но по экспериментальным данным допускают некоторую примесь никеля, а также серы, либо кислорода, либо кремния, что-

бы объяснить пониженную плотность ядра по сравнению с определенной для чистого железа. По данным сейсмотомографии, поверхность ядра является неровной и образует выступы и впадины с амплитудой до 5—6 км.

Контрольные вопросы

1. С помощью каких методов изучается строение Земли?
2. С помощью каких методов получена информация о глубинном строении Земли?
3. Типы земной коры, их отличия.
4. Разрез земной коры континентального типа.
5. Разрез земной коры океанского типа.
6. Что называется поверхностью Мохоровичича?
7. Особенности строения земной коры в преходной зоне «океан-континент».
8. Мантия Земли: разрез, состав, особенности границ.
9. Ядро Земли, его состав и строение.

Тектоносфера

Тектоносфера включает в себя литосферу и астеносферу, т.е. земную кору и верхнюю мантию (до некоторой глубины) – арену действия главных тектонических процессов в земных недрах.

В отличие от коры и мантии, выделяемым по геологическим данным (по вещественному составу) и данным сейсмологии (по скачку скоростей сейсмических волн на границе Мохоровичича), *литосфера и астеносфера — понятия чисто физические, вернее реологические*. **Литосфера** представляет собой жёсткую хрупкую внешнюю оболочку Земли, подстилаемую ослабленным пластичным слоем – **астеносферой**.

Исходным основанием для выделения астеносферы была необходимость объяснения факта **изостазии –** *уравновешенности коры относительно мантии*. Она выражена, в частности в том, что горы обладают корнями, погруженными в мантию, и на нижнюю их часть приходится наибольшая доля их массы, то есть они подобны айсбергам. Возможен и другой механизм реализации изостазии: участки повышенного рельефа должны быть сложены менее плотными породами, а участки пониженного — более плотными.

Действие изостазии наглядно проявляется в том, что под тяжестью ледниковых покровов, достигающих 4-километровой мощ-

ности, поверхность коры в пределах Антарктиды и Гренландии испытала значительное прогибание, опустившись на больших участках ниже уровня океана. Напротив, Скандинавия и Канада, освободившись сравнительно недавно от ледникового панциря, испытывают поднятие, на порядок превышающее по скорости то поднятие, которое они испытывали до наступления ледникового периода.

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

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

Дальнейшее повышение температуры или понижение давления приводит к увеличению содержания расплава в астеносфере и к образованию магматических камер, питающих эффузивный или интрузивный магматизм. Образующаяся в астеносфере магма имеет базальтовый состав, т.е. содержит больше кремнезема, чем исходное ультраосновное вещество. И только при еще более высокой температуре происходит переход в расплав большего процента мантийного вещества и образование магмы ультраосновного же со-

става. Но такие условия были широко распространены лишь на ранних стадиях развития Земли, до 2,5 млрд. лет, — в архее, когда тепловой поток был значительно более высоким, чем современный.

Итак, *астеносфера является главным источником магматической деятельности на Земле*. Но магматические очаги возникают и в коре, и в литосферной мантии, они часто являются вторичными по отношению к астеносферным и играют подчиненную роль. Мантийные магмы, как отмечалось, имеют базальтовый состав; если они возникают за счет истощенной, деплетированной мантии, их отличает крайне низкое содержание щелочей и вообще некогерентных элементов, их продуктом являются толеитовые базальты. В случае, если магматические очаги образуются в недеплетированной мантии, они дают щелочные базальты, обогащенные некогерентными элементами. Коровые магмы имеют более разнообразный и в общем более кислый состав, вплоть до риолитов и гранитов. Широко распространены породы, образовавшиеся благодаря взаимодействию мантийных магм с коровым веществом; к ним относятся диориты, монцониты и др. Существенное влияние на состав магм и пород имеют поднимающиеся из мантийных глубин или из зон поддвига океанской коры флюиды, вызывающие метасоматические изменения мантии и (или) коры и привносящие в них легкоподвижные компоненты.

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

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

Первоначально считалось, что в океанах граница литосферы и астеносферы проходит на глубине 50—60 км, а на континентах — 100—120 км. Однако развитие глубинного сейсмического зондирования показало, что амплитуда колебаний глубины кровли астеносферы значительно больше. В осевых зонах срединно-океанских хребтов, особенно на Восточно-Тихоокеанском поднятии, кровля

астеносферы находится на глубине всего 3—4 км, т.е. литосфера ограничивается лишь верхней частью коры. По мере движения к периферии океанов толщина литосферы увеличивается за счет низов коры, а в основном верхов мантии и может достигать 80 — 100 км. В центральных частях континентов, особенно под щитами древних платформ, таких как Восточно-Европейская или Сибирская, мощность литосферы измеряется уже 150-200 км и более (в Южной Африке 350 км); по некоторым представлениям (Т. Джордан), она может достигать 400 км, т.е. здесь вся верхняя мантия выше слоя Голицына должна входить в состав литосферы.

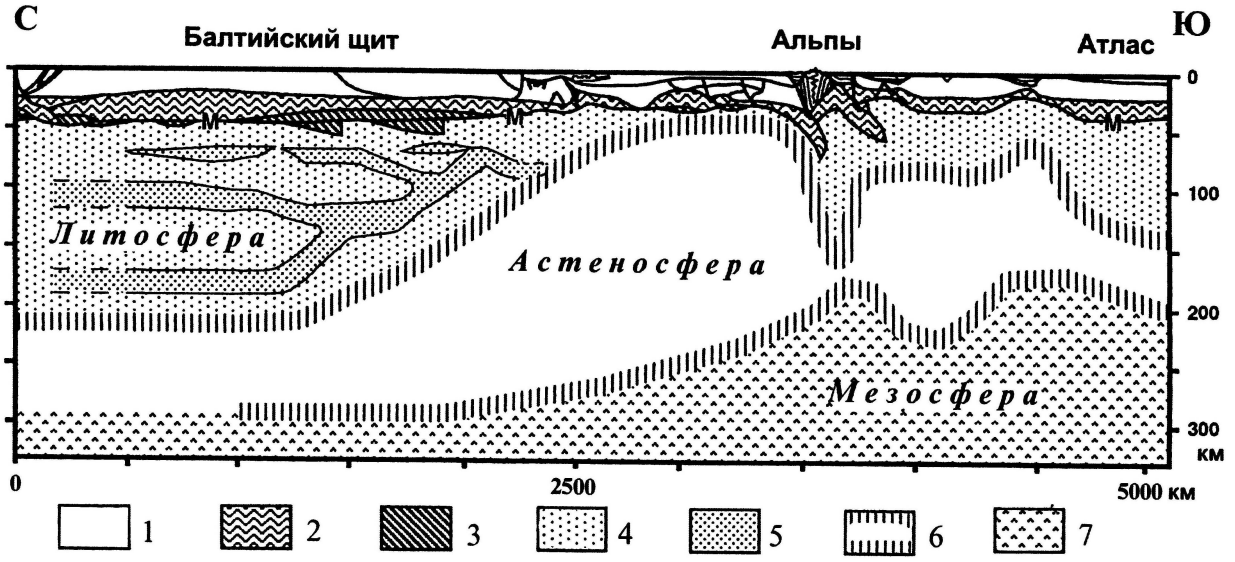


Рис. 2. Главный астеносферный слой и внутрилитосферные слои пониженных скоростей сейсмических волн на геофизическом профиле вдоль линии Европейского Геотраверса (EGT), по Д.Дж. Бланделлу (1999). Условные обозначения: М – поверхность Мохоровичича; 1 – верхняя еора; 2 – породы нижней коры со скоростями V_p 6.5-7 км/с; 3 – породы нижней коры со скоростями V_p 7-7,5 км/с; 4 – литосфера; 5 – внутрилитосферные слои пониженных скоростей сейсмических волн; 6 – астеносфера; 7 – мезосфера.

В литосфере в качестве **структурных элементов первого порядка** выступают океаны и континенты. Отличаются они прежде всего толщиной, строением и составом коры.

Кора океанов тонкая, всего 5—6 км, трехслойная: 1-й слой осадочный — глубоководные глинистые, кремнистые, карбонатные осадки мощностью до 1 км; 2-й слой базальтовый, с системой параллельных даек внизу; 3-й слой — габбро вверху, полосчатый габбро-ультрамафитовый комплекс внизу. Возраст коры современных океанов и глубоководных котловин окраинных морей — до 180 млн лет.

Кора континентов мощная — до 70—75 км (35— 40 км в среднем), тоже трехслойная: с верхним осадочным слоем, в котором практически нет глубоководных отложений, но широко развиты континентальные; средним — гранитогнейсовым; и нижним гранулит-базитовым. Возраст пород континентальной коры близок к возрасту Земли - до 4,0 млрд лет.

Существенно отличается в пределах океанов и континентов и *мощность литосферы* — в океане до 80-100 км, на континентах до 150-200 км и, возможно, больше — до 400 км. Наблюдаются отличия и в составе *литосферной мантии* — под континентами она в основном деплетированная, под океаном деплетированная лишь в верхней части. Заметные отличия можно предполагать и для *астеносферы* — ее мощность под океанами значительно больше, а вязкость ниже, чем под континентами.

Континенты и океаны как главные структурные единицы литосферы выступают *не в географическом, а в геолого-геофизическом смысле*: к континентам по типу пород относятся также континентальные шельфы, местами, в особенности в Русской Арктике, достигающие ширины более 1000 км, краевые плато типа Иберийского, Квинслендского, Новозеландского и др., и микроконтиненты, такие как Мадагаскар, Роколл в Атлантическом океане и др.

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

В океанах **абиссальные равнины** занимают наибольшую площадь и являются тектонически наиболее спокойными их структурными элементами, практически почти асейсмичными и с ограниченным проявлением вулканизма. Абиссальные равнины отличаются однообразным строением, выдержанной мощностью коры,

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

Другим структурным элементом океанов того же порядка, что и абиссальные равнины, являются **срединно-океанские хребты** — внутриокеанские подвижные пояса. Они состоят из нескольких параллельных горных гряд и рифтовой долины в осевой части. Их ширина составляет несколько сотен километров, высота около 2 – 3 км. Существование этих хребтов обязано процессам современного и недавнего спрединга; они почти целиком вписываются в контуры линейной магнитной аномалии 14, отвечающей олигоцену. В отличие от абиссальных равнин и хребтов в их пределах срединные хребты на всем своем протяжении сейсмичны и вулканически активны.

В пределах континентов тектонически спокойные площади получили название **платформ** или **кратонов**. Они практически асейсмичны и отличаются слабым проявлением магматической деятельности, за исключением вспышек базальтового вулканизма, создающих трапповые поля. Они характеризуются выдержанной мощностью коры и литосферы, причем мощность последней может вдвое или даже больше превышать максимальную мощность океанской литосферы.

Подвижные пояса континентов представлены **внутриконтинентальными орогенами**, известными еще как *эпиплатформенные или вторичные*. Они обладают горным рельефом, в котором хребты чередуются с межгорными впадинами, а по высоте в общем не уступают высоте первичных орогенов. Кора вторичных орогенов относится к континентальному типу, но обладает почти вдвое большей мощностью, которая может достигать 70—75 км, но обычно порядка 50 — 60 км. Сейсмичность, как правило, высокая, но магматическая активность невелика и намного уступает таковой первичных орогенов, нередко проявляясь лишь в виде базальтовых излияний, а местами и вовсе отсутствуя. Наиболее ярким и типичным орогеном данного типа является Центрально-Азиатский, но большая часть этих орогенов занимает периферическое по отношению к континентам положение.

Подвижные пояса, расположенные между континентами и океанами и отвечающие активным континентальным окраинам, подобно поясам периферии Тихого океана, или занимающие межконтинентальное положение, как современные Карибский, Индонезийский, Южноантильский (моря Скотия) регионы, прежде называли геосинклинальными или геосинклинально-орогенными, складчатыми геосинклинальными поясами, а в современной литературе — просто **складчатыми** или **орогенными**. Называя их орогенами, имеют в виду *первичный (эпигеосинклинальный в прежней терминологии) орогенез*, непосредственно сменяющий режим преобладающих погружений и накопления морских осадков.

Термином «*геосинклиналь*» обозначали прогиб, линейный бассейн глобального масштаба, сначала заполняющийся осадками, а затем испытывающий складчатость и превращающийся в горное сооружение.

Ближайшими аналогами подвижных поясов данного типа в геологическом прошлом были активные окраины континентов и межконтинентальные пространства с их достаточно сложным строением, включающим элементы пассивных окраин, окраинные глубоководные моря, островные дуги с задуговыми, междуговыми и преддуговыми прогибами, глубоководные желоба и микроконтиненты («срединные массивы»). Геодинамику эволюции подвижных поясов данного типа связывают с перемещениями литосферных плит глобального масштаба, вызывающими сначала растяжение и раздвиг — спрединг, а затем сжатие — конвергенцию и коллизию поясов со всеми сопутствующими явлениями — аккрецией, складчатостью, метаморфизмом, гранитизацией, горообразованием, которые и ведут к преобразованию океанской коры в континентальную.

Контрольные вопросы

1. Что такое тектоносфера?
2. Литосфера и астеносфера – в чём их различия? Каков смысл их противопоставления друг другу?
3. Что такое изостазия?
4. Континенты и океаны – структурные элементы литосферы первого порядка. Их строение и отличия.
5. Что относится к структурным элементам второго порядка литосферы в пределах континентов и океанов?

Океаны, их структурные элементы

Двумя главными элементами рельефа и структуры внутренних областей океанов являются срединно-океанские хребты и абиссальные равнины с осложняющими их поднятиями и хребтами (рис. 3).

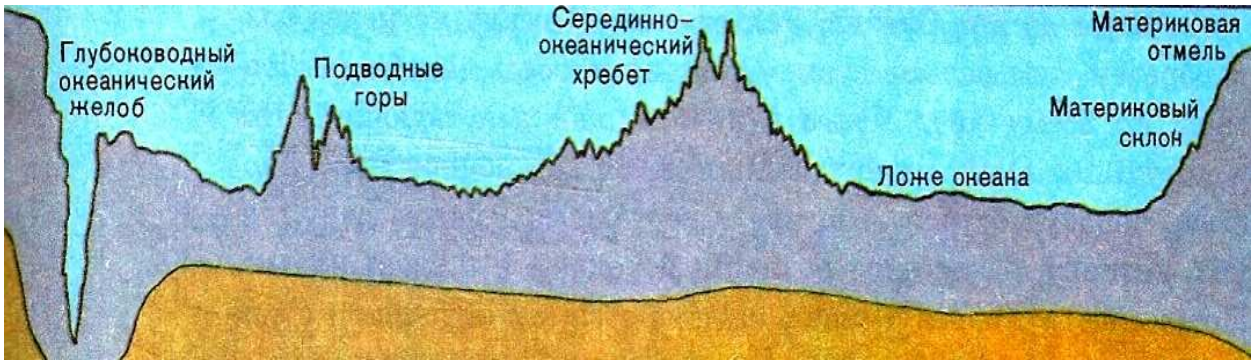


Рис. 3. Схематический профиль через дно океана

Ярким примером **срединно-океанского хребта** является Срединно-Атлантический хребет, который является лишь одним из звеньев мировой системы срединно-океанских хребтов пронизывающей все океаны и имеющей общую протяженность около 60 тыс. км, среднюю глубину порядка 2500 м и возвышающихся над ложем океана на 1000—3000 м (см. рис. 4). Ширина хребтов составляет от многих сотен до 2000—4000 км; последние цифры относятся к срединному хребту Тихого океана, который обычно называют Восточно-Тихоокеанским поднятием.

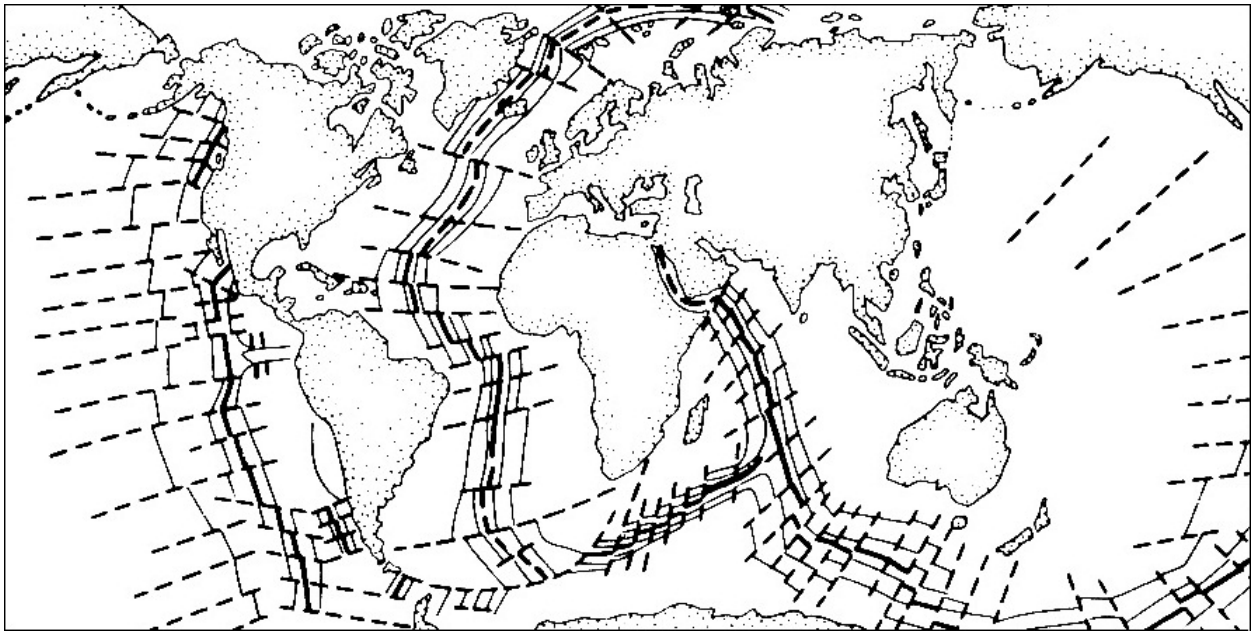


Рис. 4. Мировая система срединно-океанических хребтов. Оси хребтов показаны жирными линиями; трансформные разломы – пунктиром

Срединно-Атлантический хребет имеет наибольшее основание называться именно срединным, так как почти на всем своем протяжении он отстоит на равном расстоянии от ограничивающих океан материков. В Северном Ледовитом океане продолжением этого хребта служит хр. Гаккеля; в зарубежной литературе его иногда именуют хребтом Нансена — Гаккеля. Он занимает срединное положение лишь по отношению к одной, самой молодой глубоководной котловине Арктического океана — Евразийской котловине. На востоке он упирается в континентальный склон моря Лаптевых, но в пределах этого шельфового моря продолжается погребенным рифтовым грабеном. На крайнем юге Атлантики, в районе о. Буве, Срединно-Атлантический хребет раздваивается (тройное сочленение). Короткая запад-юго-западная ветвь, именуемая Американо-Антарктическим хребтом, отходит от него к западу и прослеживается вплоть до южного окончания Южно-Сандвичевой островной дуги, где срезается трансформным разломом. Другая ветвь — Африкано-Антарктический хребет — простирается в северо-восточном направлении между Африкой и Антарктидой и переходит в Юго-Западный Индоокеанский хребет. Последний почти в центре Индийского океана сочленяется с двумя другими срединными хребтами этого океана — Аравийско-Индийским хребтом, протягивающимся в северном направлении, и Юго-Восточным Индоокеанским хребтом. Аравийско-Индийский хребет простирается между Африкой с Мадагаскаром и Аравией на западе и Индостаном на северо-востоке; в виде хребта Шеба он продолжается в Аденский залив и далее в рифты Красного моря и Восточной Африки.

Юго-Восточный Индоокеанский хребет переходит в Австрало-Антарктический хребет, а последний к югу от о. Тасмания — в Южно-Тихоокеанское поднятие. Последнее сменяется далее к северо-востоку меридиональным Восточно-Тихоокеанским поднятием, занимающим в Тихом океане отнюдь не срединное, а сильно смещенное к востоку положение. В северном направлении это поднятие все больше приближается к американскому побережью и в конце концов уходит в Калифорнийский залив, срезаясь в его вершине разломом Сан-Андреас и погружаясь под континент Северной Америки. Разлом Сан-Андреас продолжается к север-северо-западу и выходит в океан у мыса Мендосино, сочленяясь с широтным разломом того же названия. К северу от этого разлома в океане вновь

появляется хребет срединного типа; в своей южной части он именуется хр. Горда, а в северной — хр. Хуан-де-Фука; на подступах к заливу Аляска последний окончательно срезается разломом. На юге, против побережья Чили, от Восточно-Тихоокеанского поднятия к юго-востоку отходит ветвь, получившая название Западно-Чилийского поднятия; на крайнем юге Чили оно уходит под Южно-Американский континент.

В строении срединно-океанских хребтов обычно выделяются три зоны — осевая зона, большей частью представленная рифтовой долиной (грабеном), гребневая зона, по обе стороны этой долины с сильно расчлененным рельефом, и зона флангов или склонов хребта, постепенно понижающаяся в направлении смежных абиссальных равнин (рис. 3).

Рифтовые долины, протягивающиеся вдоль осей хребтов и представляющие оси активного спрединга имеют глубину 1-2 км при ширине в несколько километров. Они имеют строение сложных грабенов, с рядом ступеней, спускающихся к центру долины. На дне долин существуют открытые трещины растяжения, подобные давно известным под названием «гьяу» на о. Исландия, представляющем приподнятый над уровнем океана участок Срединно-Атлантического хребта.

Имеются здесь и многочисленные центры вулканических поднятий, выраженные холмами высотой до 200 — 600 м, местами застывшие лавовые озера. Потоки базальтовых лав имеют форму труб, а в поперечном сечении сплюснутых шаров — подушек, столь характерную для их древних аналогов, встречаемых на суше. Современных излияний нигде не встречено, они отмечены лишь непосредственно к югу от Исландии. Продукты вулканической деятельности срединных хребтов океанов в основном принадлежат к семейству толеитовых базальтов.

По обе стороны от молодых вулканических центров обнаружены гидротермы, сначала в Красном море, затем в Тихом и позднее в Атлантическом океанах. Эти гидротермы представляют весьма впечатляющее зрелище: они отлагают сульфиды, сульфаты и окислы металлов (цинка, меди, железа, марганца и др.), образующие скопления, достигающие в высоту десятков метров, которые в будущем могут иметь серьезное промышленное значение (рис. 5). Струи горячей воды, содержащей в растворе газы H_2, CO_2, CH_4 и указанные выше металлические соединения, нагреты до температу-

ры 350°. Над жерлами, из которых они выделяются, воздымаются облака из тонкодисперсных сульфатов, благодаря чему эти гидротермы получили название **чёрных** и **белых** (в зависимости от состава преобладающих минералов сульфидов и сульфатов) **курильщиков**. Благодаря высокой концентрации во флюидах сероводорода вокруг гидротерм бурно развиваются сульфиднокислые бактерии, служащие пищей для более высокоорганизованных живых существ, в том числе ранее неизвестных биологической науке.

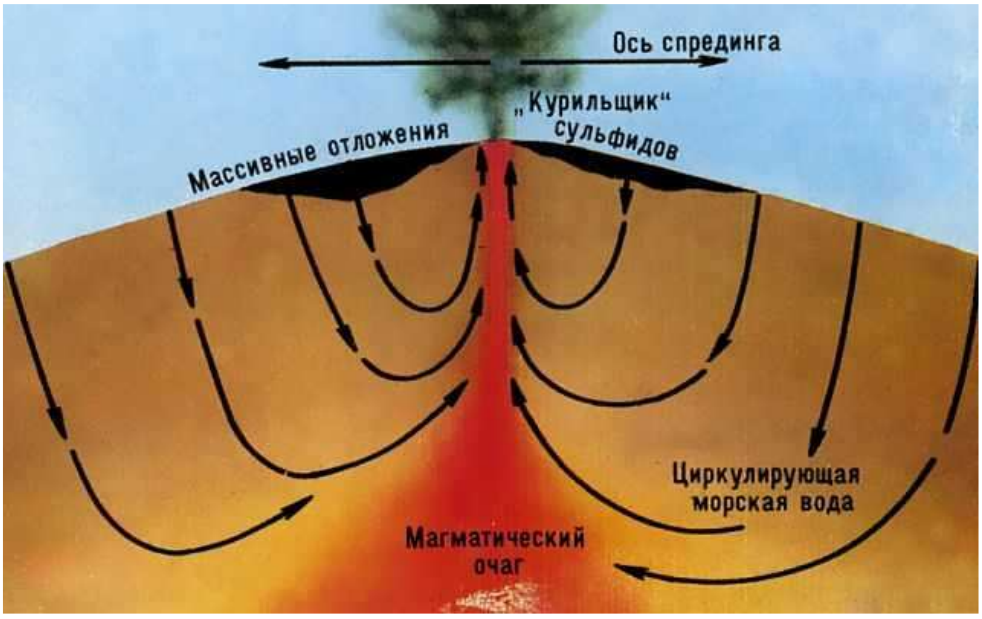


Рис. 5. Схема формирования сульфидных руд в зонах срединно-океанских хребтов

Деятельность гидротерм связана со взаимодействием поднимающейся вдоль осей спрединга базальтовой магмы с морской водой. Вода проникает в трещины остывающих базальтовых лав и выщелачивает из них металлы и другие соединения и затем осаждает их при своем охлаждении (рис. 5).

Как уже указывалось, рифтовые долины практически не заполнены осадками. Исключение составляют осыпи и обвалы у подножия уступов по краям этих долин, высота которых может превышать 1 км. Эти осыпи состоят из глыб и щебня пород океанской коры — базальтов, габбро, перидотитов — и образуют особый тип осадочных пород, который русские морские литологи И.О. Мурдмаа и В.П. Петелин назвали *эдафогенными*.

Рифтовые долины наблюдаются далеко не на всем протяжении срединно-океанских хребтов. Восточно- и Южно-Тихоокеанское поднятия почти на всю свою длину лишены таких долин; вместо них на оси спрединга располагаются горсты, возвы-

шающиеся над гребневыми зонами. Вместе с большей шириной этих хребтов и их относительно слабой расчлененностью это и придает им скорее характер пологих поднятий, чем настоящих хребтов, что и повлияло на их название.

Отсутствие рифтовых долин и появление вместо них осевых горстов обычно связывается с высокой скоростью спрединга (>8 см/г), свойственной Тихоокеанским поднятиям (но не хребту Рейкьянес), и обильным магмовыделением, при котором не успевает происходить проседание оси хребта при эпизодическом опорожнении магматической камеры (рис. 6).

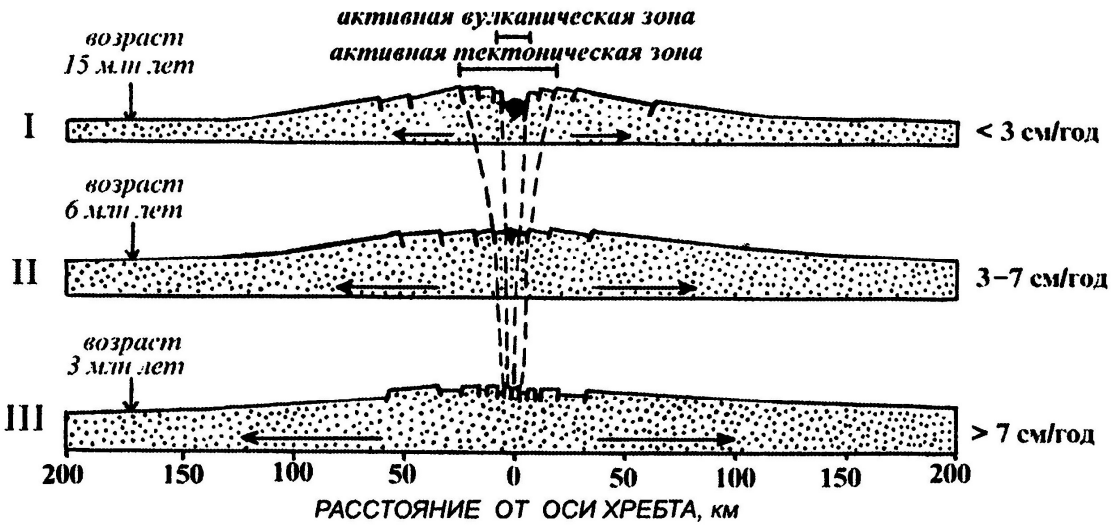


Рис. 6. Зависимость рельефа срединно-океанского хребта от скорости спрединга

Помимо повышенного теплового потока и вулканической активности, осевые зоны срединно-океанских хребтов отличаются сейсмической активностью, являясь одновременно сейсмическими зонами. Но очаги землетрясений, механизм которых указывает на растяжение, лежат не глубже 30 км, что и отвечает максимальной мощности литосферы под срединными хребтами, а выделяемая энергия оказывается почти на порядок меньше максимальной энергии землетрясений, происходящих на активных континентальных окраинах.

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

сохраняется сейсмическая активность. Появляется осадочный чехол, но он распространен прерывисто, заполняя «карманы» на более погруженных блоках и мощность его обычно измеряется лишь десятками метров. По возрасту осадки не древнее позднего миоцена.

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

Срединно-океанские хребты и в меньшей степени абиссальные равнины расчленены, как правило, перпендикулярно к их простиранию разломами, получившими в 1965 г. от Дж. Вилсона название **трансформных**. Эта разломы расчленяют срединные хребты и оси спрединга на отдельные сегменты, смещенные в плане относительно друг друга. Амплитуда смещения составляет сотни километров и может превышать для отдельного разлома 1000 км (разлом Мендосино в северо-восточной части Тихого океана), а по зоне сближенных разломов типа экваториальной зоны разломов в Атлантике или зоне Элтанин в юго-восточной части Тихого океана достигает 4000 км.

Морфологически трансформные разломы выражены уступами, иногда высотой более 1 км, и вытянутыми вдоль них узкими ущельями глубиной до 1,5 км в гребневой зоне хребта и до 0,5 км на его флангах. Вдоль трансформных разломов наблюдаются проявления вулканической деятельности, гидротермы и протрузии серпентинизированных пород мантии.

Трансформные разломы различаются по своему масштабу и значению. Прежде всего выделяется категория крупнейших разломов. В.Е. Хаин предложил именовать их *магистральными*, а Ю.М. Пущаровский — *трансокеанскими*, они пересекают океан от края до края, не только срединные хребты, но и абиссальные равнины, и могут продолжаться в пределы смежных материков. Протяженность подобных разломов нередко составляет несколько тысяч километров. Ущелья вдоль них местами достигают довольно значи-

тельной ширины и большой глубины, превышающей обычную глубину абиссальных равнин, это внутриплитные или трансформные желоба. Существование таких желобов, несомненно, свидетельствует о проявлении некоторого растяжения поперек желоба.

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

Недавно установлено любопытное явление прорастания, или пропагации, оси спрединга по простиранию, за ограничивавший ее трансформный разлом. Это приводит к появлению в соседнем сегменте новой оси спрединга рядом с прежней. В конце концов старая ось спрединга может отмереть, произойдет перескок активной оси спрединга в новое положение.

Абиссальные равнины по занимаемой ими площади являются преобладающим элементом строения океанского ложа, занимая пространство между срединными хребтами и континентальными подножиями. Они подстилаются корой в основном доолигоценового возраста и имеют глубину от 4000 до 6000 м. Кора в пределах абиссальных равнин отвечает нормальному для океанов типу и в общем выдержана по толщине, за исключением того, что осадочный слой в направлении континентального подножия постепенно увеличивается в мощности за счет появления все более древних горизонтов, до верхов средней юры (бат-келловей) в Атлантическом и Тихом океанах, а также за счет поступления обломочного и вулканического материала с суши (пелагические осадки сменяются гемипелагическими), в частности эоловым путем. Против устьев крупных рек — Амазонки, Нигера, Конго, Инда и особенно Ганга и Брахмапутры в вершине Бенгальского залива и некоторых других — на нормальную океанскую кору накладываются мощные конусы выноса, продолжающие дельты. Их мощность может достигать нескольких километров, а значительная роль в сложении принадлежит турбидитам. Возрастает и мощность литосферы благодаря опусканию ее границы с астеносферой, опять-таки вследствие охлаждения.

Некоторые абиссальные равнины, особенно в Атлантическом и Индийском океанах, обладают почти идеально плоским рельефом, обязанным тому, что повсеместно наблюдаемые неровности поверхности акустического фундамента здесь затянуты достаточно мощным слоем осадков. Другие абиссальные равнины, преимущественно в Тихом океане, характеризуются, напротив, холмистым рельефом, обычно непосредственно отражающим неровности кровли фундамента, т.е. базальтового слоя, возникшие еще в период его формирования и развития на срединном хребте. В Тихом океане, а отчасти и в других океанах, среди равнин возвышаются подводные вулканические горы; их насчитываются тысячи. Некоторые такие вулканы выступают над поверхностью океана в виде вулканических островов, например Реюньон в Индийском океане, а их высота над океанским ложем сравнима с высотой самых высоких пиков на суше (например, вулканы о. Гавайи). Особую разновидность подводных гор образуют **гайоты** — плосковершинные возвышенности, встречающиеся на глубине до 2 км и представляющие потухшие вулканы, вершины которых в свое время были срезаны морской абразией, затем перекрыты мелководными осадками и далее погрузились, вследствие охлаждения подстилающей их коры, ниже уровня океана. Гайоты также наиболее многочисленны в Тихом океане, в его западной части.

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

Кроме срединно-океанских спрединговых хребтов в Мировом океане существует еще большое число крупных **подводных воз-**

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

Для большинства внутриплитных поднятий очевидно **вулканическое происхождение**. Для Императорско-Гавайского хребта оно непосредственно доказывается современным вулканизмом на о. Гавайи, вулканической природой остальных островов Гавайской цепи и вскрытием вулканических построек бурением на ряде гайотов Императорского хребта. Такие же древние вулканические аппараты вскрыты бурением на о-вах Лайн в Тихом океане, Восточно-Индийском и Мальдивском хребтах в Индийском океане. Действующие или недавно потухшие вулканы наглядно свидетельствуют о происхождении Канарских островов в Атлантике, Коморских в Индийском океане. На Бермудском, Риу-Гранди, Китовом и других поднятиях и хребтах в Атлантике, Маскаренском в Индийском под осадочным чехлом вскрыты базальты, обычно повышенной щелочности, характерные для внутиплитных океанских островов. На о. Кергелен и о-вах Зеленого Мыса известны и интрузии пород — дифференциатов щелочно-базальтовой магмы.

Возникновение внутиплитных поднятий обычно связывают **с действием мантийных струй и горячими точками**, для которых типичен свойственный этим поднятиям щелочно-базальтовый магматизм. Определенная часть горячих точек приурочена к тройным сочленениям осей спрединга (поднятия Шатского и Хесса). Другая, большая, часть поднятий расположена на пересечении спрединговых хребтов крупными трансформными разломами. Такова Исландия, которая, по выражению французов, «сидит верхом» на Срединно-Атлантическом хребте, причем в том его месте, где он пересекается зоной разломов, создавшей весь Гренландско-Фарерский порог.

Затухание вуканической деятельности на горячей точке, расположенной на оси спрединга, и дальнейшее продолжение спрединга может привести к тому, что сооружение, подобное Исландии, окажется разорванным и обе его части отодвинутыми на какое-то расстояние от современной оси спрединга. Так объясняют происхождение парных поднятий, таких, как Сеара и Сьерра-Леоне, Риу-Гранди и Китовый хребет в Атлантике, Кергелен и Брокен в Индийском океане, Моррис-Джесуп и Ермак в Северном Ледовитом океане. Раздвиг таких поднятий идет вдоль полос, параллельных трансформным разломам, т.е. в направлении движения плит. К числу линейных хребтов, параллельных трансформным разломам, относятся такие их крупнейшие представители, как Восточно-Индийский и Мальдивский хребты в Индийском океане, из которых первый имеет длину 4,5 тыс. км.

Однако далеко не все вулканические хребты следуют направлениям трансформных разломов; некоторые ориентированы косо к ним. К таким относятся, в частности, Императорско-Гавайский хребет — классический пример хребта, связанного с горячей точкой, и параллельные ему хребты о-вов Маршалловых, Лайн, Туамоту, Кука. Все они простираются в соответствии с траекторией движения Тихоокеанской плиты.

Крупное скопление вулканических островов и гайотов в западно-центральной части Тихого океана, где вулканизм проявился особенно интенсивно в середине мела, было интерпретировано Л.П. Зоненшайном и М.И. Кузьминым уже не как горячая точка, а как целое горячее плато, связанное с мощной струей, поднимающейся от границы мантии и ядра. Современное положение этого пятна

намечается юго-восточнее, в районе Французской Полинезии (о. Таити и соседние острова).

Первоначально значительная часть внутренних поднятий океана с толстой корой относилась к категории **микроконтинентов**, но затем бурение и сейсмические исследования показали, что число настоящих представителей этой категории структур весьма ограниченно. В Атлантическом океане к ним относится плато Роколл близ Британских островов, банка Орфан близ Ньюфаундленда; в Индийском океане — плато Агульяс у южной оконечности Африки. Мадагаскар с его южным подводным продолжением, Сейшельские острова; в Тихом океане — возвышенности Лорд-Хау, Норфолк к востоку от Австралии, а также Новая Зеландия с Новозеландским подводным плато к востоку от нее; в Северном Ледовитом океане — хр. Ломоносова и под большим вопросом — хр. Альфа — Менделеева.

Микроконтиненты характеризуются плоским рельефом поверхности, лежащей на глубине до 2—3 км ниже уровня океана, но отдельные участки могут выступать в виде мелководных банок (Роколл) или даже островов, в некоторых случаях (например, Лорд-Хау) имеющих вулканическое происхождение. Особый случаи представляет крупный, гористый о. Мадагаскар. Подстилаются микроконтиненты типичной, но утоненной до 25—30 км континентальной корой.

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

Происхождение микроконтнпентов представляется достаточно ясным — она откалывались от континентов обычно на ранних стадиях раскрытия океана; затем ось спрединга перескакивала в центральную часть современного океана.

Контрольные вопросы

1. Что является главными элементами рельефа и структуры внутренних областей океанов?

2. Срединно-океанские хребты, их распостранение в пределах дна Мирового океана.

3. Строение срединно-океанского хребта, его поперечный профиль.

4. Рудоформирующие процессы в зонах срединно-океанских хребтов.

5. Особенности строения срединно-океанских хребтов в Атлантическом и Тихом океанах, их различия.

6. Сегментация зон срединно-океанских хребтов.

7. Абиссальные равнины дна океанов. Их строение, рельеф, структурные элементы.

Континентальные окраины

Переходные между континентами и океанами области имеют большое значение в геотектонике и геодинамике. Здесь накапливается основная масса осадков и вулканитов, здесь они подвергаются деформациям, здесь континентальная кора замещается субокеанской или океанской, а океанская преобразуется в континентальную. С практической точки зрения важно то, что эти области — основные зоны нефтегазонакопления.

Переходные области «океан – континент» обычно именуют **континентальными окраинами**, хотя они в такой же или даже большей мере являются окраинами океанов, занимая около 20% их площади. С позиций тектоники плит их подразделяют на два типа: пассивные (внутриплитные) и активные (субдукционные и трансформные). Трансформные пользуются наименьшим распространением.

Пассивные окраины впервые были выделены еще Э. Зюссом в 1885 г., указавшим на различие между двумя типами берегов — атлантическим, с несогласным срезанием складчатых систем суши береговой линией океанов, развитием широких прибрежных равнин и отсутствием параллельных берегу островных дуг, и тихоокеанским, обладающим противоположными признаками. В настоящее время *главными особенностями пассивных окраин* надо считать их внутриплитное положение и низкую сейсмическую и вулканическую активность с отсутствием глубинных сейсмофокальных зон.

В строении типичных пассивных окраин всегда выделяется *три главных элемента* (не считая прибрежной равнины): 1) шельф; 2) континентальный склон; 3) континентальное подножие.

Шельф обычно представляет собой подводное продолжение прибрежной равнины материка, обладает крайне пологим наклоном в сторону моря (до 1-3°) и имеет изменчивую ширину, достигающую многих сотен километров; наиболее широкий шельф окаймляет арктическое побережье России (до 15000 км). Внешний край шельфа, называемый его бровкой, лежит в среднем на глубине 100 м, но может спускаться до 350 м (у берегов Антарктиды). Поверхность шельфа представляет обычно аккумулятивную, реже абразионную равнину, но в ее выработке участвуют оба процесса, и шельф, в общем, является зоной активного воздействия волн.

Континентальный склон, как правило, представляет собой сравнительно узкую полосу дна шириной не более 200 км. Он отличается крутым уклоном, в среднем около 4°, но иногда гораздо больше, порядка 35 и даже до 90°. В его пределах глубина океана увеличивается от 100—200 до 1500—3500 м. Границы с шельфом и континентальным подножием бывают выражены в рельефе дна достаточно резкими перегибами, особенно первая.

Континентальное подножие может обладать значительной шириной, до многих сотен и даже тысячи километров (последнее — в Индийском океане). Оно полого наклонено в сторону абиссальной равнины (круче, чем шельф, но много положе, чем склон). Переход к абиссальной равнине знаменуется уменьшением уклона до почти горизонтального; он происходит на глубине около 5000 м. Континентальное подножие сложено мощной толщей осадков; мощность их иногда превышает 15 км, например, на североамериканской окраине Атлантики. Это основная область разгрузки обломочного и взвешенного материала, приносимого с суши, область лавинной седиментации, по выражению А.П. Лисицына. Нередко подножие представляет собой слившиеся конусы выноса подводных каньонов и долин, прорезающих континентальный склон (и частично само подножие) и часто представляющих продолжение речных долин суши. Особенно масштабны такие конусы выноса в Индийском океане — в Бенгальском заливе на продолжении дельты Ганга и Брахмапутры, в Аравийском море — дельты Инда. Значительны также конусы выноса Амазонки и Ориноко, Нигера и Конго в Атлантике и Нила — в Средиземном море. В составе их осадков значительную роль играют турбидиты — продукт отложения из мутьевых потоков и контуриты, отложенные придонными продольными течениями.

Еще одним, но не обязательным элементом строения пассивных окраин являются **краевые плато**. Они представляют собой опущенные на глубину до 2—3 км периферические участки шельфа, как бы ступени, отделенные от последнего либо уступом типа континентального склона, либо желобом рифтового происхождения. Последнее относится, в частности, к Квинслендскому краевому плато на северо-восточной окраине Австралии. Другими примерами краевых плато могут служить плато Эксмут, Уоллоби, Натуралиста на западной окраине Австралии, Вёринг у берегов Норвегии, Иберийское против Португалии и Сан-Паулу против Бразилии в Атлантике и др. Ширина таких плато достигает первых сотен километров.

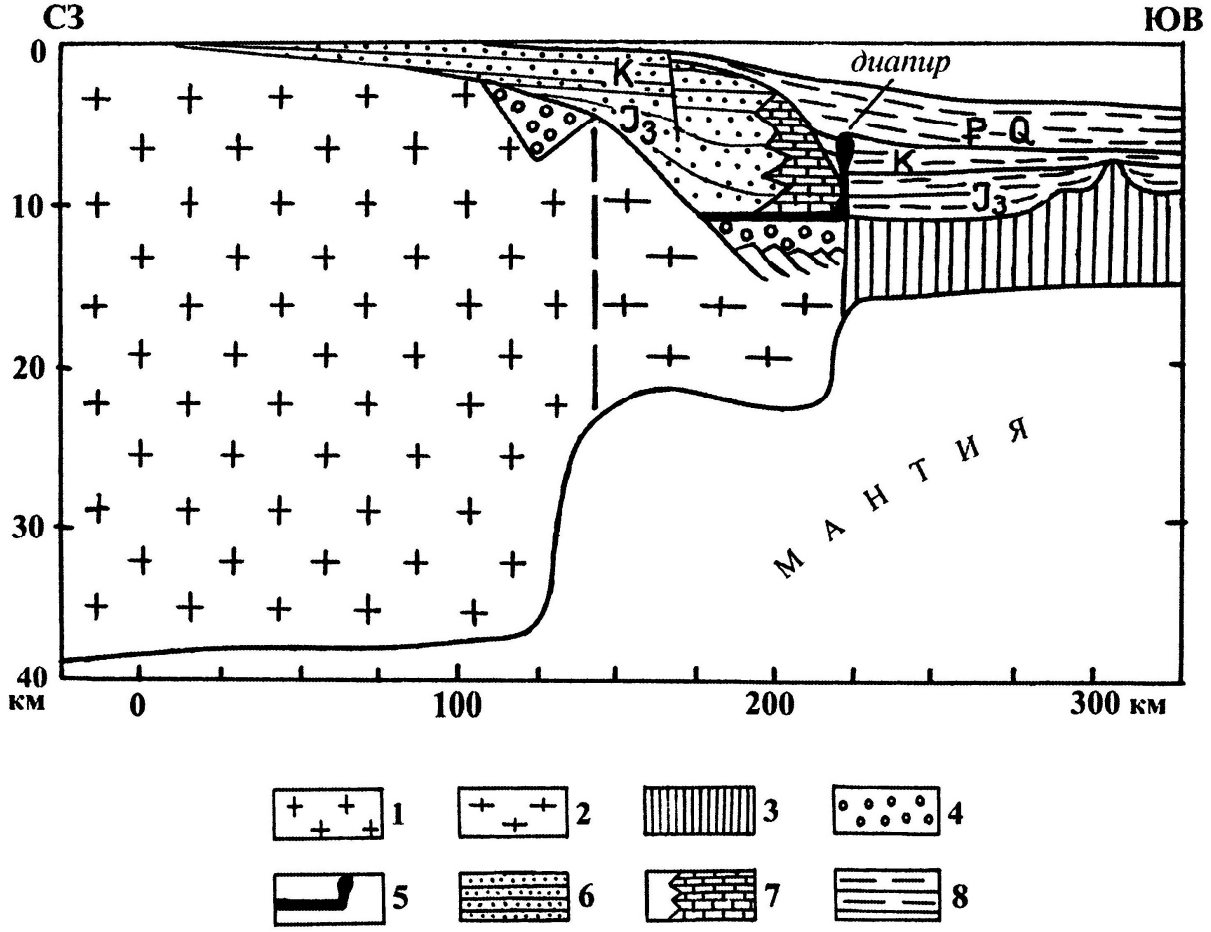


Рис. 7. Профиль через атлантическую пассивную окраину Северной Америки в Северной Каролине, по К. Хатчисону и др., 1982:
1 — континентальная кора; 2 — то же, утоненная на рифтовой стадии и пронизанная интрузиями; 3 — океанская кора (второй и третий слои); 4, 5 — формации дорифтовой и рифтовой стадий (триас—юра), в том числе каменная соль (5); 6—8 — формации послерифтовой стадии (юра—квартер): шельфовые (6), карбонатной банки или барьерного рифа (7), океанские (8)

Согласно данным глубоководного бурения и сейсмопрофилирования, шельфы и краевые плато обычно подстилаются той же консолидированной континентальной корой, как и прилегающая часть материка, но *эта кора утонена до 25—30 км*, разбита разломами и пронизана дайками основных пород. Ее верхняя часть обычно представляет чередование горстов и грабенов или полуграбенов, обычно с наклоном поверхности блоков фундамента и слоев в грабене в сторону континента и увеличением мощности осадков в них и том же направлении (рис. 7). Сбросы, разделяющие горсты и грабены, часто относятся к типу *листрических сбросов*, выполаживающихся с глубиной в сторону океана. В средней части коры или на границе Мохо они могут сливаться в единую поверхность срыва, полого наклоненную в ту же сторону. Грабены бывают выполнены континентальными обломочными осадками. Во влажном климате они угленосные, в аридном – красноцветные. Нередки прослои покровов толеитовых базальтов.

Вся эта структура формируется на *рифтовой стадии* развития будущей континентальной окраины, когда еще не произошло разделение континентов, но уже намечается их предстоящий раскол. Ее несогласно перекрывает плащ послерифтовых осадков, в аридном климате часто начинающийся эвапоритами, которые затем сменяются нормально-морскими отложениями. Эта толща плавно увеличивают свою мощность к бровке; её мощность отвечает размеру тектонического погружения. Если объем приносимого с суши материала превышает пространство возможного осадконакопления, этот материал сбрасывается за пределы шельфа и последовательно его наращивает, выдвигая бровку в океан. Это явление называется *проградацией*, или *боковым наращиванием*. Для него типично образование последовательно наслаивающихся друг на друга *клиноформ*, которые лучше всего видны на сейсмических профилях (рис. 7). Собственно говоря, весь шельф в разрезе представляет собой комплекс таких клиноформ

В аридном климате и при условии ограниченного поступления обломочного материала с суши бровка шельфа становится особенно подходящим местом для роста **барьерных рифов**. Здесь наблюдается сочетание таких благоприятных для этого условий, как прозрачная вода с хорошей аэрацией и притоком питательных веществ со стороны океана, небольшая глубина, постоянное погружение, достаточно медленное, чтобы за ним поспевал рост рифовых по-

строек. Именно в таких условиях развивается современный большой Барьерный риф северо-восточной Австралии, а в раннем мелу вся пассивная атлантическая окраина Северной Америки оказалась опоясанной барьерным рифом, протянувшимся от Мексики до Ньюфаундленда.

Присутствие в основании пострифового комплекса эвапоритов создает предпосылку для проявления *соляного диапиризма*, ярко выраженного вдоль бразильской, габонской и ангольской окраин Южной Атлантики и в некоторых других районах. На границе шельфа и склона может наблюдаться выдавливание соли с образованием соляных валов, как в Мексиканском заливе. Подобные проявления диапиризма на континентальных окраинах бывают связаны не только с солями, но и с сохранившими пластичность глинами, например, в дельтах Нигера и Миссисипи.

Континентальные склоны и внутренние части континентальных подножий подстилаются переходной, или *субокеанской, корой*, т.е. резко утоненной, переработанной и часто пронизанной дайками основных магматитов первично-континентальной корой. Граница этой переходной коры и собственно океанской проходит в средней части континентального подножия (рис. 7); ее трудно уловить под мощной толщей осадков.

Активные окраины имеют гораздо более сложное строение и испытывают более сложное развитие, чем пассивные.

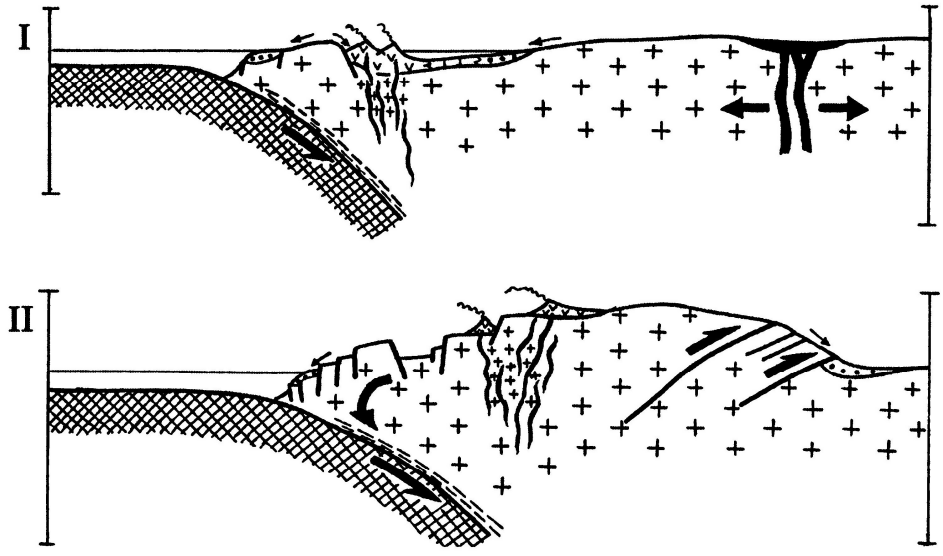


Рис. 8. Смена геодинамической обстановки в развитии активной континентальной окраины Центральных Анд, по М.Г. Ломизе (1983): I — ранний мел, обстановка зондского типа; II — миоцен—квартер, обстановка современного андского типа

Их главная особенность — наличие активно действующей *сейсмофокальной зоны*, с которой связана не только сейсмичность, но и магматическая деятельность, а также складчато-надвиговые деформации, метаморфизм. В общем, активные окраины занимают пространство между этими зонами, собственно и являющимися зонами конвергенции плит и зонами субдукции, с одной стороны, и континентами — с другой.

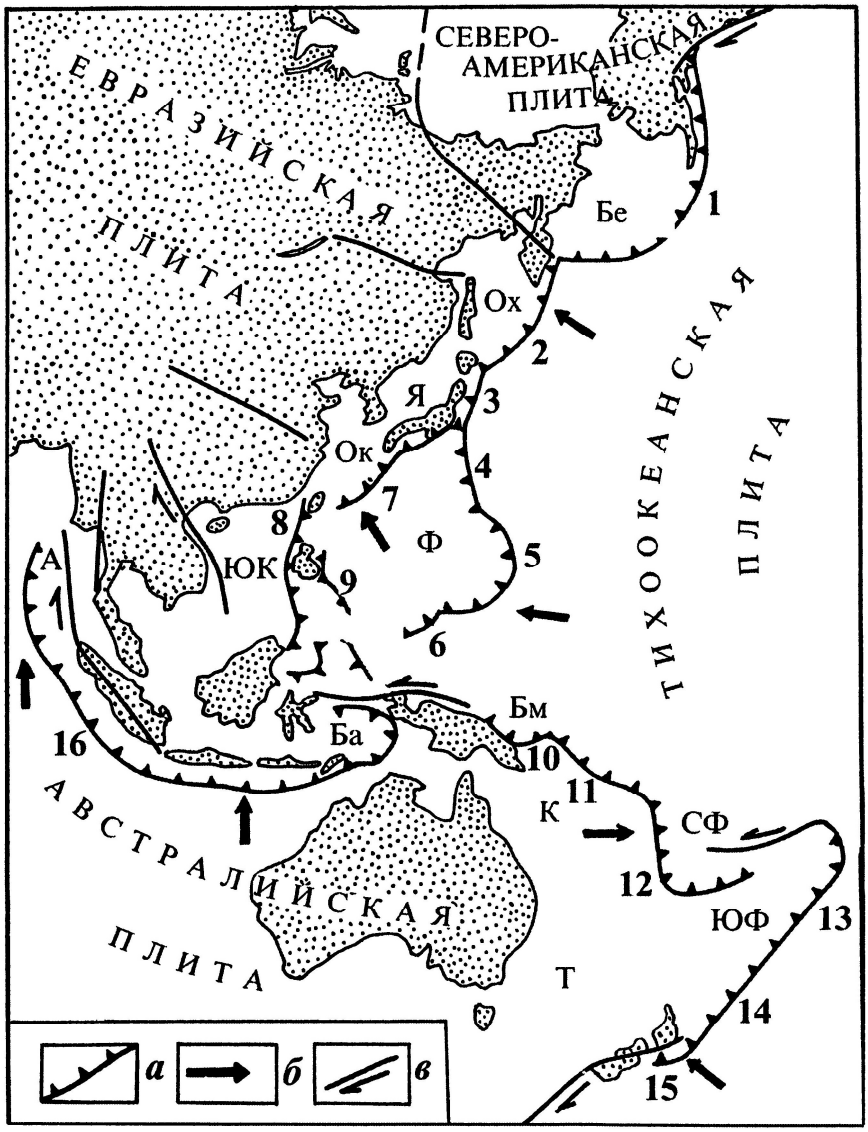


Рис. 9. Островные дуги и краевые моря на западном и северном обрамлении Тихого океана. По Л.Жоливе и др. (1989). Краевые моря и их бассейны: Бе — Берингово, Ох— Охотское, Я — Японское, Ок — Окинава, Ф — Филиппинское, А — Андаман, Ба — Банда, Бм — Бисмарка, СФ — Северо-Фиджийский, ЮФ — Южно-Фиджийский, ЮК — ЮжноКитайское, К — Коралловое, Т — Тасманово. а — зоны субдукции и связанные с ними островные дуги (1 — Алеутская, Курило-Камчатская, 3 — Японская, 4 — Идзу-Бонинская, 5 — Марианская, 6 — Яп, 7 — Рюкю, 8 — Манильская, 9 — Филиппинская, 10 — Новобританская, 11 — Соломон, 12 — Новогебридская, 13 — Тонга, 14 — Кармадек, 15 — Новозеландская, 16 — Зондская); б — векторы конвергенции литосферных плит; в — крупные разломы и смещение по ним

Среди активных окраин четко выделяются два типа: *приконтинентальный* (или *восточно-тихоокеанский*) (рис. 8) и *островодужный* (или *западно-тихоокеанский*) (рис. 9).

Оба типа характеризуются наличием глубоководного жёлоба, вдоль оси которого на поверхность выходит зона субдукции. *В* **приконтинентальном типе** переход от глубоководного желоба к континенту выражен крутым внутренним склоном этого желоба, являющимся одновременно континентальным склоном и узким шельфом. Ширина всей этой зоны составляет порядка 200 км. Край континента оказывается приподнятым, он надстроен вулканоплутоническим поясом. Типичный пример современной активной окраины данного типа дает тихоокеанская окраина Южной Америки (рис. 8, 10), вдоль которой протягивается высокая горная цепь Анд; отсюда ее другое название — **андский тип**.

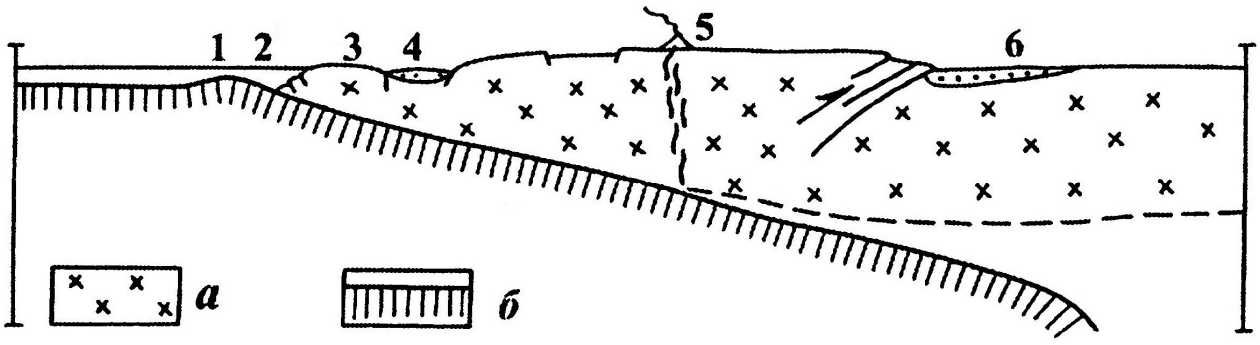


Рис. 10. Активная окраина приконтинентального (андского) типа
а – континентальная литосфера, б – океанская литосфера
Структурные элементы: 1 – краевой вал, 2 – глубоководный жёлоб, 3 – береговой хребет, 4 – фронтальный прогиб, 5 – главный хребет, 6 – тыловой прогиб

Второй, **островодужный, тип** активных окраин включает следующие элементы (рис. 11): 1) собственно континентальная окраина, мало отличающаяся от пассивных окраин, но более узкая; 2) глубоководная котловина окраинного моря; 3) вулканическая островная дуга; 4) глубоководный желоб; 5) краевой вал океана. Этот тип подводных окраин в современную эпоху наиболее полно развит в западной части Тихого океана, на переходе к материкам Азии и Австралии, включая область Индонезийского архипелага (рис. 9). К нему относятся также расположенные между Атлантическим и Тихим океанами Антильско-Карибская область и область моря Скотия.

Краевые валы представляют собой пограничные поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана, вы-

тянутые параллельно желобу. Это пологие вздутия океанского ложа высотой в сотни метров, сложенные типичной океанской корой максимальной мощности. Примером краевого вала может служить вал Сенкевича вдоль Курило-Камчатского желоба. Происхождение валов связываемся со сжатием океанской литосферы при ее погружении в зону субдукции.

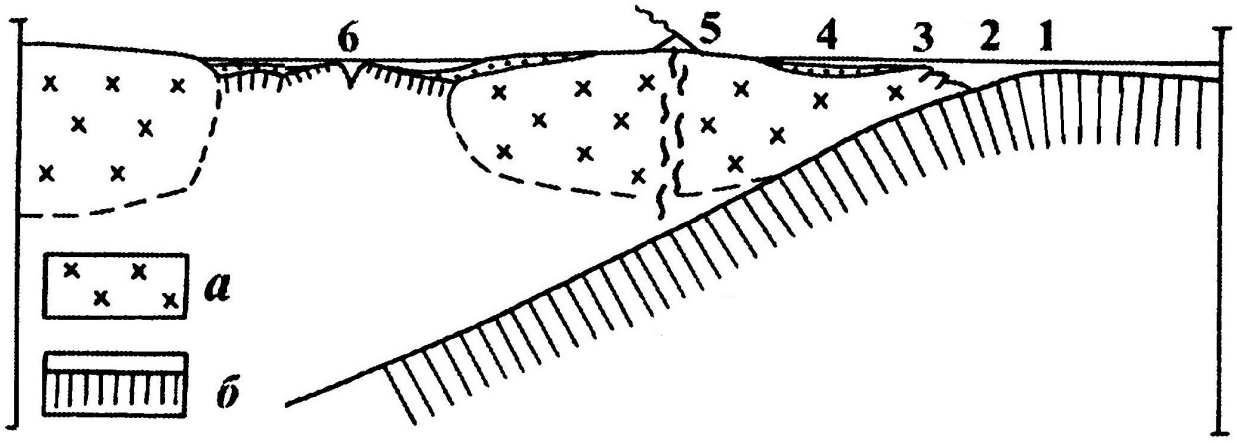


Рис. 11. Активная окраина островодужного типа
а – континентальная литосфера, б – океанская литосфера
Структурные элементы: 1 – краевой вал, 2 – глубоководный жёлоб, 3 – подводная терраса или невулканическая островная дуга, 4 – преддуговой прогиб, 5 – вулканическая островная дуга (энсиалическая), 6 – котловина окраинного моря

Глубоководные желоба — важнейший элемент строения активной окраины, тесно сопряженный с вулканической дугой. В плане они также имеют дугообразную форму, протягиваясь на сотни, иногда более 1000 км и сочленяясь, как и дуги, под некоторым углом. Глубина желобов в пределе достигает 11 км, максимально в Марианском желобе (11 022 м — наибольшая глубина всего Мирового океана). В поперечном сечении желоба имеют V-образную форму, но всегда заметно асимметричную: внутренний склон более крутой и высокий, чем внешний. С осью желоба совпадает выход на поверхность сейсмофокальной зоны. Внутренний склон желобов может быть местом накопления *акреционной призмы* (скученного и смятого осадочного материала, наращивающего континентальную плиту), ширина которой может достигать 300 км, например, в районе о. Барбадос. В других случаях эта призма очень узкая, например у Марианского желоба, или практически отсутствует; это означает, что океанская плита вместе со своим осадочным слоем полностью поглощается в зоне субдукции, т. е. уходит в мантию.

По мере роста аккреционного клина обычно происходит его подъем, причем нередко более древняя, верхняя часть клина поднимается над уровнем океана в виде внешней, *невулканической дуги*. Такая дуга протягивается вдоль Зондского желоба против Суматры и Явы в виде о-вов Ментавай, элементом внешней дуги является о. Барбадос к востоку от Малых Антильских островов. Между внешней дугой и главной, вулканической, дугой простирается *преддуговой прогиб,* выполняемый осадками, сносимыми как с невулканической, так и в основном с вулканической дуги и представленными терригенными породами, в особенности граувакками.

Вулканические дуги протягиваются параллельно желобам на расстоянии порядка 200—300 км от их оси; это расстояние зависит от наклона сейсмофокальной зоны. Ширина самой активной вулканической зоны составляет не более 50 км. Вулканические дуги существуют двух типов: энсиматические и энсиалические. *Энсиматические дуги* закладываются на океанской коре (дуги Южно-Сандвичева (Скотия), Тонга — Кермадек, Марианская, Алеутская), а э*нсиалические* образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов, отторгнутых от континента (Японская дуга, Камчатская, возможно с ее Курильским продолжением, частично Филиппинская и некоторые другие). В основании вулканических дуг формируются интрузии гранитоидов — преимущественно диоритов, тоналитов, гранодиоритов в энсиматических дугах, нормальных гранитов — в энсиалических.

Задуговые (тыльно-дуговые) окраинные моря, располагаются между островными дугами и континентом. Они могут обладать значительной глубиной (более 4000 м) и подстилаются в своей глубоководной части корой океанского типа. Целая цепь таких бассейнов протягивается в западной части Тихого океана, вдоль окраин Азии и Австралии. Многие из этих бассейнов образовались в обстановке растяжения, о чем свидетельствуют и утонение литосферы, и повышенный тепловой поток, и в особенности появление спрединговых линейных магнитных аномалий. Наиболее отчетливо они выражены в Филиппинском, Южно-Китайском морях, а также в море Скотия. Осадки, накапливающиеся на дне окраинных морей, имеют различное происхождение. На склоне, обращенном к вулканической дуге, накапливаются преимущественно островодужными породами т.е. вулканогенно-обломочные образования и пирокластика. На противоположном склоне, обращенном к континенту,

формируются подводные конусы выноса. Бывают развиты турбидиты и может формироваться флиш. В центральных, глубоких частях бассейнов отлагаются глины, преимущественно монтмориллонитовые, биогенные илы и эоловые осадки, принесенные с суши. Местами проявляется базальтовый вулканизм.

Трансформные окраины континентов менее распространены и не встречаются в чистом виде. Этот тип окраин может быть разделен на два подтипа — трансформные дивергентные окраины и трансформные конвергентные окраины.

Типичным примером современной *трансформной дивергентной окраины* является атлантическая окраина Африки на участке северного побережья Гвинейского залива, где Африканский континент как бы подрезан экваториальной зоной разломов Атлантики (рис. 12). Здесь проявлены все характерные черты трансформной окраины: узкий шельф, узкий и очень крутой континентальный склон, с основанием которого совпадает резкая тектоническая граница между континентальной и океанской корой, практически без переходной коры между ними, слаборазвитое континентальное подножие. По разлому на границе континент/океан наблюдаются как вертикальные сбросовые, так и горизонтальные сдвиговые смещения, т.е. эта граница носит транстенсивный, сдвигово-раздвиговый характер.

Такие же, но менее протяженные окраины развиты в Атлантике вдоль южного ограничения Ньюфаундлендского выступа Северной Америки, вдоль южного ограничения Фолклендского плато и вдоль юго-восточного ограничения Южной Африки. Обе последних обусловлены существованием крупнейшего Фолклендско-Агульясского разлома. В Индийском океане трансформный характер имеет восточное ограничение Мадагаскара и его подводного продолжения, юго-восточное ограничение Аравийского полуострова, а также некоторые участки северо-западного и южного обрамления Австралии. В Тихом океане к данному типу и подтипу принадлежит северная окраина Новозеландского плато.

Трансформные конвергентные окраины представлены на двух участках тихоокеанской окраины Северной Америки — на севере против Канады и юго-восточной Аляски, где такой характер окраины определяется сдвигом вдоль архипелага Королевы Шарлотты, и против Калифорнии. В первом случае картина строения окраины весьма сходна с предыдущим подтипом и отличием является, по-

жалуй, лишь принадлежность к конвергентной в целом границе Северной Америки, с нырянием под нее Восточно-Тихоокеанского поднятия. Вторым примером трансформной конвергентной окраины является так называемый Калифорнийский бордерленд. Он представляет участок подводной окраины к югу от Поперечных хребтов Калифорнии, находящийся между двумя параллельными сдвигами: сдвигом Сан-Андреас, проходящим по суше, и сдвигом, ограничивающим бордерленд со стороны океана. По существу, этот бордерленд представляет недавно погруженный участок континента, на котором по соседству с ним распространены такие же бассейны.

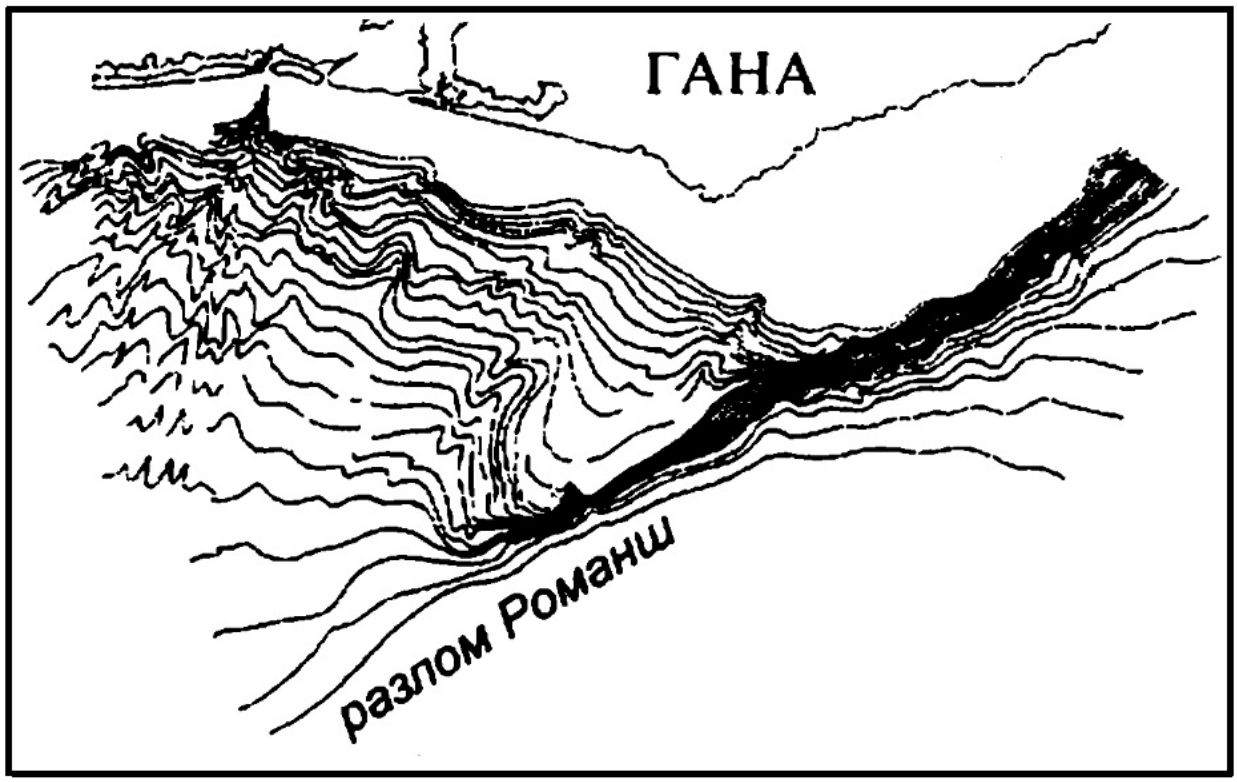


Рис. 12. Трансформная окраина Африканского континента в Гане, выражение в подводном рельефе. По Ж. Масклю и К. Басилю (1998), Р.А. Эдвардсу (1997)

Контрольные вопросы

1. Какие бывают типы континентальных окраин?
2. Элементы пассивных континентальных окраин.
3. Для какого океана типичны пассивные континентальные окраины?
4. Что представляет собой проградация шельфа?
5. Каковы условия формирования барьерных рифов?
6. Какие выделяют типы активных континентальных окраин?
7. Перечислите известные структурные элементы активных континентальных окраин.
8. В чём отличия Японской и Марианской островных дуг?
9. Какие континентальные окраины относятся к типу трансформных?

Складчатые пояса континентов

Крупные складчатые пояса, разделяющие и обрамляющие древние платформы с докембрийским (архей, нижний и средний протерозой) фундаментом, начали формироваться в позднем протерозое (1,0—0,85 млрд лет). Протяженность складчатых поясов составляет многие тысячи километров, ширина обычно превышает тысячу километров. Главными складчатыми поясами планеты являются следующие (рис. 13).

1. *Тихоокеанский* (Круготихоокеанский) *пояс,* обрамляющий впадину Тихого океана и отделяющий ее от древних платформ (кратонов): Гиперборейской на севере, Сибирской, Китайско-Корейской, Южно-Китайской, Австралийской на западе, Антарктической на юге и Северо- и Южно-Американских на востоке. Этот пояс нередко делится на два — Западно- и Восточно-Тихоокеанские; последний именуется еще Кордильерским.

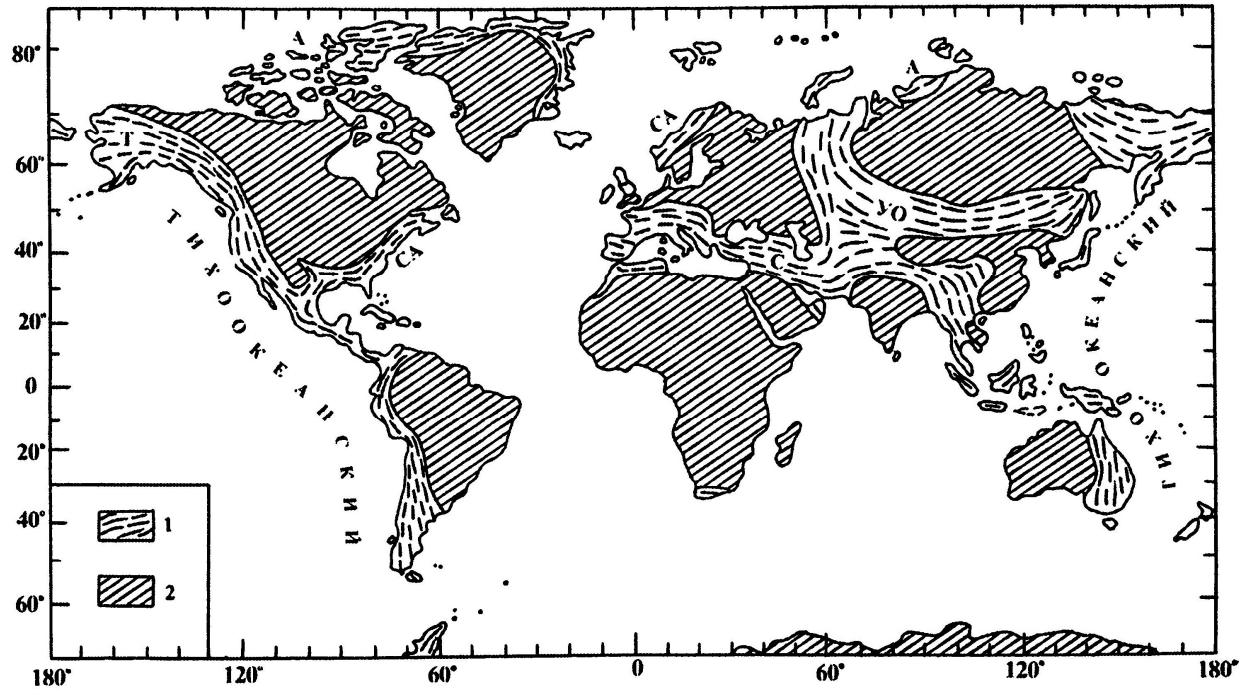


Рис. 13. Главные складчатые пояса фанерозоя, по К. Сайферту, Л. Сиркину (1979), с изменениями: 1 — складчатые пояса (Т — Тихоокеанский, УО — Урало-Охотский, С — Средиземноморский, СА — Северо-Атлантический, А — Арктический); 2 — древние платформы (кратоны) и их фрагменты

2. *Урало-Охотский,* или Урало-Монгольский, *пояс,* простирающийся от Баренцева и Карского до Охотского и Японского морей и отделяющий Восточно-Европейскую и Сибирскую древние платформы от Таримской и Китайско-Корейской. Имеет дугооб-

разную форму с выпуклостью к юго-западу. Северная часть пояса простирается субмеридионально и именуется Урало-Сибирским поясом, южная простирается субширотно и называется Центральноазиатским поясом. На севере сочленяется с Северо-Атлантическим и Арктическим поясами, на востоке — с Западно-Тихоокеанским.

3. *Средиземноморский пояс* пересекает земной шар в широтном направлении от Атлантического океана до Южно-Китайского моря, отделяя южную группу древних платформ, до середины юры составлявшую суперконтинент Гондвану, от северной группы: Северо-Американской, Восточно-Европейской, Таримской, Китайско-Корейской. На западе сочленяется с Восточно-Тихоокеанским (Кордильерским), на востоке — с Западно-Тихоокеанским поясами. После полного раскрытия в середине мела Атлантического океана пояс замкнулся на западе, упираясь в последний. В районе Южного Тянь-Шаня практически смыкается с Урало-Охотским поясом.

4. *Северо-Атлантический пояс* отделяет Северо-Американский кратон от Восточно-Европейского и на юге сочленяется со Средиземноморским поясом, а на севере — с Арктическим на западе и Урало-Охотским на востоке.

5. *Арктический пояс* протягивается от Таймыра на северо-востоке до Гренландии вдоль современных северных окраин Азии и Северной Америки, отделяя Сибирский и Северо-Амсриканский кратоны от Гиперборейского (Арктиды). На западе он сочленяется с Урало-Охотским поясом, на востоке — с Северо-Атлантическим.

Все перечисленные складчатые пояса возникли в своей основной части в пределах древних океанских бассейнов или на их периферии (Тихий океан). Предшественником Урало-Охотского пояса был Палеоазиатский океан, Средиземноморского пояса — океан Тетис, Северо-Атлантического пояса — океан Япетус, Арктического пояса — Бореальный океан. Свидетельством океанского происхождения складчатых поясов является присутствие в них многочисленных выходов офиолитов — реликтов океанской коры литосферы. Все названные океаны, кроме Тихого, были вторичными, образованными в результате раздробления и деструкции суперконтинента Пангея I, объединявшего в среднем протерозое современные древние платформы. Доказательством такого их происхождения является присутствие в них многочисленных блоков раннедокембрийской континентальной коры — микроконтинентов и несо-

гласное срезание контурами поясов элементов ранней структуры древних платформ; примером последнего могут служить восточные и южные ограничения Восточно-Европейской платформы.

Внутреннее строение складчатых поясов отличается большой сложностью, ибо любой такой пояс представляет собой коллаж разнородных структурных элементов — обломков континентов, островных дуг, образований ложа океанов и их окраинных морей, внутриокеанских поднятий.

Несмотря на существенные индивидуальные различия в строении современных и древних зон коллизии, у них существуют некоторые общие черты, отражающие закономерную последовательную смену структурных зон вкрест простирания складчатого пояса (рис. 14).

Перед фронтом складчатой зоны, иногда – примерно симметрично с обеих сторон, а иногда – только с одной стороны, расположены удлиненные погружения краев (или края) континентальной платформы, заполненные мощными осадочными толщами. Эти депрессии фундамента называются **краевыми (или предгорными) прогибами**.

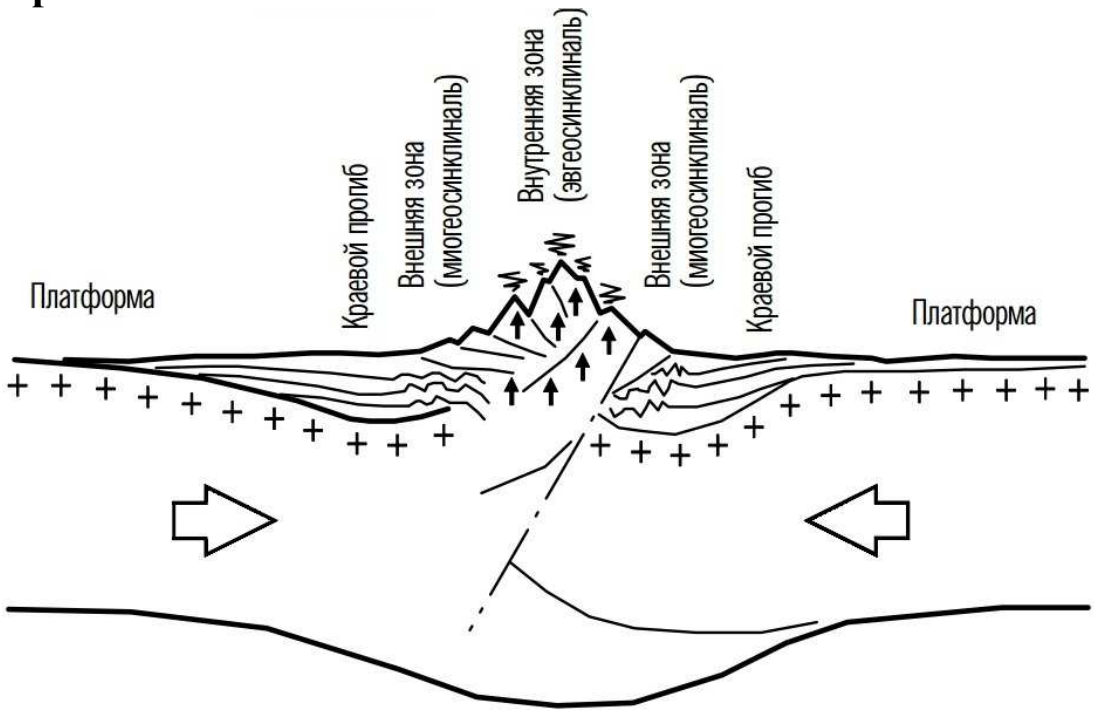


Рис. 14. Схематический разрез складчатого пояса

Краевые прогибы являются реликтами прежних пассивных окраин океанов, начавших свое формирование на огромном расстоянии от результирующего коллизионного пояса, следовательно, краевые прогибы всегда древнее собственно коллизионной стадии.

На последней же осадочный чехол краевых прогибов лишь наращивается сверху продуктами размыва воздымающихся горных сооружений.

В полосе краевого прогиба, непосредственно прилегающей к горной цепи, осадочные толщи обычно деформированы и перекрыты крупными надвигами – *шарьяжами*. По фронту деформаций и шарьяжей проводится граница между краевым прогибом и **внешней зоной складчатого пояса** (в устаревшей терминологии внешняя зона называлась *миогеосинклиналью*). Внешняя зона складчатого пояса амагматична. Ее основанием служит фундамент, сформировавшийся в области бывшей пассивной окраины и потому имеющий переходной тип от континентального к океанскому.

Вслед за краевым прогибом и внешней зоной располагается **внутренняя зона складчатого пояса** (в устаревшей терминологии – *эвгеосинклиналь*). В отличие от внешней зоны в строении внутренней зоны коллизионного пояса большое место занимают продукты вулканизма, преимущественно андезитового состава. Она также содержит офиолитовые комплексы, протягивающиеся в виде швов вдоль горного сооружения, и представляющие собой фрагменты океанской коры, сначала надвинутые на края островных дуг и пассивных окраин в процессе обдукции, а уже позднее попавшие вместе с ними в коллизионный процесс.

В ходе формирования внутренней зоны складчатого пояса происходило частичное переплавление уже новообразованной континентальной коры и внедрением гранитоидных интрузий с образованием *гранитогнейсовых куполов*. Для внутренних зон складчатых поясов характерен также высокотемпературный метаморфизм, ослабевающий по мере движения к внешним зонам. Кроме того, в этих зонах часто присутствуют древние кристаллические блоки – **микроконтиненты** (в устаревшей терминологии – *срединные массивы*). Они гораздо древнее складчатых поясов, в состав которых входят, а иногда даже океанов, закрытием которых началось образование коллизионного пояса. Некогда микроконтиненты были отторгнуты рифтингом от краев крупных и древних материков, после чего испытали значительные латеральные перемещения в составе океанских плит, а затем были впечатаны в островные дуги по периферии закрывающихся океанов и вместе с ними вошли в состав коллизионных поясов.

В 70-х — начале 80-х гг. на материале Северо-Американских Кордильер возникла концепция, получившая название **концепции террейнов**. Было установлено, что внутренние зоны Кордильер состоят из большого числа блоков, разделенных разломами как надвигового, так сдвигового и сбросового типов, причем каждый такой блок — *террейн* — характеризуется специфическим литолого-стратиграфическим разрезом, структурой, геологической историей, тектонической природой. Эта природа разнообразна: террейны могут представлять обломки микроконтинентов, островных дуг, вулканических энсиматических и энсиалических, невулканических, внутриокеанских поднятий, изометрических (типа поднятия Шатского), линейных (типа асейсмических хребтов вроде хр. Наска в Тихом океане), крупных гайотов. Соседствующие друг с другом террейны могут настолько отличаться в этом смысле, что они не могли первоначально располагаться рядом — их различия не могут быть объяснены перемещением по разграничивающим разломам. Их современное смежное положение является вторичным и возникло в процессе горизонтальных перемещений. Некоторые факты свидетельствуют, что такое перемещение могло быть значительным — до сотен и даже тысяч километров.

Контрольные вопросы

1. Перечислите известные вам складчатые пояса континентов.
2. Что было на месте главных складчатых поясов Земли в прошлом?
3. Что относится к главным элементам внутренней структуры складчатых поясов?
4. Что такое террейн?

Области внутриконтинентального орогенеза

Помимо орогенов — складчато-покровных горных сооружений, возникших в пределах основных подвижных поясов Земли, в зонах конвергенции главных литосферных плит, — существуют горные сооружения, образованные в удалении от этих зон, в пределах внутренних континентальных частей литосферных плит, т.е. *во внутриплитной обстановке*. Эти горные сооружения образуются без предварительной «геосинклинальной подготовки» в областях, которые перед тем более или менее длительное время развиваются

в спокойном платформенном тектоническом режиме на зрелой континентальной коре и, соответственно, не характеризуются мощным морским осадконакоплением и подводным и островодужным вулканизмом. Их нередко в связи с этим именуют **вторичными**, или **эпиплатформенными, орогенами** в отличие от *первичных, эпигеосинклинальных*, а сам процесс начала их образования после относительного тектонического покоя называют **тектонической активизацией** (В.В. Белоусов).

Наиболее крупным в мире и типичным поясом внутриконтинентального орогенеза является *Центральноазиатский пояс*. Он включает горные сооружения Гиндукуша, Тянь-Шаня, Памира, Куньлуня, Наньшаня, Циньлина, Алтая, Саян, Прибайкалья, Забайкалья, Станового хребта.

Центральноазиатский пояс непосредственно примыкает с севера к первичному орогену – Альпийско-Гималайскому поясу, и начал формироваться одновременно, а частично непосредственно вслед за ним, что указывает на общую причину их образования. Причину большинство современных исследователей усматривает в столкновении (коллизии) Индостанской и Евразийской континентальных плит, начавшемся в позднем эоцене, около 50 млн лет назад. В результате в пределах Евразийской плиты произошло общее смятие в крупные складки, которым отвечают отдельные хребты и межгорные впадины Центральноазиатского пояса. Согласно Л.П. Зоненшайну, здесь сформировался своеобразный пояс межплитного торошения, связанного с конвергенцией этих плит, движущихся навстречу друг другу с разных направлений. С позиций двухярусной тектоники плит (Л.И. Лобковский), учитывающей реологическую расслоенность литосферы, при столкновении Индийской плиты с Евразийской литосферная мантия первой испытала субдукцию, поддвиг под вторую, в то время как более пластичная нижняя кора — нагнетание к северу под влиянием напора коры Индийской плиты. Это нагнетание и вызвало коробление верхней, более жесткой коры Центральноазиатского пояса с образованием системы горных сооружений и разделяющих их межгорных прогибов.

Центральноазиатский пояс — наиболее крупный и яркий, но не единственный пример вторичных орогенов, непосредственно прилегающих к первичным, т.е. перигеосинклинальных, по В.Е. Хаину. Подобные орогены сопровождают с востока, со стороны древних континентальных платформ, как Северо-Американские,

так и Южно-Американские Кордильеры. Здесь особенно показательна область Восточных Скалистых гор и плато Колорадо в Северной Америке. В Андах Южной Америки подобного типа сооружения представлены Восточной Кордильерой Центральных Анд. К этой же категории относятся некоторые поднятия на северной периферии Альпийско-Гималайского пояса, такие, как Горный Крым, Передовой хребет Большого Кавказа и др.

Все эти структурные и геоморфологические поднятия представляют продукт коллизии литосферных плит, несколько более удаленный от шва столкновения, чем первичные, эпигеосинклинальные орогены. Однако существуют и *еще более удаленные, на расстояние в сотни километров, складчатые поднятия*, отделенные от основных складчатых поясов пространствами субгоризонтального залегания платформенного чехла. О том, что и их образование связано с коллизией, свидетельствует параллельность их простирания основным складчатым поясам и совпадение времени их образования с главной эпохой деформаций последних. Как правило, эти поднятия возникают на месте ранее существовавших рифтов — *авлакогенов* — и являются, таким образом, результатом их инверсии. Причиной последней служит тангенциальный стресс, исходящий от орогенного пояса, т.е. от зоны коллизии, что подтверждается наблюдениями над современным напряженным состоянием коры, указывающими на повсеместно распространенное внутриплитное сжатие, ориентированное в направлении либо от срединно-океанских хребтов, либо от таких орогенов, как Альпы или Кордильеры.

Примером поднятий и зон складчатых дислокаций такого типа могут служить валы Западной и Центральной Европы — Уилд-Булонне, Поморский и другие, Горный Мангышлак в Закаспии, Пальмириды в Сирии, Высокий, Средний, Сахарский Атлас в Марокко и Алжире, Кельтиберийские цепи в Испании. Эти сооружения могут быть названы *телеколлизионными*.

Существуют, однако, зоны внутриплитных дислокаций и поднятий, *которые не могут быть связаны ни с какими зонами коллизии, синхронной времени их образования*. Таков Уральский кряж, простирающийся перпендикулярно Альпийско-Гималайскому и Центральноазиатскому поясам и отделенный от них значительным недислоцированным пространством. Логичнее всего объяснить возрождение горного рельефа Урала и некоторую деформацию сла-

гающих его отложений (до эоценовых включительно) воздействием того же внутриплитного стресса на герцинскую ослабленную, сутурную зону. Знаменательно, однако, что новейшее поднятие Урала, не распространившееся на всю позднепалеозойскую складчатую систему, совпало во времени с образованием Центральноазиатского и Альпийско-Гималайского поясов.

С совершенно особыми типами внутриплитных поднятий мы сталкиваемся *на периферии континентальных рифтов и океанских впадин*. В первом случае эти поднятия являются побочным продуктом рифтогенеза — мантийный диапир, подстилающий рифтовую систему, оказывается шире самой рифтовой впадины и вызывает воздымание ее плечей. Во втором случае вначале, когда раскрытие океана только начинается, имеет место аналогичный процесс. Но он не может объяснить образование периокеанских поднятий типа Западных и Восточных Гат Индостана, Сьерры-ду-Мар Бразилии и ряда аналогичных, поскольку они возникли или возродились намного позже, чем начался спрединг на соответствующем участке океана. Такое объяснение попытались предложить Л.И. Лобковский и В.Е. Хаин исходя из концепции двухъярусной тектоники плит, связав образование этих поднятий с оттоком пластичного нижнекорового материала и встречным нагнетанием со стороны океана аномальной мантии вследствие растекания ее выступа под осью спрединга.

Еще труднее истолковать происхождение внутриплитных поднятий, находящихся *в глубине континентов и имеющих более или менее изометричные очертания*, например, плато Путорана в Сибири, плато Карру в Южной Африке, горы Макдоннелл и Масгрейв в центре Австралии, массивы Ахаггар и Тибести в Сахаре и т.п. Только в последнем случае (Сахара) в пределах таких поднятий наблюдаются проявления молодой магматической активности. Но и в остальных случаях можно связать образование этих поднятий с подъемом магмы в «*горячих точках*».

Из сделанного обзора можно прийти к выводу, что в природе существует довольно большое разнообразие морфологических и генетических типов внутриплитных складчатых и нескладчатых поднятий, многие из которых представляют собой настоящие орогены, сравнимые по масштабу с новообразованными, первичными или эпигеосинклинальными. Наиболее крупные из них подобно последним непосредственно связаны с эффектом коллизии литосфер-

ных плит, другие представляют собой отдаленное следствие той же коллизии, третьи требуют особого объяснения, в частности в рамках представления о «горячих точках». В сумме эти внутриконтинентальные орогены занимают на современной поверхности Земли площадь, не меньшую, чем молодые, первичные орогены, что подчеркивает их значение.

Контрольные вопросы

1. В чём отличие между вторичными и первичными орогенами?
2. Приведите примеры внутриплатформенных орогенов.
3. Как называют процесс формирования внутриплатформенных орогенов?
4. Перечислите известные вам генетические типы внутриплатформенных орогенов.

Континентальные платформы

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

Значительные площади в пределах платформ покрыты неметаморфизованным **осадочным чехлом** толщиной до 3—5 км и в наиболее глубоких прогибах и впадинах до 10—12 и даже, в исключительных случаях (Прикаспийская впадина), до 20—25 км. В состав чехла могут входить покровы платобазальтов и изредка более кислых вулканитов. На участках, не покрытых чехлом, на поверхность выступает **фундамент платформы**, сложенный в различной степени метаморфизованными, а также интрузивно-магматическими породами, среди которых ведущая роль принадлежит гранитам.

Платформы обычно характеризуются равнинным рельефом, то низменным, то плоскогорным. Некоторые их части могут быть покрыты мелким, эпиконтинентальным морем типа современных Балтийского, Белого, Азовского. Их характеризуют также низкая ско-

рость современных вертикальных движений, слабая сейсмичность, отсутствие или редкое проявление вулканической деятельности, пониженный по сравнению со среднеземным тепловой поток. В общем, платформы — это наиболее устойчивые и спокойные участки земной поверхности.

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

В **фундаменте древних платформ** преобладают архейские образования, за ними идут раннепротерозойские, подчиненно — среднепротерозойские. Верхнепротерозойские породы участвуют в строении фундамента лишь двух древних платформ: Южно-Американской и Африканской. Эти образования, как правило, глубоко метаморфизованы, в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций метаморфизма. Главную роль среди них играют гнейсы и кристаллические сланцы, широко распространены граниты. Поэтому такой фундамент называют гранитогнейсовым или **кристаллическим**. Скорость продольных сейсмических волн в верхней части составляет 6,0—6,6 км/с.

Древние платформы имеют полигональные очертания и отделены от смежных складчато-надвиговых сооружений орогенов их передовыми прогибами, наложенными на опущенные края этих платформ, либо непосредственно тектонически перекрыты их надвинутыми периферическими зонами.

Молодые платформы занимают значительно меньшую площадь в структуре материков (около 5%) и располагаются либо по их периферии, как Средне- и Западно-Европейские, Восточно-Австралийская и Патагонская, либо между древними платформами, как, например, Западно-Сибирская платформа между древними Восточно-Европейской и Сибирской. **Фундамент молодых платформ** слагается в основном фанерозойскими осадочно-

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

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

Осадочный чехол молодых платформ имеет в основном юрско- или мел-четвертичный возраст; на эпигерцинских платформах чехол начинается с верхней перми, на эпикаледонских — с верхнего девона. Геологи-нефтяники нередко выделяют между складчатым основанием и типичным чехлом молодых платформ *промежуточный комплекс*, выполняющий обычно отдельные впадины. Он отличается от фундамента слабой дислоцированностью и полным отсутствием метаморфизма и гранитов, а от чехла отделяется несогласием и обнаруживает большую уплотненность своих пород. К этому комплексу относятся образования двух типов: 1) осадочное, молассовое или молассово-вулканическое выполнение межгорных впадин последнего орогенного этапа развития подвижного пояса, предшествовавшего образованию платформы; 2) обломочное и обломочно-вулканогенное выполнение грабенов, образованных на

стадии перехода от орогенного этапа к раннеплатформенному. На Западно-Сибирской и Скифско-Туранской платформах промежуточный комплекс имеет соответственно позднепалеозойский и триасово-раннеюрский возраст.

Молодые платформы в значительно большей степени покрыты осадочным чехлом, чем древние, и по этой причине их часто именуют просто **плитами** (те же Западно-Сибирская и Скифско-Туранская). Выступы фундамента, не затронутые новейшей тектонической активизацией, и поэтому не превращенные во внутриконтинентальные орогены, встречаются очень редко. Один из них — Казахский щит между Западно-Сибирской и Туранской плитами.

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

Главная роль в сложении **фундамента древних платформ** принадлежит архейским и нижнепротерозойским образованиям. Они, как правило, представлены в виде крупных блоков. Так, в структуре Балтийского щита различают пять главных блоков, в пределах Украинского - также пять, Канадского щита — шесть и т.д. Некоторые из этих блоков, обычно сложенные протерозоем, сильно вытянуты в одном направлении и поэтому называются поясами, например, Лапландско-Беломорский пояс на Балтийском щите, Становой на юге Алданского щита, Гренвильский — на востоке Канадского. Изучение их внутренней структуры этих блоков позволило выделить в их строении *два главных элемента* — гранит-зеленокаменные области и гранулито-гнейсовые пояса.

Гранит-зеленокаменные области (ГЗО) нередко слагают целые блоки сотни километров в поперечнике. В их пределах выделяются параллельные линейные полосы **зеленокаменных поясов (ЗКП)**, сложенные относительно слабометаморфизованными, преимущественно основными, зеленокаменно измененными вулканитами (отсюда название поясов) и отчасти осадочными породами. Протяженность таких поясов составляет многие сотни, изредка больше тысячи (на Канадском щите) километров, ширина — многие десятки — первые сотни километров. Зеленокаменные пояса установлены на всех континентах, всех платформенных щитах. В

нашей стране они изучены на Кольском полуострове, в Карелии, на Воронежском массиве, Украинском и Алданском шитах. В поперечном сечении ЗКП имеют синклинальную структуру, обычно сильно усложненную складчатостью и надвигами (рис. 15). Разделяются ЗКП более широкими **гранитогнейсовыми полями**, граница с ними изредка по разломам (Олекминский блок Алданского щита), но чаще вдоль интрузивных контактов гранитов, а иногда по трансгрессивным контактам (Зимбабве). В отдельных регионах (Среднеприднепровский блок Украинского щита, массивы Зимбабве в Южной Африке, Пилбара в Западной Австралии) ЗКП заполняют промежутки между крупными гранитогнейсовыми куполами.

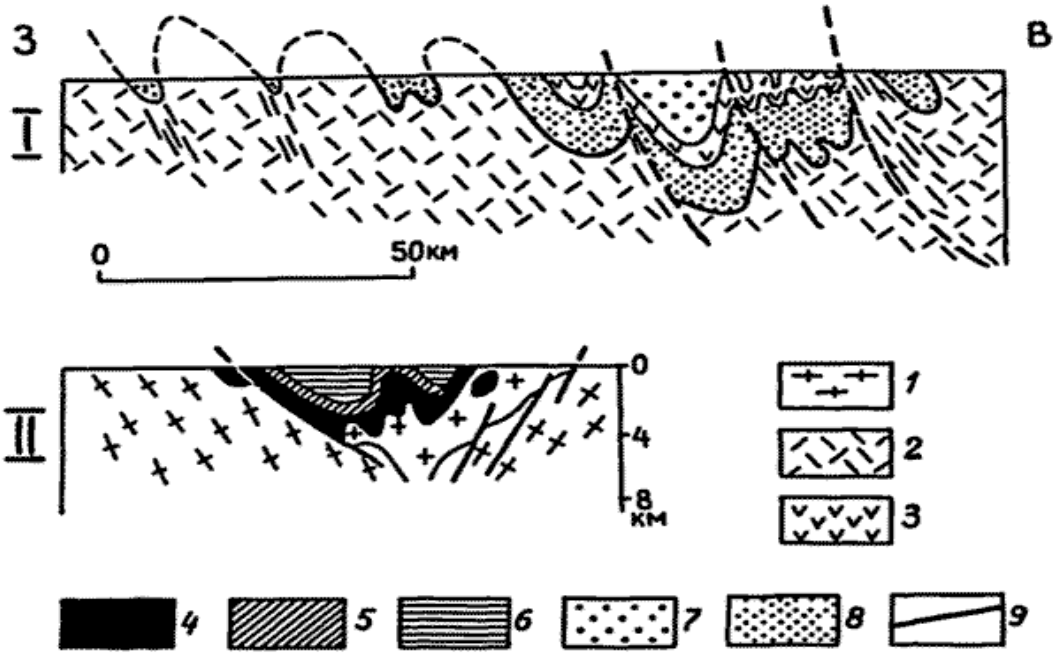


Рис. 15. Синклинорная структура архейских зеленокаменных поясов: Читрадурга в Южной Индии (I, по С. Дрюри и др., 1983) и Сурского на Украинском щите (II, по А.А. Сиворонову и др., 1984):
1 — гранитогнейсы; 2 — гнейсы; 3—6 — метавулканиты (3 — нерасчлененные, 4 — толеиты и коматииты; 5 — толеиты и джеспилиты; 6 — толеиты, андезиты, дациты); 7 — граувакки; 8 — возможно, базальные образования; 9 — разрывы

Мощность осадочно-вулканического выполнения ЗКП может достигать 10—15 км; обычно оно имеет трехчленное строение. Нижняя часть разреза слагается преимущественно основными, типа толеитовых базальтов, отчасти ультраосновными лавами (коматиитами). В подчиненном количестве в нижней части разреза ЗКП присутствуют осадочные породы — железистые кварциты и силициты. В средней части разреза ЗКП вулканогенные породы также занимают основное место, но состав их меняется — это уже главным

образом эффузивы и пирокластолиты среднего и кислого состава, вплоть до дацитов и риолитов; содержание осадочных пород, в том числе обломочных, заметно повышается. В верхней части разреза ЗКП обломочные породы уже занимают господствующее положение, вследствие чего эта часть разреза напоминает молассовую формацию, типичную для более молодых подвижных поясов.

Основная масса ЗКП образовалась между 3,5 и 2,5 млрд лет; в это время сменилось несколько их поколений, потому что длительность образования этих структур составляла, как правило, не более 100 млн лет, обычно меньше.

Присутствие в ряде регионов в основании разреза ЗКП конгломератов с галькой гранитов и гнейсов позволяет предполагать, что, по крайней мере, часть ЗКП закладывалась в условиях раздвига (рифтинга) более древней континентальной коры. Поскольку вулканиты середины разреза близки к островодужным, а магматиты нижней части — к офиолитам, предполагается аналогия ЗКП с молодыми задуговыми бассейнами.

Гранулито-гнейсовые пояса (ГГП), второй главный тип раннедокембрийскйх структур, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Появляются они в конце архея и получают широкое развитие в протерозое, но в их строении обычно значительное участие принимает архейский материал. Пояса эти отличает высокий (амфиболитовая — гранулитовая фации) и многократно проявленный метаморфизм, сложная и также многократная складчатость, надвиги, причем характерно пологое надвигание на смежные ГЗО. Внутренняя структура нередко осложнена гранитогнейсовыми куполами и крупными плутонами габбро-анортозитов. Типичны и пегматитовые поля. Классические примеры — Гренвильский в Северной Америке, Мозамбикский в Восточной Африке, Лапландско-Беломорский и Становой у нас.

Следует отметить, что в гранулито-гнейсовых поясах начинают обнаруживаться *офиолиты*, например в позднепротерозойском Мозамбикском. Основные гранулиты Лапландского пояса Балтийского щита и аналогичные породы основания разрезов некоторых других подвижных поясов могут рассматриваться как *метаофиолиты*. Стало быть, и эти докембрийские подвижные пояса начинали развиваться в условиях растяжения и разрыва континентальной коры, в то время как их современная структура должна была фор-

мироваться в обстановке интенсивного сжатия и коллизии смежных архейских блоков.

Осадочный чехол в пределах платформ распространён не повсеместно. Платформы подразделяются прежде всего на крупные площади выходов на поверхность фундамента — **щиты** и на не менее крупные площади, покрытые осадочным чехлом, — **плиты**.

Щиты занимают территорию с поперечником, нередко превосходящим тысячу километров. На протяжении своей истории они обнаруживают устойчивую тенденцию к поднятию и денудации, хотя временами ненадолго покрывались, полностью или частично, мелким морем: Канадский щит в ордовике — девоне, Балтийский щит в кембрии—силуре, Алданский — в кембрии и т.д. Менее крупные и более длительное время затоплявшиеся морем выступы фундамента обычно именуются массивами, например Анабарский массив Сибирской платформы, Украинский массив Восточно-Европейской платформы и др. Впрочем, Украинский массив нередко также называют щитом.

Щиты легко выделяются в *платформах северного ряда*, где они со всех сторон окружены чехлом, но значительно труднее *в платформах южного ряда*, особенно Африканской и Индостанской, на которых фундамент обнажается почти на всей поверхности, а чехол, напротив, распространен более ограниченно, и пределах замкнутых впадин. Как отмечалось выше, молодые платформы целиком или почти целиком представляют собой плиты, а щиты или массивы здесь встречаются в виде исключения.

Таким образом, **плиты** — *преобладающий элемент строения большей части древних и особенно молодых платформ*, покрытый осадочным или осадочно-вулканогенным чехлом изменчивой мощности. В пределах плит различают **структурные элементы подчиненного (второго) порядка**: антеклизы, синеклизы и авлакогены; последние могут осложнять строение и щитов.

Антеклизы представляют собой крупные и пологие погребенные поднятия фундамента, в сотни километров в поперечнике. Глубина залегания фундамента и соответственно мощность чехла в их сводовых частях не превышает 1—2 км; разрез чехла обычно изобилует перерывами и сложен сугубо мелководными или континетельными отложениями. Иногда в центре антеклизы имеются относительно небольшие выходы фундамента (Воронежская антеклиза Русской плиты, Оленекская антеклиза в Сибири, антеклизы Бенд

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

Синеклизы — крупные, пологие, почти плоские впадины фундамента с глубиной залегания фундамента до 3—5 км и относительно более полным и глубоководным («мористым») разрезом осадочного чехла (рис. 16).

Следует иметь в виду, что антеклизы и синеклизы — очень пологие структурные формы: угол наклона слоев обычно составляет менее 1° и не может быть замерен обычным компасом в обнажениях, поэтому эти структуры устанавливаются по смене выходов более древних и более молодых отложений на геологических картах и по данным бурения и сейсморазведки.

Синеклизы наблюдаются не только в пределах плит, но иногда и в пределах щитов (например, синеклиза Гудзонова залива на Канадском щите); на гондванских платформах они представляют изолированные впадины, окруженные выходами фундамента (синеклизы Конго, Таудени в Африке, Амазонская в Южной Америке и др.). На платформах северного ряда синеклизы обычно граничат либо с антеклизами, либо со щитами. Типичными являются Московская синеклиза Русской плиты, Амударьинская (Мургабская) синеклиза молодой Туранской плиты.

Весьма примечательным типом крупных отрицательных структур платформ являются **авлакогены** (греч. «авлакос» — борозда т.е. бороздой рожденные) – четко линейные грабен-прогибы, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки, иногда более сотни километров, ограниченные разломами (сбросами) и выполненные мощными толщами осадков, а нередко и вулканитов, среди некоторых особенно характерны базальты повышенной щелочности и родственные им породы. Среди осадков типичны соленосные и паралические угленосные формации, которые встречаются и в глубоких синеклизах. Глубина залегания фундамента нередко достигает 10—12 км, а консолидированная кора и литосфера в целом часто утонены, что сопровождается подъемом разуплотненной мантии (астеносферы).

Такое глубинное строение характерно для континентальных рифтов: их древней и погребенной разновидностью — палеорифта-

ми — авлакогены и являются. Присутствие в структуре платформ обнаруживается лишь бурением и (или) сейсморазведкой. В более поверхностной структуре авлакогены могут быть выражены двояко: либо развитыми над ними синеклизами, либо зонами складчатости чехла. Примером соотношений первого рода может служить Украинская синеклиза, сложенная осадками от верхов нижнего карбона до неогена и перекрывающая Днепрово-Донецкий авлакоген, выполненный отложениями от среднего девона до нижнего карбона включительно. Перерождение авлакогенов, сначала через равновеликие прогибы, в синеклизы представляет обычное явление, и можно утверждать, вслед за Н.С. Шатским, что в основании большей части, если не всех синеклиз (осадочных бассейнов), должны находиться палеорифты - авлакогены. Эта закономерность получила название *правила Шатского*.

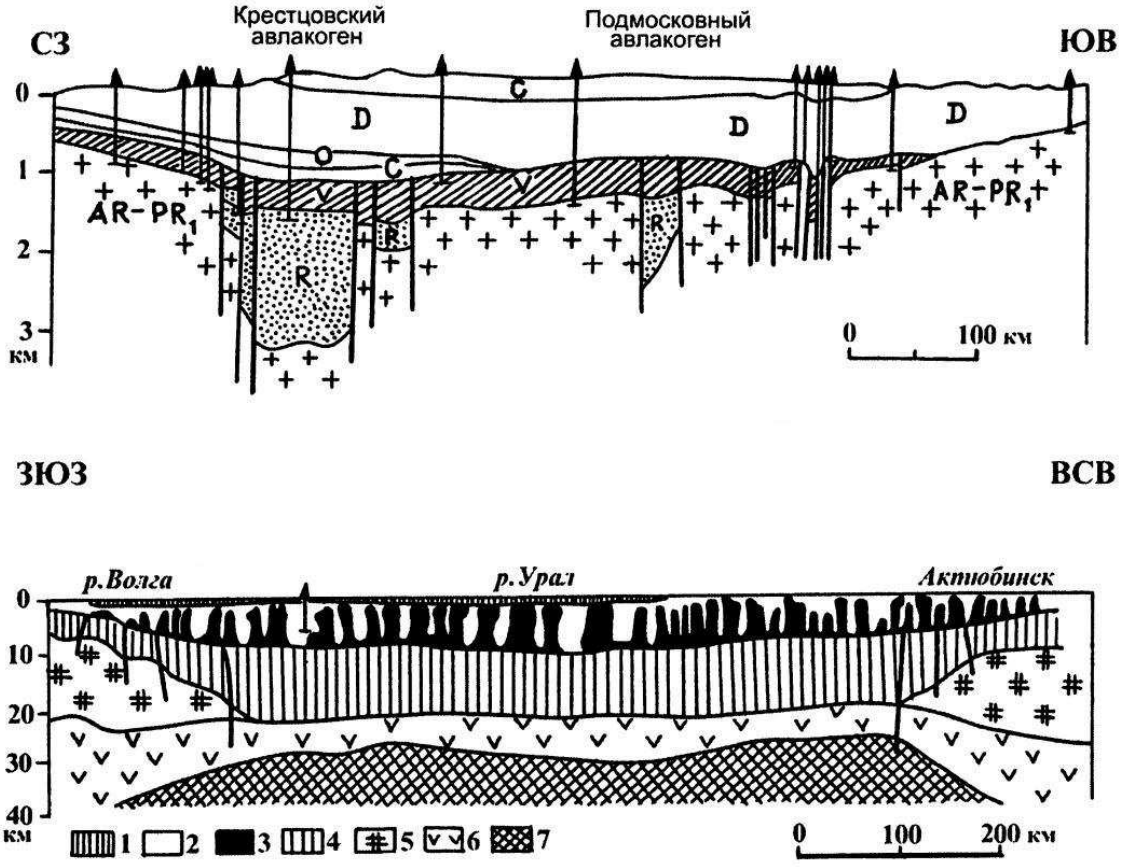


Рис. 16. Геологические разрезы через западную часть Московской синеклизы, по В.Г. Петрову, 1973 (наверху) и Прикаспийскую синеклизу, по В.Л. Соколову, 1970 (внизу), Восточно-Европейская платформа:

1 — отложения верхнего плиоцена; 2 — отложения палеогена, мезозоя и перми-триаса; 3 — соляные штоки и гряды; 4 — подсолевой осадочный комплекс 5—6 — консолидированная кора (5 — «гранитный», 6 — «базальтовый» слои, 7 — верхняя мантия

Однако далеко не все авлакогены эволюционировали по пути превращения в синеклизы. Другая их часть подверглась сжатию и превратилась в складчатые зоны разной степени сложности. В одних случаях это сравнительно простые одиночные валы, например Вятский вал над Кировско-Казанским авлакогеном, в других случаях — сложные валы, состоящие из нескольких параллельных цепочек локальных поднятий, в третьих — настоящие интракратонные складчатые зоны довольно сложного строения, с разрывами надвигового типа.

Внутренняя структура неинверсировавших авлакогенов также бывает разной степени сложности. Помимо главных разрывов, ограничивающих авлакоген, часто наблюдаются параллельные им, причем все эти разрывы обычно относятся к типу листрических сбросов. В осевой части широких авлакогенов нередко находятся горстовые поднятия, как, например, Сунтарский горст в Вилюйском авлакогене.

Дислокации платформенного чехла могут иметь различное происхождение. По-видимому, основная их часть, и притом наиболее интенсивно выраженная, связана с тангенциальным сжатием, исходящим от смежных орогенов. Такое сжатие может распространяться на сотни километров от фронта орогена, вызывая инверсию авлакогенов, образование надвигов (Северо-Донецкий, Жигулевский надвиги Русской плиты, надвиги запада Туранской плиты) и складок.

Но далеко не вся платформенная складчатость может быть отнесена к *наведенной* складчатости тангенциального сжатия. В некоторых частях платформ, удаленных от орогенов, распространены складки, не связанные непосредственно с авлакогенами и не обладающие простиранием, параллельным фронту ближайшего орогена, или вообще не отличающиеся сколько-нибудь однообразной ориентировкой. Подобные складки скорее всего связаны с подвижками блоков фундамента по разломам: они могут быть надразломными, надблоковыми (рис. 17), поэтому и получили название *отраженных*. Причины перемещения блоков фундамента могут быть связаны с общим охлаждением и неравномерным опусканием фундамента, а возможно и с разогревом его в периоды активизации платформы.

В авлакогенах и глубоких синеклизах с мощными соленосными толщами широко распространены *соляные диапиры* — купола и

валы (Днепровско-Донецкий авлакоген, Прикаспийская, Среднеевропейская, Мексиканская синеклизы и др.). В верхней части осадочного чехла достаточно часто встречаются *складки экзогенного происхождения* — уплотнения (над рифами, песчаными линзами), выпирания (в речных долинах), гляциодислокации и др.

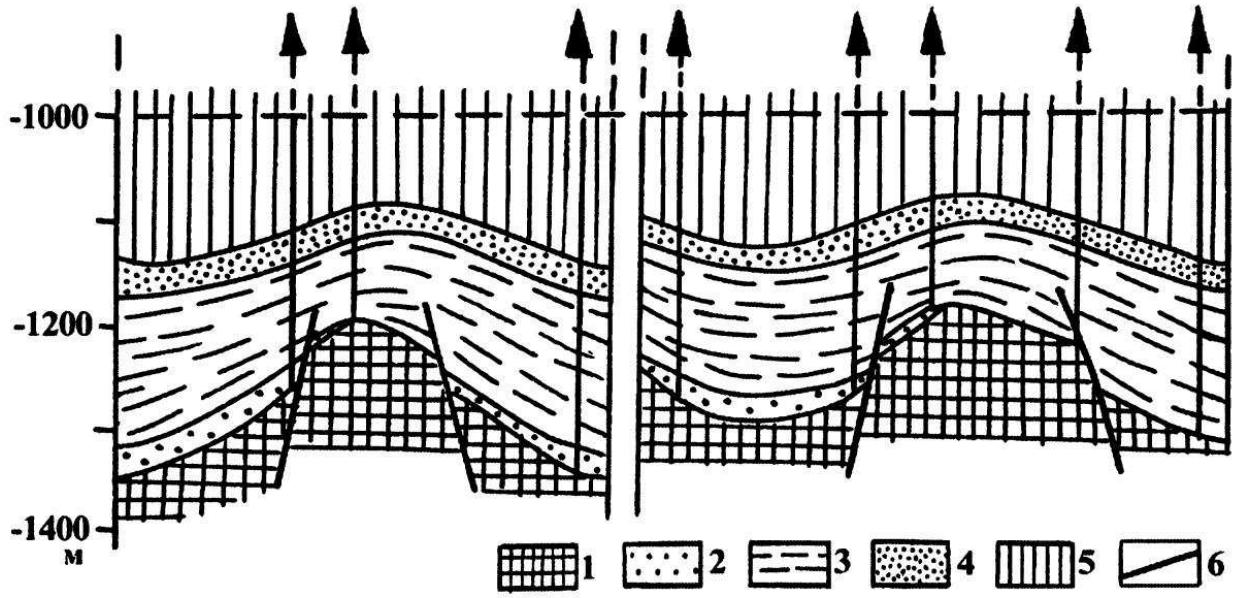


Рис. 17. Отраженные складки в низах платформенного чехла Западной Сибири, Алясовская площадь. По В.Н. Марковичу и М. И. Козловой:
1 — фундамент; 2 — продуктивный березовский горизонт верхней юры; 3 — аргиллиты верхней юры — валанжина; 4 — песчано-глинистые отложения валанжина—готерива; 5 — глинистые отложения готерива—баррема; 6 — разрывные нарушения

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

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

Контрольные вопросы

1. Что такое кратон?
2. Какими признаками характеризуются континентальные платформы?
3. Каковы основные элементы строения континентальных платформ?
4. Каково строение фундамента древних континентальных платформ?
5. Чем отличаются щиты от плит?
6. Какие выделяются структурные элементы в строении осадочного чехла континентальных платформ?
7. Что представляют собой зоны перикратонных опусканий?

Современные тектонические движения, методы и результаты их изучения

Первой попыткой изучить современные тектонические движения, их знак и скорость, предпринял в XVIII в. шведский учёный А. Цельсий. Он сделал засечки на гранитных скалах шведского побережья, чтобы наблюдать за колебаниями уровня Балтийского моря относительно этих засечек. В XIX в. исследователь Сибири И. Д. Черский сделал то же самое на берегу Байкала. По таким засечкам в Швеции и Финляндии было установлено, что северная часть побережий Балтики испытывает поднятие, а южная — опускание. Впоследствии в геологической литературе долго шли споры о том, что служит основной причиной колебания уровня океана и связанных с

ним морей — тектонические движения земной коры континентов или собственные, эвстатические, колебания уровня океана, обусловленные изменениями объема бассейнов или заключенных в них масс воды. Лишь в 20-е годы XX века финский геолог В. Рамзаем доказал, что в действительности взаимодействуют оба фактора — тектонический и эвстатический.

Систематическое изучение современных движений началось в конце XIX в. За это время был разработан ряд специальных методов изучения как вертикальных, так и горизонтальных движений. В связи с этим возник особый раздел тектонической науки, для которого В. Е. Хаин предложил название *актуотектоники.*

К *методам изучения современных вертикальных движений* относятся водомерный метод и метод повторного нивелирования.

Водомерный метод является старейшим из методов изучения вертикальных движений, представляющим дальнейшее развитие идей Цельсия и Черского.

Начиная с 80-х годов прошлого столетия во многих портах мира были установлены водомерные приборы — сначала рейки, затем мареографы с самозаписывающим устройством для наблюдений за изменением положения уровня моря. Эти изменения, как и отмечалось, обусловлены двумя причинами: 1) собственными, эвстатическими, колебаниями уровня Мирового океана, обязанными изменению объёма его водной массы или рельефа дна; 2) поднятием или опусканием берегов. Алгебраическое суммирование результатов наблюдений по всем портам мира, где установлены водомерные приборы, показывает, что в последнее столетие происходит систематическое повышение уровня океана со скоростью примерно 1,2 мм/год. Оно вызвано скорее всего таянием ледниковых щитов Антарктиды и Гренландии в связи с потеплением климата Земли. Между тем регистрируемые изменения уровня имеют, как правило, более высокие значения и различный знак, что указывает на решающее значение второго фактора — движений береговой суши. Очевидно, чтобы получить правильное представление об амплитуде и скорости последних, надо вычесть (в случае опускания) или сложить с замеренной величиной эвстатическую компоненту — 1,2 мм/год.

Метод повторного нивелирования получил своё развитие по мере строительства железных дорог, когда появилась необходимость периодического высокоточного нивелирования вдоль их ли-

ний для обеспечения безопасности движения. Повторное нивелирование выявило изменение отметок реперов со временем. Оказалось, что в большинстве случаев эти изменения нельзя объяснить деформацией поверхности за счет экзогенных явлений (просадка или выпучивание грунта), что они носят систематический характер, т. е. происходят в данном пункте с одним знаком, и что этот знак обычно совпадает со знаком той структуры, на которой репер расположен. Это привело к выводу, что основной причиной смещения реперов являются движения земной коры и что, следовательно, результаты повторного нивелирования вдоль железнодорожных линий могут быть использованы для выявления современных вертикальных движений суши. При этом увязывают между собой измерения вдоль различных линий и привязывают их к уровню океана в портах, где ведутся водомерные наблюдения (рис. 18).

Результаты изучения современных вертикальных движений обоими описанными выше методами показали, что они происходили со скоростью от долей до несколько миллиметров, реже более 10 мм/год. В большинстве случаев, как отмечалось, знак движений согласуется со структурным планом, указывая на унаследованное развитие поднятий и прогибов; для Русской равнины такое соответствие наблюдается примерно в 70% случаев. Тем не менее, в ряде районов знак движений и структур не совпадает: так, Прикаспийская впадина по данным нивелировок испытывает поднятие, а Урал с прилегающими районами — опускание (но относительное поднятие по сравнению с непосредственным обрамлением).

Парадоксально то, что на Русской равнине местами, например, в центральной части Украинского щита, скорость поднятий оказывается не меньшей, чем на Кавказе, — более 10 мм/год. Если допустить, что поднятие здесь шло с такой скоростью хотя бы в течение всего последнего миллиона лет, оно должно было создать (без поправки на денудацию) горы высотой в 10 км!

И вообще скорость современных движений оказывается минимум на один - два порядка выше, чем измеренная методом анализа мощностей для движений более отдаленного геологического прошлого, и на порядок выше, чем установленная геоморфологическими методами для новейших движений. Этот «парадокс скоростей» может иметь двоякое объяснение: 1) реальное ускорение вертикальных движений в новейшую и особенно современную эпоху и 2) *вертикальные движения имеют колебательный характер* и ис-

тинное представление об их скорости может дать лишь алгебраическое суммирование за достаточно длительный промежуток времени.

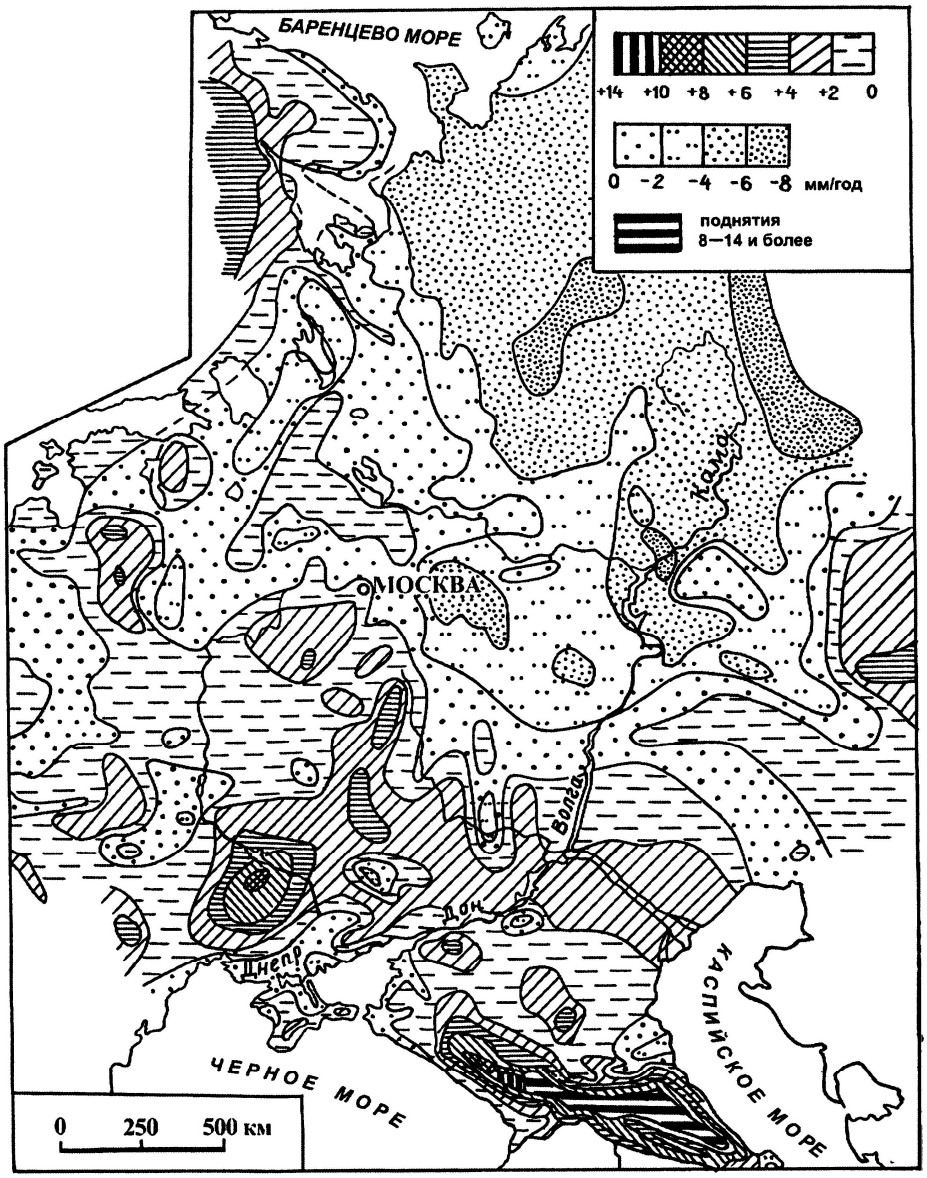


Рис. 18. Современные вертикальные движения в Восточной Европе по результатам повторных нивелировок. С карты под ред. Ю.А. Мещерякова (1971)

Основным *методом изучения горизонтальных движений* до недавнего времени служили **повторные триангуляции (триангуляция** – метод определения положения геодезических пунктов построением на местности систем смежно расположенных треугольников, в которых измеряют длину одной стороны и углы, а длины других сторон получают тригонометрически). Повторные триангуляции вначале проводились не в целях выявления тектонических смещений, но впоследствии они стали использоваться в этом направлении. В настоящее время вместо триангуляции производятся

трилатерации, при которых измеряется длина не одной, а всех сторон треугольника. Особенно заметные горизонтальные смещения, как и вертикальные, обнаруживаются после крупных землетрясений. Они нередко измеряются метрами (вертикальные смещения почти до 10 м при Гоби-Алтайском землетрясении 1957 г. и Аляскинском 1964 г.; горизонтальные до 21 м при Аляскинском землетрясении), В настоящее время изучение горизонтальных движений производится с помощью **лазерных дальномеров**, установленных на спутниках.

Результаты изучения горизонтальных движений показывают, что скорость их не уступает скорости вертикальных движений, а часто превосходит последнюю. При этом *горизонтальные движения имеют не колебательный, а направленный характер*, чем и объясняется то, что их суммарная амплитуда за определенный интервал времени намного превышает амплитуду вертикальных движений.

Однако заключение об устойчивом однонаправленном знаке горизонтальных движений не должно абсолютизироваться. В отношении ряда сдвигов установлено, что знак перемещения по ним изменялся во времени. Но такие изменения происходили через значительные промежутки времени, на несколько порядков превосходящие период наблюдений за современными движениями.

Особый интерес представляет выявление относительных смещений литосферных плит. Прежние попытки измерения этих смещений путем повторного определения географических координат для пунктов, расположенных на разных континентах, обычным астрономическим методом были признаны недостаточно надежными. В настоящее время используются два других, значительно более точных метода повторного измерения расстояния между отдаленными пунктами: 1) с помощью лазерных отражателей, установленных на Луне или на искусственных спутниках Земли (Satellite Laser Ranging – SLR); 2) с помощью регистрации радиосигналов от квазаров (длиннобазовый радиоинтерферометрический метод Very Long Baseline Interferometry – VLBI). Точность определения относительного смещения плит этими методами достигла порядка сантиметров в год. Поскольку скорость смещения плит составляет обычно несколько сантиметров в год (для некоторых плит более 15 см/год), то данные, накопленные за несколько лет измерений, уже по крайней мере на порядок превосходят возможную ошибку этих

измерений. Такие данные уже получены, наблюдения ведутся с 1979 г.

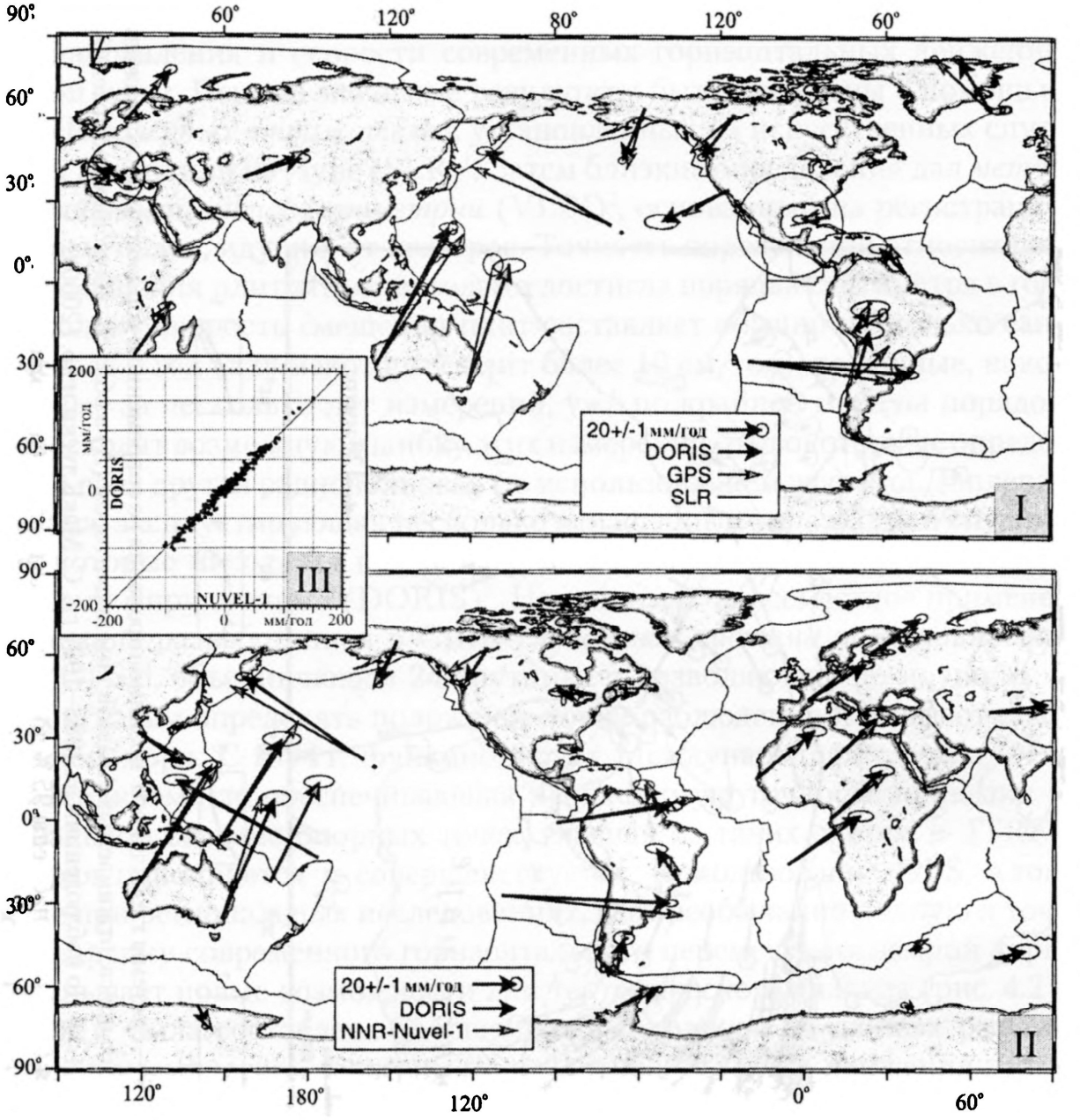


Рис. 19. Со временные горизонтальные тектонические движения литосферных плит (I), по данным разных независимых методов космической геодезии (DORIS, GPS, SLR), и их сравнение со средними параметрами движения плит за последние 3 млн лет (II, III), по геолого-геофизическим данным (по линейным магнитным аномалиям и др.). Векторы скорости снабжены 95% доверительными эллипсами). По Ж.-Ф. Крето и др. (1998)

Высокоточные определения дала другая радиоволновая (с использованием эффекта Допплера) система, эксплуатирующая несколько оснащённых аппаратурой спутников, которые находятся под наблюдением размещённых по всему миру станций (Doppler Orbitography and Radiopositioning Integrated by Satellite – DORIS).

Кроме того, повсеместное применение нашла разработанная в США система GPS (Global Positioning System), объединяющая более 20 спутников и позволяющая по идущим от них сигналам определять положение точки наблюдения и её высоту над уровнем моря. С 1994 года функционирует Международная служба GPS для геодинамики, обеспечивающая необходимую точность привязки к глобальной системе опорных точек. К 2002 году была составлена обобщённая, основанная на данных разных методов космической геодезии, модель относительного движения литосферных плит (Recent Velocities – REVEL). Были получены геодезические векторы движения опорных точек (рис. 19).

Помимо изучения вертикальных и горизонтальных смещений земной поверхности проводится изучение изменения ее наклонов специальными приборами — наклономерами, а также деформаций — деформографами. Последние представляют собой закрепленные с двух концов кварцевые стержни, изменение длины которых и регистрируется.

Также в последний годы придаётся большое значение изучению **современного напряжённого состояния земной коры и литосферы**, исследования ведутся в международном масштабе.

Существует *три основных метода определения знака и ориентировки напряжений в земной коре (литосфере)*: 1) метод определения характера смещений в очагах землетрясений (сейсмофокальный механизм); 2) изучение ориентировки и знака перемещений по геологическим индикаторам — сколовым трещинам, штрихам и бороздам на зеркалах скольжения и т.д.; 3) изучение напряженного состояния пород в буровых скважинах и горных выработках (штольнях, шахтах).

Для **определения фокальных механизмов землетрясений** необходимо иметь данные регистрации соответствующего землетрясении на нескольких сейсмостанциях, находящихся на разных направлениях от эпицентра землетрясения. На сейсмограммах, записанных на этих станциях, следует обратить внимание на знак первых вступлений продольных волн. *Если первое колебание направлено вверх, это означает, что первой пришла волна сжатия, если вниз — волна разрежения (растяжения).* Далее необходимо нанести полученные данные на стереограмму, центром которой является эпицентр землетрясения. На этой стереограмме должны быть затем обозначены плоскости, проходящие через ее центр и

разграничивающие области сжатия и растяжения. Эти плоскости носят название *нодальных*, т.е. узловых, плоскостей и должны быть взаимно перпендикулярны. Они и отвечают плоскостям, вдоль которых могло произойти смещение во время данного землетрясения (рис. 20). Выбор той или другой возможной плоскости делается исходя из степени согласованности с данными о смещениях на поверхности или о закартированных геологических разрывах. Характер смещений устанавливается по распределению областей сжатия и растяжения на стереограмме (рис. 20): при взбросе в центре стереограммы располагается область сжатия, по периферии — растяжения; при сбросе наблюдается обратная картина; при сдвиге стереограмма распадается на чередующиеся квадранты сжатия и растяжения.

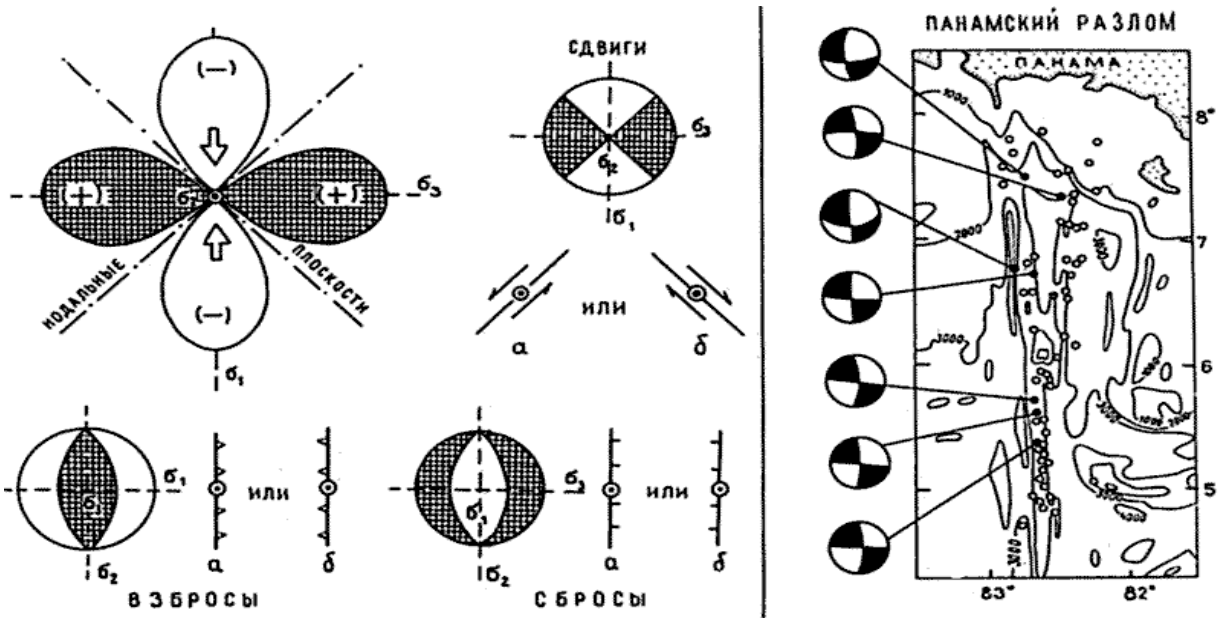


Рис. 20. Решение фокального механизма землетрясений по первым вступлениям продольных сейсмических волн. На диаграмме двойного диполя нодальные (узловые) плоскости разделяют квадранты, где первые вступления выражены сжатием («плюс») и растяжением («минус»). Главные оси напряжений: σ_1, σ_3 — оси максимального и минимального сжимающего напряжений; σ_2 — ось промежуточного напряжения. Для сдвигов, и взбросов и сбросов то же дано в виде стереографических проекций (квадранты сжатия заштрихованы); разрывные смещения — по одной из двух плоскостей максимальных касательных напряжений (совпадающих с нодальным плоскостями).
Справа — решения фокального механизма для Панамского разлома в Тихом океане (по С. Адамеку и др., 1988), определившие его как правосторонний сдвиг

Следующая группа методов основана на использовании чисто геологических индикаторов. Эта группа включает три метода (Л.А. Сим). Один из них — **анализ ориентировки сопряженных сколовых трещин** (М.В. Гзовский). Условиями получения правильных

результатов при применении этого метода являются наличие следов перемещений по трещинам и использование лишь одновозрастных систем. При соблюдении этих условий положение оси сжатия определяется по биссектрисе острого угла между сколовыми трещинами, оси растяжения — по биссектрисе тупого угла, а промежуточной оси — по линии пересечения трещин.

Другой метод, называемый **кинематическим** (О.И. Гущенко, Ж. Анжелье), заключается в использовании в качестве индикатора вектора перемещений штрихов и борозд на зеркалах скольжения в горных породах. В этом методе изучаются штрихи и борозды, наблюдаемые на зеркалах скольжения, образующихся при сдвиговых смещениях, ориентированных, как правило, вдоль вектора касательных напряжений. Некоторую трудность вызывает, однако, однозначное определение направления перемещения по плоскости сместителя (сброс или взброс, правый или левый сдвиг и т. п.); для решения этой альтернативы необходимо привлечение других геологических данных. В связи с этим предпочтение следует отдавать изучению смещений по региональным разрывам, по которым имеется наиболее полная геологическая информация (данные картирования).

Третий метод — **структурно-парагенетический, или комплексный** (Л.М. Расцветаев, Л.А. Сим и др.). Он использует две категории индикаторов тектонических напряжении: 1) минерализованные жилы, дайки магматических пород; 2) плоскости рассланцевания, кливажа, сколовые трещины, стилолитовые швы. Условиями правильного применения метода являются одновозрастность изучаемых индикаторов и принадлежность их к структурным ансамблям одного ранга. Индикаторы первой категории позволяют уверенно находить положение оси растяжения и менее уверенно — оси сжатия. Индикаторы второй категории, напротив, дают возможность более точно определять ось сжатия, чем ось растяжения.

Изучение напряженного состояния земной коры в скважинах основано на наблюдениях как естественных деформаций ствола скважины, так и искусственно вызванных деформаций пород слагающих этот ствол. В первом случае с помощью либо магнитно ориентированного специального «четырехрукого» прибора, либо акустического телевизионного устройства устанавливается искажение поперечного сечения ствола скважины или сдвиговое нарушение этого ствола, и по ним определяется ориентировка оси макси-

мального сжимающего напряжения. В другом случае производится закупорка участка ствола скважины и с помощью закачки воды в нем повышается давление до тех пор, пока не происходит «гидроразрыв» и образуются трещины, ориентированные вдоль минимального сжимающего напряжения. Эти трещины иногда являются возобновлением ранее существовавших в породах вокруг ствола скважины.

Для изучения *напряженного состояния пород в горных выработках* используются трехмерные измерения в образцах этих пород, изолированных от окружающего их объема. В России такие исследования проводились на Кольском полуострове и на Урале, проводились они и в Киргизии.

Таким образом, изучение напряженного состояния земной коры и литосферы удачно дополняет материалы регистрации современных тектонических движений и дает возможность получить более полную картину современной тектонической активности и геодинамики.

Контрольные вопросы

1. Какие вам известны методы изучения современных вертикальных тектонических движений?
2. Какие вам известны методы изучения современных горизонтальных тектонических движений?
3. Какие методы применяются для изучения современного напряжённого состояния земной коры и литосферы?

Методы изучения тектонических движений и деформаций геологического прошлого. Палеотектонический анализ

Анализ фаций. Под *фациями* понимают определенные типы осадочных пород, возникшие в определенных физико-географических условиях, например, русловые пески, озерные известняки, прибрежные галечники и т.п. Иногда ограничиваются выделением литологических разностей пород независимо от их генезиса; они именуются *литофациями*. Анализ фаций широко применяется в палеогеографии, но имеет существенное значение и для палеотектоники, особенно в сочетании с анализом мощностей.

Анализ фаций применим в двух аспектах: 1) пространственном, когда изучается распределение фаций по площади для строго ограниченного стратиграфического интервала; 2) временном, когда исследуется смена фаций во времени в пределах ограниченного района. Большое значение для анализа фаций в последнее время приобрели данные *сейсмостратиграфии*, по которым выявляются фациальные изменения как в латеральном, так и в вертикальном направлениях.

Анализ распределения фаций по площади проводится с помощью специальных карт. Карты эти составляются по данным изучения разрезов как в естественных обнажениях, так и в буровых скважинах и, как только что отмечалось, на сейсмостратиграфических профилях. Наиболее обычный стратиграфический интервал — ярус, подъярус, реже более мелкие (микропалеонтологическая зона, горизонт, слой) или более крупные (отдел, система) подразделения.

Интерпретация карт фаций включает прежде всего *выделение областей накопления осадков данного стратиграфического интервала и их отсутствия*. Естественно, что области накопления осадков, если только речь не идет о субаэральных образованиях, должны рассматриваться как области тектонического опускания — абсолютного, если речь идет о нормальных морских осадках, или, возможно, относительного, если речь идет о субаквальных осадках ненормальной солености или озерного и аллювиально-озерного происхождения. В областях отсутствия осадков требуется выяснить, является ли это отсутствие первичным, т.е. данная область была в это время областью сноса и, следовательно, тектонического поднятия, или вторичным, результатом последующего размыва. Решить этот вопрос можно, анализируя фациальный состав осадков, обрамляющих область их отсутствия, и выясняя, есть ли в этом составе признаки сноса именно с этой области (наличие обломков пород, сходных со слагающими эту область, присутствие характерных минералов). Признаками, указывающими на положение области сноса, являются также ориентировка косых слойков, струйчатых гиероглифов — слепков борозд подводного размыва и течения и особенно наклона клиноформ, отчетливо выступающих на сейсмостратиграфических профилях. Очень ценные данные доставляет изучение олистолитов — крупных глыб в олистостромах — продуктах оползания и обрушения берегов. Естественно, что отсутст-

вие подобных признаков свидетельствует в пользу допущения последующего размыва.

Изучение состава (и мощности) осадков, обрамляющих область заведомого поднятия и размыва рассматриваемого геохронологического интервала, дает косвенные свидетельства интенсивности этого поднятия. Вполне очевидно, что чем грубее отложения, окаймляющие древнюю сушу, чем шире занимаемая ими полоса и чем больше мощность грубо- и крупнообломочных образований, тем интенсивнее были восходящие движения суши.

Анализ распределения фаций в области накопления осадков служит источником материала и для других выводов. В принципе, *чем более глубоководны осадки, тем больше была интенсивность тектонического погружения*. Но судить об этом по составу осадков, как показывают современные данные, надо с большой осторожностью. Обычная схема изменения состава осадков от берега вглубь бассейна: *галечник→ гравий→ песок→ алеврит→ глина→ мергель→ известняк→ кремнистая порода* — далеко не всегда выдерживается. У низких берегов грубообломочные осадки могут не отлагаться, и непосредственно у берега могут накапливаться пески, алевриты, глины и даже известняки-ракушечники; последнее характерно для областей аридного климата, например, восточного побережья Каспийского моря, или для побережий, сложенных известняками; в последнем случае отлагаются обломочные известняки.

Деятельность приливно-отливных или вдольбереговых течений обусловливает накопление песков, а иногда и галечников не непосредственно у берега, а на определенном удалении от него, мористее глинистых осадков. Мутьевые потоки выносят песчаный или гравийный материал на большие глубины, вплоть до ложа океанов; их отложения обладают характерной градационной текстурой и называются *турбидитами* (англ. turbidity current — мутьевой поток). Присутствие турбидитов указывает на то, что бассейн имел значительную глубину, а его склоны отличались заметным уклоном. Вдоль подножий континентальных склонов действуют контурные течения, которые разносят обломочный материал, доставляемый мутьевыми потоками, в направлении, параллельном склону и берегу с образованием контуритов, также обладающих характерной тонкокосослойчатой текстурой. Вдоль североамериканской ок-

раины Атлантики контурными течениями созданы крупные песчаные тела.

Наиболее резкая фациальная дифференциация отмечается при *блоковом расчленении подводных окраин континентов* — на поднятых блоках образуются рифовые массивы большой мощности, сопровождаемые по краям склоновыми брекчиями, в пределах опущенных блоков отлагаются глубоководные и маломощные слоистые известняки, мергели, глины, радиоляриты (триас Альп, Памира, пермь Предуральского прогиба, Западно-Техасского бассейна и др.). Для участков дна бассейна, испытывающих относительное поднятие, характерны еще горизонты конденсации осадков с накоплением галечников, концентрацией фосфоритовых конкреций и смешанной фауной нескольких смежных стратиграфических горизонтов. Такие образования носят название *хардграунд* (англ. hard ground — твердая почва), а их грубообломочные разности — *апикальные* (лат. apex — вершина) конгломераты (Б.А. Соколов).

Рост складок влияет на распределение фации и в континентальных или паралических бассейнах: *в первых угли более характерны для синклиналей, во вторых — для антиклиналей*.

Особые типы отложений характерны для флексурно-разломных зон. К ним относятся, в частности, *барьерные рифы*, приуроченные, как правило, к зонам перегиба от шельфа к континентальному склону, где возникают особенно благоприятные условия для их развития (удаленность от берега, обеспечивающая чистоту воды; малая глубина; относительно быстрое опускание) (рис. 21).

Также весьма примечательны *олистостромы* — подводно-оползневые или обвальные отложения с глыбами твердых пород — *олистолитами* или их пластинами — *олистоплаками* в глинисто-алевритовом заполнителе (матриксе). Они образуются в зонах активных разломов по периферии глубоководных бассейнов и во фронтальных частях движущихся шарьяжей.

О тектоническом режиме в областях древней суши позволяют судить ископаемые *коры выветривания*. Мощные коры могут возникнуть лишь в условиях длительного сохранения восходящих движений относительно небольшой интенсивности.

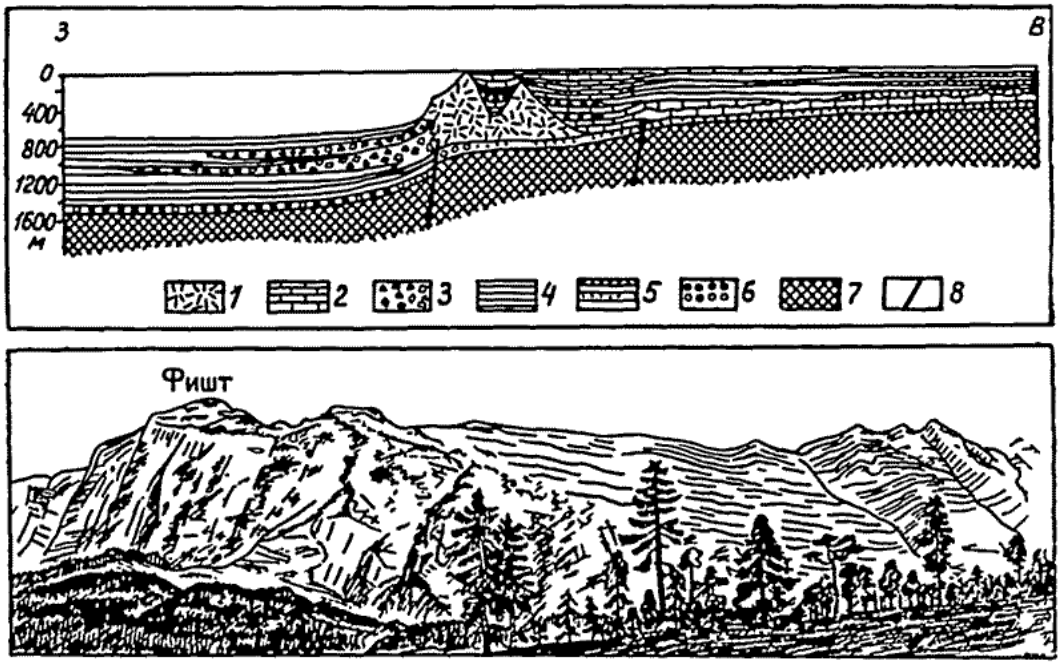


Рис. 21. Тектоническая приуроченность верхнеюрского барьерного рифа к краю флишевого бассейна в западной части Большого Кавказа (фациальный профиль). Внизу — один из массивов этого барьерного рифа и его соотношения со слоистыми известняками. По В.Е. Хаину, М.Г. Ломизе (1961):
1 — рифовые массивы; 2 — слоистые известняки (мелководные фации), 3 — известняковые брекчии (фация склонов и подножия рифов); 4 — флиш; 5 — лагунные песчано-глинистые отложения, в том числе гипсоносные; 6 — конгломераты; 7 — доверхнеюрские образования; 8 — конседиментационные разломы

Различия в скорости погружения дна бассейна не только определяют степень площадной дифференцированности, ширину отдельных фациальных зон, но и отражаются на всем облике формирующихся отложений, степени их диа- и катагенетических изменений. *Быстрое погружение дна бассейна* обеспечивает быстрое захоронение осадков при сравнительно недалеком переносе. Результатом является их слабая отсортированность, сохранение даже малоустойчивых минеральных видов и, в итоге, аркозовый или граувакковый характер песчаных образований. Отложения обогащаются органическим веществом, не успевшим разложиться на поверхности дна и оказывающим восстановительное действие на железосодержащие минералы с образованием сульфидов и карбонатов железа, придающих породам темную окраску. Длительное интенсивное погружение ведет, в конечном счете, к глубоким генетическим изменениям пород, вплоть до метагенеза с появлением хлорита и мусковита. Напротив, *при медленном погружении дна бассейна*, осадки вследствие длительного перемыва оказываются гранулометрически однородными, хорошо отсортированными, лишенными

малостойких минералов и обогащенными кварцем, вплоть до образования чисто кварцевых песков и алевритов, а также наиболее устойчивыми тяжелыми минералами — цирконом, гранатами, рутилом, дистеном и др. Органическое вещество разрушается, а неустойчивые минералы подвергаются химическому изменению, в частности окислению, — образуются глауконит, закисные и окисные соединения железа, придающие породам зеленый или красный цвет.

Карты фаций могут использоваться также для определения величины *горизонтальных смещений по сдвигам*. Эта величина соответствует расстоянию между однотипными фациальными зонами, ныне разобщенными данным сдвигом. Анализ фаций помогает также определить амплитуду *смещении по крупным надвигам — шарьяжам*.

Палинспастические реконструкции. В горных сооружениях шарьяжного строения, т.е. представляющих нагромождение надвинутых друг на друга тектонических пластин, для восстановления первичного расположения осадков в бассейне необходимо построение карт специального типа, получивших название *палинспастических* (Дж.М. Кэй). Принцип палинспастических реконструкций заключается в раздвижении надвиговых пластин в направлении, обратном перемещению при надвигании, т.е. перпендикулярно простиранию надвигов, и их расположении рядом друг с другом. При этом желательно переместить пластины в область их «корней», если последние известны. Желательно также произвести распрямление складок в пределах пластин, что может привести к увеличению их ширины до 20—25%. Затем составляются карты фаций, участвующих в строении надвиговых пластин отложений. Для этого необходимо произвести увязку фациальных зон, прослеживаемых в смежных пластинах, которую начинают с наиболее характерных фаций, например, рифовых, русловых и других, обладающих линейностью распространения. Учитывают нормальную последовательность смены палеогеографических обстановок вкрест простирания пассивных и активных континентальных окраин (шельф — континентальный склон — континентальное подножие — абиссаль — островная дуга — желоб), а также линейность соответствующих зон.

Еще один аспект фациального анализа — *анализ смены фации по вертикали*, т.е. во времени по разрезу, изученному в обнажениях

или скважинах. Считается, что *изменение характера осадков от континентальных к мелководно- и глубоководно-морским или наоборот свидетельствует об углублении или обмелении (осушении) бассейна и тем самым об усилении или ослаблении прогибания его дна*. Однако последний вывод не может считаться обязательным, ибо трансгрессии и регрессии являются в большинстве случаев следствием эвстатических колебаний уровня Мирового океана. Доказательством этого служит их проявление независимо от структурной дифференциации — расположения поднятий и прогибов.

Особую осторожность следует проявлять *при интерпретации перерывов в осадконакоплении*, ранее обычно рассматривавшихся как свидетельство поднятия данного участка выше уровня моря и его последующего опускания. В толще мелководных, шельфовых и склоновых осадков такие перерывы могут быть связаны со сползанием пакетов осадков вниз по континентальному склону, а среди глубоководных осадков — действием течений или следствием неотложения в результате растворения карбонатного материала. Подобные явления отмечены в очень многих скважинах глубоководного бурения.

Цикличность осадконакопления. Характерной особенностью строения многих, если не всех осадочных толщ (формаций), служит одинаковая повторяемость в их разрезе определенной последовательности пород (фаций), получившая название *цикличности* или *ритмичности*. Отдельные пачки пород, обнаруживающих такую последовательность, называются *циклотемами*, или *циклитами*; они обычно разделены следами перерыва в накоплении осадков и размыва подстилающих отложений, что обусловливает неполноту циклитов. Последние могут быть симметричными, если в их верхней половине последовательность слоев повторяется в обратном порядке, или асимметричными, если такого повторения не наблюдается. Соответственно в асимметричных циклитах мы наблюдаем только трансгрессивную последовательность осадков — от более мелководных или (и) более грубых к более глубоководным или (и) более тонким, а в симметричных трансгрессивная последовательность плавно сменяется регрессивной.

Мощность и длительность циклов осадконакопления различны в разных формациях, например мелкая цикличность характерна для флиша, более крупная — для молассы.

Флишевая цикличность связана с мутьевыми потоками, которые могут быть обусловлены накоплением на шельфе «критического объема» обломочного материала, обусловливающим его последующий срыв и образование мутьевого потока. Определенную, а по мнению некоторых исследователей (Ф. Р. Лихт) решающую, роль могут играть эвстатические колебания уровня океана. Но скорее всего роль «спускового крючка» тут принадлежит землетрясениям, в проявлении которых, как и вулканической деятельности, все больше обнаруживается эпизодичность.

Цикличность обломочных молассовых формаций, а также синхронно образующихся с ними морских и речных террас, обусловлена тектоническим фактором. Но цикличность паралических угленосных формаций, накапливающихся на прибрежных аллювиально-озерных равнинах, периодически заливаемых морем, обязана, очевидно, эвстатическим колебаниям уровня моря. Последние, в свою очередь, могут быть обусловлены изменением емкости океанских впадин, имеющим тектоническую природу, а именно связанным с изменением скорости роста, рельефа и объема срединно-океанских хребтов.

Наиболее долгопериодическая цикличность осадконакопления в десятки и сотни миллионов лет уже непосредственно увязывается с тектонической цикличностью, проявленной в развитии крупных структурных элементов земной коры — подвижных поясов, платформ и выраженной в повторении формационных рядов.

Анализ мощностей. Анализ распределения мощностей осадочных и вулканогенных толщ — один из важнейших методов палеотектонического анализа. Он проводится на основе составления карт линий равных мощностей (изопахит). Такие карты обычно совмещаются с картами фаций, исходным материалом служат разрезы в естественных обнажениях или скважинах.

В отличие от метода анализа фаций анализ мощностей позволяет дать в определенных условиях не только качественную, но и количественную оценку вертикальных движений. В мелководных, эпиконтинентальных морях и на шельфах подводных окраин континентов мощность осадков соответствует размеру тектонического погружения дна бассейнов. Объясняется это деятельностью волн, которая препятствует накоплению осадков выше определенного уровня — *профиля равновесия*. По достижении поверхностью осадков профиля равновесия их дальнейшее накопление невозможно

без опускания дна бассейна, создающего дополнительное *пространство возможного осадконакопления*. Благодаря этому тектоническое погружение становится регулятором и мерой мощности осадков. Именно такое погружение создает возможность накопления столь мощных сугубо мелководных отложений, как угленосная толща карбона Донецкого бассейна (около 12 км) или нефтеносная продуктивная толща плиоцена Апшеронского полуострова (до 5 км).

Под действием описанного механизма в мелководных морях максимальная мощность отложений приурочена к их центральным частям, а в глубоководных, так называемых котловинных морях типа Черного или Японского, а также в океанах — к их периферии, точнее к континентальному подножию (рис. 22).

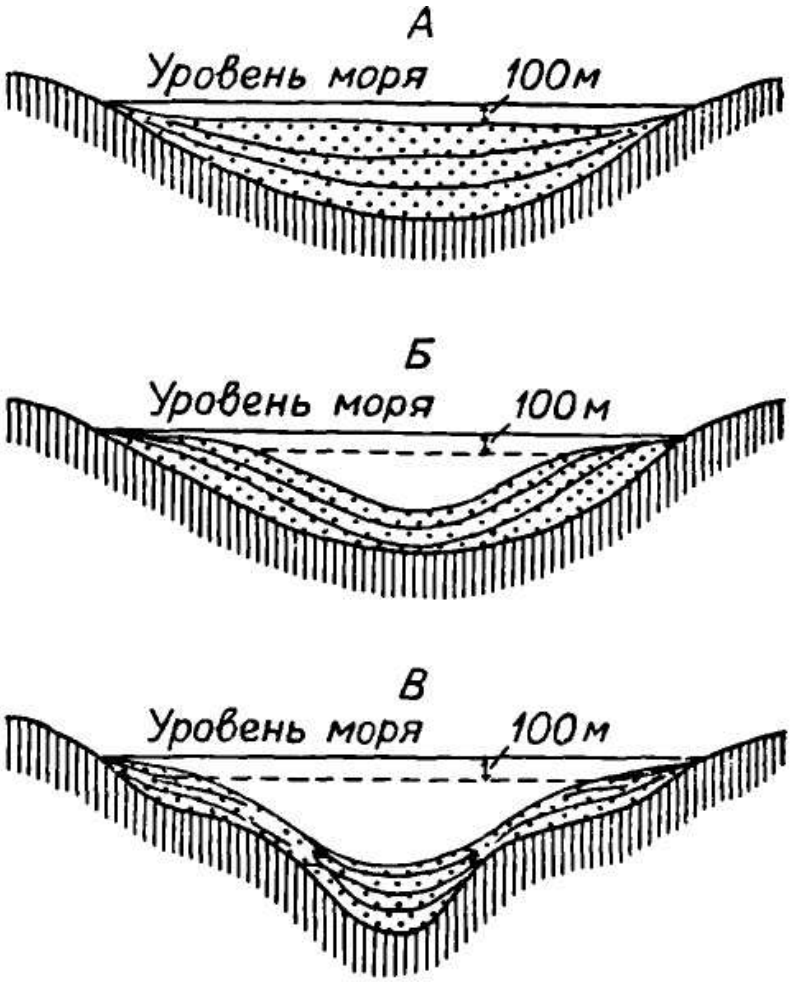


Рис. 22. Схема распределения мощностей. А - в шельфовых морях; Б - в котловинных морях; В — в узких трогах с продольными течениями (течение направлено перпендикулярно рисунку)

Увеличение поступления обломочного материала приводит к наращиванию шельфа и его продвижению — *проградации* — в

глубь бассейна. В центральных частях глубоководных бассейнов и особенно в открытом океане погружение опережает поступление с суши обломочного материала, это некомпенсированное погружение. Его признаком в разрезах древних бассейнов служит смена вверх по разрезу мелководных отложений все более глубоководными.

Обратное явление наблюдается в замкнутых или полузамкнутых эпиконтинентальных бассейнах. Здесь, особенно в заключительные фазы их развития, темп поступления обломочного материала превосходит скорость тектонического погружения, и он накапливается уже выше профиля равновесия; наступает *избыточная компенсация, или перекомпенсация погружения накоплением*. Ее признаком является смена вверх по разрезу более глубоководных отложений все более мелководными и, наконец, континентальными, что типично, в частности, для предгорных и межгорных прогибов.

Условия компенсированного погружения характерны для платформенных областей, где глубины моря редко превышают 50 м, для внешних зон геосинклиналей (миогеосинклиналей), отвечавших шельфу континентальных окраин, срединных массивов (микроконтинентов) и для определенных, обычно средних, стадий развития передовых и межгорных прогибов орогенов.

Подобно анализу фаций анализ мощностей может применяться в региональном и детальном плане. Детальный анализ используется для установления времени зарождения и истории развития локальных поднятий, что очень важно для поисков залежей нефти и газа. Активные локальные поднятия проявляются уменьшением мощностей, выражаясь на дне бассейна возвышенностями.

Определенные трудности при применении анализа мощностей создают их *вторичные изменения*, связанные с разными причинами: 1) уплотнением осадков под влиянием веса вышележащих отложений; 2) изменением мощности при складкообразовании; 3) последующим размывом отложений.

Уплотнение затрагивает в основном пелитовые и алевритовые осадки и идет наиболее быстрым темпом сразу за осадкообразованием, пока еще не закончилось накопление отложений данного стратиграфического интервала. А это значит, что оно тут же компенсируется дальнейшим осадконакоплением. Тем не менее уплотнение, особенно глин, продолжается и позднее и при детальном

анализе мощностей с ним приходится считаться, ибо в некоторых случаях разница между первоначальной и наблюдаемой мощностью может достигать 35—50%.

Перераспределение мощностей при складкообразовании также наблюдается в основном в глинистых и соленосных толщах. Оно выражается, в частности, в нагнетании солей и глин в ядра диапировых складок, где их мощность оказывается значительно большей, чем первичная, в противоположность синклиналям, откуда материал выжимается. Изменения настолько велики, что делают практически невозможным детальный анализ мощностей; с трудом удается вычислить среднюю первичную мощность толщи. Перераспределение мощностей происходит и при формировании многих линейных складок: мощность увеличивается в замках и уменьшается на крыльях; поэтому лучше брать средние значения.

Влияние последующего размыва отложений на правильность выводов из анализа мощностей во многом зависит от того, когда наступил этот размыв: вскоре после отложения осадков, при сохранении того же структурного плана, или намного позже, когда этот план существенно изменился и, например, на месте прогибов могли возникнуть поднятия. Ранний вторичный размыв не вносит больших искажений в картину распределения мощностей осадков. Поздний вторичный размыв, напротив, нередко приводит к существенному искажению первичного структурного плана, вплоть до уничтожения отложений на участках их первоначального максимального накопления вследствие обращения (инверсии) знака вертикальных движений. Чтобы решить, обязана ли данная зона современного отсутствия отложений того или иного возраста тому, что эта зона была в это время областью размыва, или тому, что эти отложения были размыты в более позднее время, следует привлечь распределение фаций. В первом случае должно наблюдаться концентрическое окаймление рассматриваемой зоны сначала более грубыми, затем более тонкими осадками, во втором случае может иметь место несогласное наложение зоны нулевых мощностей на фациальную зональность и полное отсутствие признаков сноса обломочного материала со стороны этой зоны.

Объемный метод. В дополнение к анализу фаций и мощностей А.Б. Роновым (1949) был разработан объемный метод изучения вертикальных движений. Этот метод предусматривает:

1. подсчет суммарных объемов отложений (по картам мощностей);

2. измерение относительных объемов различных типов отложений (по картам фаций /литофаций/ и мощностей);

3. определение среднего размера погружения и средней мощности отложений;

4. определение средней скорости погружений (частное от деления среднего размера погружения на абсолютную продолжительность соответствующего интервала времени);

5. определение средней интенсивности вулканизма (частное от деления объема вулканогенных пород на произведение площади и времени их накопления);

6. определение размера и средней скорости поднятия по объему снесенного с него обломочного материала, переотложенного в сопряженных прогибах (цифры получаются несколько заниженные, так как учитывается лишь та часть поднятия, которая компенсирована денудационным срезом, и игнорируется вынос растворимых компонентов в океан);

7. определение так называемого коэффициента поднятия (отношение общего объема обломочных пород к общему объему всех отложений).

Вычисление перечисленных показателей может значительно дополнить обычный качественный палеотектонический анализ. Так, определение среднего размера погружения дает надежный критерий для оценки относительной интенсивности движений различных геоструктурных зон в течение одной эпохи или одной и той же зоны в разные геологические эпохи.

Анализ формаций. *Геологическая формация — это закономерное и устойчивое сочетание определенных генетических типов горных пород, связанных общностью условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры*. Понятие формации приложимо ко всем типам горных пород — осадочным, вулканогенным, интрузивно-магматическим, метаморфическим. Сочетание осадочных и вулканогенных, вулканогенных и плутонических пород называют *литологическими ассоциациями* (например, трапповая, офиолитовая ассоциации; см. ниже). В относительно редких случаях формация бывает сложена какой-то одной породой (например, формации писчего мела, кварц-глауконитовых песков, толеитовых базальтов, гра-

нитоидов). Обычно число породных компонентов составляет три-четыре, реже больше. Помимо основных «формациеобразующих» пород в сложении формаций могут участвовать другие, подчиненные (акцессорные), компоненты, иногда настолько характерные и важные, что формация по ним получает название, например, угленосная формация.

Каждая порода, входящая в состав осадочной формации, отвечает определенной фации, точнее генетическому типу отложений, и, таким образом, осадочная формация (литоформация) — это комплекс фаций (генетических типов). Но если облик фации (генетического типа) определяется физико-географической обстановкой ее образования, то *основным фактором обособления формаций служит тектонический режим*, проявленный через форму тела формации (мощность, площадь распространения), набор и характер переслаивания слагающих ее пород. Существенно влияют на облик осадочных формаций, особенно континентальных и мелководноморских, и климатические условия, а также состав пород и тип их выветривания в области сноса, а иногда и вулканизм. Области распространения отдельных типов осадочных формаций отвечают областям осадконакопления — бассейнам разного типа, например, эпиконтинентальным, внутренним или окраинным морям, межгорным котловинам, аллювиальным равнинам, пустыням, одновременно являющимся крупными геоструктурными зонами или их частями.

Таким образом, *геологические формации являются показателями определенных тектонических режимов, и в этом их значение для геотектоники.* Правильно установив принадлежность той или иной формации к определенному типу, мы тем самым можем решить, какой из основных геоструктурных зон (платформа, геосинклиналь — ее внешняя или внутренняя зона, ороген и т.п.) принадлежала область ее накопления и на какой стадии развития она находилась. Следует подчеркнуть, что для правильного определения типа формации надо выяснить ее вертикальные и латеральные связи, ее положение в вертикальном и латеральном рядах. Формации, характерные для крупных геоструктурных зон, образуют по вертикали (разрезу) определенные *формационные ряды*, отвечающие последовательным стадиям их развития. Формационный ряд, типичный для геосинклиналей, впервые был установлен еще в конце прошлого века французским геологом М. Бертраном, а его повто-

рение в разрезе разновозрастных геосинклиналей дало ему основание для выделения тектонических циклов — гуронского (докембрийского), каледонского, герцинского, альпийского. Формационные ряды свойственны каждому из основных типов структурных элементов земной коры. Кроме вертикальных формационных рядов формации образуют и латеральные ряды, характеризующие переход от одной геоструктурной зоны к другой, на площади.

Сочетание вертикальных и латеральных рядов может быть изображено на формационных профилях. Составляются к*арты формаций* определенных геохронологических интервалов, которые используются, в сочетании с картами их мощностей, в качестве основы для построения *палеотектонических* карт.

В связи с распространением идей неомобилизма использование формаций в палеотектоническом анализе стало постепенно вытесняться использованием близкого, но не тождественного понятия *литодинамических* или *литогеодинамических комплексов*. Под такими комплексами понимают комплексы горных пород, осадочных, магматических, метаморфических, являющиеся непосредственными показателями геодинамической обстановки их образования. Примерами могут служить *молассы* — показатель горообразования, известково-щелочные вулканиты — островных дуг, ультраосновные-щелочные интрузии кольцевого типа — кратонов и т.д.

Анализ перерывов и несогласий. Тектонические движения, развивающиеся на фоне общего погружения и накопления осадков, фиксируются в изменениях фаций, мощностей и формаций, изучаемых соответствующими методами. Когда эти движения проявляются в условиях господства суши, они деформируют земную поверхность и образуют формы наземного рельефа, исследуемые структурно-геоморфологическими методами. *Но особые условия создаются в периоды обычно относительно кратковременных общих или местных поднятий (осушений), которые затем снова сменяются погружениями (затоплениями).* Эти события отмечаются перерывами в отложении осадков, а также несоответствием залегания разделенных перерывами толщ, получившим название **несогласий**. Движения и деформации, сопровождающие накопление осадков, как бы конденсируются в плоскости перерывов и несогласий. Перерывы совпадают с фазами усиления движений, деформаций и перестроек структурного плана.

Несогласия и их типы. Наиболее простым видом несогласия является *параллельное*, или *стратиграфическое, несогласие* (рис. 23).

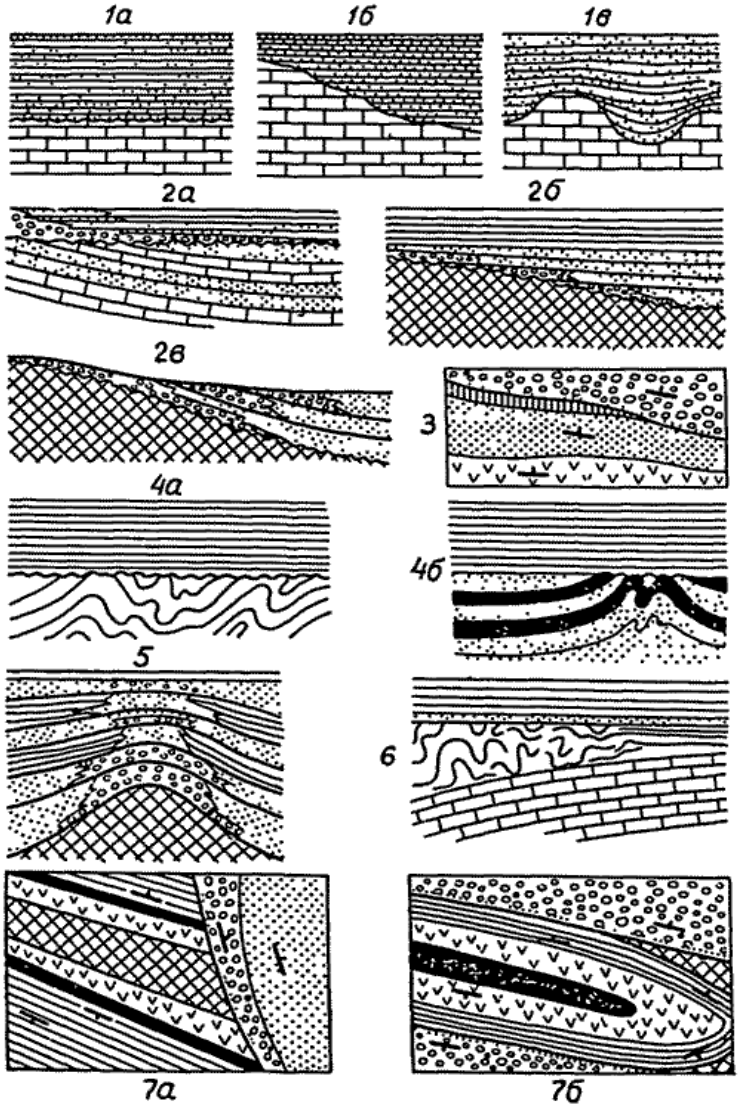


Рис. 23. Основные виды несогласий, по В.Е. Хаину, 1964:
I — стратиграфическое (параллельное) (а — параллельное налегание, б — параллельное прилегание, в — плащеобразное облекание); 2 — краевое (а — трансгрессивное перекрытие, б — трансгрессивное прилегание; в — регрессивное прилегание); з — географическое (картографическое); 4 — угловое (а — региональное, б — местное); 5 — рассеянное (дисперсное) ; 6 — подводно-оползневое; 7 — азимутальное (а — региональное, б — местное). Несогласия 3, 7 изображены в плане, остальные — в профиле

Для этого вида несогласий характерно то, что слои, залегающие выше поверхности перерыва, остаются параллельными слоям, залегающим ниже этой поверхности. Это свидетельствует о том, что произошло общее поднятие местности или эвстатическое понижение уровня моря (океана), сменившееся погружением или новым повышением уровня моря. Различить эти две возможные причины параллельного несогласия позволяет установление площади

его распространения и отношения к региональным структурам: если оно проявлено на площади целой платформы или даже нескольких платформ безотносительно к их внутренней структуре, это несогласие должно быть связано с эвстатическими колебаниями уровня океана. В противном случае несогласие является региональным или даже локальным, местным, если оно приурочено к сводам локальных платформенных поднятий, испытавшим осушение.

Разновидность параллельного несогласия составляет *параллельное прилегание*, или эрозионное несогласие. Оно характеризуется резко неровной поверхностью перерыва с заполнением послеперерывными осадками эрозионных углублений в более древних слоях; эти осадки прислоняются к более древним слоям, но сохраняют параллельность залегания по отношению к ним. Если эта параллельность не соблюдается и слои послеперерывной серии на склонах эрозионных выступов залегают с первичным наклоном, говорят о *плащеобразном облекании*. Первичный наклон обычно довольно быстро сглаживается вверх по разрезу, и вышележащие слои послеперерывной серии (как и базальные слои в эрозионных впадинах) залегают уже параллельно слоям доперерывной толщи.

Для возникновения этих двух разновидностей параллельного несогласия необходимы поднятие или понижение уровня моря достаточно значительные, чтобы вызвать врез эрозионной сети. Последующее погружение или подъем уровня моря должны быть достаточно быстрыми, чтобы возникшие неровности рельефа не успели сгладиться эрозией. Глубина эрозионных врезов позволяет приближенно оценить размер поднятия в течение перерыва или понижения уровня океана или замкнутого бассейна.

Следующий вид несогласий составляют *краевые несогласия*. Они наблюдаются по краям бассейнов осадконакопления, т.е. областей тектонического погружения, в результате неоднократных изменений положения береговой линии, обусловленных эвстатическими колебаниями уровня моря. Иначе говоря, эти несогласия являются следствием наложения эвстатических колебаний на региональные вертикальные нисходящие (волновые) движения, нарастающие к центру бассейна. Проявляются краевые несогласия в утонении и выклинивании слоев к краю бассейнов с налеганием более молодых отложений не только с перерывом, но и с несколько меньшим наклоном на более древние отложения. Разница в наклоне, как правило, настолько незначительна, что подобные несогла-

сия устанавливаются лишь путем сопоставления нескольких обнажений или (и) разрезов скважин, расположенных по одному профилю, поперечному к краю бассейна.

Существуют три разновидности краевых несогласий. *Трансгрессивное перекрытие* (англ. overlap) заключается в том, что трансгрессивная свита по направлению к краю бассейна ложится на все более и более древние слои, последовательно срезая абрадированные пласты. *Трансгрессивное и несогласное прилегание* (англ. onlap) образуется ближе к центральной части бассейна в результате расширения его контуров при нарастающей интенсивности погружения и (или) повышения уровня моря; в отличие от предыдущей разновидности абразия не успевает срезать тектонически обусловленные топографические склоны по краям бассейна; этот вид краевого несогласия вверх по региональному восстанию может перейти в предыдущий. *Регрессивное прилегание* (англ. offlap), отличающееся последовательным отступанием береговых линий более молодых морей к центру бассейна вследствие усиления нисходящих движений, отставания накопления осадков от погружения или понижения уровня моря; при этом более молодые отложения часто как бы вложены в более древние, отделяясь от них абразионным уступом.

При образовании всех перечисленных разновидностей краевых несогласий общая конфигурация бассейна может оставаться без изменений; береговые линии, более древние и более молодые, при этом сохраняют взаимную параллельность. Однако в ходе геологического времени структура бассейна нередко подвергается перестройке, вследствие чего контуры морей более молодых эпох оказываются непараллельными контурам более ранних морей и их пересекают. В плане, на геологической карте это выражается тем, что подошва послеперерывных отложений контактирует с разными горизонтами доперерывных отложений, последовательно срезая границы этих горизонтов. Подобное несогласие обычно отчетливо выступает лишь на мелкомасштабных картах; поэтому оно было названо Н. С. Шатским *географическим*, а французскими геологами — *картографическим несогласием*.

Следующий основной вид несогласий — это *угловое несогласие*, которое выражается в наблюдаемой в отдельных обнажениях, разрезах скважин и на сейсмических профилях и поддающейся замеру горным компасом разнице в наклоне слоев ниже и выше по-

верхности перерыва. Возникает оно вследствие проявления складчатых деформаций до и (или) в течение перерыва в накоплении осадков и денудации сводов складок во время самого перерыва. Новое погружение или повышение уровня моря приводит к перекрыванию размытых дислоцированных пластов горизонтально лежащими на них молодыми осадками. В дальнейшем и эти отложения могут подвергнуться складчатости, но разница в наклоне их и подстилающих слоев сохранится.

Угловые несогласия разделяются на региональные и местные; последние проявляются лишь в сводах антиклиналей и затухают в синклиналях. Региональные несогласия характерны для зон линейной складчатости, а местные — прерывистой. При росте складок на фоне непрерывного погружения и накопления осадков вместо углового образуется *рассеянное* (дисперсное, конседиментационное) *несогласие*, выражающееся в постепенном возрастании наклона слоев со стратиграфической глубиной, параллельно с увеличением их мощности от антиклиналей к синклиналям. Более древние слои обладают большим наклоном, так как испытали более длительное воздействие процесса складкообразования. Рассеянное несогласие не может быть выявлено в одном обнажении; оно обнаруживается при построении профилей по нескольким обнажениям или скважинам, а также отражается на сейсмических профилях.

Региональные угловые несогласия к центру бассейна по мере усиления погружений и сокращения длительности перерыва сменяются местными, а затем рассеянными несогласиями. Иногда местные угловые несогласия возникают и в подводных условиях, без осушения сводов складок вследствие подводного оползания отдельных пакетов слоев со склонов растущих поднятий и налегания более молодых осадков непосредственно на сильнее наклоненные, не затронутые оползанием более древние; это *подводно-оползневое несогласие*.

Существует еще один вид угловых несогласий, связанных не со складкообразованием, а с растяжением коры при рифтообразовании и наклоном образующихся при этом блоков. Это *несогласие растяжения*.

Подобно тому как изменение плана расположения крупных структур вызывает образование географических несогласий, изменение ориентировки простирания складок в процессе их роста приводит к возникновению *азимутальных несогласий*. Последние вы-

ражаются в том, что залегание слоев, разделенных поверхностью перерыва, отличается не только величиной угла наклона, но и направлением падения.

Крайней степенью несогласия является *общее*, или *структурное*, *несогласие*. Оно выражается в полном несовпадении простирания, положения осей, числа и формы складок в доперерывном и послеперерывном комплексах.

Таким образом, различные виды несогласий отражают различные типы тектонических движений (деформаций) и их сочетаний. Параллельные несогласия представляют результат колебательных вертикальных движений или эвстатических колебаний уровня моря (океана); краевые несогласия возникают на границе зон региональных поднятий и опусканий; угловые несогласия фиксируют складко- или рифтообразование; географические и азимутальные несогласия отражают изменение плана расположения соответственно региональных структур и складок. Общие структурные несогласия приурочены к границам тектонических этапов (циклов) ко времени смены тектонических режимов (геосинклинального — орогенным, орогенного — платформенным).

Изучение несогласий очень важно не только с теоретической, но и с практической точки зрения. К несогласиям нередко приурочены залежи бокситов, оолитовых железных руд, руд никеля, нефти, газа, россыпей ценных минералов и др. При этом нефть и газ могут залегать как в доперерывных слоях, срезанных и запечатанных поверхностью несогласия, так и в базальных песчаных пачках послеперерывных серий, в частности, в выветрелых и трещиноватых породах фундамента платформы и в основании их осадочного чехла. Автохтонные бокситы, никелевые руды в коре выветривания серпентинитов залегают под поверхностью несогласия, переотложенные бокситы и железные руды — над этой поверхностью.

Палеогеологические карты. Особый интерес для анализа представляют поверхности региональных несогласий, отвечающие переломным эпохам тектонической истории. Для таких поверхностей составляют палеогеологические карты, на которые, в основном по данным бурения, отчасти поверхностного картирования, наносят выходы образований разного возраста, залегающих непосредственно ниже поверхности перерыва и несогласия. Так как поверхность при этом как бы приводится в горизонтальное положение, снимается эффект всех последующих деформаций и восстанавливается

структурный план, сложившийся к концу перерыва. Как и на обычных геологических картах, площади распространения наиболее древних образований отвечают поднятиям этого палеоструктурного плана, наиболее молодых — впадинам, которые, будучи несогласно перекрытыми послеперерывными отложениями, не могут быть выявлены при поверхностном картировании.

Кроме основного типа палеогеологических карт предложены различные их модификации. Так, в качестве дополнительной нагрузки наносятся изогипсы современной структуры доперерывного комплекса или изогипсы структуры опорного горизонта в доперерывном или послеперерывном комплексе. Особый тип палеогеологических карт, как бы обратный основному их типу, — карты, отражающие возраст базальных отложений послеперерывного комплекса, т.е. развитие послеперерывной трансгрессии. На таких *картах трансгрессий* выходы наиболее древних отложений соответствуют наиболее прогнутым участкам, раньше всего охватываемым трансгрессией (или континентальным осадконакоплением), а выходы наиболее молодых отложений — наиболее поднятым участкам, где позже всего начинается накопление осадков.

Существуют карты, являющиеся продуктом наложения друг на друга палеогеологических карт обоих основных типов. На этих картах, именуемых *картами контакта*, изображены стратиграфические подразделения послеперерывной серии, налегающие на подразделения доперерывной серии. На них видно, какова в каждом пункте длительность перерыва, а чем длительнее перерыв, тем, очевидно, больше интенсивность восходящих движений. Другую разновидность представляют карты условий или типов залегания тех или иных отложений на подстилающих слоях.

Палеомагнитные методы. В 50-е годы нашего века было обнаружено, что горные породы, как осадочные, так и магматические, если они подвергались интенсивным механическим или тепловым воздействиям, сохраняют «память» о магнитном поле, в котором они образовались. Это явление, получившее название *остаточной намагниченности*, объясняется тем, что ферромагнитные минералы, входящие в состав пород, в момент осаждения осадка или кристаллизации магмы (из которой они выпадают первыми) приобретают ориентировку, отвечающую ориентировке магнитного поля, в котором протекал процесс осадконакопления или магматизма. Эта ориентировка сохраняется до тех пор, пока соответствующие мине-

ралы не будут нагреты до точки Кюри, разной для минералов, — 550° для магнетита и 120° для титаномагнетита, но в среднем около 400°. Ориентировка выражается в том, что магнитное склонение направлено на северный магнитный полюс, а наклонение зависит от широты: чем она выше, тем наклонение больше.

Открытие остаточной намагниченности положило началу новому научному направлению — *палеомагнетизму*. Первые исследования были проведены в Англии (К. Ранкорн и др.), затем в США, значительный вклад был внесен советским ученым А.Н. Храмовым, а затем и другими магнитологами. Для палеомагнитных исследований требуется взятие ориентированных образцов, что достигается в настоящее время выбуриванием их из обнажений или взятием ориентированных кернов из скважин. В случае, если пласты оказались дислоцированными, необходимо внести поправку на их вторичный наклон. Далее необходимо подвергнуть образцы так называемой чистке, чтобы избавиться от эффекта вторичных изменений намагниченности породы.

Первые же определения ориентировки остаточной намагниченности привели к парадоксальным, с господствующей в те годы точки зрения, результатам. Оказалось, что эта ориентировка расходится с ориентировкой современного магнитного поля, и чем древнее породы, тем, как правило, в большей степени. Вывод, который напрашивался из этих наблюдений, состоял в том, что магнитные полюса в геологическом прошлом занимали иное положение, чем в настоящее время, и не совпадали с географическими полюсами (они не точно совпадают и в настоящее время, но отклоняются на небольшую величину). Но довольно быстро было обнаружено, что это объяснение несостоятельно, ибо образцы пород одного и того же возраста, взятые на разных континентах, указывают на разное положение полюса. Такое могло быть лишь при допущении, что древнее магнитное поле, в отличие от современного, было не дипольным, не полем осевого диполя, но для такого допущения нет серьезных оснований. К тому же вскоре выяснилось, что если совместить, например, доюрские полюса Северной Америки и Европы вместе с контурами этих материков, по образцам с которых они были определены, получим единый континент, который впишется в очертания Пангеи, как она была намечена Вегенером. То есть выяснилось, что движутся не магнитные полюса, а материки. Это от-

крытие дало один из самых мощных импульсов к возрождению мобилизма и появлению тектоники плит.

Палеомагнитные определения дают два параметра — направление на полюс и широту; их сочетание позволяет вычислить положение полюса. Для получения достоверных результатов необходимо взять образцы из разных участков и сделать по ним замеры, указывающие на положение палеополюса. Следует ожидать, что положение полюсов, определенных по разным образцам из разных участков, окажется несколько различным. Эти полюса, называемые виртуальными, наносят на карту и очерчивают круг, в который должны попасть 95% виртуальных полюсов; такой круг называется доверительным. Усредненное положение палеополюса отвечает центру этого круга. Желательно, чтобы его радиус составлял не более 5°; при этом образцы должны быть взяты из пород, несколько отличающихся по возрасту, чтобы получить необходимый разброс данных.

Контрольные вопросы

1. Перечислите известные вам виды палеотектонического анализа.
2. Что такое фация? Что представляет собой анализ фаций?
3. В чём состоит принцип палинспастических реконструкций?
4. Чем объясняется цикличность осадконакопления?
5. В чём состоит анализ мощностей? Каковы связи мощности отложений с тектоническими движениями? С какими трудностями сопряжено применение метода?
6. Что такое геологическая формация? Значение формаций в палеотектоническом анализе.
7. Какие типы несогласий в залегании горных пород вам известны? Как используется изучение несогласий в палеотектоническом анализе?
8. Что представляют собой палеогеологические карты?
9. Как используются палеомагнитные методы в геотектонике?

Неотектонический анализ. Структурно-геоморфологические методы

Охарактеризованные выше методы палеотектонического анализа имеют ограниченную применимость для изучения тектонических движений и деформаций новейшего этапа развития земной коры, поскольку отложения этого этапа находятся в основном за пределами современной суши, а в ее пределах встречаются, если не

считать тонкого покрова четвертичных континентальных осадков, лишь в отдельных впадинах. Поэтому они сохраняют свое значение только для этих впадин. Но зато появляется возможность использования комплекса других методов — *структурно-геоморфологических*, основанных на изучении особенностей современного рельефа земной поверхности, поскольку этот рельеф создан главным образом, если не исключительно, именно новейшими движениями и деформациями. Поэтому структурно-геоморфологические методы, т. е. восстановление новейших структур и создавших их движений и деформаций по особенностям рельефа, стали основными для *неотектонического анализа*. Выявление новейших структур имеет большое практическое значение: для поисков залежей нефти и газа, на размещение которых новейшие движения оказывают нередко решающее влияние, для поисков россыпных месторождений, рудных месторождений новейших металлогенической эпохи (Hg, Sb, As и др.), при строительстве атомных и гидроэлектростанций, портовых сооружений и пр. Результатом развития исследований этого направления явилось становление особой дисциплины, пограничной между геоморфологией и геотектоникой, — *структурной геоморфологии*.

Синтезом всех данных о проявлении новейших движений являются карты новейшей тектоники.

Орографический и батиметрический методы являются наиболее простыми из геоморфологических методов. Первый из них применим в тех областях суши, где скорость вертикальных движений намного превышает скорость денудации. В областях внутриконтинентального, эпиплатформенного орогенеза, таких как Тянь-Шань, Саяны, Забайкалье, сводовые и сводово-глыбовые поднятия и разделяющие их впадины отчетливо выражены в рельефе. Более мелкие, «живые», складчатые дислокации особенно хорошо выражены орографически на погружениях складчатых систем, на периферии, реже в осевых зонах предгорных и межгорных депрессий, например, в Терско-Кумской, Куринской, Ферганской впадина. В центральных частях горных систем проявление складчатых деформаций подавлено деформациями более крупного радиуса — сводовыми, а в центральных частях прогибов — накоплением осадков, и для выявления развивающихся складок требуется применение более детальных исследований.

Непосредственно выражены в рельефе морского дна и могут обнаруживаться батиметрическим методом поднятия и прогибы разного масштаба, находящиеся ниже базиса действия волн, т.е. в среднем порядка 150—200 м.

Начиная с конца 70-х годов важную информацию о подводном рельефе океанского дна дает спутниковая альтиметрия (лазерная и радарная), поскольку с ним тесно связан и рельеф поверхности воды Мирового океана. По промерам расстояний от орбиты спутника до поверхности океана строятся карты ее рельефа, первая такая карта была опубликована в США в 1978 г. Крупные понижения поверхности океана находятся над гравитационными максимумами (самое глубокое у Мальдивских островов), крупные поднятия — над гравитационными минимумами (самое высокое у Новой Гвинеи), общая амплитуда рельефа около 180 м. На этом фоне различимы разнообразные формы с относительными превышениями от сантиметров до 15—20 м, которые находятся в прямом соответствии с рельефом океанского дна.

Морфометрические методы. Для более точного оконтуривания поднятий и выявления активных разломов в пределах сильно расчлененных денудацией молодых горных стран и денудационных равнин платформ применяются различные морфометрические методы. Они разработаны в основном в нашей стране: для равнин — В.П. Философовым, Л.Б. Аристарховой, для горных стран — Н.П. Костенко, А.В. Орловой, Н.П. Кочневой. Исходным материалом служат топографические карты, которые обрабатываются таким образом, чтобы снять влияние денудационного расчленения, в особенности эрозионного вреза. Конкретные приемы такого снятия различны: в методике В. П. Философова они заключаются в проведении огибающих кривых, проходящих через пересечение тальвегов долин одного порядка одноименными изогипсами (карты базисных поверхностей), в методике Л.Б. Аристарховой такими кривыми соединяются положительные выступы одноименных и отдельные отметки близких по значению горизонталей (карты морфоизогипс). Исследователи горных стран ориентируются на отметки вершинных поверхностей и полосы крутых уступов рельефа, интерпретируемые как отражение разломов; в результате выявляется глыбовое (блоковое) или сводово-глыбовое (блоковое) расчленение горных стран.

Изучение морских побережий. Наличие такого естественного репера, как уровень моря (то же относится к озерам), создает возможность выявления и количественной оценки поднятий и опусканий побережий. Наилучшие условия для этого находятся в районах с развитием *морских террас*. Терраса представляет пологонаклоненную в сторону моря площадку, отвечающую верхней части былой материковой отмели, примыкающей к древнему береговому уступу. Ее тыльный шов соответствует береговой линии времени формирования террасы и именно по нему замеряется ее современная высота над уровнем моря. Выработка уступа и выровненной поверхности самой террасы указывает на относительно устойчивое положение береговой линии. Затем должно было произойти понижение уровня моря и выработка новой террасы на более низком уровне. Такое понижение может быть следствием двух причин: проявления отрицательных эвстатических колебаний или поднятия суши. В первом случае террасы должны прослеживаться на одинаковой высоте и разность их отметок должна выдерживаться на большом протяжении. Это характерно для платформенных областей. Во втором случае высота террас и разность их отметок испытывают значительные колебания; на участках интенсивных погружений и накопления осадков они сближаются, а затем уходят ниже уровня моря. На шельфе близ берегов нередко встречаются затопленные террасы — свидетельство быстрого подъема уровня моря или быстрых опусканий суши.

Изучение морфологии берегов дает дополнительный материал для суждения о направленности новейших движений. *Для опускающихся берегов* характерен резко изрезанный контур с многочисленными заливами, бухтами, полуостровами, мысами, абразионным типом берега, с устьями рек в виде эстуариев или уменьшающихся в размерах дельт, а также уменьшающиеся благодаря наступанию баров лагуны, понижающиеся в сторону моря береговые валы. На шельфе против таких берегов часто наблюдаются следы затопленного наземного рельефа — подводные продолжения речных долин, моренные гряды, дюны, барханы, затопленные леса, торфяники, коры выветривания, почвы, погребенные льды, обращенные формы рельефа (понижения на месте антиклиналей), погруженные ниже уровня обитания рифостроящих организмов (до 45—50 м) и отмершие коралловые рифы. *Поднимающимся берегам свойственны*: более или менее выровненные очертания, преимуще-

ственно аккумулятивный тип берега, устья рек в виде дельт, испытывающих разрастание, серии береговых валов с отметками, повышающимися в сторону суши, разрастающиеся бары, а иногда и отгороженные ими лагуны, поднятые коралловые рифы.

Изучение речной сети и речных долин. Заложение речных долин, как правило, предопределяется тектоническими условиями: они развиваются преимущественно вдоль разрывов, зон повышенной трещиноватости и синклинальных понижений. При перестройке структурного плана реки вынуждены приспосабливаться к растущим антиклинальным поднятиям, наиболее активные из которых отклоняют течение реки и вызывают изгибы речного русла. При особенно быстром росте поднятий реки покидают свои прежние долины, сохраняющиеся в виде висячих долин, и прокладывают новые в обход этих поднятий, образуя излучины. Но если речной поток обладает большой живой силой, река оказывается в состоянии преодолеть подъем складки и сохранить прежнее положение, углубляя свое русло с постепенным возрастанием глубины вреза. Так образуются *антецедентные долины* — прорывы реки, через более молодые антиклинальные возвышенности. В таких долинах нередко наблюдаются *врезанные меандры* — признак того, что река первоначально текла по равнине. Перестройки структурного плана часто являются также причиной *речных перехватов* — расширения одного речного бассейна за счет другого. Обычно таким бассейном оказывается тот, который расположен в области большего относительного тектонического погружения.

Тектонические движения, испытываемые местностью, по которой протекает река, находят свое отражение и в форме *продольного и поперечного профиля*, и во всем строении ее долины.

На *участке относительных поднятий* увеличивается уклон русла реки, меандры испытывают спрямление или исчезают вовсе, пойма суживается, аллювий представлен наиболее грубыми разностями, обладает небольшой мощностью, относится к типу перестилаемого аллювия или вообще отсутствует, ширина долины невелика, террасы узкие, цокольного или эрозионного типа, достигают значительной высоты над руслом, число их сравнительно велико. При особенно быстром поднятии долина сужается до ширины поймы, террасы вообще исчезают, эрозионный врез резко увеличивается, река течет в каньоне.

На *участке относительных опусканий* уклон русла уменьшается, пойма и вся долина расширяются, появляются меандры. Аллювий относится к выстилающему типу, сложен тонким материалом, представлен пойменной и старичной фациями, обладает значительной мощностью, его подошва нередко залегает заметно глубже современного ложа реки (переуглубленные долины). Террасы широкие, аккумулятивного типа, сравнительно малочисленные, так как при переходе от участков поднятий происходит их слияние и частичный уход под уровень русла, начиная с более молодых и низких; высота террас и разности их отметок понижаются. В аридных зонах характерно появление пойменной растительности на участках речных долин, расположенных сразу выше по течению от зон поднятий, благодаря подпруживанию подруслового потока, остающегося на месте реки в жаркое и сухое время года.

Нередко наблюдаемая асимметрия речных долин — один берег крутой, другой — пологий, если она не подчиняется закону Бэра, связана с неравномерным поднятием берегов. Вообще, если река течет параллельно растущему поднятию, она постепенно сползает с него и подмывает противоположный берег. Но иногда наблюдается и обратная картина: антиклиналь, которой отвечает значительный гравитационный максимум, как бы притягивает к себе реку и тогда та подмывает «антиклинальный берег» (подмыв Волгой Жигулевских гор и т. п.).

Изучение поверхностей выравнивания. Подобно тому как изучение высотных отметок морских и речных террас дает представление об амплитуде и скорости новейших поднятий на побережьях и в долинах, в пределах водораздельных пространств горных стран и денудационных равнин реперами служат поверхности выравнивания. В то время как наиболее древние речные террасы имеют плиоценовый возраст, наиболее молодые поверхности выравнивания относятся к раннечетвертичному времени, а наиболее ранние восходят к миоцену в эпигеосинклинальных орогенах (Кавказ, Карпаты и др.), к палеогену — мелу в эпиплатформенных орогенах (Тянь-Шань, Урал и др.), к мелу — юре на древних платформах (Сибирская, Африканская, Южно-Американская). Поэтому изучение поверхностей выравнивания, их деформаций служит практически единственным методом восстановления тектонических движений суши неоген-палеогенового и мезозойского времени.

Поверхности выравнивания (пенеплены) в горных странах представляют относительно слабоволнистые, располагающиеся почти горизонтально или полого наклоненные к периферии горных сооружений нагорные равнины, срезающие складчатую структуру этих сооружений. Они образуют в их рельефе как бы «лестницу», служащую продолжением вверх «лестницы» речных и морских террас. Наиболее высокая и наиболее древняя поверхность занимает центральную часть хребта, нередко охватывая его главный водораздел и переходя с одного склона на другой. Остальные поверхности выравнивания развиты по периферии хребта и располагаются концентрически, последовательно понижаясь к окраинам горной страны. На этих поверхностях, особенно более низких и молодых, местами сохраняются осадки, чаще всего речные, озерные, иногда морские, что создает возможность непосредственного определения условий их образования и возраста.

Первично поверхности выравнивания представляли собой денудационные, абразионные или абразионно-аккумулятивные (ближе к морскому бассейну) равнины. Образование их «лестницы» связано, очевидно, с периодическим оживлением и усилением восходящих движений (рис. 24).

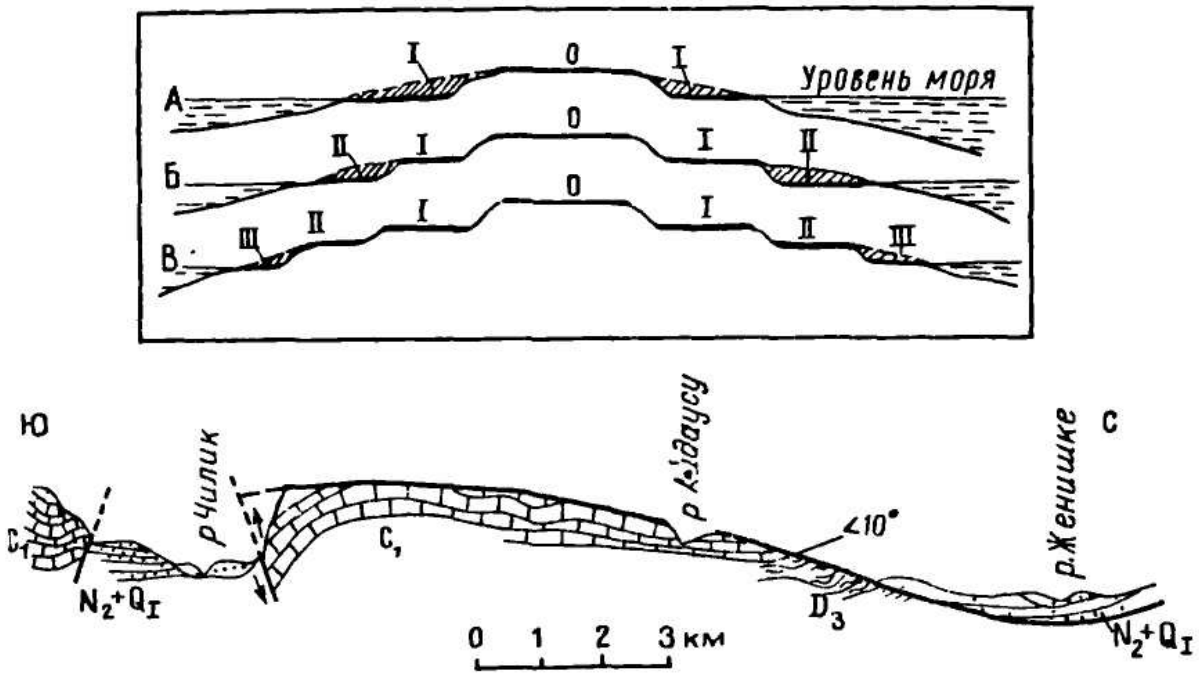


Рис. 24. Схема последовательного формирования поверхностей выравнивания I—III по мере поднятия горного сооружения; штриховкой обозначен очередной денудационный врез (по В.Е. Хаину, 1973). Внизу — тектонические деформации (изгибы, разрывные смещения) одной из древних поверхностей выравнивания в Заилийском Алатау (по А.В. Горячеву, 1959)

Поднятие вызывает оживление попятной глубинной эрозии, распространяющейся от смежных бассейнов передовых и межгорных прогибов. Эрозия сначала глубинная, затем боковая и последующий плоскостной смыв с отступанием склонов, а нередко и абразия, связанная с трансгрессией моря на периферии горного сооружения, частично уничтожают более раннюю поверхность выравнивания и создают новую на более низком уровне. Этот процесс обычно не доходит до конца и прерывается новой фазой воздымания. В результате в центральной части горного сооружения (или континентальной платформы) сохраняются останцы более древней поверхности, окаймленной по периферии более молодой. Так возникает целая серия поверхностей выравнивания, пока, наконец, восходящие движения не станут настолько интенсивными, а периоды их затухания настолько непродолжительными, что начнется энергичное врезание речных долин, а боковая эрозия ограничится выработкой террасовых поверхностей в пределах последних.

Поскольку поверхности выравнивания образуются на небольшой высоте над уровнем моря и их поверхность может быть приближенно принята за горизонтальную, современная абсолютная высота данной поверхности дает возможность определить общую амплитуду и скорость поднятия горной страны со времени ее образования. Разность отметок между двумя смежными поверхностями позволяет определить амплитуду и скорость поднятия за время, отделяющее возникновение более высокой и древней поверхности от более низкой и молодой.

Контрольные вопросы

1. Какие методы относятся к структурно-геоморфрлогическим? С какими целями они применяются?
2. Каково применение орографического и батиметрического методов?
3. Каковы цели использования морфометрических методов?
4. Как применяется изучение морских побережий в неотектоническом анализе?
5. В чём состоит суть изучения речных долин и сетей?
6. Что представляют собой поверхности выравнивания? Что даёт их изучение?

Концепция тектоники литосферных плит

Первые идеи о дрейфе континентов появились вскоре после того, как был открыт Новый Свет и составлены первые географические карты континентов по обе стороны Атлантики. На сходство береговых линий Африки, Европы и Америки обратил внимание в 1596 г. *Абрахам Ортелиус (Abraham Ortelius)* и в 1620 г. *Фрэнсис Бэкон (Sir Francis Bacon)*. Но это были скорее гениальные догадки, чем начало новой теории, поскольку в конце XVI – начале XVII века геология как наука еще не существовала.

Первой научно обоснованной гипотезой, позволившей искать причинно-следственные связи в геологических явлениях, была **контракционная гипотеза** французского геолога *Эли де Бомона (Elie de Beaumont)* (1830-е годы). Она исходила из представлений о горячем (огненно-жидком) происхождении Земли и объясняла тектоническую активность нашей планеты ее постепенным остыванием и сжатием, за счет которых на поверхности Земли возникают горные сооружения и складчатость. Хотя контракционная гипотеза оказалась физически несостоятельной, она господствовала почти 100 лет, вплоть до 30-х годов XX века.

Несмотря на это, уже в конце XIX века появились **первые научно обоснованные мобилистские идеи**, кардинально пересматривающие устоявшуюся контракционную гипотезу. Они принадлежали английскому физику *Освальду Фишеру (Oswald Fisher)* (1889 г.), который за основу геодинамической модели развития земной коры принял **закономерности движения лавовых корок**, образующихся при остывании магмы в лавовых озерах кратеров вулканов на Гавайских островах. Эти корки перемещались от открытых трещин, заполняемых жидкой магмой (из которой при остывании и формировались сами корки), к местам их торошения и погружения в глубины расплавленной магмы лавового озера. Экстраполируя свои наблюдения на земную кору, Фишер заключил, что океанская кора также образуется за счет излияния базальтов из трещин в зонах ее растяжения, а поглощается в зонах сжатия, где океанское дно пододвигается под островные дуги и активные окраины континентов. Движущим механизмом, перемещающим блоки земной коры, служили, по Фишеру, **конвективные течения подкорового субстрата**.

Следующий **крупный шаг в развитии мобилизма** сделал выдающийся немецкий метеоролог *Альфред Вегенер (Alfred Wegener)* (1912 г.), предложивший свою знаменитую гипотезу **дрейфа континентов**. Он не просто предположил возможность горизонтальных перемещений континентов, но и привел целую систему обоснованных доказательств данного явления. Помимо уже упоминавшегося сходства очертаний западных и восточных береговых линий Атлантического океана, Вегенер указал *на однотипность геологического строения* смежных материков, окружающих этот океан, *общность древней палеозойской и мезозойской фауны и флоры* на разобщенных ныне материках, а также на следы почти одновременного *позднепалеозойского покровного оледенения в Южной Америке, Африке, Индии и Австралии*. Однако, с трагической гибелью Вегенера в Гренландии в 1930 г. его гипотеза была предана забвению. Этому было несколько причин. Во-первых, Вегенер *не был геологом*, и после его смерти научное сообщество получило возможность безответной критики оппонента, к тому же не относящегося к “их цеху”. Во-вторых, науке свойствен естественный консерватизм, иногда, кстати, вполне оправданный, поскольку он защищает науку от принятия легковесных гипотез. В-третьих, наконец, Вегенер *не смог правильно объяснить механизм дрейфа континентов*: он предполагал, что перемещения материков происходят за счет ротационных сил, связанных с вращением Земли, и приливных взаимодействий Земли с Луной. Очень скоро (1934 г.) знаменитый английский геофизик *Гарольд Джеффрис (Harold Jeffreys)* показал, что предложенные Вегенером механизмы на много порядков слабее тех сил, которые могли бы сместить материки.

Для возрождения идей мобилизма потребовалось длительное время накопления новых фактов, убедительно подтвердивших не только дрейф континентов, но и открывших новое явление – **разрастание (спрединг) океанского дна**. Это произошло только в конце 1950-х годов после проведения *палеомагнитных исследований* на континентах и широкомасштабного геолого-геофизического изучения океанского дна. Изучение магнитных свойств горных пород показало, что последние способны *“запоминать” древнее геомагнитное поле*. Когда накопилось достаточное количество палеомагнитных определений по палеозойским породам разных континентов, то оказалось, что, если расположить все материки таким образом, чтобы их палеомагнитные полюса совпали с современны-

ми географическими полюсами, Атлантический океан “закрывается”, и получается реконструкция суперконтинента Пангеи, модель которой построил Вегенер задолго до появления самих палеомагнитных данных.

Интенсивное исследование океанского дна, начатое еще во время Второй Мировой войны и продолженное в 1950-е годы ВМС США, привело к открытию **крупнейшей системы подводных хребтов**, переходящих из океана в океан и опоясывающих всю Землю непрерывной цепью длиной около 70 000 км. Оказалось, что вдоль гребней этих хребтов располагаются глубокие трещины растяжения, со дна которых всегда извлекаются только молодые базальты. Возраст же океанского дна в целом, судя по возрастам океанских островов и донных осадков, всегда оказывался сравнительно молодым (не более 150 – 160 млн лет).

После этих открытий гипотеза дрейфа континентов стала быстро возрождаться, но уже на совершенно новом уровне. В 1961 г. профессор геологии Принстонского университета *Гарри Хесс (Harry Hess)* и американский геофизик *Роберт Дитц (Robert Ditz)* высказали идею об **образовании океанской коры в осевых зонах срединно-океанских хребтов**, о молодости и растекании (спрединге) океанского дна, а также о **погружении океанской коры в мантию** в пределах сопряженных структур глубоководных желобов с островными дугами или активными окраинами континентов.

В 1963 г. английские геофизики *Фредерик Вайн (Frederic Vine)* и *Драммонд Мэтьюз (Drammond Matthews)*, выдвинули смелое предположение о том, что **линейные магнитные аномалии океанов представляют собой запись инверсий геомагнитного поля на океанском дне**. Это позволило американскому геофизику *Джиму Хейрцлеру (Jim Heirtzler)* в 1966 г. составить первую хронологическую шкалу магнитных инверсий и аномалий, а в 1968 г. теоретически рассчитать возраст дна всего Мирового океана и, таким образом, подтвердить геологическую молодость его коры.

В 1965 г. канадский геолог *Джордж Вилсон (George Wilson)* первым сформулировал предположение о том, что жесткая оболочка Земли, ее **литосфера, разбита на ряд плит, оконтуренных тремя типами границ – расхождения, схождения и скольжения**. В том же году английский геофизик *Эдвард Буллард (Edward Bullard)* впервые использовал компьютеры для построения количе-

ственных реконструкций положения дрейфующих континентов в прошлые геологические эпохи.

Наконец, в 1968 г. американский геофизик *Джасон Морган (Jason Morgan)* и французский геофизик *Ксавье Ле Пишон (Xavie Le Pichon)* выделили **наиболее крупные литосферные плиты Земли** и рассчитали параметры их движения по поверхности земного шара. От даты публикации статьи Моргана *"Rises, trenches, great faults and crustal blocks"* в журнале *Journal of Geophysical Researches* и отсчитывает свою историю современная тектоника плит, хотя плиты в этой статье еще называются блоками. Термин "плиты" был применен впервые англичанином *Дэном Маккензи (Dan McKenzie)* годом позже в совместной с Морганом статье.

В 1970 г. английские геологи *Джеймс Дьюи (James Dewey)* и *Джордж Берд (George Bird)* впервые объяснили с точки зрения тектоники плит **процесс образования горных поясов Земли**, а японский геофизик *Сэйя Уеда (Seiya Uyeda)* подробно изучил механизмы **погружения океанских литосферных плит в мантию под островными дугами и активными окраинами континентов**.

Тектоника плит достаточно быстро нашла подтверждение по результатам **глубоководного бурения**, начатого в 1968 г. Возник проект морского бурения *JOIDES (Joint Oceanographic Institution for Deep Earth Sampling)*, в осуществление которого включились крупнейшие научные организации и нефтяные компании США. С 1968 г. бурение в океане велось судном "Гломар Челленджер", а с 1983 г. на смену устаревшему "Гломар Челленджер" пришло более крупное и совершенное судно "Джойдес Резолюшн", которое и эксплуатируется в настоящее время. К началу 2003 г. по программе глубоководного бурения было пробурено более 1250 скважин, осветивших почти всю площадь Мирового океана, кроме его арктических вод, круглый год покрытых льдами. В рейсах "Гломар Челленджер" и "Джойдес Резолюшн" в разные годы участвовали и советские геологи, а в настоящее время вместе со специалистами нашей страны разрабатываются проекты глубоководного бурения в Арктике.

В Советском Союзе восприятие мобилистских идей в геологии происходило с большими трудностями. Это объясняется несколькими причинами. Во-первых, Советский Союз с его необъятными просторами почти целиком расположен на стабильной континентальной коре, из-за чего у советских геологов выработалось

“континенталистское” мышление, при котором материки принимались за первичные образования, а океаны – за вторичные, производные. Во-вторых, в первой половине XX века в Советском Союзе сохранилась сильная тектоническая школа, и практически всеобщее признание получило классическое геосинклинальное учение, согласно которому развитие земной коры происходит *in situ*, в рамках отдельных блоков со строго фиксированным положением на земной поверхности. “Фиксистский” подход способствовал выработке соответствующего мировоззрения у многих советских геологов, что сильно затрудняло восприятие новых мобилистских идей. К сожалению, сказался и традиционный для советской науки изоляционизм, при котором геологи не знали о новейших зарубежных достижениях, но неизменно считали советскую науку самой передовой, а потому встречали “в штыки” любые научные веяния, идущие с Запада. В-третьих, наконец, далеко не последней причиной нашего длительного и существенного отставания от мирового уровня геологии был административно-командный стиль управления советской наукой. Обстоятельства сложились так, что советской геологией руководили люди, негативно относившиеся к мобилистским идеям, особенно к созданной в середине 1960-х годов тектонике плит. Естественно, что такое отношение сказалось самым отрицательным образом на общем уровне развития геологических наук и особенно геологического образования в нашей стране. По этим и некоторым другим причинам тектоника плит внедрялась в советскую геологию трудно и нередко драматично, не по государственным планам, а скорее вопреки и в обход них, за счет усилий отдельных энтузиастов и коллективов.

Тем не менее следует признать, что, несмотря на все трудности, **вклад советских ученых в разработку тектоники плит оказался достаточно весомым**.

Один из самых выдающихся и последовательных геологов-мобилистов в Советском Союзе и России *Виктор Ефимович Хаин*. Начиная с 1950-х годов он отстаивал и пропагандировал идеи тектоники плит. Уже в начале 1960-х годов им были написаны и читались в Московском государственном университете курсы геотектоники на мобилистской основе, а в 1970-х годах был издан многотомный труд “Региональная геотектоника”, содержавший первую попытку описания геологии Советского Союза с позиций тектоники плит.

В середине 1960-х годов группа ленинградских магнитологов под руководством *Алексея Никитича Храмова* создала первые признанные во всем мире реконструкции дрейфа континентов в фанерозое на основе палеомагнитных данных.

В 1969 г. советский геолог *Александр Вольдемарович Пейве* первым высказал идею о том, что встречающиеся во многих горных поясах мира **офиолитовые покровы представляют собой фрагменты древней океанской коры**. Обоснование этого предположения позволило получить представления о строении океанской коры еще до начала глубоководного бурения в Мировом океане.

С начала 1960-х годов советские геологи и геофизики совместно с Военно-морским флотом СССР начали широкомасштабную программу изучения Северного Ледовитого океана. В середине 1960-х годов ленинградские геофизики *Раиса Михайловна Деменицкая* и *Аркадий Михайлович Карасик* по магнитным аномалиям восстановили **историю раскрытия Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана – арктического продолжения Срединно-Атлантического хребта**. Это, пожалуй, единственный в истории мировой науки пример, когда силами одной страны (причем относительно небольшой группы геологов и геофизиков) был “открыт” целый океан. К сожалению, результаты данных работ долгое время были засекречены – впервые некоторые их них удалось опубликовать только в начале 1970-х годов.

В 1973 г. *Олег Георгиевич Сорохтин* первым дал количественную оценку механизма образования океанской литосферы и теоретически описал рельеф срединно-океанских хребтов. Им же совместно с *Леопольдом Исаевичем Лобковским* в 1976 г. было теоретически предсказано явление **затягивания осадков в зоны субдукции**.

В середине 1970-х годов *Александр Петрович Лисицын* дал фундаментальное описание процессов седиментации в океане и использовал ее признаки для определения направлений и скоростей движения океанских плит. Позднее под его руководством в СССР были также начаты широкомасштабные исследования **процессов гидротермальной циркуляции в океане, приводящей к образованию “черных курильщиков”**.

С конца 1970-х годов в **СССР начались активные подводные работы с применением глубоководных обитаемых аппаратов**: сначала это были приобретенные в Канаде аппараты “Пайсис”

с глубиной погружения до 2000 м, а с 1987 г. – изготовленные по советскому проекту в Финляндии аппараты “Мир” с глубиной погружения до 6000 м (очевидно, многим запомнились отснятые с них впечатляющие кадры подводных съемок затонувшего лайнера “Титаник”, вошедшие в одноименный голливудский фильм). До настоящего времени в мире существуют всего несколько автономных обитаемых аппаратов с глубиной погружения 6000 м, кроме российских “Миров”, – американский “Алвин”, французский “Наутилус” и японский “Синкай”.

Наряду с экспедиционными в Советском Союзе интенсивно проводились и теоретические исследования в области тектоники плит. В 1978 г. группа ученых под руководством *Льва Павловича Зоненшайна* впервые обобщила широкий комплекс геолого-геофизических данных по континентам и океанам и составила на этой основе **глобальные палеогеодинамические реконструкции континентов и океанов, наиболее совершенные для того времени**. Венцом последующих глобальных и региональных палеогеодинамических исследований стал двухтомник Л.П. Зоненшайна, М.И. Кузмина и Л.М. Натапова “Тектоника литосферных плит территории СССР”, описывающий с позиций тектоники плит геологию России и сопредельных стран. Книга была издана у нас в стране в 1990 г., а годом позже – на английском языке Американским геофизическим союзом. Эта фундаментальная работа в настоящее время является настольной книгой любого отечественного и зарубежного исследователя, занимающегося геологией России.

В конце 1970-х – начале 1980-х годов появилась серия ярких работ группы ученых из Музея землеведения Московского государственного университета. *Сергей Александрович Ушаков* и *Юрий Иванович Галушкин* выполнили **первую глобальную кинематическую увязку движений литосферных плит на современной Земле**. *Александр Ильич Шеменда* провел физическое моделирование поведения литосферы Земли в различных геодинамических обстановках. *Александр Александрович Ковалев* первым выполнил **металлогенический анализ территории СССР** на базе тектоники плит. *Евгений Павлович Дубинин* систематизировал данные по трансформным разломам океанской литосферы.

Эти и многие другие достижения советских геологов и геофизиков привели к тому, что с начала – середины 1980-х годов идеи тектоники плит прочно овладели умами советских геологов. Миро-

воззрение отечественного геологического сообщества, хотя и с опозданием на 20 лет, стало мобилистским. Очаги “фиксизма” к этому времени еще кое-где сохранялись, однако быстрое развитие геологической теории и практики на новой мобилистской основе способствовало тому, что очень скоро “фиксизм” стал представлять лишь исторический интерес.

Последовавшие вскоре глубокие политические и экономические реформы в СССР вернули отечественную геологию в мировое научное сообщество. Начались интенсивные контакты российских геологов с зарубежными. Интерес западных геологов к нашей стране диктовался, во-первых, недостатком общей геологической информации по территории Советского Союза (советские ученые до этого очень мало публиковались в международных изданиях, а западные ученые, как правило, не читали советской геологической литературы) и, во-вторых, начавшимся участием зарубежных добывающих компаний в совместном освоении недр России.

Примечательно, что к начавшейся в начале 1990-х годов интеграции в мировую науку российская геология оказалась достаточно хорошо подготовленной. Никакого отставания в теоретической области от мирового уровня у российских геологов не было уже в то время (во многом благодаря трудам энтузиастов-исследователей, активно пропагандировавших достижения мобилизма в советские годы), а неизбежное техническое отставание от Запада наиболее энергично работающим научным группам удалось преодолеть буквально за несколько лет. В результате в настоящее время российские геологи прочно вошли в мировое научное сообщество и занимают в нем достойное место, активно работая как у нас в стране, так и за рубежом.

Какие проблемы остаются в центре внимания на современном этапе развития мобилизма? Прежде всего это проблемы динамики глубоких недр Земли. Примерно до середины 1970-х годов тектоника плит фактически занималась описанием лишь перемещений литосферных плит и процессов формирования литосферы континентов и океанов. О механизме, приводящем в движение плиты, было известно только, что он, вероятнее всего, представляет собой конвекцию. В последующие годы в центре внимания оказались именно процессы, происходящие в глубоких недрах Земли – ее мантии и ядре. Решающий вклад в развитие этого направления внесли в том числе и российские ученые. Еще в 1974 г. *Андрей Сергее-*

вич Монин и О.Г. Сорохтин предложили и детально исследовали механизм химико-плотностной дифференциации Земли, приводящей к выделению железистого ядра и к перемешиванию (конвекции) мантийной оболочки – непосредственной причине движения литосферных плит Земли. В конце 1980-х годов удалось выполнить численное моделирование этого механизма. В начале 1990-х годов О.Г. Сорохтин и С.А. Ушаков предложили фундаментальную оценку энергетики Земли и объяснение ее уникальной тектонической активности. В своей последней книге “Палеогеодинамика”, написанной совместно с М.И. Кузминым и изданной уже посмертно в 1993 г., Л.П. Зоненшайн систематизировал глобальные данные о “горячих точках” и “горячих полях” Земли, источник которых, как предполагается, расположен на границе нижней мантии и ядра. В 1980-е годы ученые впервые смогли “увидеть” проявления тектоники плит и глубинной геодинамики: первые – за счет прямого измерения движений литосферных плит методами высокоточных лазерных измерений на поверхности Земли и с искусственных спутников, вторые – благодаря появлению метода сейсмической томографии, позволяющего обнаружить небольшие изменения скорости распространения упругих волн на различных уровнях в мантии и ядре Земли. Общий акцент последних лет на глубинные причины и механизмы дрейфа литосферных плит, а также уже достигнутые на этом пути результаты привели к тому, что тектоника плит к настоящему времени стала частью более общей науки – *геодинамики*. Значительно расширилось в последние годы наше понимание ранней (докембрийской) геодинамики. Классическая тектоника плит описывала в основном процессы, имевшие место на протяжении фанерозоя, т.е. за последние 600 млн лет истории Земли. Для количественного анализа более ранних геологических событий просто не хватало данных. Однако быстрый прогресс в изотопной геохронологии изменил такое положение. Геологи получили возможность применить модели тектоники плит к ранней (архейской и протерозойской) истории Земли. Оказалось,
что классическая тектоника плит адекватно описывает процессы эволюции Земли лишь примерно с начала протерозоя (последние 2,5 млрд лет геологической истории). Что же касается архейской и особенно катархейской (более 4 млрд лет) геодинамики, то она существенно отличалась от современной как по стилю тектонических процессов, так и по их энергетике.

Немалый вклад в понимание динамики ранней Земли вносят на современном этапе также данные сравнительной планетологии. Кроме того, за последние годы открылись совершенно новые области применения тектоники плит для прогноза различных полезных ископаемых, прежде всего нефти и газа. За рубежом соответствующее направление получило название “бассейнового анализа” (англ. *basin analysis*). На первых порах он включал лишь набор методов интерпретации геолого-геофизических данных с позиций тектоники плит, а также численное моделирование погружения осадочных бассейнов различного типа и их геотермической истории. Однако к настоящему времени уже исследуются возможности полномасштабного геодинамического анализа осадочных бассейнов, при котором их нефтегазоносность ставится в зависимость от численно моделируемых процессов заложения и развития. Таким образом, родившись как гипотеза почти столетие назад, тектоника плит в 1960-х – 1970-х годах получила всесторонние подтверждения и стала геологической теорией. Ее значение для геологии XX века вполне сравнимо с вкладом квантовой механики в физику или генетики в биологию. Позднее тектоника плит вошла органичной составной частью в более общую науку – геодинамику. По-видимому, недалек тот день, когда геология, благодаря геодинамике и ее неотъемлемой составной части – тектонике плит, превратится из чисто описательной науки в науку гораздо более высокого методологического уровня. Это превращение происходит на наших глазах. Для того чтобы ощутить его, необходимо знать основы современной тектоники плит, изложению которых посвящены последующие разделы данной главы.

Основные положения тектоники литосферных плит:

1. Верхняя каменная часть планеты разделена на две оболочки, существенно различающиеся по реологическим свойствам: жесткую и хрупкую **литосферу** и подстилающую её пластичную и подвижную **астеносферу**. Подошва литосферы является изотермой приблизительно равной 1300°C, что соответствует температуре плавления (солидуса) мантийного материала при литостатическом давлении, существующем на глубинах первые сотни километров. Породы, лежащие в Земле над этой изотермой, достаточно холодны и ведут себя как жесткий материал, в то время как нижележащие породы того же состава достаточно нагреты и относительно легко деформируются.

2. Литосфера естественно подразделена на ограниченное число **плит**, которые движутся по пластичной астеносфере. В настоящее время выделено восемь крупных и столько же малых плит (рис. 25). Основанием для их выделения и проведения границ между ними служит размещение очагов землетрясений. Оно отличается крайней неравномерностью: внутренние части плит практически асейсмичны, вернее очень слабо сейсмичны, а основное выделение сейсмической энергии происходит на границах между плитами.

Более 90 % поверхности Земли приходится на 8 крупных **литосферных плит**: Австралийская, Антарктическая, Африканская, Евразийская, Индостанская, Тихоокеанская, Северо-Американская, Южно-Американская. Средние плиты: Аравийская (субконтинент), Карибская, Филиппинская, Наска и Кокос и Хуан-де-Фука и др. Некоторые литосферные плиты сложены исключительно океанской корой (например, Тихоокеанская плита), другие включают фрагменты и океанской и континентальной коры.

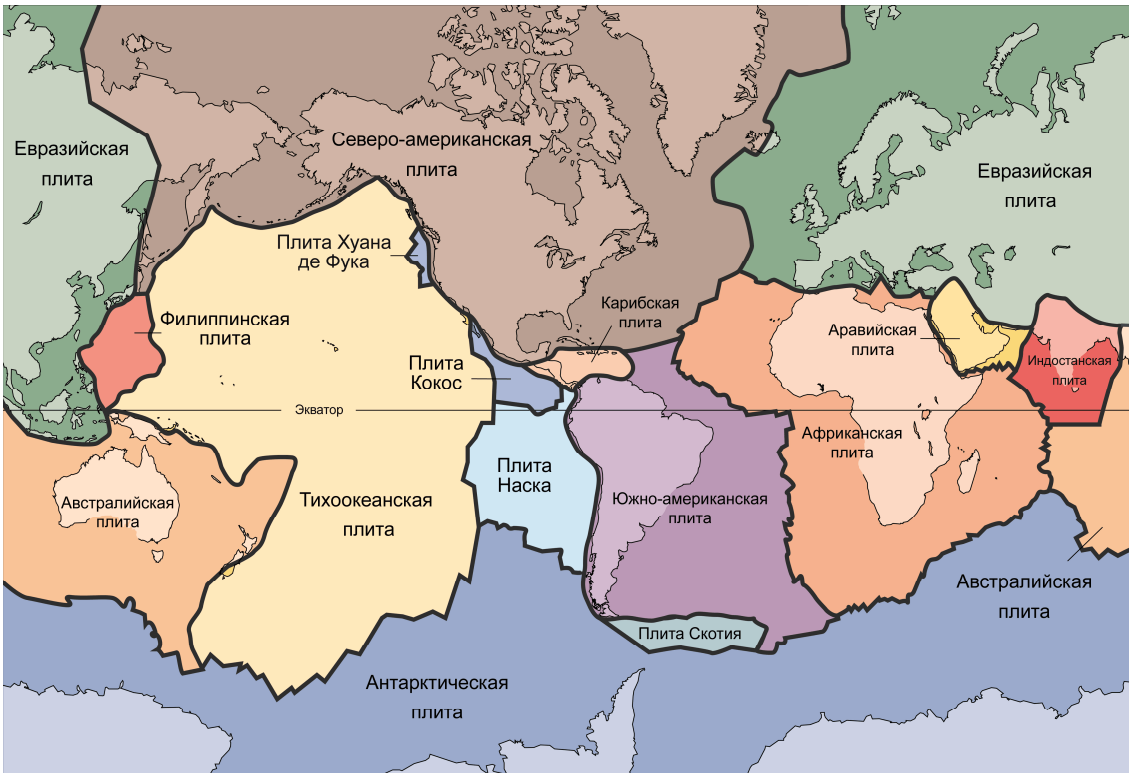


Рис. 25. Литосферные плиты Земли

3. Различают три рода перемещений литосферных плит – **расхождение (дивергенция), схождение (конвергенция) и сдвиговые перемещения**. Соответственно выделяют и три типа границ между плитами (рис. 26, 27). **Дивергентные границы** – границы,

вдоль которых происходит раздвижение плит. Таким границам соответствует геодинамическая обстановка *рифтогенеза*, когда при горизонтальном растяжении земной коры возникают протяженные линейно вытянутые щелевые впадины (рифты). Процесс раздвижения плит в зонах океанских рифтов (срединно-океанских хребтов) сопровождается образованием новой океанской коры за счёт магматических базальтовых расплав поступающих из астеносферы. Такой процесс образования новой океанской коры за счёт поступления мантийного вещества называется **спрединг** *(от англ. spread – расстилать, развёртывать).*

Конвергентные границы – границы, вдоль которых происходит столкновение плит. Главных вариантов взаимодействия при столкновении может быть три: «океанская – океанская», «океанская – континентальная» и «континентальная - континентальная» литосфера. В зависимости от характера сталкивающихся плит, может протекать несколько различных процессов.

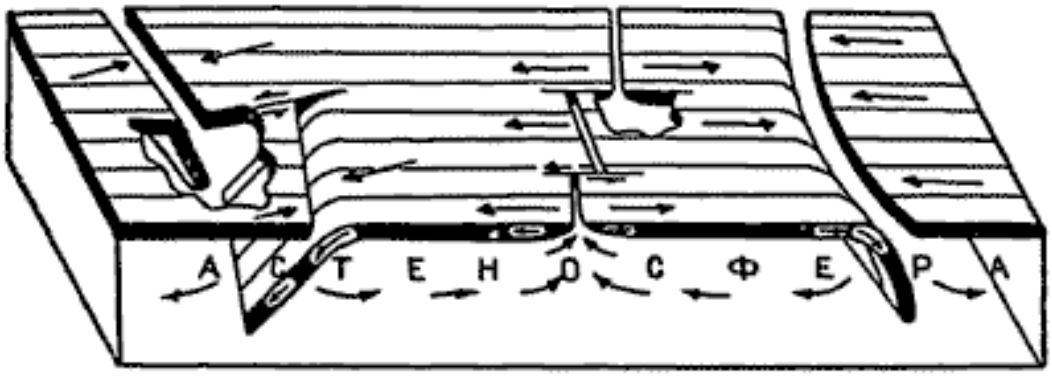


Рис. 26. Блок-диаграмма Б. Айзекса, Дж. Оливера и Л. Сайкса (1968), иллюстрирующая относительное движение жестких литосферных плит, формирующихся в зонах спрединга и поглощаемых в зонах субдукции

Субдукция – процесс поддвига океанской плиты под континентальную или другую океанскую. На субдукционные границы приходится около 80% протяжённости всех конвергентных границ. При столкновении континентальной и океанской плит естественным явлением является поддвиг океанской (более тяжёлой) под край континентальной; при столкновении двух океанских погружается более древняя (то есть более остывшая и плотная) из них. В зонах субдукции начинается *процесс формирования новой континентальной коры*.

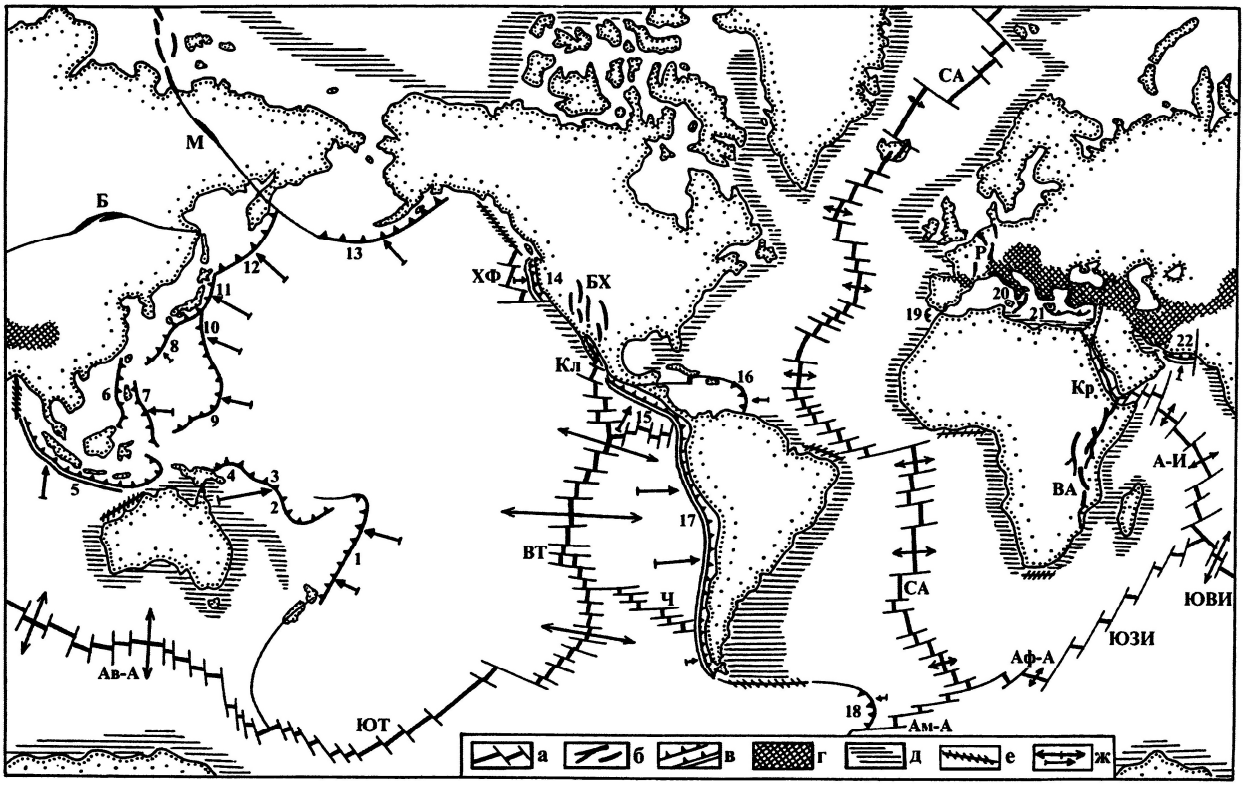


Рис. 27. Глобальная система современных континентальных и океанских рифтов, главные зоны субдукции и коллизии, пассивные (внутриплитные) континентальные окраины.

Рифтовые зоны: Срединно-Атлантическая (СА), Американо-Антарктическая (АА), Юго-Западная Индоокеанская (ЮЗИ), Аравийско-Индийская (А-И), Восточно-Африканская (ВА), Красноморская (Кр), Юго-Восточная Индоокеанская (ЮВИ), Австрало-Антарктическая (Ав-А), Южно-Тихоокеанская (ЮТ), Восточно-Тихоокеанская (ВТ), Чилийская (Ч), Галапагосская (Г), Калифорнийская (Кл), Рио-Гранде – Бассейнов и Хребтов (БХ), Горда – Хуан-де-Фука (ХФ), Нансена – Гаккеля (НГ), Момская (М), Байкальская (Б), Рейнская (Р). Зоны субдукции: 1 – Тонга – Кермадек, 2 – Новогебридская, 3 – Соломон, 4 – Ново-Британская, 5 – Зондская, 6 – Манильская, 7 – Филиппинская, 8 – Рюкю, 9 – Марианская, 10 – Идзу-Бонинская, 11 – Японская, 12 – Курило-Камчатская, 13 – Алеутская, 14 – Каскадных гор, 15 – Центрально-Американская, 16 – Малых Антил, 17 – Андская, 18 – Южных Антил (Скотия), 19 – Гибралтарская, 20 – Калабрийская (Эоловая), 21 – Эгейская (Критская), 22 – Мекран.

а – океанские рифты (зоны спрединга) и трансформные разломы; б – континентальные рифты; в – зоны субдукции: островодужные и окраинно-материковые (двойная линия); г – зоны коллизии; д – пассивные континентальные окраины; е – трансформные континентальные окраины; ж – векторы относительных движений литосферных плит, по Дж. Минстеру, Т. Джордану (1978) и К. Чейзу (1978); в зонах спрединга – 15-18 см/год в каждую сторону, в зонах субдукции – до 12 см/год.

Значительно более редким процессом взаимодействия континентальной и океанской плит служит процесс **обдукции** – надвигания части океанской литосферы на край континентальной плиты. Следует подчеркнуть, что в ходе этого процесса происходит расслоение океанской плиты, и надвигается лишь её верхняя часть – кора и несколько километров верхней мантии.

При столкновении континентальных плит, кора которых более лёгкая, чем вещество мантии, и вследствие этого не способна в неё погрузиться, протекает процесс **коллизии**, что приводит к росту горных сооружений со сложным складчато-надвиговым строением. Процесс коллизии сменяет процесс субдукции, завершая закрытие океанского бассейна.

Трансформные границы – границы, вдоль которых происходят сдвиговые смещения плит.

4. *Объем поглощаемой в зонах субдукции океанской коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга.*

Таким образом, субдукция полностью компенсирует спрединг, и **объем Земли и ее радиус остаются постоянными** вопреки тому, что допускалось гипотезами контракции, пульсации и расширения Земли.

Именно это постоянство радиуса Земли обеспечивает достоверность плитнотектонических палеореконструкций. Но такое мнение не является единственным и окончательно доказанным. Не исключено, что объём планы меняется пульсационно, или происходит уменьшение его уменьшение за счёт охлаждения.

5. Основной причиной движения литосферных плит является **мантийная конвекция**, обусловленная мантийными теплогравитационными течениями. Нагретые в глубинных зонах Земли породы расширяются, плотность их уменьшается, и они всплывают, уступая место опускающимся более холодными и потому более тяжёлым массам, уже отдавшим часть тепла в близповерхностных зонах. Этот процесс переноса тепла идёт непрерывно, в результате чего возникают упорядоченные замкнутые *конвективные ячейки*. Плиты, находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются течением последней и движутся на манер ленты конвейера от осей спрединга к зонам субдукции. В целом схема мантийной конвекции, приводящей к плитнотектонической модели движений литосферы, состоит в том, что под срединно-океанскими хребтами располагаются восходящие ветви конвективных ячей, под зонами субдукции — нисходящие, а в промежутке между хребтами и желобами, под абиссальными равнинами и континентами — горизонтальные отрезки этих ячей.

6. При своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической геометрии, а точнее **теореме Эйлера**, согласно которой любое перемещение двух сопряженных точек по сфере совершается

вдоль окружности, проведенной относительно оси, проходящей через центр Земли.

Выход этой воображаемой оси на земную поверхность называется *полюсом вращения* или *раскрытия*. Поскольку на поверхности Земли трансформные разломы простираются вдоль тех же дуг окружностей, в центре которых находится полюс вращения, эта воображаемая точка может быть найдена как точка пересечения перпендикуляров, проведенных относительно трансформных разломов (рис. 28).

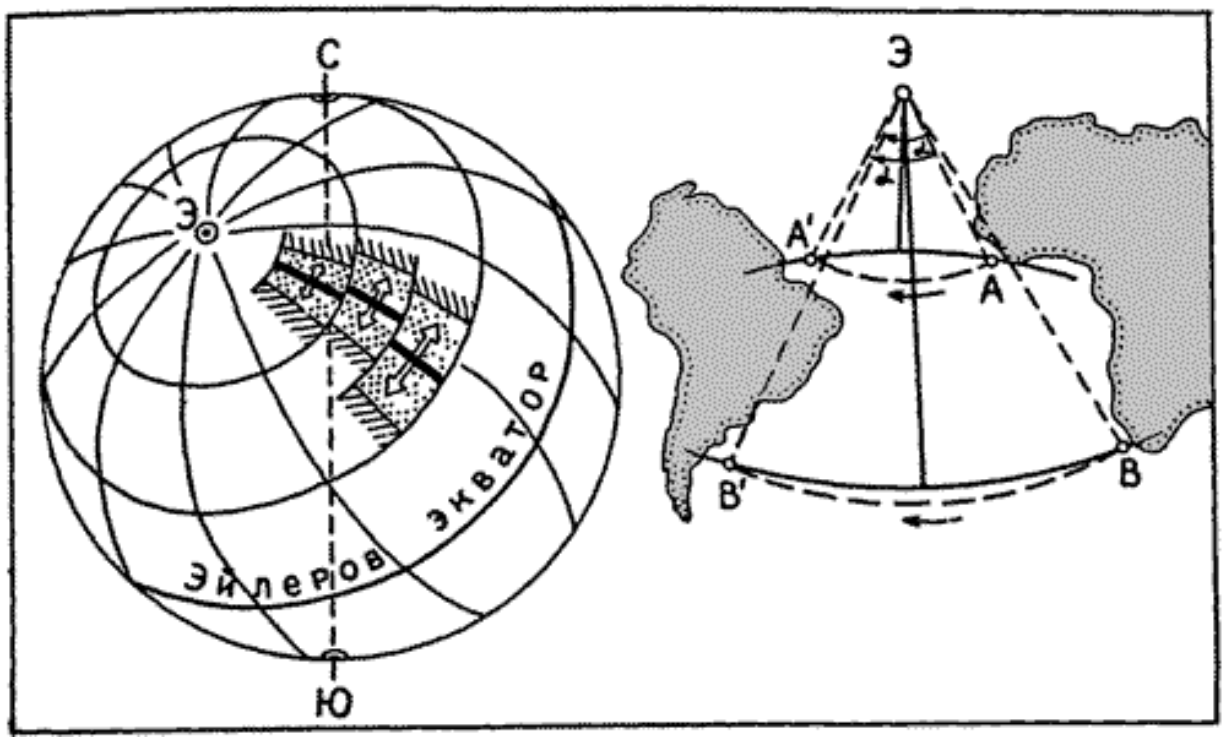


Рис. 28. В соответствии с теоремой Эйлера движение литосферных плит по поверхности сферы можно представить как вращение вокруг оси, проходящей через центр сферы. Трансформные разломы дают направление «эйлеровых широт». Линейная скорость (на рисунке — скорость спрединга) нарастает по мере удаления от полюса вращения (Э — «эйлеров полюс»). Справа — схема по К. Ле Пишону и др. (1973): определение координат полюса вращения по пересечению срединных перпендикуляров к линиям большого круга, проходящим через точки А—А' и В—В'; а — угол вращения, соответствующий перемещению точек

Тектоника плит в своей первоначальной форме не рассматривала и ряд других важных вопросов. Одним из важнейших представляется вопрос о **внутриплитной тектонике**. Литосферные плиты вовсе не являются столь жесткими, монолитными и недеформируемыми, как это декларируется во втором положении изложенной концепции. Об этом свидетельствуют значительные внутриплитные и окраинно-плитные дислокации и проявления магма-

тизма. Этот пробел тектоники плит был осознан достаточно рано, еще в 60-е годы, и частично восполнен появлением дополнительной гипотезы — **«горячих точек» и «мантийных струй» (плюмов)** предложенной Дж. Вилсоном и Дж. Морганом (рис. 29).



Рис. 29. Современное размещение главных горячих точек, по Дж. Вилсону (1973)

Исходным примером для данной гипотезы послужили Гавайский и Императорский хребты в Тихом океане. Гавайский хребет представляет собой цепь островов с потухшими вулканами, заканчивающуюся на юго-востоке о. Гавайи с крупными действующими вулканами; это широко известные Килауэа, Мауна-Лоа и Мауна-Кеа.

Возраст потухших вулканов закономерно возрастает до эоценового (42 млн. лет) на северо-западной оконечности цепи. Здесь она сочленяется с цепью подводных вулканических возвышенностей, известных как Императорский хребет и простирающихся на СЗ. Возраст вулканов возрастает от эоцена до позднего мела (78 млн. лет). Таким образом, перед нами картина закономерной миграции во времени и в пространстве вулканических центров (рис. 30).

Эту картину Вилсон и Морган объясняют тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует **горячая мантийная струя**, которая пробивает литосферу и астеносферу и *занимает стационарное положение*. Тихоокеанская плита двигалась над этой горячей точкой сначала в северо-западном (Императорский хребет), а затем, с 42 млн. лет в запад-северо-западном направлении, в то струя расплава "прожигала" и создавала все новые вулканы. Добавим, что

Гавайско-Императорский хребет не единственный пример подобного рода, назовем, в частности, Восточно-Индийский подводный хребет в Индийском океане, хребет Луисвилл в Тихом океане, есть и другие.

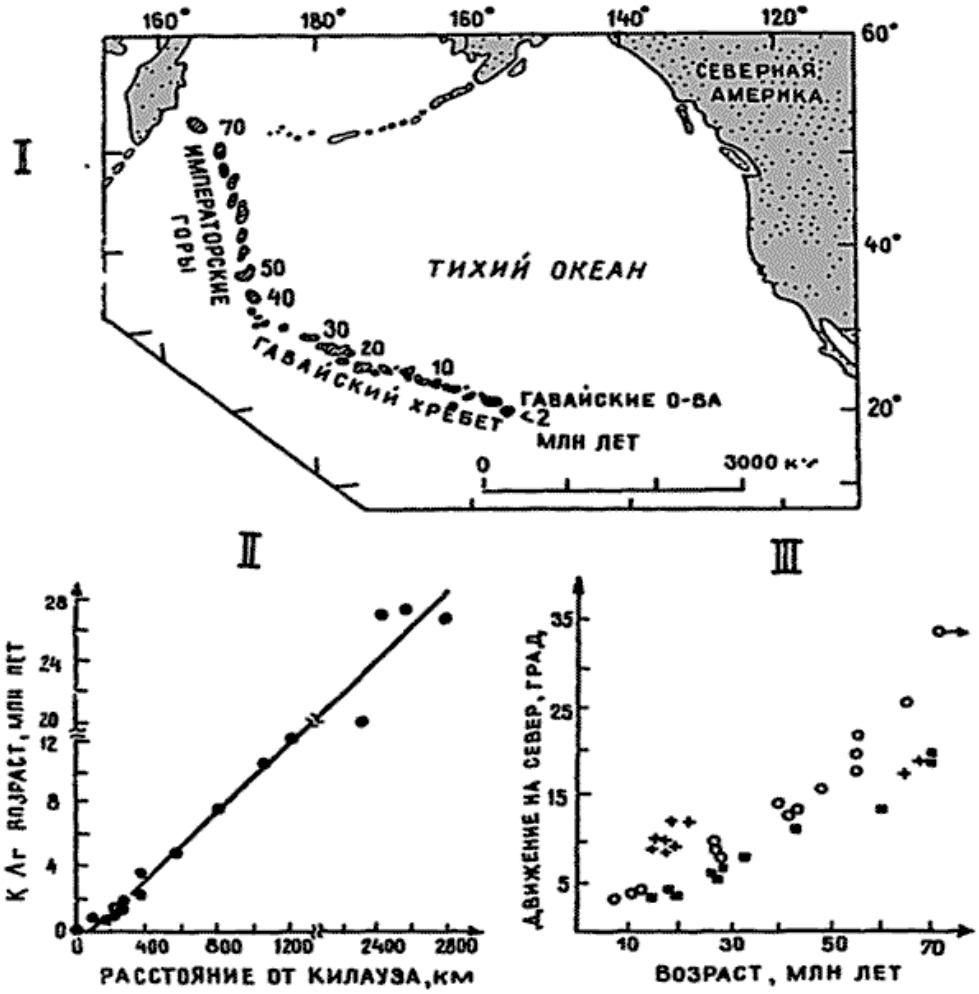


Рис. 30. Увеличение возраста вулканических построек Гавайско-Императорской цепи по мере удаления от вулканически активных Гавайских островов и его интерпретация согласно гипотезе горячих точек:
I — общая схема, по Д. Клэки с соавторами (1975); II — зависимость возраста вулканов Гавайского хребта от расстояния до Килауэа, наклон линии соответствует скорости кажущейся миграции вулканизма 9,41+0,27 см/год, по И. МакДоуталу, Р. Дункану (1980); III — сравнение величин перемещения Тихоокеанской плиты в северном направлении, полученных разными методами; по возрасту вулканитов Гавайско-Императорской цепи, т.е. относительно Гавайской горячей точки (кружки); по палеомагнитным данным (крестики); по осадочным фациям экваториальной зоны (прямоугольники). По Р. Гордону и Ч Кэйпу (1981)

Со всеми или почти всеми горячими точками связаны проявления вулканической деятельности. Магма этих вулканов как в океанах, так и на континентах неизменно относится к щелочно-базальтовой формации т.е. происходит из недеплетированной ман-

тии. Это доказывает глубинное положение «корней» горячих точек. Ряд исследователей считают в настоящее время, что *мантийные струи, создающие горячие точки поднимаются от границы ядра, так как наблюдается определенная их корреляция с выступами поверхности последнего*. Возникает при этом вопрос — каким образом вертикально поднимающиеся мантийные струи преодолевают горизонтальные конвективные течения в астеносфере? Очевидно, это возможно при условии, если скорость струи выше, чем скорость астеносферного течения, некоторое его отклоняющее влияние вероятно.

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

Гипотеза горячих точек дает объяснение лишь части достаточно многообразных проявлений внутриплитной тектономагматической активности. Для объяснения другой их части, касающейся тектонических деформаций, полезно привлечение концепции, предложенной Л.И. Лобковским и названной им **двухъярусной тектоникой плит**. Она основана на отмеченном уже факте реологической расслоенности литосферы, при которой верхняя кора и литосферная мантия ведут себя как жесткие тела, а нижняя кора (в океане верхи мантии) — как пластичные. В этих условиях может происходить отслаивание *(фр. decolltment, англ., detachment)* коры от мантии и ее самостоятельное перемещение. Например, лито-

сферная мантия может испытывать поддвиг под смежную плиту, а верхняя кора — на нее надвигаться и т.п.

Контрольные вопросы

1. Перечислите основные этапы становления концепции литосферных плит.
2. Какова роль советских и российских учёных в развитии концепции тектоники литосферных плит?
3. Приведите основные положения тектоники плит.
4. Изложите концепцию горячих точек, проиллюстрируйте её конкретным примером.

Рифтогенез

Современные рифтовые зоны Земли в основном образуют **глобальную систему**, протянувшуюся через континенты и океаны. При этом большая часть этой системы (около 60 тыс. км) находится в океанах, где выражена срединно-океанскими хребтами (рис. 27). Эти хребты продолжают один другой, а в нескольких местах связаны между собой «тройными сочленениями»: на соединениях Западно-Чилийского и Галапагосского хребтов с Восточно-Тихоокеанским, на юге Атлантического океана и в центральной части Индийского. Пересекая границу с пассивными континентальными окраинами, океанские рифты продолжаются континентальными. Такой переход прослежен к югу от тройного сочленения Аденского и Красноморского океанских рифтов с рифтом долины Афар: вдоль нее с севера на юг океанская кора выклинивается и начинается континентальная Восточно-Африканская зона. В Арктическом бассейне океанский хребет Гаккеля продолжается континентальными рифтами на шельфе моря Лаптевых, а затем сложной неотектонической зоной, включающей Момский рифт.

Там, где срединно-океанские хребты подходят к активной континентальной окраине, они могут поглощаться в зоне субдукции. Так, у Андской окраины заканчиваются Галапагосский и Западно-Чилийский хребты. Другие соотношения демонстрирует Восточно-Тихоокеанское поднятие, над продолжением которого на надвинутой Северо-Американской плите образовался континентальный рифт Рио-Гранде. Подобным образом океанские структу-

ры Калифорнийского залива (представляющие собой, по-видимому, ответвление главной рифтовой зоны) продолжаются континентальной системой Бассейнов и Хребтов.

Отмирание рифтовых зон по простиранию носит характер постепенного затухания или бывает приурочено к трансформному разлому, как, например, на окончании хребтов Хуан-де-Фука и Американо-Антарктического. Для Красноморского рифта окончанием служит Левантийский сдвиг.

Под всеми четырьмя поясами до глубин в первые сотни километров томография обнаруживает отрицательные аномалии скоростей и повышенное затухание сейсмических волн, что объясняют восходящим током разогретого вещества мантии. Правильность в размещении рифтовых зон сочетается с глобальной асимметрией как между полярными областями, так и относительно Тихоокеанского полушария.

Вне глобальной системы находятся лишь немногие из крупных рифтов. Это система Западной Европы (включающая Рейнский грабен), а также системы Байкальская и Фэнвей (Шаньси), приуроченные к разломам северо-восточного простирания, активность которых, как полагают, поддерживается коллизией континентальных плит Евразии и Индостана.

Главный современный пояс континентального рифтогенеза, протянувшийся почти меридионально более чем на 3 тыс. км через всю Восточную Африку, был назван *поясом Великих Африканских разломов*. В рифтах этого пояса образовались озера Танганьика, Ньяса (Малави) и другие; среди приуроченных к нему вулканов — Килиманджаро и Ньирагонго. Байкальская рифтовая система также принадлежит к числу наиболее представительных и хорошо изученных.

Центральное положение в рифтовой зоне обычно занимает долина шириной до 40 – 50 км, ограниченная сбросами, нередко образующими ступенчатые системы (**грабен**). Такая долина иногда протягивается вдоль сводового поднятия земной коры, тектонические блоки на обрамлении рифта бывают приподняты до отметок 3000—3500 и более метров. Нередко рифты осложнены продольными или диагональными горстами.

В своей верхней, обнаженной части сбросы наклонены к горизонту под углом до 60 градусов. Судя по сейсмическим профилям, многие из них выполаживаются на глубине, их называют *листриче-*

скими (греч. ковшеобразные). При смещении по сбросам нередко заметна и сдвиговая компонента (на Байкале левосторонняя).

Вдоль некоторых сравнительно полого ориентированных разрывов параллельно их сместителю развивается динамотермальный метаморфизм, о чем можно судить в тех случаях, когда при дальнейшем растяжении метаморфиты обнажились или приблизились к поверхности.

Для **осадочных формаций** континентальных рифтов, *преимущественно молассовых*, характерно сочетание с вулканитами, вплоть до случаев, когда осадочные формации полностью замещаются вулканическими. Мощность кайнозойского заполнения рифтов может достичь 5—7 тыс. м (например, в Южно-Байкальском), но обычно не превышает 3—4 тыс. м. Преобладают обломочные отложения озерного (в том числе озерные турбидиты), аллювиального, пролювиального, а в Байкальских впадинах также флювиогляциального и ледникового происхождений. Как правило, снизу-вверх крупность обломочного материала возрастает. В климатических условиях рифта Афар оказалось возможным накопление эвапоритов. В зоне вулканизма вынос вещества гидротермальными растворами создает условия и для отложения специфических хемогенных осадков — карбонатных (в том числе содовых), кремнистых (диатомовых, опаловых), сульфатных, хлоридных.

Континентальный рифтогенез сопровождается **магматизмом** и лишь локально его поверхностные проявления могут отсутствовать. Так, в частности, нет надежно установленного вулканизма в рифте озера Байкал, но в той же системе в Тункинском и Чарском рифтах есть трещинные излияния базальтов. Нередко вулканы размещаются асимметрично — по одну сторону от рифтовой долины, на ее более высоком борту.

Магматические породы исключительно разнообразны, среди них широко представлены *щелочные разности*. Характерны *контрастные (бимодальные)* формации, в образовании которых участвуют как основные мантийные выплавки (базальтовые), так и кислые коровые расплавы (риолитовые). В контрастных формациях наряду с щелочными оливиновыми базальтами, трахитами и фонолитами, наблюдаются риолиты, комендиты, пантеллериты. В калиевых сериях встречаются лейцититы и лейцитовые базаниты, есть щелочные ультрабазиты и сопутствующие им карбонатиты.

По геофизическим данным мощность коры под континентальными рифтами уменьшается и происходит соответствующий подъем поверхности Мохоровичича, которая находится там в зеркальном соответствии с наземным рельефом. Мощность коры под Байкальским рифтом снижается до 30—35 км, под Рейнским — до 22—25 км, под Кенийским — до 20 км, причем на север, вдоль долины Афар, она доходит до 13 км, а далее под осевой частью долины появляется океанская кора.

В мантийном выступе под рифтом породы разуплотнены (скорости продольных волн варьируют в интервале 7,2—7,8 км/с), их упругие характеристики снижены до значений, свойственных мантийной астеносфере. Поэтому их рассматривают либо как астеносферный диапир, либо как линзовидную «подушку», вытянутую вдоль рифтовой зоны и в какой-то степени обособленную от главного астеносферного слоя. Там же размещаются и центры вулканизма.

Неглубокое залегание астеносферы ограничивает глубинность сейсмических очагов. Они размещаются в утоненной коре, и в зависимости от ее мощности предельная глубина очагов варьирует от 15 до 35—40 км.

Близость разогретой астеносферы, вулканизм и повышенная проницаемость нарушенной разломами коры выражаются в геотермическом поле, тепловой поток в рифтах резко повышен. Магнитотеллурическим зондированием определена высокая электропроводность пород в астеносферном выступе.

Физические модели образования рифтов основаны на представлении о концентрации растяжений в сравнительно узкой полосе. Там происходит соответствующее уменьшение мощности континентальной коры. Вдоль ослабленной зоны образуется все более тонкая «шейка» (англ. necking), вплоть до разрыва и раздвига континентальной коры с заполнением возникающего пространства корой океанского типа.

У земной поверхности растяжение в континентальных рифтах осуществляется посредством сбросовых смещений, то есть реализуется хрупкая деформация (рис. 31, а). По подсчетам Ж. Анжелье и Б. Колетты, суммарный эффект смещения по сбросам дает растяжение на 10—50% в Суэцком заливе до 50—100% в Калифорнийской системе и до 200% на юге области Бассейнов и Хребтов. На

одном из отрезков долины Афар подсчеты У. Мортона и Р. Блэкка дали трехкратное растяжение.

С глубиной механические свойства пород меняются, по мере нарастания давлений и температур. Модель Р. Смита (рис. 31, б) предусматривает в низах коры, под ярусом хрупких деформаций, существование яруса пластических деформаций. При этом по мере растяжения сбросы изгибаются и выполаживаются в своей нижней части, становятся листрическими. Опускание блоков по таким сбросам сопровождается их вращением (опрокидыванием), а степень растяжения нарастает от краев рифтовой зоны к ее центру. Тот же эффект может быть получен и при допущении, что в средней части коры существует еще один, переходный, ярус деформаций, где смещение рассредоточено по множеству мелких диагональных сколов или субгоризонтальных поверхностей скольжения (рис. 31, в).

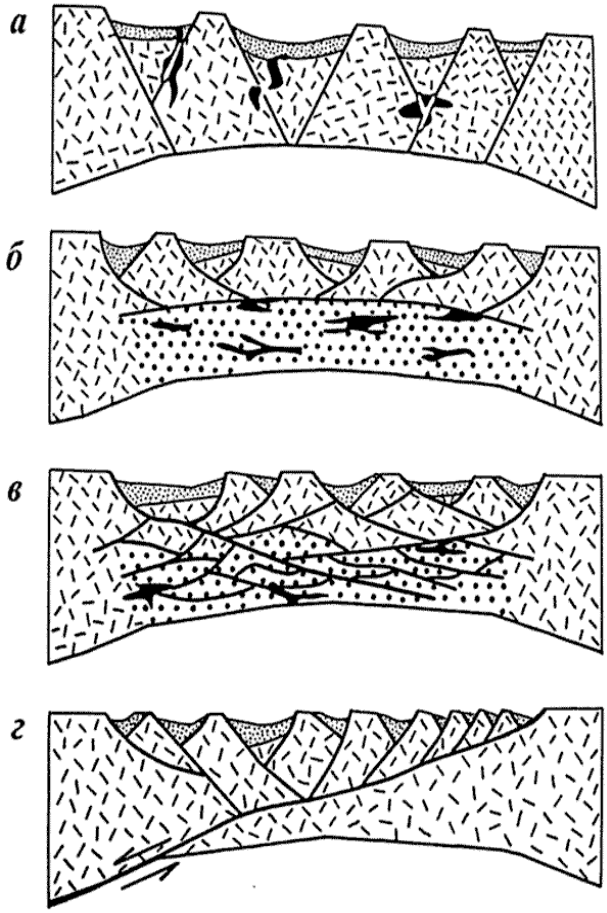


Рис. 31. Модели континентального рифтогенеза. По Р. Алмендингеру и др., (1987):
а — классическая модель симметричных горстов и грабенов; б — модель Смита и других с субгоризонтальным срывом между ярусом хрупких и ярусом пластичных деформаций; в — модель У. Гамильтона и других с линзовидным характером деформаций; г — модель Б. Вернике, предусматривающая асимметричную деформацию на основе пологого сброса

Все эти варианты рифтогенеза предусматривают локальное утонение коры под действием растягивающих напряжений с образованием симметрично построенной рифтовой зоны.

Еще одну модель, учитывающую новые данные о глубинном строении континентальных рифтов и свойственную многим из них асимметрию, предложил Б. Вернике (1981). Ведущая роль отводится крупному пологому (10—20°) сбросу, при образовании которого, возможно, используются внутрикоровые астеносферные слои (рис. 31, г). По мере растяжения висячее крыло осложняется ступенчатой системой мелких листрических сбросов, в то время как на другом крыле доминирует уступ, соответствующий плоскости главного сброса.

В основе всех перечисленных моделей лежит *компенсация растяжения коры ее механической деформацией* (хрупкой или пластичной), уменьшением мощности и образованием «шейки». Магматизму при этом отводится пассивная роль. Между тем при наличии на глубине очагов базальтовой магмы (с ее высокими жидкостными свойствами) вступает в действие принципиально иной механизм.

Есть все основания считать, что быстрый подъем базальтовой магмы к поверхности обеспечивается в зонах растяжения расклинивающим эффектом, который оказывает магма на породы литосферы. Представления об этом процессе основываются на изучении линейных даек и их систем (которые рассматриваются как застывшие магматические клинья) и на применении к ним *теории гидравлического разрыва горных пород*. Как правило, они внедрены по вертикальным трещинам посредством раздвига крыльев перпендикулярно трещине без существенного уплотнения или смятия вмещающих дайку пород. Сбросового или сдвигового смещения при внедрении обычно нет. Дайки образуют субпараллельную систему, в пределах которой их мощность выдерживается однообразной. Внедряясь по трещине, перпендикулярной минимальному сжимающему напряжению, магматический расплав оказывает расклинивающее действие, наращивая трещину в длину.

Гидравлическим разрывом (гидроразрывом) называют процесс образования и распространения трещин в горных породах под давлением жидкости, в том числе магматического расплава. Для развития гидроразрыва достаточно, чтобы давление жидкости лишь незначительно превышало минимальное сжимающее напря-

жение в породе; обычно в расчетах их отношение принимают равным 1,2. Образуется гидравлический клин, фронт жидкости подходит близко к концу трещины, но никогда не достигает его. Расклинивающий эффект обеспечивается концентрацией напряжении у вершины трещины, где распирающее ее давление нарастает от вершины пропорционально кубу раскрытия трещины в соответствии со снижением гидравлического сопротивления. Происходит быстрое распространение трещины хрупкого отрыва и продвигающего ее магматического клина.

Внедрение вертикальной дайки становится возможным, когда одно из главных сжимающих напряжений, направленных горизонтально, уменьшается тектоническим растяжением. Параллельные дайки, принадлежащие одному рою, по-видимому, внедрялись последовательно: каждый очередной гидравлический клин создавал ореол сжимающих напряжений, который препятствовал другим инъекциям, а в дальнейшем постепенно снимался тектоническим растяжением.

Таким образом, при наличии на глубине резервуара жидкой магмы возникают условия для разрастания литосферных слоев под действием множества параллельных гидроразрывов, в каждом из которых нагнетание расплава приводит к раздвигу вмещающих пород. Магматическая подстилка инъецируемого дайками слоя литосферы дает необходимую свободу горизонтального скольжения. Возможно поочередное или совместное проявление как гидравлического расклинивания, так и механического растяжения в одной рифтовой зоне.

Для континентальных рифтов механизм гидравлического расклинивания становится значимым на завершающем этапе их развития, когда утонение коры приближается к критическим величинам, а снижение нагрузки на астеносферный выступ способствует большему отделению базальтовых выплавок.

Океанский рифтогенез (спрединг), основу которого составляет *раздвиг посредством магматического расклинивания*, может развиваться как прямое продолжение континентального. Однако многие современные рифтовые зоны Тихого и Индийского океанов изначально закладывались на океанской литосфере в связи с перестройками движения плит и отмиранием более ранних рифтовых зон.

В 60-е годы XX века Г. Хесс, Р. Дитц и другие сформулировали идею о **спрединге морского дна** (англ. spread — развертывать, расстилать), т. е. о формировании земной коры океанского типа в срединно-океанских хребтах при их раздвиге силами мантийной конвекции и наращивании поднимающейся и кристаллизующейся базальтовой магмой. Океанская кора, расходящаяся таким образом от активной зоны, уподоблялась бесконечным лентам транспортера (рис. 32, 33).

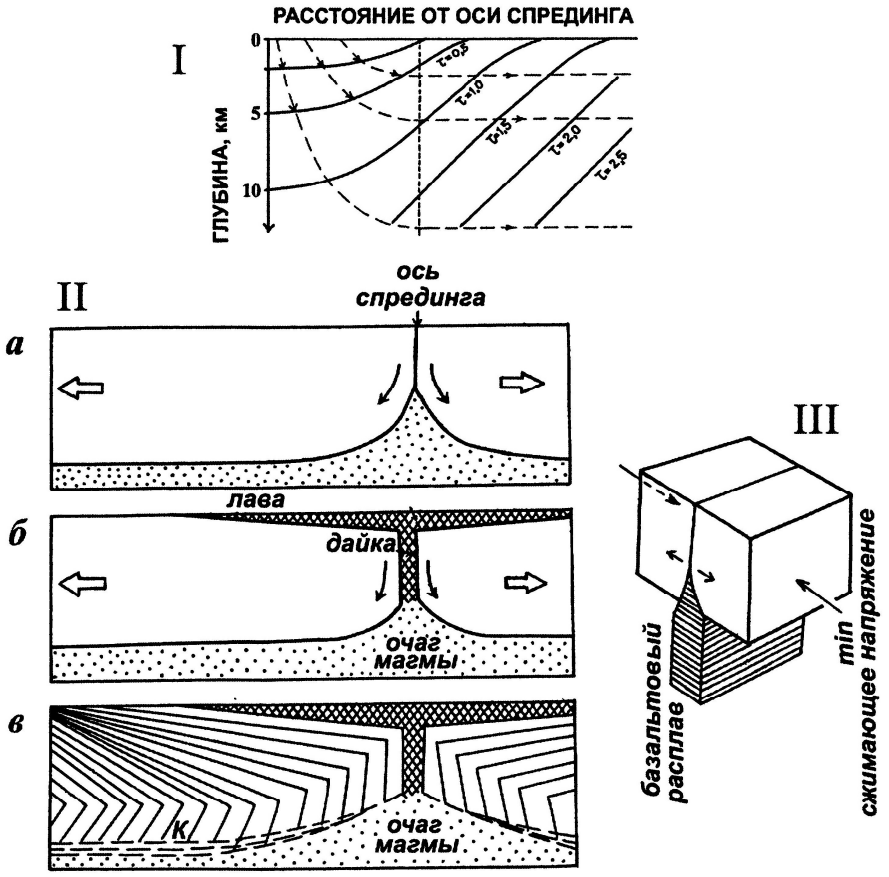


Рис. 32. Модель формирования второго слоя океанской коры в Исландии, Срединно-Атлантическая зона спрединга:
I — кинематическая схема Г. Пальмасона (1973): траектории перемещения излившихся базальтов (пунктир) и изохроны их перемещения (сплошные линии) в процессе раздвига и изостатического опускания. II — схема И. Гибсона а А. Гиббса (1987), поясняющая механизм спрединга посредством внедрения даек и поверхностных излияний базальта: расклинивающее воздействие даек определяет раздвиг, проседание под нагрузкой базальтов формирует веерообразные моноклинали по обе стороны от осевой зоны (К — комплекс параллельных даек). III — внедрение базальтовой дайки в плоскости, перпендикулярной минимальному сжимающему напряжению, по Э. Андерсону и М. Хаберту.

Для этого использовались результаты глубоководного бурения в океане, а также исследования в Исландии, где на протяжении 350 км Срединно-Атлантический хребет приподнят над уровнем моря.

Современная тектоническая и вулканическая активность Исландии сосредоточена в субмеридиональных неовулканических зонах, пересекающих остров в его центральной части. Самые молодые базальты приурочены к их оси. Они окаймляются базальтами с возрастом 0,7—4 млн. лет, далее из-под них выступает мощная серия платобазальтов вплоть до среднемиоценовых (16 млн. лет). Каждое трещинное излияние оставляет горизонтально залегающий (и выклинивающийся вкрест простирания зоны) базальтовый покров мощностью до 10 м и более, а также его подводящий канал — вертикальную дайку долерита шириной чаще всего 10 м, ориентированную вдоль рифтовой зоны. Каждое следующее извержение добавляет один базальтовый покров и одну дайку, поэтому вниз по разрезу платобазальтов даек становится все больше.

На основании этих наблюдений Г. Бодварсоном, Дж. Уокером и Г. Пальмасоном был предложен механизм разрастания земной коры посредством внедрения даек долерита, когда происходит её раздвиг на величину суммарной мощности даек. На рис. 32, I показана кинематическая схема этого процесса. Там представлены расчетные траектории и изохроны перемещения новообразованных в осевой зоне пород в ходе их последующего опускания и отодвигания по одну сторону от оси. Схема И. Гибсона и А. Гиббса (рис. 32, II) иллюстрирует все нарастающий наклон платобазальтов на глубине и строение веерообразных моноклиналей, которые формируются по обе стороны от осевой зоны по мере проседания изливающихся базальтов и расклинивания активной зоны дайками. Последние при внедрении вертикальны, а в дальнейшем наклоняются вместе с вмещающими платобазальтами. Так происходит новообразование **второго слоя океанской коры**.

Очаги базальтового расплава, питающие магматические клинья, протягиваются продольно осям спрединга. Эти очаги невелики в поперечном сечении, при ширине около 1 км и высоте всего лишь в несколько сотен метров они находятся на глубине 1—2 км от поверхности. По мере отодвигания новообразованной коры от оси спрединга вместе с ней удаляется от питающей системы и соответствующая часть магматического резервуара. Она уже не пополняется базальтовыми выплавками астеносферы, теряет связь с основным источником тепла и охлаждается. Так, под II слоем формируется **III слой океанской коры — расслоенный комплекс габброидов**, верхние части которого сложены габбро и норитами, а в

низах разреза присутствуют дуниты. Небольшие количества остаточного расплава иногда отжимаются, образуя мелкие внедрения плагиогранитов.

Позже, в ходе перемещения уже двуслойной океанской коры из осевой зоны на склон срединного хребта, становится возможным *устойчивое накопление осадков*, и формируется **I слой океанской коры (осадочный)**, который пополняется в течение всего существования океанского бассейна.

Одновременно внизу, в основании коры, начинается охлаждение и консолидация астеносферного рестита (остатка), оставшегося после отделения базальтовой выплавки. *Кристаллизуются перидотиты (главным образом гарцбургиты), наращивающие океанскую литосферу снизу*, их толщина в самых древних, юрских, частях Мирового океана достигает 80 км и более. *Возрастание доли перидотитов в разрезе океанской литосферы ведет к увеличению ее средней плотности и к изостатическому погружению*.

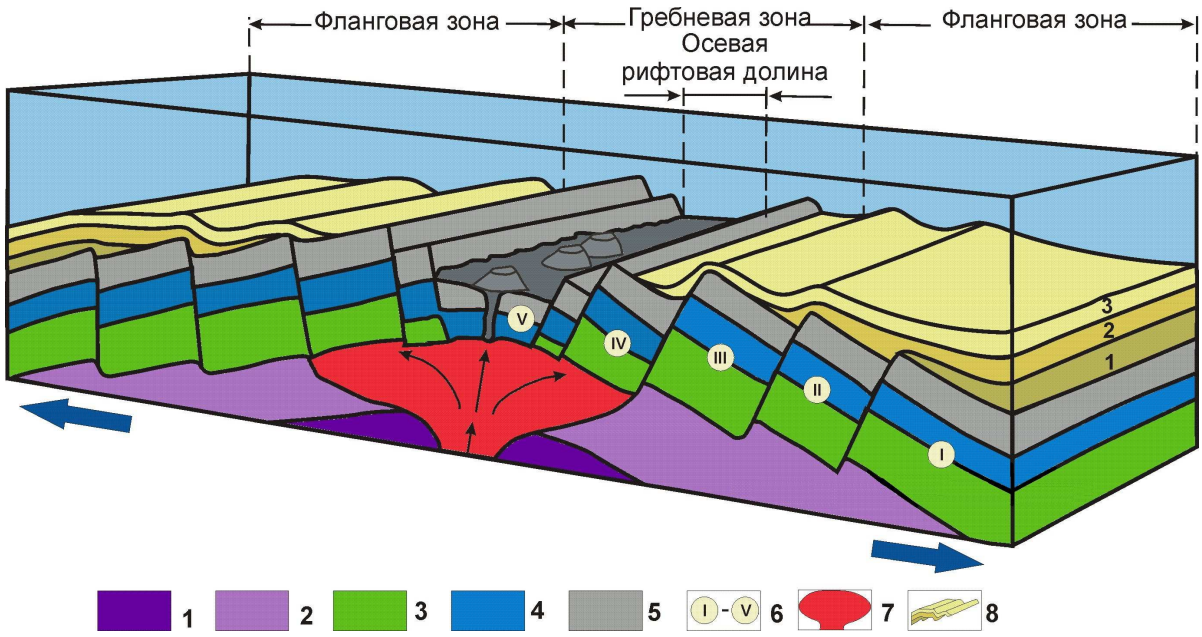


Рис 33. Строение срединно-океанского хребта
1 – астеносфера, 2 – ультраосновные породы, 3 – основные породы (габброиды), 4 – комплекс параллельных даек, 5 – базальты океанского дна, 6 – сегменты океанской коры, образовавшие в разное время (I-V по мере удревнения), 7 – близповерхностный магматический очаг (с ультраосновной магмой в нижней части и основной в верхней), 8 – осадки океанского дна (1-3 по мере накопления)

Таким образом, тектономагматические процессы зон спрединга формируют океанскую кору из вещества, отделяющегося от мантии. О масштабах явления можно судить по тому, что ежегодно со-

здается около 3—3,5 км^2 и океанская кора, образовавшаяся за последние 170 млн. лет, не только распространилась на всю площадь дна Мирового океана, но еще такая же или даже большая ее часть была поглощена за это время в зонах субдукции. В этих зонах породы океанской коры вместе с некоторым количеством осадочного материала континентального и иного происхождения возвращаются глубоко в мантию. Таким образом, процессы спрединга — всего лишь звено в мантийно-коровом круговороте вещества.

Исследования спрединга в зонах срединных океанских хребтов выявили ряд особенностей. Эти зоны *разбиты поперечными разломами на ряд сегментов*, которые могут иметь между собой отчетливые структурные различия. В ходе спрединга активный раздвиг смещался с одного сегмента на другой. Таким образом, разрастание хребта представляет собой суммарный эффект всех этих локальных эпизодов. В периоды отсутствия трещинных излияний продолжается растяжение, выраженное ступенчатыми сбросами. На некоторых сегментах часть раздвига компенсирована подъемом тектонических блоков габбро и серпентинизированных перидотитов, т.е. пород III слоя океанской коры и литосферной мантии.

Зоны с невысокими скоростями спрединга, такие как Срединно-Атлантическая, распадаются на сегменты, в каждом из которых собственно спрединг (магматический, конструктивный) чередуется с фазами структурного, деформационного рифтогенеза, схожего с континентальным, когда происходит растяжение и утонение коры. В эти фазы образуются или подновляются ограниченные сбросами рифтовые долины. Поскольку каждый сегмент проходит через растяжение со сбрососообразованием, центральные рифтовые долины наблюдаются в низкоскоростных зонах спрединга на всем их протяжении.

Для высокоскоростных спрединговых зон, таких как Восточно-Тихоокеанская, рифтовые долины нехарактерны и в их развитии отчетливо доминирует магматический спрединг. При этом в них замечена устойчивость оси трещинных излияний, в отличие от зон атлантического типа, где нередки латеральное блуждание и мелкие «перескоки» магматической оси, подобные тем, которые в наземных условиях наблюдаются в Исландии.

К вулканическим зонам срединно-океанских хребтов приурочены выходы *высокотемпературных гидротерм*, особенно многочисленные при высоких скоростях спрединга. С ними связаны мед-

ноцинковые колчеданные руды, железомарганцевые металлоносные осадки, а также зеленокаменное изменение базальтов.

Изучение характерных для океанской коры **линейных магнитных аномалий** с чередованием прямой и обратной полярности уже в 60-х годах обнаружило ряд закономерностей.

1. Линейные аномалии следуют параллельно сейсмически и магматически активной оси рифтовых зон океана и размещаются симметрично по отношению к этой оси.

2. В любой активной рифтовой зоне Мирового океана опознается одна и та же последовательность аномалий, повторяются характерные особенности каждой аномалии. Поэтому оказалось полезным маркировать их и были приняты порядковые номера, исчисляемые от оси спрединга.

3. Расстояние между одноименными аномалиями в разных рифтовых зонах может быть различным. Оно не остается постоянным и при прослеживании вдоль одной и той же протяженной зоны.

4. В некоторых случаях симметрия системы линейных аномалий относительно рифтовой оси нарушается тем, что по одну сторону аномалии размещаются сжато, по другую — разреженно.

Объяснение этих закономерностей предложили в 1963 г. Ф. Вайн и Д. Мэтьюз из Кембриджского университета. Взяв за основу идеи Г. Хесса и Р. Дитца о спрединге, они высказали предположение, что *при кристаллизации базальтовой магмы в зоне раздвига термоостаточная намагниченность фиксирует в горных породах геомагнитные характеристики. По мере своего формирования океанская кора отодвигается от оси спрединга и, подобно магнитной ленте, записывает вариации геомагнитного поля, в том числе инверсии его полярности.* Поскольку наращивание происходит по обе стороны от оси спрединга, образуются две дублирующие одна другую магнитные записи. Расстояние между одноименными аномалиями на разных пересечениях варьирует в зависимости от скорости спрединга. По этой же причине оно может различаться и на едином пересечении, если в одну сторону спрединг развивается быстрее, чем в другую. Таким образом, линейные магнитные аномалии — это изохроны океанской коры, что полностью подтвердилось при глубоководном бурении.

Гипотеза Вайна — Мэтьюза открыла возможность *определения скорости спрединга* по расстоянию между аномалиями при ус-

ловии датирования этих аномалий. Полученные исходя из этих результатов скорости, которые принято исчислять относительно оси спрединга (отдельно в каждую сторону от нее), варьируют от 1,5 до 15—18 см/год. Максимальные значения установлены на Восточно-Тихоокеанском поднятии — от 13 до 23° ю. ш.

Сегментация рифтовых зон океана многочисленными поперечными разломами — их характерная особенность; механические свойства океанской литосферы, по-видимому, благоприятствуют хрупкой деформации. Поперечные нарушения между сегментами принадлежат категории **трансформных разломов** (Дж.Т. Вилсон, 1965) — особого кинематического типа разрывов со сдвиговым смещением, которые переносят, трансформируют горизонтальное движение литосферы от одной активной границы (дивергентной или конвергентной) к другой (см. рис.). Трансформные разломы рифтовых зон соответствуют типу «хребет — хребет», т.е. снимают горизонтальные напряжения между двумя отрезками рифтовой зоны. На некоторых отрезках Срединно-Атлантического хребта они следуют через каждые 100—50 км и даже чаще.

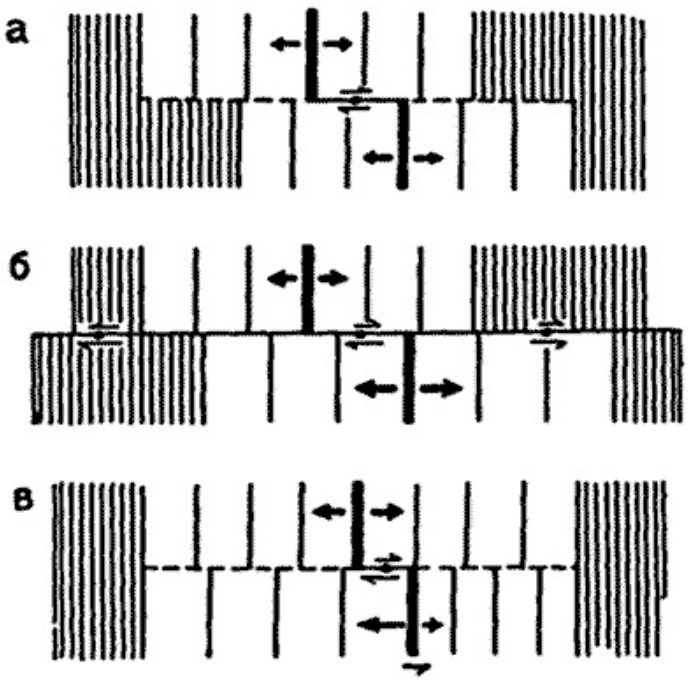


Рис. 34. Развитие трансформного разлома между двумя сегментами зоны спрединга (тип «хребет — хребет»):
а — оси спрединга изначально лежат не на одной линии, скорости равны; б — то же, скорости различны; в — асимметричный спрединг на одном из сегментов как причина смещения его оси и образования трансформного разлома. Пунктиром выделены неактивные фланги трансформных разломов. По Г. Роналли (1974), с дополнениями

Причины накопления напряжений между сегментами срединно-океанского хребта связаны с неравномерностью спрединга. Вдоль хребта меняется его скорость, симметричный спрединг может соседствовать с асимметричным. Считают вероятным и изначально кулисообразное размещение осей спрединга, тогда образование разрыва связывает их. В целом, как отмечалось выше, развитие рифтогенеза на разделенных трансформными разломами сегментах протекает в значительной степени обособленно. Соседние сегменты могут одновременно находиться в разных фазах этого процесса, и магматический спрединг может соседствовать со сбросовыми деформациями растяжения.

На первый взгляд, трансформные разломы представляют собой сдвиги, но, как показал Вилсон, они принципиально отличаются от сдвигов тем, что противоположно направленное смещение их крыльев наблюдается лишь на участке, соединяющем оси спрединга. За его пределами оба крыла движутся в одну сторону, хотя скорость этого движения может несколько отличаться. Эта особенность трансформных разломов очень скоро была подтверждена сейсмологами, обнаружившими, что землетрясения происходят вдоль этих разломов только на участках между осями спрединга. Позднее прямые наблюдения с подводных обитаемых аппаратов над зеркалами скольжения принесли дополнительное подтверждение теории Вилсона. За пределами сейсмически активных участков трансформные разломы являются как бы мертвыми и представляют лишь следы бывших смещений, зафиксированные в древней коре.

Базальтовая магма, разные формы кристаллизации которой дают породы II и III слоев океанской коры, обнаруживает общие особенности состава во всех зонах спрединга. Это послужило основанием для выделения особого геохимического типа базальтоидов, обозначаемых обычно как **породы типа MORB (англ. Mid-oceanic ridge basalts) или СОХ (срединно-океанских хребтов)**. Для них характерно низкое содержание подвижных, так называемых *некогерентных элементов*, то есть обладающих слишком большими или малыми величинами ионных радиусов и/или зарядов, а, следовательно, не входящих в главные минералы и накапливающихся в остаточном расплаве – K, Zr, Ba, большинство TR. Поэтому базальты MORB считают продуктом частичного плавления геохимически истощенной (деплетированной) мантии на сравнительно небольших глубинах. При этом степень плавления исходных пород была высо-

кой, что выразилось, в частности, обогащенностью расплава элементами группы железа.

Нормальным океанским толеитам противопоставляются базальты геохимически обогащенного типа E-MORB (англ., enriched), обозначаемого также P-MORB (англ., plume — струя), поскольку появление в зоне спрединга обогащенных некогерентными элементами базальтов, в частности в Исландии, связывают с горячими точками — с подъемом мантийных струй, несущих вещество из неистощенных низов мантии. Выразительны редкоземельные спектры этих базальтов с гораздо более высокими, чем в нормальных толеитах, содержаниями легких редких земель. Выделяют и переходный геохимический тип базальтов T-MORB (англ., transitional), степень обогащенности которых нарастает при приближении к горячим точкам.

Скорость спрединга, варьирующая от 1,5 до 15—18 см/год, определенным образом связана с особенностями глубинного строения и режима, с поверхностной тектонической структурой и рельефом, а также с характером вулканизма, петрографическими и геохимическими особенностями его продуктов. *Обычно считают низкими скорости спрединга менее 3 см/год, средними — 3—7 см/год, высокими — более 7 см/год*.

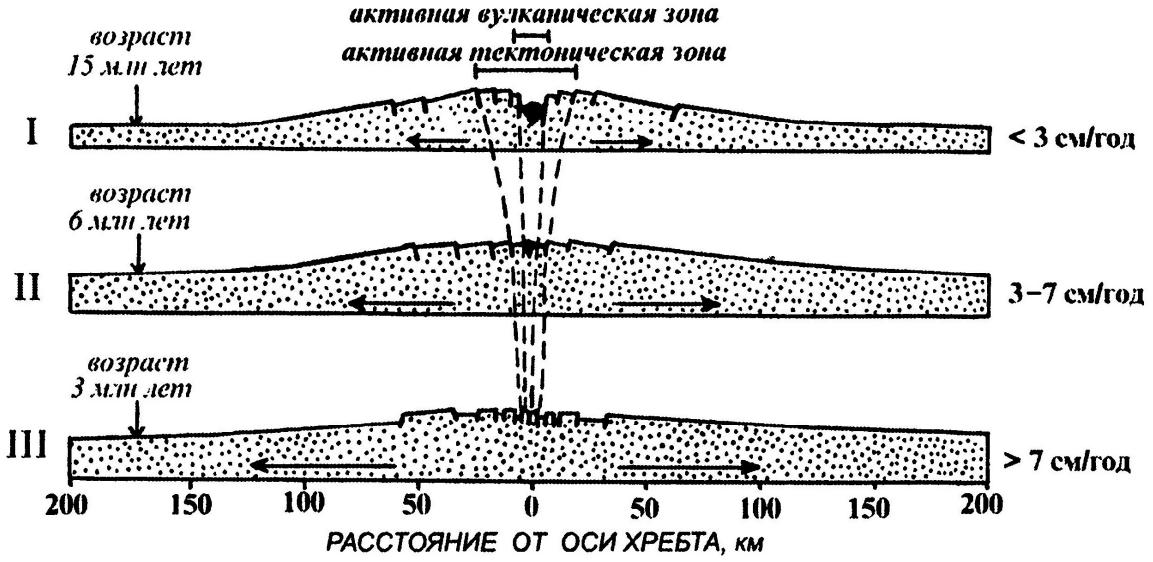


Рис. 35 Зависимость рельефа срединно-океанского хребта от скорости спрединга. Профили по Р. Экиньяну (1984): I – Срединно-Атлантический хребет, II, III – Восточно-Тихоокеанское поднятие

Тектонотипом низкоскоростных зон служит Срединно-Атлантический хребет, **высокоскоростных** — Восточно-

Тихоокеанское поднятие. Уже в географических названиях — хребет (англ. ridge) и поднятие (англ. rise) — отразилось различие рельефа этих крупнейших поясов. При медленном спрединге образуется сравнительно узкий подводный хребет с отчетливо выраженной, ограниченной сбросами центральной рифтовой долиной, к осевой части которой приурочен вулканизм. При быстром спрединге появляется обширное вздутие океанской литосферы, вдоль него вместо центральной долины протягивается система мелких грабенов и горстов. Воздымание литосферы связывают с более свободным подъемом разогретой астеносферы (рис. 35).

Обособление базальтовой магмы, предшествующее ее выходу на поверхность, также зависит от скорости спрединга. В низкоскоростных зонах магматические очаги до сих пор не установлены, подъем базальтового расплава, по-видимому, рассредоточен, что согласуется с наблюдениями о непостоянстве оси трещинных излияний в таких зонах в отличие от высокоскоростных.

При малых скоростях спрединга базальтовая магма выходит на поверхность при температуре и вязкости, способствующих образованию **подушечных лав**, которые в виде насыпи нагромождаются непосредственно над подводящей трещиной. *Чем выше скорости спрединга, тем больше условий для быстрого подъема магмы*, тем выше температура и ниже вязкость изливающейся лапы. Поэтому она все реже проявляет сферическое строение, все чаще вместо подушечных лав при подводных трещинных излияниях образуются **базальтовые покровы**, похожие на платобазальты континентов. Текучесть базальтовых лав в таких условиях может быть очень высокой и известны базальтовые покровы толщиной всего лишь 0,2 м, наблюдались лавовые озера.

Контрольные вопросы

1. Каково распространение современных рифтовых зон на земном шаре?
2. Приведите известные вам примеры континентальных рифтовых зон.
3. Каково строение континентальных рифтовых зон? Какие горные породы с ними связаны?
4. Каковы механизмы формирования континентальных рифтовых зон?
5. Как формируется океанская (спрединговая) зона?
6. Как возникают слои океанской литосферы в спрединговых зонах?
7. Каковы закономерности формирования линейных магнитных аномалий океанского дна?

8. Типы базальтов в спрединговых зонах.

9. Как связана морфология срединно-океанского хребта с типом и скоростью спрединга?

Стадии развития пассивных континентальных окраин

Следствием разрыва континентальной коры и образования молодого океанского бассейна является формирование **пассивных континентальных окраин**, обусловленных примыканием молодой океанской литосферы и континента.

Изучение пассивных континентальных окраин показало, что в своем развитии их строение претерпевает вполне закономерную эволюцию, в которой можно выделить **три главные стадии**: предрифтовую, рифтовую и послерифтовую (спрединговую).

На **предрифтовой стадии** будущая пассивная окраина может испытать некоторое поднятие, но оно, видимо, не является обязательным и во всяком случае не всегда ведет к уничтожению размывом накопившегося ранее платформенного осадочного чехла. Отложения этого чехла могут, следовательно, рассматриваться как предрифтовые. К ним относятся, например, отложения палеозоя в районе Ньюфаундленда, триаса и юры на западной окраине Австралии и т.п.

На **рифтовой стадии** континентальная кора подвергается все нарастающему дроблению разрывами, обычно листрического типа, с образованием клавиатуры грабенов (полуграбенов) и горстов, заполнением грабенов обломочными континентальными осадками, внедрением даек основных пород, излияниями базальтов типа континентальных толеитов, утонением кристаллической коры, вверху путем ее хрупкного разрушения, внизу — пластического течения. В итоге нормальная континентальная кора замещается корой переходного типа — *субокеанской*.

Переход от рифтовой стадии к **послерифтовой** — это переход от рифтинга без нарушения сплошности континентальной коры к ее расколу, раздвигу *с началом спрединга и новообразования океанской коры*. Этот переход лучше всего фиксируется несогласным залеганием послерифтового комплекса на рифтовом, с перекрытием как горстовых выступов фундамента, так и осадков, выполняющих грабены. Это несогласие называется *несогласием растяжения*

(англ, breakup unconformity). Оно позволяет датировать начало спрединга в смежном океанском бассейне, что не всегда удается сделать другими методами.

Сама пострифтовая стадия характеризуется плавным, а иногда и ступенчатым погружением уже сформированной пассивной окраины в сторону новообразованной океанской впадины и последовательным наращиванием осадков шельфа, нередко с их проградацией в сторону океана, а также континентального склона и подножия. Это погружение континентальной окраины объясняется и охлаждением литосферы по мере удаления от оси спрединга в связи с расширением океана и в общем подчиняется той же закономерности, что и погружение океанской литосферы. Этому здесь дополнительно способствует возрастающая нагрузка накапливающихся осадков. На начальной фазе раскрытия бассейн с океанской корой является еще очень узким, типа современного Красного моря, и тогда в аридном климате, особенно если он отгорожен от другого океана барьером поднятий вдоль трансформного разлома, он превращается в солеродный бассейн и в основании пострифтового чехла накапливается толща эвапоритов. В других случаях эта начальная фаза может сопровождаться или предшествоваться интенсивным субаэральным базальтовым вулканизмом.

На несколько более поздней фазе раскрытия молодой океанский бассейн расширяется, но может оставаться все же в не вполне свободном сообщении с открытым океаном. В этих условиях на его ложе и окраинах при недостатке кислорода могут отлагаться черные сланцы, обогащенные органическим веществом. Такие сланцы широко распространены среди отложении низов верхнего мела в Атлантике, а также в Индийском океане.

Таким образом, вверх по разрезу пострифтового комплекса наблюдается изменение состава осадков на все более открытоморские. Эта общая тенденция осложняется влиянием эвстатических колебаний уровня океана, вызывающих чередование более мелководных и относительно более глубоководных осадков и перерывы в осадконакоплении.

Контрольные вопросы

1. По какой причине пассивные континентальные окраины свойственны для молодых океанских бассейнов?

2. Перечислите стадии становления пассивных континентальных окраин.

Субдукция

При общей протяженности современных конвергентных границ около 57 тыс. км, 45 из них приходится на *субдукционные*, остальные 12 — на *коллизионные*. *Обдукционное* взаимодействие литосферных плит в наши дни нигде не установлено, хотя известны участки, где эпизод обдукции произошел в сравнительно недавнее геологическое время.

В современном представлении **субдукция** – это форма конвергентного взаимодействия литосферных плит, когда две контактирующие литосферные плиты сближаются и одна из них (всегда океанская) поглощается на глубине, нередко увлекая с собой осадочные формации глубоководного желоба и даже породы висячего крыла.

Ещё в 30-х годах XX века Ф. Венинг-Мейнес обнаружил вдоль глубоководных желобов Индонезии резкие отрицательные гравитационные аномалии, и предположил, что в этих активных зонах происходит затягивание в мантию складок легкого корового вещества. Тогда же Ф. Лейк, исследуя форму и размещение островных дуг, объяснил их образование пересечением земной сферы наклонными сколами, по которым Азиатский континент надвигается в сторону Тихого океана. Вскоре К. Вадати впервые установил наклонную сейсмофокальную зону, уходящую от глубоководного желоба, под вулканические цепи Японских островов, что свидетельствовало в пользу предположений о связи островных дуг с крупными поддвигами (или надвигами) по периферии Тихого океана.

Эта идея была поддержана и развита сейсмологами, продолжившие изучение сейсмофокальных зон (Б. Гутенберг, Ч. Рихтер, Х. Беньоф), а также и геологами (А.Н. Заварицкий, Дж. Умбгров, Р. Ганн). К концу 60-х годов Г. Штилле высказал мысль, что образование глубоководных желобов, сопутствующих им отрицательных гравитационных аномалий и уходящих в мантию сейсмофокальных зон сопряжено с наклонным поддвиганием океанской земной коры; на определенной глубине она подвергается плавлению, порождая вулканические цепи, протянувшиеся параллельно желобу.

Изучение процессов субдукции сопряжено с большими трудностями. Геологические наблюдения затрудняются и глубоководностью океана над субдукционными границами. Поэтому большую ценность представляют результаты первого детального картирования участков дна в желобах (Японском, Нанкай и Курило-Камчатском), которое проведено по франко-японской программе «Кайко» с применением погружаемых аппаратов. У берегов Барбадоса (островная дуга Малых Антил), а затем и на склоне желоба Нанкай при бурении с корабля «Джойдес Резолюшн» удалось пересечь сместитель зоны субдукции, находящийся в точке бурения на глубине нескольких сотен метров под поверхностью дна.

Современное размещение зон субдукции весьма закономерно (рис. 27). Большинство из них приурочено к периферии Тихого океана. Субдукционные системы Малых и Южных (Скотия) Антил, хотя и находятся в Атлантике, тесно связаны своим происхождением с эволюцией структур тихоокеанского обрамления. Более самостоятельна Зондская система субдукции в Индийском океане, тем не менее и она тяготеет к структурному ансамблю Тихоокеанского кольца. Таким образом, в настоящее время все зоны субдукции, получившие полное и характерное развитие, так или иначе связаны с этим мощным поясом современной тектонической активности. Лишь несколько сравнительно небольших, малоглубинных и специфических по ряду характеристик зон субдукции (таких, как Эгейская, Эоловая) развиваются в Средиземноморском бассейне — этом реликте мезозойско-кайнозойского океана Тетис. Северную окраину Тетиса наследует и зона субдукции Мекран.

В начале мезозоя зоны субдукции почти полностью обрамляли единый в то время суперконтинент Пангея, под который субдуцировала литосфера окружавшего его океана Панталасса. В дальнейшем, по мере последовательного распада суперконтинента и перемещения его фрагментов, зоны субдукции продолжили развиваться перед фронтом движущихся континентальных масс. Эти процессы не прекращаются до наших дней. Поскольку современный Тихий океан — это пространство, оставшееся от Панталассы, то оказавшиеся на его обрамлении зоны субдукции представляют собой как бы фрагменты субдукционного кольца, опоясывавшего Пангею. Зоны субдукции Средиземноморья не имеют сопряженных с ними систем спрединга и, судя по всему, поддерживаются закрытием океана Тетис — этого крупного ответвления Панталассы.

Процесс субдукции предопределяет *поперечный профиль зоны её развития*. Линия активного контакта отчетливо выражена **глубоководными желобами**, глубина которых, как литосферных структур, находится в прямой зависимости от скорости субдукции и от средней плотности (т.е. от возраста) погружающейся плиты. Глубина океана над современными желобами широко варьирует, она максимальна в Марианском желобе – 11022м (рис. 36). Глубина желобов относительно смежного краевого вала субдуцирующей плиты достигает 4000 м (рис. 37). Поскольку желоба служат седиментационной ловушкой, в первую очередь для турбидитов островодужного или континентального происхождения, их глубина искажается осадконакоплением, которое определяется физико-географическими условиями.

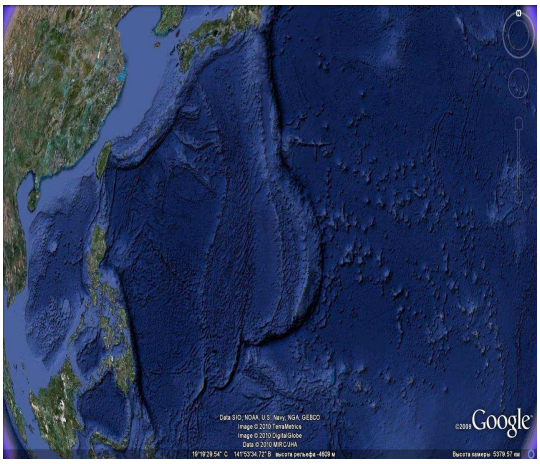


Рис. 36. Марианская впадина (вид из космоса)

При протяженности до нескольких тысяч километров ширина желобов обычно не превышает 50-100 км. Как правило, они дугообразно изогнуты выпуклостью навстречу субдуцирующей плиты, реже прямолинейны. Современные, глубоководные желоба простираются перпендикулярно направлению субдукции (ортогональная субдукция) или под острым углом к этому направлению (косоориентированная субдукция), установлено господство ортогональной и близких к ней ориентировок.

Профиль глубоководных желобов всегда асимметричен: субдуцирующее крыло пологое (около 5°), висячее крыло более крутое (до 10 и даже 20°). Океанский склон желоба зачастую бывает осложнен продольными грабенами и горстами, а противоположный склон — ступенчатой системой крутых разломов. Узкое и плоское

дно желоба шириной иногда всего лишь в несколько сотен метров сложено осадками.

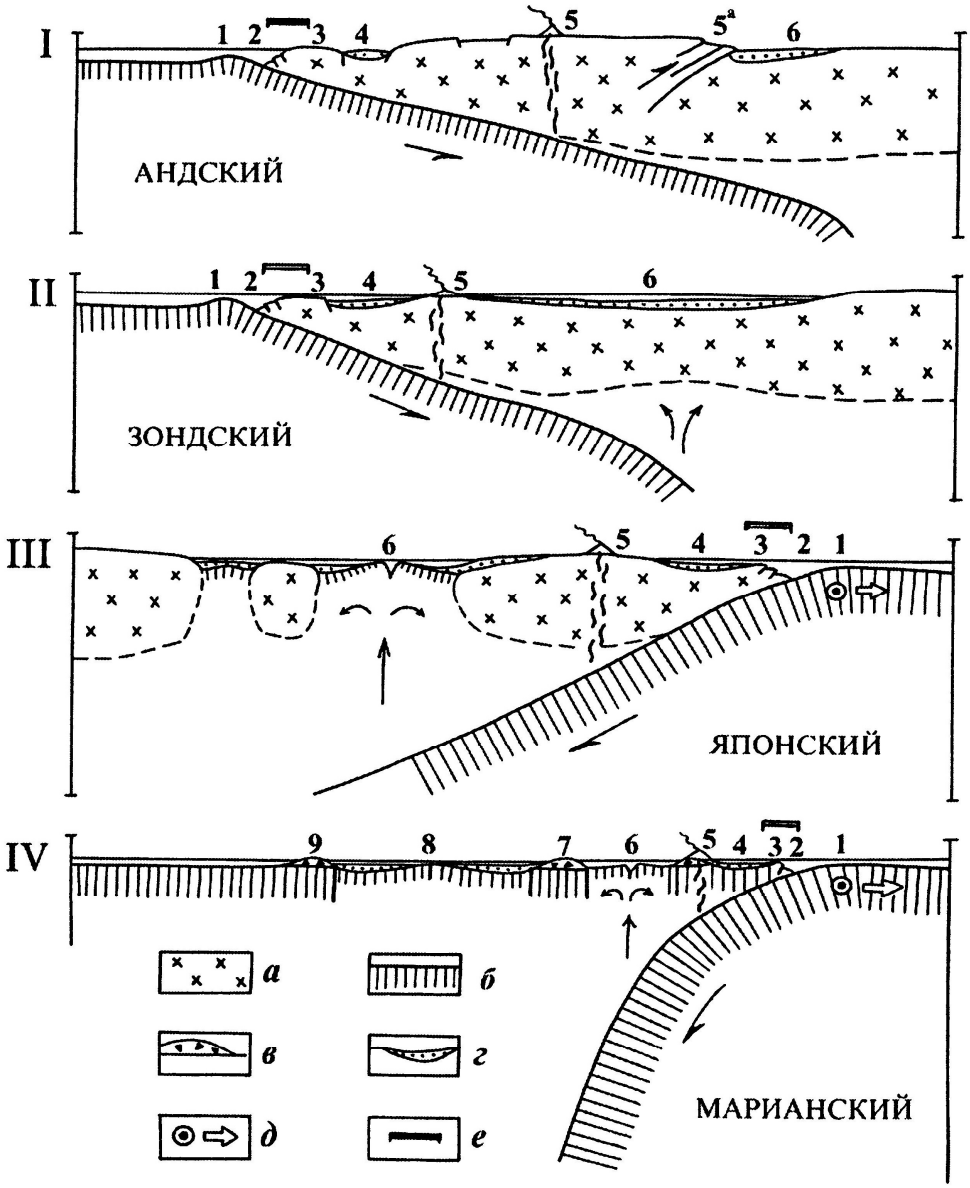


Рис. 37. Главные тектонические типы зон субдукции и их латеральные структурные ряды (по М.Г. Ломизе, с использованием схем Д. Карига, У. Дикинсона, С. Уеда)

I-III – окраинно-материковые зоны субдукции: андский, зондский и японский тектонотипы; IV – океанская зона субдукции, марианский тектонотип; а – континентальная литосфера, б – океанская литосфера, в – островодужные вулканиты, г – вулканогенно-осадочные формации, д – откат перегиба субдуцирующей плиты, е – место возможного формирования аккреционной призмы.

В латеральных структурных рядах: 1 – краевые валы; 2 – глубоководные желоба; 3 – невулканические островные дуги, подводные террасы или береговые хребты; 4 – преддуговые или фронтальные прогибы; 5 – вулканические островные дуги (энсиалические или энсиматические), а в орогенах андского типа – главный хребет и его вулканические цепи; 5^{a} – тыловая система взбросово-надвиговых деформаций; 6 – задуговые или междуговые бассейны, а также тыловые (предгорные) прогибы орогенов андского типа; 7 и 9 – остаточные островные дуги; 8 – отмерший междуговой бассейн.

Со стороны океана желоба сопровождаются пологими *краевыми валами*, которые возвышаются над ложем океана на 200—1000 м (рис. 37). Они представляют собой антиклинальный изгиб океанской литосферы, возникший вследствие ее горизонтального сжатия.

С противоположной стороны, над висячим («надвигающимся») крылом зоны субдукции, параллельно желобу также протягиваются положительные формы рельефа. Если субдукция направляется непосредственно под окраину континента (и глубоководный желоб примыкает к этой окраине), обычно образуются **береговой хребет** и отделенный от него *фронтальным прогибом* **главный хребет**, рельеф которого бывает осложнен вулканическими постройками. Последние тоже связаны с субдукцией, размещаясь на определенном удалении от глубоководного желоба. Далее, в сторону континента, к главному хребту примыкает *тыловой прогиб*. Анды — наиболее мощная и представительная из современных горных систем такого происхождения (рис. 37).

Там, где зона субдукции не находится на краю континента, формируются **островные дуги,** являющиеся аналогами описанных выше хребтов. Это *невулканическая внешняя дуга* (непосредственно рядом с желобом) и параллельная ей, отделённая депрессиями, главная – *вулканическая внутренняя дуга*. Иногда внешняя островная дуга не образуется и ей соответствует резкий перегиб подводного рельефа у бровки глубоководного желоба. Аналогом фронтального прогиба в островных дугах является *преддуговой бассейн*, а тылового – глубокий *задуговой или междуговой бассейн* (рис.37).

Большинство современных островных дуг находится на западном обрамлении Тихого океана: от Алеутской и Курило-Камчатской дуги на севере до дуги Кермадек на юге (рис. 9, 27).

Выделяются *два главных тектонических типа зон субдукции*: **окраинно-материковый (андский)** и **океанский (марианский)**. Первый формируется там, где океанская литосфера субдуцирует под континент, второй — при взаимодействии двух участков океанской литосферы.

Окраинно-материковые субдукционные зоны разнообразны в своём строении и режиме, и зависят от многих условий. Для наиболее протяженной из них **Андской** *(*около 8 тыс. км) характерны пологая субдукция молодой океанской литосферы, господство сжимающих напряжений и горообразование на континентальном крыле

(рис. 37, I). **Зондскую дугу** отличает отсутствие таких напряжений, что делает возможным утонение континентальной коры, поверхность которой находится в основном ниже уровня океана; под нее субдуцирует более древняя океанская литосфера, уходящая на глубину под более крутым утлом (рис. 37, II).

Разновидностью окраинно-материкового можно считать и **японский тип** зоны субдукции (рис. 37, III). Для него характерно наличие краевого морского бассейна с новообразованной корой океанского или субокеанского типа. Японское море образовалось по мере того, как от азиатской окраины отчленялась полоса континентальной литосферы. Постепенно изгибаясь, она превратилась в Японскую островную дугу с сиалическим континентальным основанием, т.е. в **энсиалическую островную дугу**.

При образовании зон субдукции океанского (**марианского**) типа более древняя (и поэтому более мощная и тяжелая) океанская литосфера субдуцирует под более молодую (рис. 37, IV), на краю которой (на симатическом основании) образуется **энсиматическая островная дуга**. Примером таких зон субдукции, наряду с Марианской, могут служить такие островодужные системы, как Идзу-Бонинская, Тонга — Кермадек, Южных Антил. Все эти дуги, тем не менее, тяготеют к океанскому обрамлению, ни одна из них не сформировалась посередине океана (рис. 9, 27).

Глубинное строение зон *субдукции* исследуется *методами сейсмики, сейсмологии, гравиметрии, магнитометрии, магнитотеллурического зондирования, геотермии*. **Многоканальное сейсмопрофилирование** и методы **сейсмической томографии** позволяют прослеживать субдуцирующую плиту глубоко в мантию, поскольку эта литосфера отличается от окружающих пород более высокими упругими свойствами и скоростными характеристиками. На профилях видно, как субдуцирующая плита пересекает главный астеносферный слой. В некоторых зонах, в том числе под Камчаткой, она и дальше следует наклонно, уходя в нижнюю мантию до глубины 1200 км. В других зонах, и частности в Идзу-Бонинской, дойдя до поверхности нижней мантии (где вязкость пород на глубине 670км возрастает в 10—12 раз), литосфера изгибается, а затем следует горизонтально над этой поверхностью.

Важнейшую информацию дают **сейсмологические наблюдения очагов землетрясений**, возникающих в верхней части субдукции (на глубине до нескольких сотен километров), благодаря кото-

рым выделены мощные наклонные сейсмофокальные зоны — так называемые **зоны Беньофа** (рис. 38). Они сопровождают собой верхние части субдукционных зон, вдоль которых концентрируются очаги землетрясений, порождённых неравномерным проскальзыванием друг относительно друга литосферных плит при их конвергентном взаимодействии. Открытие и исследование этих зон связано с именами К. Вадати, Б. Гутенберга, Ч. Рихтера, Х. Беньофа, А.Н. Заварицкого.

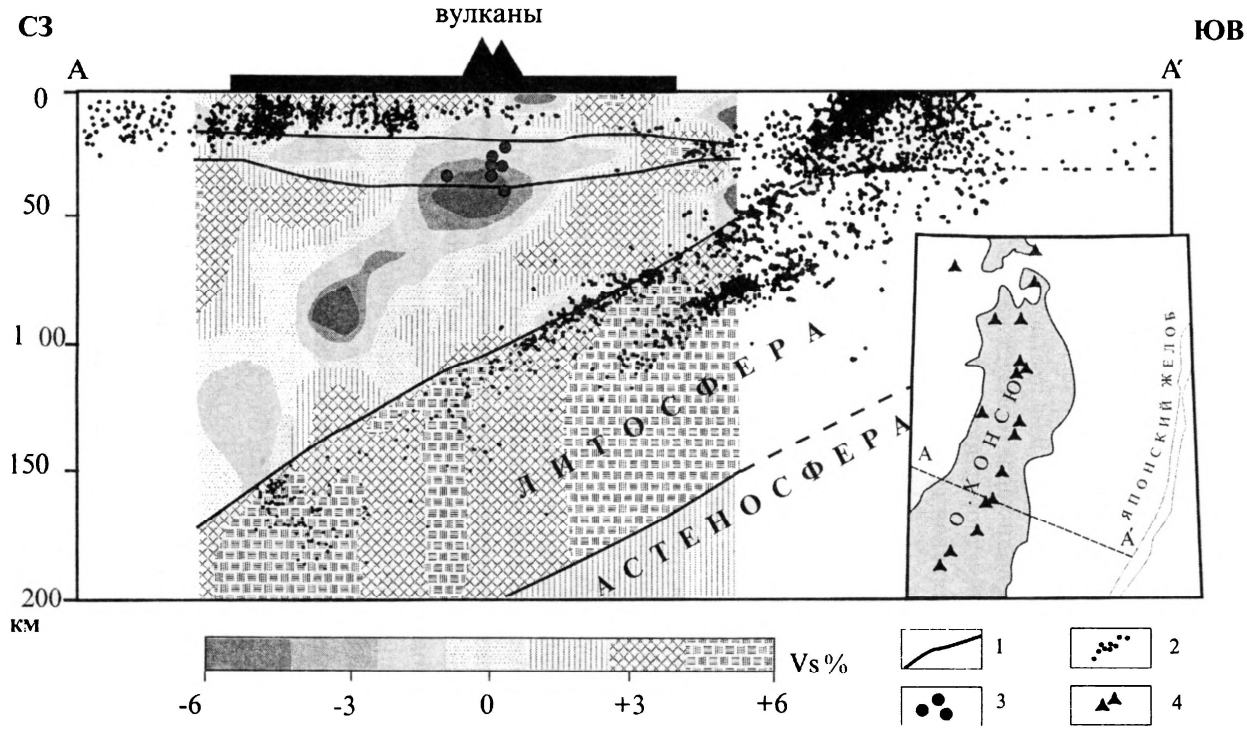


Рис. 38. Размещение сейсмических очагов (показаны точками) и их фокальные механизмы в субдуцирующей литосфере и над ней на примере Японской зоны субдукции. По Дж. Накаджима и др. (2001).
1 – главные поверхности сейсмического раздела; 2 – сейсмические очаги обычного типа; 3 – очаги низкочастотных микроземлетрясений; 4 – современные вулканы.

Погружение литосферы сначала, до какой-то определенной глубины, порождает очаги упругих колебаний, а далее продолжается как асейсмичный процесс. Это определяется, вероятно, в первую очередь снижением упругих свойств субдуцирующей литосферы по мере ее разогрева. *Глубинность зон Беньофа* зависит главным образом от зрелости субдуцирующей океанской литосферы, которая с возрастом наращивала свою мощность и охлаждалась. Так среди сейсмофокальных зон, уходящих до максимальных глубин 600—700 и более км — Японская, Идзу-Бонинская, Марианская, Тонга, Кермадек, где субдуцирует литосфера с возрастом 120—150 млн. лет. Напротив, там, где субдукция начинается вблизи осей спредин-

га, тонкая и высокотемпературная литосфера сейсмична лишь до глубин 200—100км, а иногда и менее (у Каскадных гор, у Мексиканской и Южно-Чилийской окраин, в зонах Нанкай, Яп-Палау и Южно-Соломоновой).

Второй важный регулятор глубинности зон Беньофа — *скорость субдукции*. При высоких скоростях (9—10,5 см/год) даже литосфера с возрастом 80—40 млн. лет сохраняет свои упругие свойства до глубин около 600 км (под Камчаткой). И наоборот, при низких скоростях (2-3,5см год) литосфера даже более зрелая становится асейсмичной уже на глубинах 250—300 км (Малые Антилы, Новая Зеландия).

Вертикальное распределение сейсмических очагов в зонах Беньофа крайне неравномерно. Их количество максимально в верхах зоны, убывает по экспоненте до глубин 250—300 км, а затем возрастает, давая пик в интервале от 450 до 600 км. Под активными вулканическими поясами наблюдается **низкосейсмичный** (а иногда **асейсмичный**) **пробел** на глубине 150—200 км (см. рис. 40).

Наклон каждой сейсмофокальной зоны меняется с глубиной, тем самым вырисовывается ее поперечный профиль. Небольшие углы наклона у поверхности (35—10°) с глубиной увеличиваются: сначала очень незначительно, затем обычно следует отчетливый перегиб, за которым возможно и дальнейшее постепенное нарастание наклона, вплоть до почти вертикального. Наклон плиты в наибольшей степени определяется его обратной зависимостью от скорости конвергенции и прямой — от возраста (мощности, средней плотности) субдуцирующей океанской литосферы.

Осадконакопление в субдукционных зонах осуществляется в глубоководном желобе, а также в прогибах (фронтальных, тыловых) и бассейнах (преддуговых, междуговых, задуговых) (рис. 37).

В окраинно-материковой обстановке андского типа, начиная от океана, следуют *глубоководный желоб, фронтальный и тыловой бассейны*. Для желоба характерны флишоидные отложения, терригенные и туфогенные турбидиты. Слагающий их материал поступает с континентального склона и также содержит продукты размыва гранитно-метаморфического фундамента. Фронтальный и тыловой бассейны (прогибы) служат местом накопления континентальных и мелководно-морских толщ молассового облика мощностью до нескольких километров. При этом фронтальный бассейн, размещаясь между береговым (невулканическим) и главным (вул-

каническим) хребтами, заполняется асимметрично: с одной стороны обломочным материалом, с другой — как обломочным, так и вулканогенным. В тыловой бассейн, который по своему положению является предгорным, передовым прогибом, также поступают продукты разрушения главного хребта и его вулканический материал. Туда же идет снос с внутриконтинентальных поднятий платформы.

В обстановке островных дуг латеральный ряд бассейнов и их заполнение видоизменяются. Флишоидные отложения *глубоководного желоба* содержат здесь меньше терригенного материала. Перед энсиматическими дугами появляются продукты разрушения габброидов, ультрабазитов и других пород океанской литосферы, если они выступают на островодужном склоне желоба. *Преддуговой бассейн* заполняется морскими, в том числе флишоидными, туфогенно-осадочными отложениями большой мощности. *В задуговом (или междуговом) бассейне* на утоненном континентальном основании или на новообразованной океанской коре накапливаются мощные морские отложения, в том числе флишоидные. Таким образом, в островодужных системах отложения более глубоководные, чем аналогичные осадки окраинно-материковых систем.

Уникальна **тектоническая обстановка накопления осадков в глубоководном желобе**. Независимо от длительности существования зоны субдукции в нем находятся *лишь очень молодые, плейстоценовые и голоценовые отложения*, мощность которых обычно не превышает нескольких сотен метров. Специфика накопления осадков в глубоководном желобе состоит в том, что *океаническая плита, субдуцирующая под континентальную окраину (или островную дугу), подобно ленте транспортера, удаляет поступающий в желоб осадочный материал, освобождая место для всё более молодых осадков*.

На мощность осадков в глубоководных желобах значительно влияют *физико-географические факторы, контролирующие поступление терригенного материала*. Желоба, примыкающие к пустынным побережьям, с очень ограниченным сносом материала с континента, заполняются осадками незначительно (Чилийско-Перуанский желоб на участке, прилегающем к пустыне Атакама). В случае же, когда жёлоб примыкает к побережью, с которого идёт мощный снос, он может перекрываться очень мощной толщей осадков (желоб Пуэрто-Рико, крайняя южная часть которого попадает под поток осадочных выносов дельты Ориноко).

Тектонические деформации субдукционных зон проявляются не только в формировании сбросов и грабенов на океанском крыле субдукции и системы крутых сбросов на противоположном крыле, а так же зоны взбросов и надвигов в тылу окраин андского типа. Они приводят также к формированию так называемого **аккреционного клина (призмы)**, формирующегося в результате того, что при субдукции край надвигающейся литосферной плиты всегда служит жестким упором, который задерживает и снимает часть осадков с пододвигающейся океанской литосферы. Эти слои сминаются в складки, смещаются пологими разрывами, наклонёнными в направлении субдукции, и образуется аккреционный призма, имеющая сложную изоклинально-чешуйчатую внутреннюю структуру и наращивающая континентальную, окраину или островную дугу. Таковы соотношения на северном отрезке того же Центральноамериканского желоба у берегов Мексики (рис. 39).

Субдукционная аккреция происходит как за счёт чехла океанской коры (пелагических и гемипелагических осадков), а так же за счет отложений глубоководного желоба (турбидитов). Предположительно происходит последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала, которые подпирают и приподымают более древнюю часть призмы (рис. 39). *Поднятие аккреционной призмы по мере разрастания превращает ее в* **подводный уступ** *или* **невулканическую островную дугу**, *отделяющие преддуговой прогиб от глубоководного желоба.* В большинстве случаев ширина аккреционной призмы не превышает первых десятков километров, но в наиболее мощных комплексах, таких как Мекран в Аравийском море или комплекс Кадьяк у берегов Аляски, она измеряется сотнями километров.

Существуют также желоба, где аккреции нет, и происходит пододвигание недеформированных осадков под висячее крыло, там отсутствует и сам источник сжимающих напряжений.

Субдукционные зоны нередко сопровождаются срезанием висячего крыла под действием пододвигающейся литосферной плиты – то есть происходит **субдукционная эрозия**. При этом продукты разрушения уносятся субдуцируемой плитой на глубину, и оказывают влияние на характер и состав формирующихся там магматических расплавов. В результате субдукционной эрозии может происходить опускание островодужного склона, а также сближение вулканического пояса с глубоководным жёлобом. Эта эрозия может

быть двух типов: *фронтальной*, выражающейся в срезании переднего висячего крыла, и *базальной*, состоящей в механическом воздействии погружающейся плиты на нижнюю поверхность висячего крыла зоны субдукции.

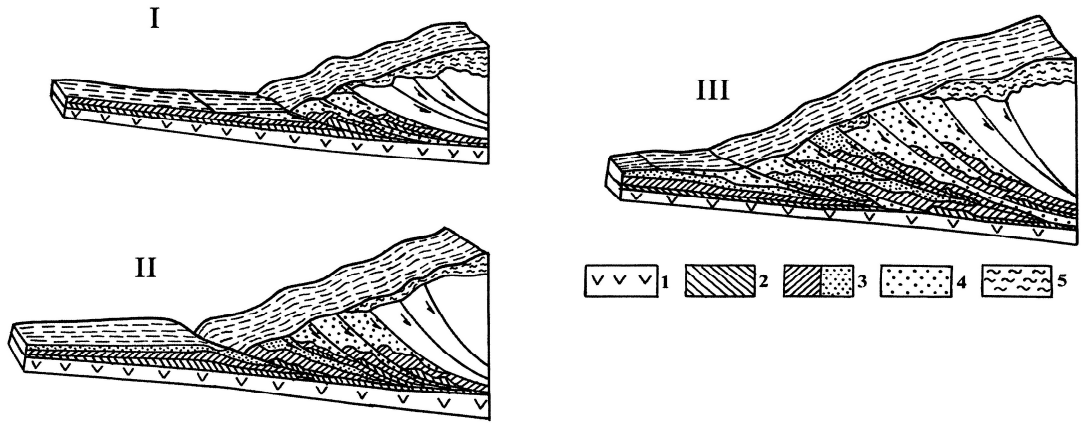


Рис. 39. Субдукционная аккреция на активной континентальной окраине Орегона в плиоцене — квартере: последовательное пододвигание все новых клиньев осадочного материала наращивает и приподымает аккреционную призму (I—III). По Л. Кульму и Г. Фоулеру (1974), упрощено: 1 — базальтовая кора; 2 — пелагические илы; 3 — разновидности тонких (дистальных) турбидитов; 4 — песчаные (проксимальные) турбидиты; 5 — отложения континентального склона

Магматизм является одним из ярких проявлений глубинных процессов в зонах субдукции. Еще в 50-х годах Г. Штилле связал вулканизм «андезитового кольца» Тихого океана с плавлением океанской коры при ее пододвигании в мантию. По сравнению с магматическими комплексами зон рифтогенеза субдукционные намного разнообразнее, особенности их строения и состава зависят от сочетания гораздо большего числа условий.

Пространственная взаимосвязь мощных поясов современного вулканизма с глубоководными желобами, зонами Беньофа и другими проявлениями субдукции вполне отчетлива. Еще К. Вадати, впервые обнаружив сейсмофокальную зону, обратил внимание на то, что цепи активных вулканов Японии размещаются *над ее среднеглубинной частью*. В дальнейшем стало ясно, что это закономерность, которая прослеживается во всех зонах субдукции. Глубина залегания наклонной сейсмофокальной зоны под вулканами варьирует от 80 до 350 км, но **максимум магматической активности наблюдается над интервалом 100—200 км**. В соответствии с этим выдерживается и размещение вулканических поясов по отношению к смежным глубоководным желобам, маркирующим выход зоны Беньофа на поверхность: удаленность вулканов от желоба находит-

ся в обратной зависимости от наклона зоны. Чем больше угол наклона, тем ближе к желобу проявляется вулканизм. Линию, ограничивающую вулканический пояс со стороны желоба А. Сугимура назвал *вулканическим фронтом* (см. рис. 38). Расстояние от края глубоководного желоба варьирует от 50 до 300 км, чаще всего это 200 км. С противоположной стороны граница вулканических зон не столь резкая, она удалена от желоба на расстояние до 400 км, а местами, как, например, в Центральных Андах, — до 500 км и более. Ширина субдукционных вулканических поясов от первых десятков километров до 175— 200 км, местами даже несколько больше.

Вулканизм островных дуг и континентальных окраин инициируется в уходящих на глубину зонах субдукции. О том же свидетельствуют и разнообразные геофизические данные. Как показали В. Хануш и И. Ванек, под активными сегментами вулканических поясов наблюдается **асейсмичный пробел** в зонах Беньофа (рис. 38, 40), в то время как под вулканически пассивными сегментами такого пробела нет. *Поскольку на соответствующих глубинах субдуцирующая плита движется среди астеносферного вещества, сейсмические очаги находятся внутри нее.* Поэтому асейсмичный пробел под вулканами скорее всего означает снижение упругих свойств погружающейся литосферы вследствие разогрева или даже частичного плавления при вхождении литосферы в астеносферу.

Таким образом, асейсмичный пробел маркирует **магмогенерирующий отрезок зоны субдукции**. Его понимают как область, где процессы магмогенеза только начинаются, чтобы продолжиться над субдуцирующей плитой, вплоть до близповерхностных магматических камер в фундаменте вулканов. По мере развития зоны субдукции магмогенерирующий отрезок, зародившись на глубине нескольких десятков километров, постепенно мигрирует по падению зоны до глубин в первые сотни километров. Там в дальнейшем возможны его смещения вверх и вниз.

В Центральных Андах, где на океанскую плиту по пологой поверхности надвигается мощная континентальная литосфера, магмогенез и вулканизм, согласно И. Саксу, развиваются только при наличии апофизы астеносферного вещества между контактирующими плитами. *На соседних сегментах, где нет такой апофизы, нет и вулканизма*.

Структурная связь магмогенерирующего отрезка зоны субдукции с наблюдаемыми на поверхности вулканическими построй-

ками иногда трассируется *сейсмическими явлениями*, которые предшествуют очередной вспышке вулканизма. Непосредственно над зоной Беньофа появляются слабые сейсмические очаги, которые затем в течение нескольких месяцев образуются все выше и приближаются к вулканической постройке перед началом извержений (рис. 38). Активизация такой зоны, получившая импульс на глубине, продвигается вверх, где способствует разгрузке магматических флюидов и выражается вулканическими извержениями.

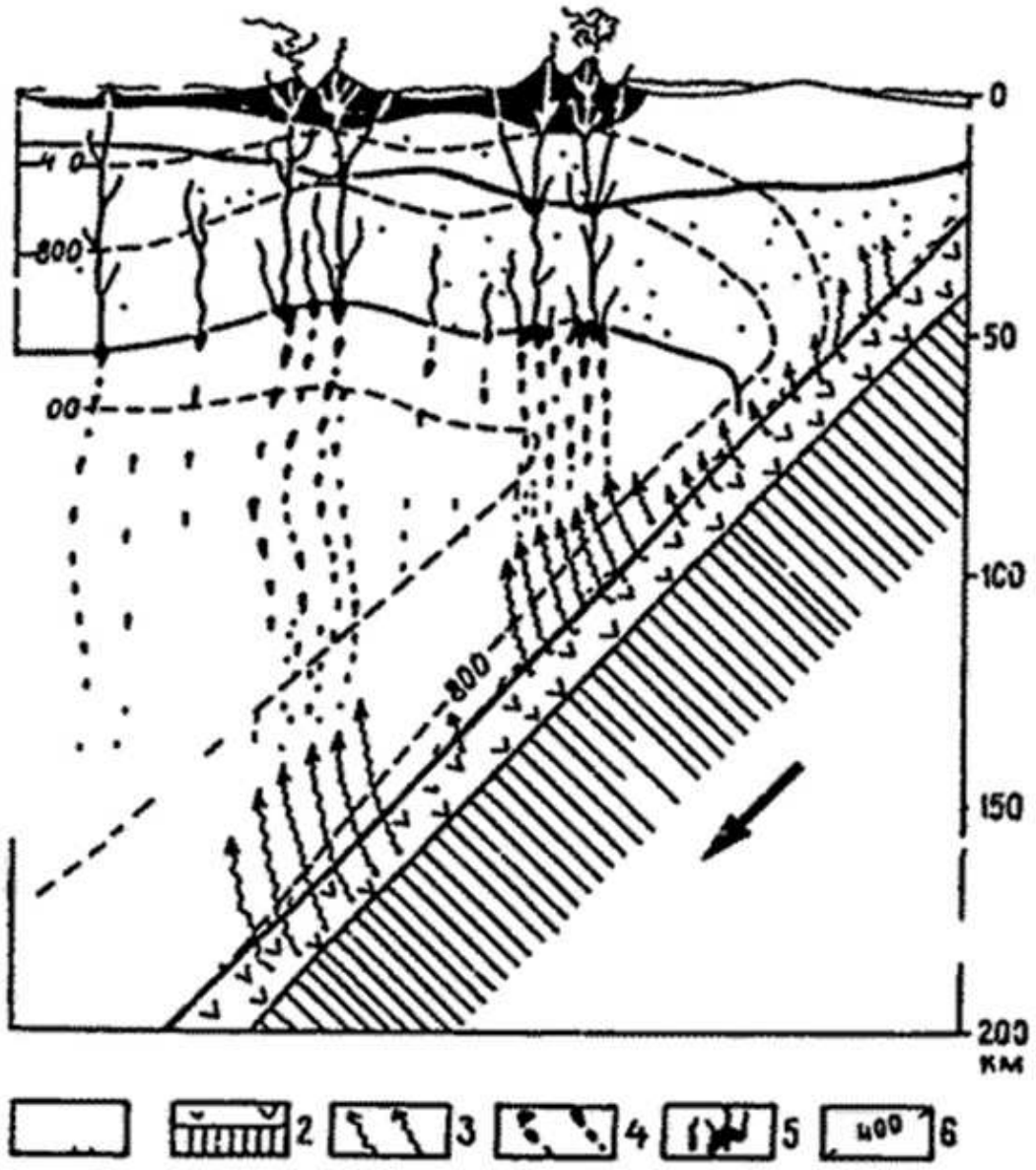


Рис. 40. Схема магмообразования под Курильской островной дугой, по Г. П. Авдейко (1993), упрощена.

1 — континентальная литосфера; 2 — субдуцирующая океанская литосфера; 3 — отделение флюидов; 4 — частичное плавление и подъем магмы в астеносфере мантийного клина; 5 — подводящие каналы и промежуточные магматические очаги в литосфере; 6 — изотермы, град

В породах мантийного клина (над магмогенерирующим отрезком зоны субдукции) происходит частичное плавление, отжим жидкой фазы из межзернового пространства и ее перемещение вверх, к поверхности, где развивается вулканический процесс.

В отдельных случаях, под действием подымающихся к поверхности низкотемпературных флюидов и магматических расплавов на поверхности возникает ослабленная зона, по которой может происходить даже раздвиг литосферы. Происходит **расщепление островной дуги посредством спрединга (микроспрединга)**. Отчленившаяся тыловая часть дуги перемещается все дальше от глубоководного желоба, отрываясь от своих магматических корней и превращаясь в **остаточную дугу**. Спрединговый бассейн, отделившийся от остальной, сохраняющей свою активность части вулканической дуги, называют **междуговым бассейном**. Примером может служить Марианский трог между Марианской (активной) и Западно-Марианской (остаточной) островными дугами, который заложился в плиоцене и продолжает разрастаться (рис. 37, IV). Такова природа и Японского моря, представляющего собой **задуговой бассейн,** возникший вследствие микроспрединга, отделившего кристаллическое основание Японских островов от Евразийского континента (рис. 37, III).

В формировании магм, питающих субдукционный вулканизм, участвует вещество, которое отделяется от погружающейся океанской литосферы, от пород находящегося над ней астеносферного клина, а также от мантийных и коровых пород литосферы висячего крыла, которая служит фундаментом вулканического пояса. Важной специфической чертой магмообразования при субдукции считают **перемещение вещества океанской коры, в том числе ее осадочного чехла, глубоко в мантию**, что придает соответствующие геохимические особенности мантийным магмам. Кроме того, **большое количество воды, которое привносится при этом, ускоряет появление расплавов**. Результатом является формирование широкого спектра субдукционных вулканитов, среди которых представлен широкий спектр пород толеитовой, известково-щелочной и шошонитовой серий (*с преобладанием представителей двух последних серий* – **андезитов** и **шошонитов**).

По мере удаления от глубоководного желоба, т.е. по падению зоны Беньофа, в магматических образованиях нарастают содержания K, Rb, Sr, Ba и других литофильных элементов с большими

ионными радиусами. Соответственно нарастают отношения калия к натрию, легких редкоземельных элементов к тяжелым. В том же направлении убывает отношение железа к магнию, нормативная насыщенность пород кремнезёмом. В полном виде эта латеральная зональность выражается фациальным замещением одних вулканических серий другими вкрест простирания пояса. *В направлении от желоба толеитовая серия (толеитовый базальт — железистый дацит) сменяется известково-щелочной (высокоглиноземистый базальт — риолит), а затем, в тылу вулканического пояса, — шошонитовой (шошонитовый базальт — трахит).*

Латеральная геохимическая зональность над зонами субдукции отчетливо проявляется и *в размещении связанного с магматизмом оруденения*. В частности, на центральном отрезке Андской активной окраины преимущественно медное оруденение сменяется по падению зоны Беньофа полиметаллическим (главным образом свинцово-цинковым, со значительным количеством серебра), далее следуют месторождения олова и вольфрама (рис. 41).

Как показал А. Миясиро, *в энсиматических островных дугах* представлены породы толеитовой и известково-щелочной серий, с преобладанием толеитовой (до 90% в Марианской дуге и почти 100% в дуге Тонга). *В энсиалических островных дугах* к ним прибавляется шошонитовая серия, преобладает известково-щелочная. Наконец, *на активных континентальных окраинах* из латерального ряда выпадает толеитовая серия, среди оставшихся и здесь господствует известково-щелочная.

Многие отрезки современных зон субдукции *лишены вулканизма* (**авулканическая субдукция)**, несмотря на продолжающееся конвергентное взаимодействие, выраженное сейсмичностью. Почти третья часть общей протяженности субдукционных границ приходится на такие авулканические отрезки. В большинстве случаев вулканизм прекратился там, где субдуцируют асейсмичные хребты и вулканические цепи, т. е. утолщения океанской коры. Так, в Андах пробелы вулканической активности связаны с субдукцией хребтов Наска и Хуан-Фернандес, в Центрально-Американской зоне – хребтов Теуантепек и Кокос.

Субдукция такой утолщенной, низкоплотностной и поэтому плавучей литосферы сопровождается резким выполаживанием зоны субдукции. На значительной части профиля пододвигающаяся плита перемещается почти горизонтально, прижимаясь к подошве

литосферы висячего крыла. *Между ними нет обычной прокладки астеносферного вещества*, и это ухудшает условия, необходимые для магмообразования: на профилях зоны Беньофа здесь нет среднеглубинного асейсмичного («магмогенерирующего») пробела, а на поверхности нет вулканизма.

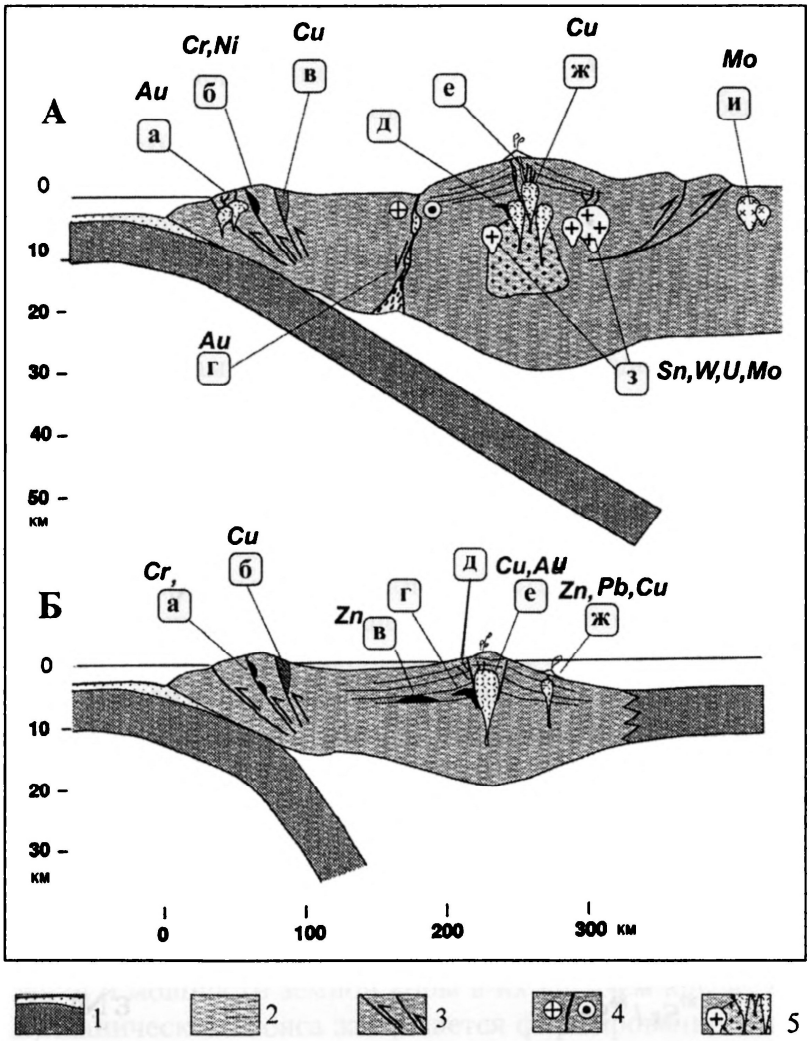


Рис. 41. Схемы размещения рудных месторождений над зонами субдукции: А – для активных континентальных окраин, Б – для островных дуг. По Э.П. Нельсону, 1996.
На верхнем профиле: а – золотоносные жилы, ассоциирующиеся с интрузиями фронтальной зоны; б – линзовидные залежи хромитов, никеленосные латериты; в - эксгаляционные кипрского типа; г – золото мезотермальных зонах сдвига; д – скарновые и типа манто; е – эпитермальные жилы и брекчии; ж – меднопорфировые субвулканические; з – Sn-W-U-Mo проявления, связанные с батолитами; и – молибден-порфировые.
На нижнем профиле: а – линзовидные залежи хромитов, никеленосные латериты; б - эксгаляционные кипрского типа; в – эксгаляционные типа Бесси; г – скарновые и типа манто; д – эпитермальные жилы и брекчии; е – порфировые меди и золота; ж – эксгаляционные типа Куроко.
1 – океанская земная кора; 2 – кора активных континентальных окраин и островных дуг; 3 – разрывы; 4 – зона сдвига; 5 – интрузивные образования.

Пологая субдукция утолщенной океанской литосферы, повышая сцепление плит, способствует накоплению сжимающих напряжений и формированию структур сжатия, которые локализуются в тылу континентальной окраины. Это складчатость, взбросы и надвиги, в Андах они все еще продолжают развиваться, что видно по размещению сейсмических очагов и решению их фокального механизма.

Субдукционный процесс сопровождается и *проявлениями метаморфизма***.** Согласно А. Миясиро, возникают **парные метаморфические пояса**: 1) *зона метаморфизма высоких давлений — низких температур* находится вблизи глубоководного желоба; 2) *зона метаморфизма низких и умеренных давлений — высоких температур* формируется на удалении от желоба под вулканическим поясом.

Для первой зоны характерна минеральная ассоциация глаукофана (фация «голубых сланцев»), примечательная тем, что необходимого для нее сочетания *P/T* условий нет в нормальном вертикальном разрезе литосферы, где соответствующее давление появляется только на глубинах с более высокими температурами (даже при минимальных градиентах). Глаукофановые сланцы вместе с зелеными сланцами и филлитами образуются по базальтоидам и морским осадкам, вовлеченным в субдукцию. Вторая зона, для которой характерен метаморфизм амфиболитовой фации с образованием гнейсов и палингенез, обусловлена подъемом флюидов и магм над субдуцирующей плитой, а вместе с ними и подъемом геоизотерм. Примером служит юрско-меловой парный метаморфический пояс о. Хонсю, состоящий из зоны Реке высокобарических метаморфитов и зоны Симанто высокотермальных метаморфитов.

Контрольные вопросы

1. Что такое субдукция?
2. Какова распространённость субдукционных зон на земном шаре? Какому океану наиболее свойственны эти зоны?
3. Какой из жёлобов Мирового океана наиболее глубоководный? Какова глубина водной толщи в нём?
4. Какие вы знаете типы субдукционных зон?
5. Охарактеризуйте профиль субдукционных зон андского и островодужного типов.
6. Каково происхождение островных дуг на окраинах островодужного типа и хребтов на окраинах андского типа?

7. В чём отличия островных дуг энсиалических и энсиматических?
8. Что представляет собой зона Беньофа?
9. Какова природа и состав магматизма и вулканизма субдукционных зон?
10. Каковы особенности осадконакопления в субдукционных зонах?
11. Чем обусловлена авулканическая субдукция?
12. Что такое аккреционная призма, как она формируется?
13. Какие проявления метаморфизма связаны с субдукцией?

Обдукция

Нормальное взаимодействие континентальной и океанской литосферы на конвергентных границах выражается субдукцией. Только местами и на короткое время появляется такое сочетание тектонических условий, при котором *океанская литосфера бывает поднята и надвинута на континентальную окраину* – **обдукция**. Об этом свидетельствуют хорошо сохранившиеся фрагменты океанской литосферы размером в десятки и первые сотни километров, залегающие в виде пологих тектонических покровов (относимых к категории офиолитовых аллохтонов) поверх осадочных или вулканических формаций на пассивных и активных континентальных окраинах. В настоящее время этот процесс, по-видимому, нигде не происходит, но сравнительно недавний (плиоценовый) эпизод установлен на сочленении Чилийского спредингового хребта с Андской активной окраиной.

Выяснено, что в большинстве случаев обдукции *океанская литосфера сформировалась незадолго до надвигания*, это была молодая, тонкая и еще не охлажденная литосфера *с относительно низкой средней плотностью и поэтому, в соответствии с изостазией, обладала высоким гипсометрическим положением*. Последнее, по-видимому, можно считать одним из необходимых условий обдукции.

В надвинутых фрагментах представлена **только верхняя часть океанской литосферы**: вся кора (осадки I слоя, базальты и долеритовые и II слоя, габброиды и расслоенный гипербазит-базитовый комплекс III слоя) и несколько километров (до 10 км в наиболее мощных пластинах) перидотитов верхней мантии. Это означает, что при обдукции происходило *отслаивание верхней части*

океанской литосферы. Только она надвигалась затем на континентальную окраину, а остальная, нижняя часть перидотитов литосферы перемещалась и деформировалась на глубине. Отслаивание верхов литосферы начиналось в условиях океанского дна, где при сжатии формируются сколы, переходящие в надвиги.

Обдукция обычно сопровождается динамотермальным метаморфическим воздействием горячих перидотитов, слагающих низы литосфсрной пластины, на породы автохтона. В низах литосферной пластины появляются и нарастают разлинзование и милонитизация, ориентированные параллельно контакту и секущие первичную текстуру и зональность перидотитов. Далее, за поверхностью контакта, следует сам метаморфический ореол мощностью в несколько сотен метров: амфиболиты и мафические гранулиты, переходящие вниз в зеленые сланцы, а затем в неметаморфизованные вулканиты или осадочные породы. Иногда внизу, на контакте с автохтоном, при метаморфизме появляются глаукофановые минеральные ассоциации, свидетельствующие о более высоких давлениях и низких температурах.

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

Обдукция на краю океанского бассейна происходит как у активных, так и у пассивных его окраин. Н. Кристенсен и М. Сэлси (1975) предложили модель обдукции при столкновении спредингового хребта с активной континентальной окраиной (рис. 42, I). Если хребет простирается приблизительно параллельно окраине, то в ходе субдукции континентальная плита перекроет ближайшее его крыло и придет в соприкосновение с поднятым краем другого крыла, которое в результате может оказаться надвинутым. При дальнейшем сближении литосферных плит возможно возобновление субдукции, а на континентальной окраине останется надвинутая на нее пластина океанской литосферы. Именно эта модель нашла подтверждение при исследованиях того отрезка Андской зоны субдукции (46—47° ю. ш.), где поглощается Чилийский спрединговый хребет.

Однако самые крупные фрагменты океанской литосферы (Бей-оф-Айлендс на Ньюфаундленде, Семаильский в Омане) обдуцированы на пассивные континентальные окраины. При этом осадки континентального склона и шельфа были последовательно вовле-

чены в надвигание, произошло их телескопирование в виде серии тектонических чешуй, подстилающих литосферную пластину. Э. Муре (1970) высказал предположение, что надвигание на пассивную окраину возможно при наличии вблизи нее зоны субдукции, погружающейся от континента (см. рис. 42, II). По мере субдукции внутриплитная граница океанской и континентальной литосферы придвигается к желобу и наступает момент, когда край континента пододвигается под островодужное крыло. Низкая плотность гранитного слоя препятствует его опусканию в астеносферу, происходит изостатическое всплывание континентальной окраины вместе с надвинутой на нее пластиной океанской литосферы. При дальнейшей конвергенции двух плит на глубину уходит океанская, закладывается новая зона субдукции встречного направления, пассивная континентальная окраина тем самым преобразуется в активную.

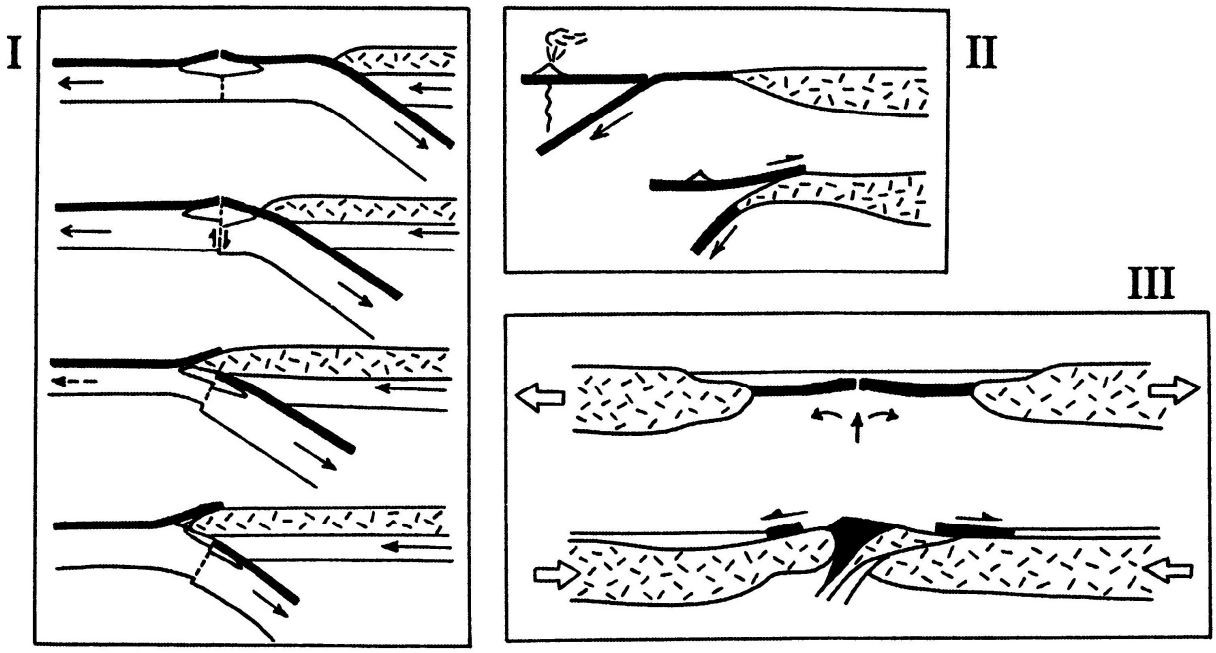


Рис. 42. Предполагаемые главные механизмы обдукции: I - При столкновении активной континентальной окраины со спрединговым хребтом, по Н. Кристенсену и М. Сэлсбари (1975); II — при столкновении пассивной континентальной окраины с фронтом океанской (энсиматической) островной дуги, по Э. Мурсу (1970); III — при закрытии бассейнов океанского типа

Обдукция при замыкании бассейнов океанского типа выражена в надвигании офиолитового комплекса (реликт океанической коры) на кору континентального типа в пределах Средиземноморско-Гималайского и других складчатых поясов (рис. 42, III). Значение этого механизма убедительно показали Э. Аббат с соав-

торами (1972). Если раскрытие таких бассейнов непосредственно сменяется их сжатием, то высокий тепловой поток благоприятствует отслаиванию литосферных пластин. Сравнительно высокое гипсометрическое положение молодой океанской литосферы и погруженные под уровень моря плечи утоненной континентальной коры на краях таких спрединговых бассейнов способствуют обдукции. При полном смыкании континентального обрамления структурный шов воздымается, а на дне смежных эпиконтинентальных бассейнов появляется уклон, обеспечивающий дальнейшее гравитационное перемещение обдуцированных пластин океанской литосферы, сопровождаемое формированием олистостром.

Контрольные вопросы

1. Что такое обдукция? Относится ли она к числу современных тектонических процессов?
2. Каковы возможные механизмы субдукции? Где на земном шаре они реализованы?

Коллизия

Если к конвергентной границе с обеих сторон подходит континтальная литосфера, то относительно легкие сиалические породы не погружаются в мантию, а вступают в активное механическое взаимодействие. Интенсивное сжатие порождает сложные структуры и горообразование. При этом проявляется внутренняя тектоническая расслоенность литосферы, она делится на пластины, которые испытывают горизонтальное смещение и дисгармоничные деформации. В условиях тектонического скучивания и утолщения континентальной коры в ней образуются палингенные очаги гранитной магмы. Так на конвергентной границе вместо субдукции развивается **коллизия** (лат. collisio; англ., франц. collision), столкновение литосферных плит — геодинамический режим, который в настоящее время проявляется на протяжении многих тысяч километров вдоль Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса и выражен соответствующей сейсмичностью. Наряду с коллизией "континент - континент" иногда различают коллизию континента и островной дуги или двух островных дуг.

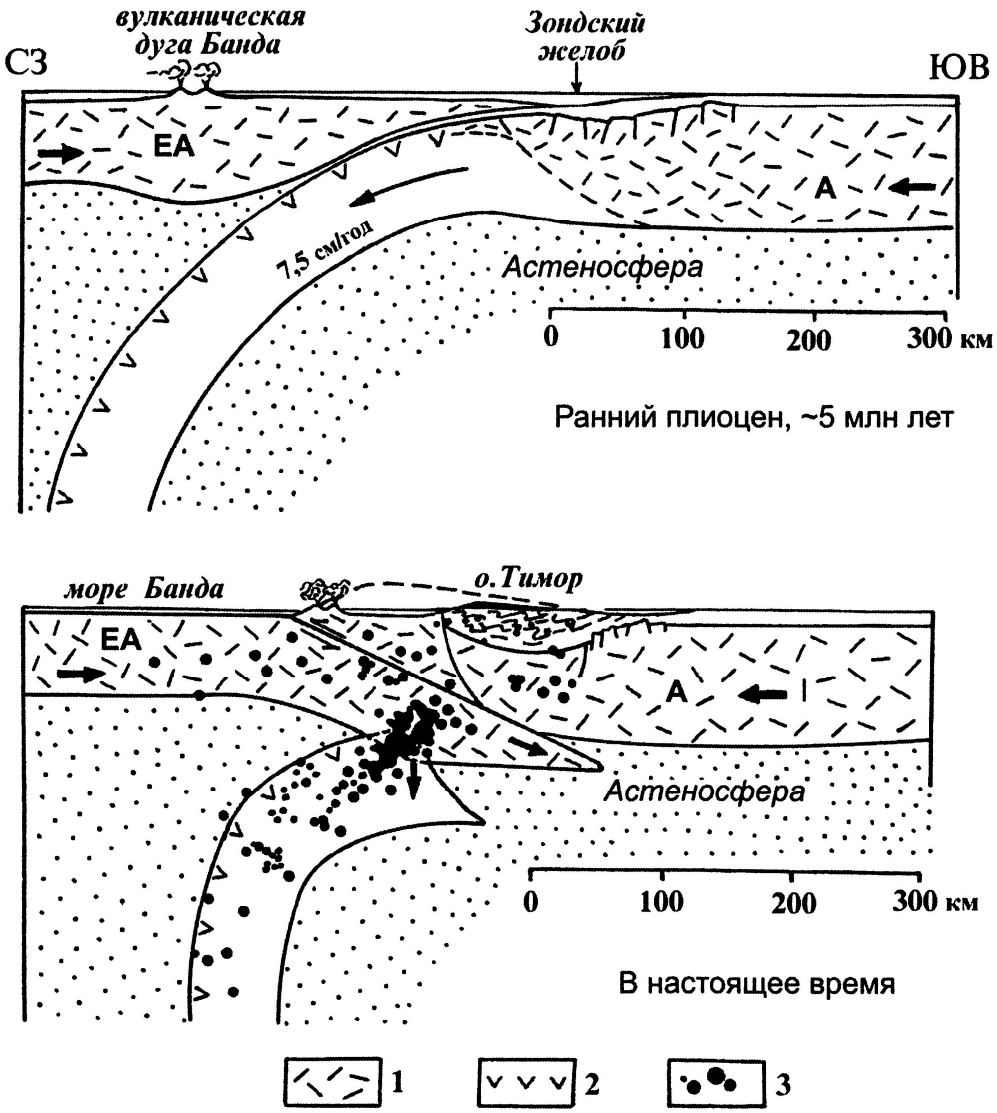


Рис. 43. Завершение субдукции и начало коллизии на конвергентной границе Евразийской (ЕА) и Австралийской (А) литосферных плит, по Н. Прайсу и М. Оудли-Чарльзу (1987): 1 — континентальная литосфера; 2 — океанская литосфера; 3 — сейсмические очаги

Образование зон коллизии возможно при сжатии сравнительно узких *бассейнов красноморского типа*, замыкание которых обычно сопровождается *обдукцией офилитов*. Однако гораздо чаще коллизии предшествует сближение континентальных единиц, обрамлявших более крупные бассейны, которое происходит по мере субдукции разделявшей их океанской литосферы. Такое сближение завершается переходом от субдукции к коллизии, что можно наблюдать в настоящее время на границе Евразийской и Австралийской плит. Коллизия началась в районе современного острова Тимор в плиоцене (5—3,5 млн лет назад), когда обрамлявшая Австралийский континент с севера океанская литосфера полностью субдуцировала там под вулканическую дугу Банда на активной евра-

зийской окраине. Погрузившаяся в астеносферу плита до сих пор проявляет себя сейсмическими очагами реликтовой зоны Беньофа. Прогрессирующая коллизия тоже выражена сейсмичностью, которая маркирует надвигание австралийской окраины, а также мелкие разрывные смешения в обстановке сжатия (рис. 43). Складки, надвиги формируются и в отложениях плиоцена — квартера на южном крае коллизионной системы в Тиморском троге.

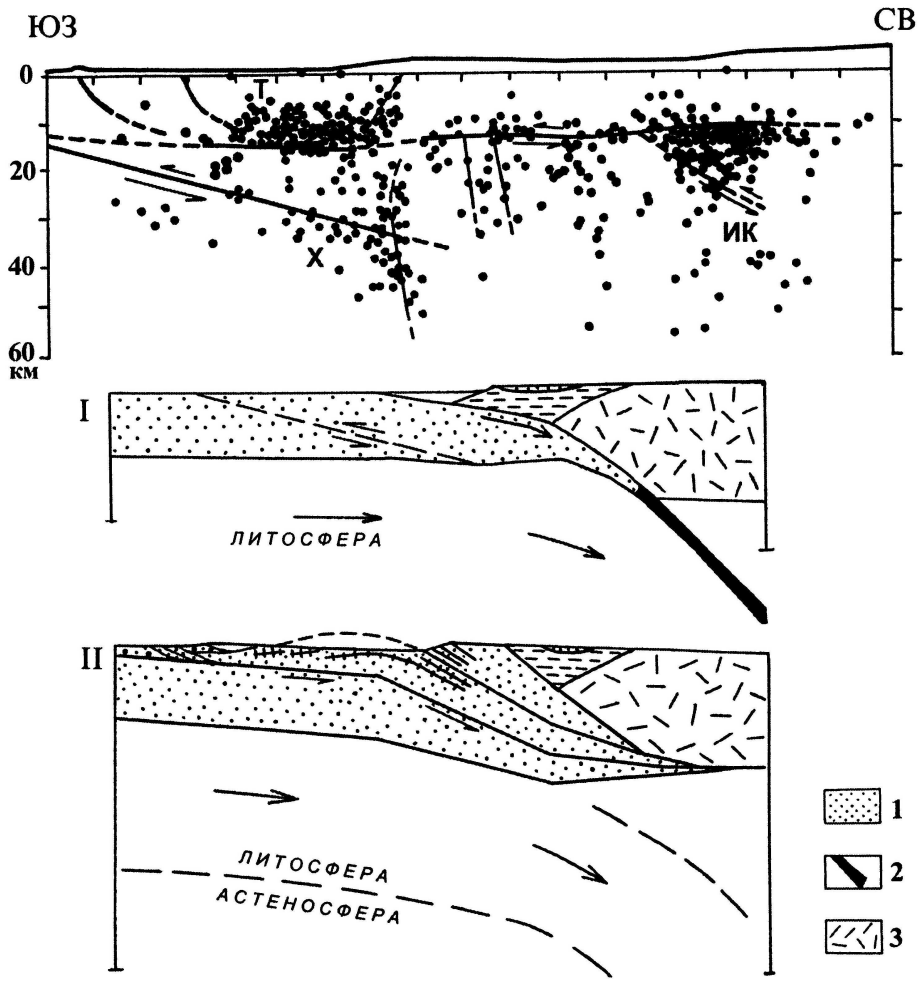


Рис. 44. Размещение под Гималаями сейсмических очагов, механизм которых свидетельствует о продолжающихся смещениях по пологим тектоническим поверхностям (по Л. Зиберу, Дж. Амбрастеру, 1984). Внизу — одна из моделей формирования этого коллизионного горного сооружения путем последовательного поддвига и деформации тектонических пластин континентальной коры, которые «счешуиваются» с продолжающей субдуцировать мантийной части литосферы (по Е. Лион-Каен, П. Молнару, 1983):
1 — континентальная кора Индостанской плиты; 2 — океанская кора той же плиты; 3 — континентальная кора Евразийской плиты (Тибет). Сейсмические зоны: Х — Хазара; Т — Тарбела; ИК — Инд—Кохистан

Грандиозное сооружение Гималаев и Тибета дает представление о более зрелой, но все еще активной фазе коллизионного взаимодействия крупных континентальных единиц. Оно началось в эо-

цене 50—45 млн лет назад, когда океанская литосфера, отделявшая субконтинент Индостана от Евразийской окраины, полностью под нее субдуцировала. На рис. 44 представлена модель формирования Гималаев путем последовательного срыва и «счешуивания» континентальной коры с мантийной литосферы, продолжающей субдуцировать. Пододвигание таких тектонических чешуй отмечено размещением сейсмических очагов.

Встречное движение Индостана и Евразии, скорость которого до начала коллизии достигала 15—20 см/год, продолжалось и в дальнейшем. Согласно Ф.Патриа и Х. Ачаче (1984), сначала (до олигоцена) оно происходило со скоростью около 10 см/год, позже — 5 см/год и менее, а суммарное сближение после начала коллизии, по-видимому, превышает 2000 км. Полагают, что такое встречное перемещение континентальных плит компенсируется не только многократным «счешуиванием» континентальной коры, следствием которого стало ее утолщение и воздымание высочайшего в мире горного сооружения. Значительная часть перемещения уравновешивается продольным отжиманием горных масс складчатого пояса в западном и восточном направлениях. В настоящее время коллизия Индостана и Евразии продолжается, что наглядно проявляется не только в сейсмичности, но и в данных лазерной геодезии о современных движениях как по надвигам (в том числе на Памире), так и по сдвигам (например, по Таласо-Ферганскому).

Наряду с интенсивными складчато-надвиговыми деформациями зонам коллизии свойственны проявления *высокоградиентного метаморфизма*, в том числе высокотемпературного, обусловленного подъемом изотерм. Метаморфизм продолжается и после формирования шарьяжной структуры, изограды нередко пересекают границы тектонических покровов, как это наблюдается, в частности, в Западных Альпах. О разогреве наращивающей свою мощность континентальной коры свидетельствует внедрение *гранитоидов палингенного нахождения*. Вулканизм коллизионных орогенов весьма разнообразен.

Горообразование при коллизии также сопровождается накоплением мощных *моласс* в передовых и межгорных прогибах («верхняя моласса» - континентальная, грубая), представленных, в основном, континентальными конгломератами с подчинёнными прослоями песчаников и глин, то есть продуктами размыва быстро разрушающихся растущих горных хребтов.

Контрольные вопросы

1. Что представляет собой коллизия в рамках концепции тектоники литосферных плит?

2. Приведите примеры конкретных современных случаев коллизионного взаимодействия плит.

3. Как связан процесс коллизии с явлением обдукции?

Этапы и стадии развития складчатых поясов

Во второй половине XIX столетия возникло представление о том, что складчатые системы закономерно зарождаются в пределах и в результате эволюции линейных зон интенсивного погружения и осадконакопления, получивших название *геосинклиналей*. Во второй половине XX столетия, включая 50-е годы, в рамках учения о геосинклиналях была разработана довольно стройная концепция стадийного их развития по пути превращения морского бассейна в складчатое сооружение — *ороген*.

Было выделено два этапа этой эволюции — *собственно геосинклинальный*, с преобладанием погружений, морского режима и мощного осадконакопления, и *орогенный*, с преобладанием поднятия и горообразования. В каждом из этих этапов стали различать две стадии. В геосинклинальном этапе первая, *раннегеосинклинальная стадия*, характеризовалась заложением морского бассейна, накоплением относительно глубоководных осадков, подводным основным вулканизмом (диабазы, спилиты, кератофиры) с развитием в его корнях расслоенных интрузий габброидов и гипербазитов. Вторая, *позднегеосинклинальная стадия*, знаменовалась расчленением геосинклинального бассейна на частные прогибы и поднятия, накоплением флишевых и карбонатных толщ, а также подводным, отчасти наземным вулканизмом среднего—кислого состава, соответствующим в современном понимании островодужному.

В орогенном этапе также различались две стадии. *Раннеорогенная стадия* проявлялась началом воздымания орогена, объединяющего прежние частные поднятия (островные дуги в современном смысле), отложением морских моласс в передовых и тыльных прогибах, гранитоидным плутонизмом, субаэральным средним и кислым вулканизмом, региональным метаморфизмом. *Позднеорогенная стади*я характеризовалась усилением воздымания орогенов, сменой нижних морских моласс верхними, континентальными

(грубообломочными), базальтоидным вулканизмом (финальным, по Г. Штилле).

Эти представления, особенно в интерпретации В.В. Белоусова, были основаны на *фиксистских принципах*, на отрицании какой-либо роли горизонтальных напряжений и движений растяжения и сжатия. К интерпретации эволюции геосинклиналей не применялся метод актуализма — один из главных недостатков геосинклинальной концепции. В частности, не учитывалось явное сходство разреза офиолитового комплекса и океанической коры.

Когда к концу 60-х годов выяснилось, что офиолиты — не что иное, как древняя океанская литосфера, представление о стадийности геосинклинального процесса претерпело определенную трансформацию. Был сделан правильный вывод о том, что главным итогом развития подвижных геосинклинальных поясов является новообразование континентальной коры за счет океанской. Соответственно, раннегеосинклинальная стадия стала рассматриваться как океанская, позднегеосинклинальная — как островодужная, а с началом орогенного этапа стало связываться становление новой континентальной коры.

С появлением тектоники плит истолкование истории складчатых поясов получило принципиально новую, последовательно мобилистскую и актуалистическую основу. Дж. Т. Вилсон в 1968 г предложил схему стадийности в развитии океанских бассейнов и течение цикла, позднее получившего в его честь название «**цикла Вилсона**». Она включает шесть стадий: 1) континентального рифтогенеза; современный пример — Восточно-Африканская рифтовая система; 2) ранняя; примеры — Красное море, Аденский залив; 3) зрелая; пример — Атлантический океан; 4) угасания; пример — западная часть Тихого океана; 5) заключительная; пример — Средиземное море; 6) реликтовая (геосутура); пример — линия Инда в Гималаях. Для каждой стадии характерен определенный тип движений (поднятие, растяжение, сжатие, снова поднятие), тип осадков и магматитов.

Дальнейшее развитие этих взглядов применительно к отдельным складчатым поясам и системам показало, что их развитие протекает сугубо индивидуально, весьма различными путями. Тем не менее есть общие для эволюции всех орогенов тенденции и закономерности. Общим является прежде всего начальное и конечное состояния: *глубоководный бассейн с тонкой корой океанского типа*

превращается в складчатое, точнее, складчато-покровное горное сооружение — ороген с мощной (до 60—70 км) зрелой континентальной корой. Обстановка преобладающего растяжения и опускания сменяется в конце цикла обстановкой преобладающего сжатия и поднятия.

Разнообразие проявляется в различии условий заложения бассейнов океанского типа, условий формирования орогенов и особенно на средних стадиях развития подвижных поясов, когда в них наблюдается наиболее широкий спектр структурных элементов и их геодинамических соотношений.

В целом в настоящее время в формировании складчатых поясов выделяют следующие **этапы и стадии**.

1. Заложение подвижных (геосинклинальных в прежней терминологии) **поясов. С**уществует два главных типа позднепротерозойских и фанерозойских подвижных поясов — межконтинентальные и окраинно-континентальные.

Межконтинентальные пояса, к которым относятся Северо-Атлантический, Урало-Охотский, Средиземноморский и Арктический, заложены на зрелой континентальной коре среднепротерозойской Пангеи I в процессе ее рифтогенной деструкции. Они прошли в своем нормальном развитии *две первые стадии цикла Вилсона* — стадию континентального рифтогенеза африканского типа в рифее и стадию межконтинентального рифтогенеза красноморского типа в конце рифея — начале палеозоя. В первую стадию накапливались обломочные толщи озерно-аллювиального происхождения и излились бимодальные вулканиты — базальты, риолиты, щелочные разности. Во вторую стадию появляются эвапориты, затем морские терригенные и карбонатные осадки, а вулканиты принадлежит семейству толеитов. Начинается спрединг, но морской бассейн имеет еще ограниченную ширину — до 100 км или немногим более.

Окраинно-континентальные подвижные пояса зародились на периферии Пангеи I, на ее границе с Панталассой. Их заложение могло протекать несколько по-разному, по крайней мере, в трех основных вариантах. Первый вариант тождествен описанному выше для межконтинентальных поясов и заключается в рифтогенезе с откалыванием от основного континентального массива глыб в несколько сотен километров в поперечнике, превращающихся в микроконтиненты — «бордерленды», в то время как между ними раскрывается глубоководный бассейн япономорского типа. Соответст-

венно континентальные осадки сменяются морскими терригенными и терригенно-карбонатными толщами, а бимодальные вулканиты — толеитовыми базальтами.

Второй вариант заложения окраинно-континентальных подвижных поясов заключается в новообразовании в океане, обычно на не очень большом (сотни километров) расстоянии от континента, энсиматической вулканической дуги типа Алеутской или Марианской, обычно вдоль трансформного разлома. В дальнейшем эта дуга может испытать расщепление с образованием остаточной дуги ближе к континенту и междугового бассейна, причем подобный процесс может неоднократно повторяться. Иллюстрацией этого варианта может служить район Филиппинского моря на западе Тихого океана. С появлением островной дуги по ее периферии вместо глубоководных илов начинают накапливаться граувакки, флиш, пирокластические осадки. Противоположный, континентальный, край бассейна чаще всего носит характер пассивной окраины с отложением шельфовых обломочных и карбонатных осадков.

В третьем варианте на краю континента закладывается зона субдукции и подвижный пояс начинает развиваться по андскому типу. Над зоной субдукции возникает энсиалическая вулканическая дуга, а в ее тылу окраинное море на сиалическом или симатическом, в случае проявления рифтогенеза, основании. В висячем крыле зоны субдукции начинает формироваться аккреционный клин, в энсиалическом окраинном море накапливаются мелководные, а в энсиматическом – более глубоководные осадки.

2. Начальная стадия развития подвижных поясов. В схеме Вилсона эта стадия называется зрелой, и характерной для нее считается *обстановка океана атлантического типа*, т.е. довольно широкого спредингового бассейна, обе окраины которого относятся к пассивному типу. В действительности это не обязательно и свойственно лишь межконтинентальным поясам, да и то не всем, ибо в окраинно-континентальных поясах пассивной является лишь окраина собственно континента; противоположная, принадлежащая микроконтиненту или вулканической дуге, чаще всего бывает с самого начала активной.

На пассивной окраине на данной стадии формируется мощный обломочный клин, сложенный темноцветной сланцевой (в дистальной части с основными магматитами — диабазами, спилитами) и/или флишевой формациями. Таким огромным обломочным кли-

ном является верхоянский комплекс нижнего карбона — средней юры Верхояно-Колымской области, нижне- и среднеюрская сланцевая формация Большого Кавказа, меловая и нижнепалеогеновая формация Карпат и др. Мощность этих отложений измеряется многими (иногда более десяти) километрами.

В аридном климате существенная роль в сложении осадочной призмы пассивной окраины подвижного пояса принадлежит карбонатам, причем на внешнем краю шельфа нередко протягиваются баьерные рифы, а в их тылу накапливаются лагунные красноцветы, местами с солями. Такова, например, верхняя юра Большого Кавказа. На континентальном склоне и его подножии рифовые известняки сменяются карбонатным флишем с известковыми контуритами.

3. Зрелая стадия развития подвижных поясов. Эта стадия характеризуется максимальным усложнением геодинамической обстановки, которая может быть очень разнообразной, но в целом практически для большинства поясов близкой к *западно-тихоокеанскому типу*. В океанском бассейне на этой стадии может функционировать несколько осей спрединга (обычно возникающих разновременно), существовать несколько островных дуг, энсиматических и энсиалических, со своими зонами субдукции, глубоководными желобами над ними, преддуговыми, задуговыми и междуговыми прогибами, а также микроконтинентами (эта стадия также называется **островодужной**). Соответственно наблюдается наибольшее разнообразие типов осадков, среди которых наиболее характерны флиш и рифовые известняки.

В отличие от флиша континентальных склонов и подножий начальной стадии, песчаники которого обычно являются кварцевыми (счет сноса обломочного материала с платформ), этот флиш по составу граувакковый или туфогенный, поскольку имеет островодужное происхождение. Рифовые известняки могут венчать отмирающие островные дуги, внутриокеанские хребты типа современного Императорского в Тихом океане, и поднятия — плато типа поднятия Шатского, а также отдельные гайоты. Вулканиты в островных дугах эволюционируют от толеитов до шошонитов, но преобладают породы известково-щелочной ассоциации. Появляются малые, частично субвулканические интрузии кварцевых диоритов, гранитоидов, внедренные в основание вулканических дуг.

Континентальные окраины подвижных поясов могут на данной стадии принадлежать разным типам — атлантическому, запад-

но-тихоокеанскому, андскому. При этом надо иметь в виду, что океанские окраины западно-тихоокеанского типа включают в качестве своего наиболее внутреннего элемента пассивные континентальные окраины типа современных шельфов Восточно- и Южно-Китайских морей. В процессе дальнейшего развития на них начинают надвигаться островные дуги, микроконтиненты, но это уже означает переход к орогенной стадии эволюции подвижных поясов.

4. Орогенная стадия развития подвижных поясов. Наступление этой стадии знаменуется *окончанием спрединга, завершением поглощения океанской коры в зонах субдукции и установлением обстановки господства сжатия, то есть океанический бассейн закрывается.* Но эти условия не охватывают сразу весь подвижный пояс, а обычно сначала его периферические или напротив, внутренние системы. В этих зонах происходит столкновение (*коллизия*) островных дуг или микроконтинентов друг с другом и, в конечном счете, с окраиной континента и в результате осадочные и вулканогенные толщи, слагающие их склоны, подвергаются интенсивным складчато-надвиговым деформациям с общим смещением в сторону континента.

В окраинно-континентальных поясах на данной стадии происходит наращивание (*аккреция*) края континента примыкающими к нему разнородными террейнами. На таком фундаменте нередко образуются краевые вулканоплутонические пояса андского типа. Мощный и протяженный пояс подобного типа образовался вдоль восточной окраины Азиатского материка в среднем и позднем мелу вдоль западной окраины Северной и Южной Америки с конца юры.

Процессы регионального сжатия, вызванные столкновением микроконтинентов, островных дуг или других «террейнов» с континентальными окраинами, обычно сопровождаются развитием *шарьяжей*, состоящих из пород промежуточных бассейнов или из пород самих этих террейнов. Так образуются, в частности, флишевые, офиолитовые, метаморфитовые тектонические покровы. Перед фронтом таких покровов за счет их разрушения часто формируются гравитационные оползневые образования – *олистостромы*, нередко включающие в качестве своих элементов глыбы (олистолиты) и пластины (олистоплаки) пород этих покровов, иногда огромных размеров (сотни, тысячи кубических километров), заключенные в глинистом матриксе — осадке бассейнов, куда под действием силы тяжести спускались эти покровы.

В подошве шарьяжей, особенно офиолитовых, часто встречаются микститы другого, не гравитационного, а чисто тектонического происхождения, именуемые *меланжем*; в случае офиолитов – серпентинизированный меланж, матрикс которого состоит из тонкоперетертого серпентинитового материала.

Особый интерес представляют крупные офиолитовые покровы, непосредственно перекрывающие окраину континентов в результате *обдукции*, т.е. надвигания океанской литосферы. Особенно впечатляющи офиолитовые покровы Омана, где мощность офиолитовой пластины достигает 12 км. Обдуцированные покровы офиолитов наблюдаются также в ряде районов периферии Тихого океана — на Новой Гвинее, Новой Каледонии, на восточном Сахалине, в Олюторской зоне Корякии и на территории восточной Камчатки.

В случае отсутствия обдуцированных офиолитовых покровов офиолиты выступают в виде меланжа или *протрузий, т.е. диапировых внедрений, обязанных высокой пластичности серпентинитов, вдоль офиолитовых швов или сутур, маркирующих след столкновения литосферных плит*. К этим же сутурам нередко приурочены выходы глаукофановых сланцев — метаморфитов высокого давления — низкой температуры. Вдоль некоторых швов, особенно древних, выступают эклогиты и бластомилониты, более высокотемпературные образования.

На орогенной стадии ядро формирующегося складчатого горного сооружения подвергается *региональному метаморфизму до амфиболитовой фации и внедрению крупных плутонов гранитоидов, часто батолитовых размеров*. В межконтинентальных, коллизионных орогенах это происходит за счет нагнетания и сопутствующего разогрева и плавления нижней части континентальной коры. В окраинно-континентальных орогенах типа Кордильер гранитно-метаморфическое ядро образуется над зонами субдукции, но обычно также при участии плавления нижней части континентальной коры в их висячем крыле. Гранитные батолиты — как правило, многофазные образования, формирующиеся на протяжении нескольких десятков миллионов лет. Ранние фазы являются гранодиоритовыми или граносиенитовыми, более поздние отличаются повышенной щелочностью. В целом эти гранитоиды отличаются от более ранних преобладанием K_2O над Na_2O.

Орогенную стадию (этап) часто разделяют на *две подстадии или даже самостоятельные стадии*: раннеорогенную и позднеоро-

генную. В **раннеорогенную стадию** горообразование идет в основном за счет тектонического скучивания, вызванного тангенциальным сжатием, к которому постепенно добавляется эффект метаморфизма и гранитизации. Но горный рельеф еще низкий или умеренный, поэтому обломочный материал, поступающий с гор в результате их эрозии, еще мелкий. За счет этого материала отлагается сначала в морских, а потом в лагунных условиях нижняя, песчано-глинистая, нередко с участием пачек известняков и (или) эвапоритов *моласса (нижняя, морская).* Известняки и эвапориты отлагаются, видно, во время относительных пауз в воздымании орогена.

На **позднеорогенной стадии** воздымание складчатого сооружения резко ускоряется. Теперь поднятие идет уже в основном за счет изостазии, поскольку к началу этой стадии кора приобретает резко повышенную, вдвое против обычной для платформ с равнинным рельефом, мощность. Приращение мощности коры является следствием совокупности нескольких процессов — осадконакопления, вулканической деятельности, накопления продуктов тектонического скучивания, регионального метаморфизма, гранитизации. По мере остывания литосфера становится все более проницаемой для мантийных расплавов. Известково-щелочной вулканизм в коллизионных орогенах сменяется базальтовым. Общая обстановка тангенциального сжатия сохраняется, но в осевой части орогена на него нередко накладывается растяжение, могущее приводить к образованию эпиорогенных рифтов, с которыми и бывает связан базальтовый или щелочно-базальтовый вулканизм. Складчато-надвиговые деформации сжатия продолжаются в эту эпоху на периферии орогена и в прилегающих частях передовых и межгорных прогибов. В самих этих прогибах, как и раньше, идет накопление *моласс (верхних, континентальных)* – крупно- или даже грубообломочных, большой мощности (конгломераты, песчаники).

5. Тафрогенная стадия развития подвижных поясов. По окончании орогенной стадии наступает релаксация напряжений тангенциального сжатия, и оно сменяется растяжением. Горные сооружения как бы расползаются, нередко вдоль поверхностей надвигов, испытывающих обратные смещения и превращающихся в листрические сбросы. За счет этого они осложняются **тафрогенами** — грабенами, специфической разновидностью рифтов. Их классическими примерами являются позднетриасовые — раннеюрские грабены восточного склона Урала и Западной Сибири — Челябин-

ский и другие, а также структуры восточного склона Аппалачей и основания Приатлантической равнины США. Их выполняют континентальные угленосные, на юге красноцветные песчаники, перемежающиеся с покровами толеитовых базальтов. В определенном смысле эта стадия гомологична раннеавлакогенной стадии развития древних платформ.

Контрольные вопросы

1. Что такое геосинклиналь? Что такое ороген?
2. Как интерпретруют нахождение офиолитов в составе горных сооружений?
3. Что представляет собой цикл Вилсона?
4. Перечислите этапы и стадии становления складчатых поясов.
5. Что является результатом стадии заложения складчатых поясов?
6. Для какой из стадий становления складчатых поясов свойственно развитие пассивных окраин?
7. Для какой из стадий становления складчатых поясов свойственно развитие активных окраин?
8. Для какой из стадий становления складчатых поясов характерно превращение океана в сушу?
9. Для какой из стадий становления складчатых поясов характерна обдукция?
10. Для какой из стадий становления складчатых поясов свойственно развитие шарьяжей и олистостромов? Что такое олистострома?
11. На каких стадиях становления складчатых поясов образуются нижняя и верхняя молассы? Что они собой представляют, в чём их различия?
12. Что такое тафроген?

Стадии развития платформ

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

они отличаются еще повышенной подвижностью, — *стадию кратонизации и авлакогенную стадию*, выделенные А.А. Богдановым.

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

Авлакогенная стадия на большинстве древних платформ соответствует среднему и позднему рифею и может захватывать и ранний венд. Она знаменует начало распада суперконтинента и обособления отдельных древних платформ, характеризуясь господством растяжения и образованием многочисленных рифтов и целых рифтовых систем, в большинстве своем затем перекрытых чехлом и превращенных в авлакогены. Подобные рифтовые системы установлены практически на всех древних платформах, особенно северного ряда (в южном ряду они превратились в позднем рифее в интеркратонные геосинклинали), — в Северной Америке, Восточной Европе, Сибири, Северном Китае и Корее. Выполнены эти палеорифты-авлакогены обломочными континентальными и мелководно-морскими осадками: кварцитами, аргиллитами, строматолитовыми карбонатами; в позднем рифее кое-где (Австралия) впервые появляются эвапориты. Разрезы обычно построены циклически.

Встречаются покровы платобазальтов и силлы габбро-диоритов и габбро-диабазов, т.е. породы трапповой ассоциации, преимущественно на границе циклитов среднего и позднего рифея, позднего рифея и венда.

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

Переход к **плитной стадии** (собственно платформенному этапу) завершился на древних платформах Восточной Европы, Сибири, Китая и Кореи в венде, Северной Америки — в конце кембрия, южных материков — в ордовике (Австралии — в кембрии). Он выразился в замещении авлакогенов прогибами, с расширением последних до размеров синеклиз, затоплении морем промежуточных поднятий и их превращении в антеклизы и тем самым в образовании *сплошного платформенного чехла*.

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

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

Чехол, накапливающийся в плитную стадию, обычно четко разделяется на циклично построенные комплексы, отвечающие основным тектоническим циклам (циклам Бертрана – каледонскому, герцинскому, киммерийскому, альпийскому). Каждый из этих комплексов представляет собой определенный **формационный ряд**,

обычно двойной: *в нижней части трансгрессивная последовательность формаций, а в верхней – регрессивная*.

Поскольку в целом на платформах преобладают континентальные и мелководно-морские условия, на их состав и формационную природу большое влияние оказывал климат. Это заставляет рассматривать для платформ *два формационных ряда* – для гумидного и для аридного климатов.

В основании формационных рядов чехла обычно залегают *континентальные обломочные формации*: серо-, красно- или пестроцветные бескарбонатные, с каолиновым цементом — продуктом размыва коры выветривания, иногда с лимническими углями в условиях гумидного климата (красная окраска характерна для тропических условий, серая — для умеренных), а также красноцветные с карбонатным цементом, нередко гипсоносные — в аридном климате.

С началом морской трансгрессии на смену континентальным формациям сначала приходят *паралические или лагунные*: соответственно сероцветная паралическая угленосная в гумидном и гипсосоленосная эвапоритовая — в аридном климате. Как отмечалось выше, особенно мощные эвапориты, нередко включающие не только каменную, но и калийные соли, накапливаются в авлакогенах, например в Днепровско-Донецком, и в глубоких синеклизах типа Прикаспийской или Среднеевропейской. По мере дальнейшего развития трансгрессии эти формации перекрываются *трансгрессивными терригенными формациями* — в гумидном климате кварцево-песчаной с глауконитом и фосфоритами, а в аридном — пестроцветной песчано-глинистой, иногда с гипсом.

В фазу максимальной трансгрессии, когда внутренние источники сноса — щиты, массивы, вершины антеклиз — перекрываются морем, преобладание получают *карбонатные формации* — гумидные мергельно-известняковые (в мелу и палеогене формация писчего мела и мелоподобных мергелей) и аридные — преимущественно доломитовые. В отдельных более глубоких впадинах и, в частности, в авлакогенах в условиях дефицита материала отлагаются темные, обогащенные органическим веществом минерально-сланцевые толщи.

Трансгрессия в конце концов сменяется регрессией и начинается обратная последовательность формаций, завершающаяся снова континентальными, в холодном климате покровно-ледниковыми

формациями. Последние могут находиться и в основании ряда, например в верхах карбона — низах перми южных, гондванских платформ. Во внеледниковых областях ледниковая формация замещается лёссовой.

Накопление осадочного чехла не было, однако, непрерывным. Оно прерывалось эпохами тектонической (тектоно-магматической) активизации, которая выражалась в осушении платформ, перестройке их структуры, проявлении магматической деятельности. Восточно-Европейская платформа пережила подобные эпохи в позднем кембрии, середине девона и середине триаса, Сибирская — в середине и конце триаса, Китайско-Корейская — в силуре — раннем карбоне и т.д. Эти перерывы подразделяют плитный чехол на отдельные циклически построенные комплексы, которые, как правило, отвечают тектоническим циклам смежных подвижных поясов — каледонскому, герцинскому и др.

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

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

Континентальные толеитовые базальты отличаются от срединно-океанских несколько повышенным содержанием щелочей, особенно K_2O, связанным с ассимиляцией континентальной коры. Встречаются также покровы ультраосновных (пикриты) и субщелочных пород. Интрузивная трапповая формация состоит из силлов и даек долеритов, габбро-долеритов и габбро-диабазов, из которых первые достигают мощности 200—300 м. Особенно интересны дифференцированные интрузии норильского типа — расслоенные тела, изменяющие свой состав снизу вверх от троктолитов через оливиновые и безоливиновые габбро до габбро-диоритов. С более основными разностями связаны медно-никелевые руды.

Распространение трапповой ассоциации во времени совпадает с периодами начала распада суперконтинентов — во-первых, с рифеем и вендом и, во-вторых, с поздним палеозоем и мезозоем. Во втором периоде трапповая ассоциация обнаруживает наибольшую связь с распадом Гондваны. Она проявлена в поздней перми восточных Гималаев и юго-запада Южно-Китайской платформы; в позднем триасе — ранней юре Южной Африки, Антарктиды и Тасмании; в поздней юре — раннем мелу Южной Америки, Южной Африки и Индостана; в верхах мела — низах палеогена западного Индостана, Йемена и Эфиопии. Почти все эти траппы в настоящее время обнаруживаются по разные стороны молодых океанов — Атлантического, Индийского, хотя первоначально их выходы составляли сплошные ареалы. В Северном полушарии крупнейшим является трапповое поле Тунгусской синеклизы и южного Таймыра в основном раннетриасового возраста; кроме того, нижнемеловые траппы довольно широко распространены в Африке, а близкие к траппам вулканиты конца мела — начала палеогена — на крайнем севере Атлантики (Брито-Арктическая провинция). Эти проявления траппового магматизма менее непосредственно связаны с процессом распада Пангеи, но их геодинамический смысл, в принципе, тот же самый – они являются свидетельством неудавшихся раскрытий океанических бассейнов.

Трапповой ассоциации уступает по распространенности *щелочно-базальтовая*. Пространственно и во времени они нередко связаны одна с другой, например в Сибири и Восточной Африке. Источник магмы этой ассоциации лежал на большей глубине в мантии, чем трапповой. Она состоит из *эффузивной и интрузивной формаций*; первая представлена главным образом трахибазальтами с широкой гаммой дифференциатов — от ультраосновных до кислых, в частности фонолитов. Интрузивная формация выражена кольцевыми плутонами ультраосновных и щелочных пород до нефелиновых сиенитов, щелочных гранитов и карбонатитов включительно. В поперечном сечении они имеют форму вложенных одна в другую воронок, при этом возраст пород омолаживается к центру плутона и в этом же направлении повышается их основность и щелочность.

Одной из классических областей щелочно-основного и ультраосновного магматизма является Маймеча-Котуйская провинция на восточном фланге Тунгусской синеклизы и западном склоне

Анабарской антеклизы. Она связана с Котуйским разломом; в ее составе располагается крупнейший в мире из плутонов такого рода Гулинский плутон площадью 1600 км^2.

Эффузивная и интрузивная щелочно-базальтовые формации нередко обособлены друг от друга. Эффузивная формация тяготеет в своем распространении к рифтам и палеорифтам — авлакогенам. Кольцевые плутоны еще больше тяготеют к платформенным поднятиям — щитам, антеклизам. Они распространены, в частности, на Кольском полуострове (Балтийский щит), где известны классические интрузии Хибинских и Ловозерских тундр, на Алданском, Аравийско-Нубийском щитах, в Восточной Африке, на Приатлантическом щите Бразилии.

Алмазоносная *кимберлитовая интрузивная формация* родственна щелочно-базальтовой и встречается в виде трубок и даек вдоль разломов и особенно в узлах их пересечения, но, по данным Б.Р. Шпунта, в межрифтовых пространствах. Основные районы развития кимберлитовой формации — Сибирская платформа, Южная и Западная Африка. Кимберлитовая формация — это самая глубинная магматическая формация континентов, ибо алмазы образуются на глубинах не менее 150—200 км. Глубинные магматические очаги возникали под континентами в древних ослабленных зонах литосферы (древние сутуры и т.п.).

Контрольные вопросы

1. Перечислите стадии развития континентальных платформ.
2. В чём состояла стадия кратонизации? Каким временным интервалам она соответствует для древних платформ?
3. В чём состоит авлакогенная стадия?
4. В чём отличие стадийности формирования древних и молодых платформ?
5. В чём состоит плитная стадия? Приведите последовательность формационных рядов платформ? От чего зависит их строение?
6. Что представляли собой эпохи тектоно-магматической активизации платформ? В течение какой из стадий формирования платформ они происходили? Какие магматические формации, соответствующие этим эпохам, вам известны?

Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности

В настоящее время к проявлениям эндогенной активности внутри литосферных плит относятся прежде всего **современные вертикальные движения земной коры**, которые наблюдаются повсеместно, хотя их скорость и невелика — первые миллиметры в год. **Относительные горизонтальные движения** вне подвижных поясов проявляются лишь в форме раздвига в рифтовых зонах, например, в Восточно-Африканской рифтовой системе и особенно в ее северном, Афарском, звене.

Вместе с тем внутренние части плит повсеместно испытывают **напряжения сжатия**, как показали измерения в скважинах, определения фокальных механизмов землетрясений и другие наблюдения. Векторы этих напряжений ориентированы либо перпендикулярно ближайшим осям спрединга, либо фронту складчатых горных сооружений. Это совершенно определенно указывает на источник напряжений: в первом случае — зоны спрединга и отталкивания литосферных плит от оси хребта, во втором случае — зоны коллизии, т.е. столкновения литосферных плит. Аналогичные данные получены относительно океанских плит, где источником сведений являются определения механизмов изредка происходящих здесь землетрясений. В пределах этих плит могут возникать при этом надвиговые или раздвиговые дислокации вдоль трансформных разломов.

Внутренние части литосферных плит, по определению, должны рассматриваться как асейсмичные. Между тем слабые **сейсмические толчки** происходят практически повсеместно, но и более значительные землетрясения, с магнитудой до 5—6 и иногда больше, не столь уж редки. В основном они приурочены к рифтовым зонам, в частности к Восточно-Африканской рифтовой системе. Примечательна также сейсмическая зона в восточной части США и Канады, протягивающаяся параллельно Аппалачской складчатой системе к западу от нее и достигающая низовья р. Миссисипи. Она следует вдоль рифтовой системы, активной в мезозое, а механизм современных землетрясений указывает на сдвиговые смещения.

Определенную сейсмичность обнаруживают пассивные окраины континентов. На юго-западной окраине Европы в 1755 г. произошло катастрофическое Лиссабонское землетрясение, на запад-

ной окраине Индостана к югу от Бомбея в 1967 г. — землетрясение в Койне. Эти и другие подобные землетрясения связаны с подвижками вдоль продольных по отношению к окраине или поперечных разломов.

Не лишены внутренние части плит и проявлений **вулканизма**. Наиболее значительные из них связаны с рифтовыми системами. В Восточно-Африканской рифтовой системе находятся такие крупные стратовулканы, как Кения, Килиманджаро и Эльгон, в Западной Африке — вулкан Камерун и другие вулканические центры, а на продолжении «линии Камеруна» в Атлантике — ряд вулканических островов — Фернандо-По (ныне о. Биоко) и др. Проявления молодого вулканизма известны в Африке и севернее Камеруна — на юге Марокко (Сируа в Антиатласе), Алжира (массив Ахаггар) и Ливии (массив Тибести). Значительный вулканизм характеризует Западно-Европейскую рифтовую систему на протяжении от Рейнских Сланцевых гор и Верхнерейнского грабена до Тунисского пролива, включая Центральный Французский массив с его многочисленными недавно потухшими вулканами и следами поствулканической деятельности. В Азии проявления молодого вулканизма наблюдаются в Байкальской рифтовой системе, а также на Чукотке (Анюйские вулканы), в Тибете. В Антарктиде расположены крупные вулканы Эребус и Террор. В Северной Америке молодой вулканизм свойствен Кордильерам, в том числе их восточной части в пределах США — рифту Рио-Гранде, району Йеллоустонского парка, где его можно отнести к внутриплитным явлениям, в отличие от вулканизма Каскадных гор и Южной Аляски, тяготеющего уже к западному ограничению Северо-Американской литосферной плиты.

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

Практически все продукты внутриплитных вулканических извержений принадлежат щелочно-базальтовой формации, различным ее дериватам вплоть до кислых. Сами эти извержения связы-

вают с активностью мантийных струй («плюмов»), порождающих «горячие точки».

Планетарная трещиноватость. Наиболее универсальным, повсеместно распространенным типом внутриплитных дислокаций является трещиноватость. Она наблюдается во всех горных породах, независимо от их возраста и литологического состава, но в наиболее «чистом» виде, не искаженном другими деформациями, — в отложениях платформенного (плитного) чехла. Именно трещиноватость горных пород предопределяет рисунок речной и овражной сети, ею контролируется положение водораздельных гряд, и даже ледниковый рельеф областей древнего материкового оледенения. Именно через рельеф и связанный с составом пород растительный покров трещиноватость главным образом и проявляется на космоснимках.

Статистическая обработка материалов показывает, что в своей ориентировке трещиноватость подчиняется определенной закономерности — лучи на розах-диаграммах отвечают трем парам сопряженных систем, из которых одна следует вдоль широт и меридианов и именуется ортогональной, а две других занимают диагональное положение: 300—120° и 330—150°. Эта закономерная ориентировка связана с напряжениями, возникающими при изменении фигуры Земли, степени ее эллипсоидальности, при изменениях скорости ее вращения (чем больше эта скорость, тем земной шар более сплюснут, и наоборот). Но непосредственной причиной образования трещин служат диагенез и литификация осадочных пород и остывание магматических и метаморфических пород, происходящие в поле ротационных напряжений.

Линеаменты. Термин «линеамент» получил широкое применение с началом дешифрирования космоснимков. На них достаточно отчетливо проявлены широкие (километры, первые десятки километров) и протяженные (многие сотни, нередко более тысячи километров) зоны концентрации трещин, разрывов, даек магматических пород, пересекающие как платформы, так и складчатые системы. Такие линеаментные зоны выделены на Русской плите (рис. 45). Установлены они и на Южно-Американской платформе, где один из них пересекает в северо-восточном направлении прибрежную позднедокембрийскую складчатую систему Рибейра и затем продолжается в глубь синеклизы Параны, подчеркиваясь роем даек и магнитными аномалиями.

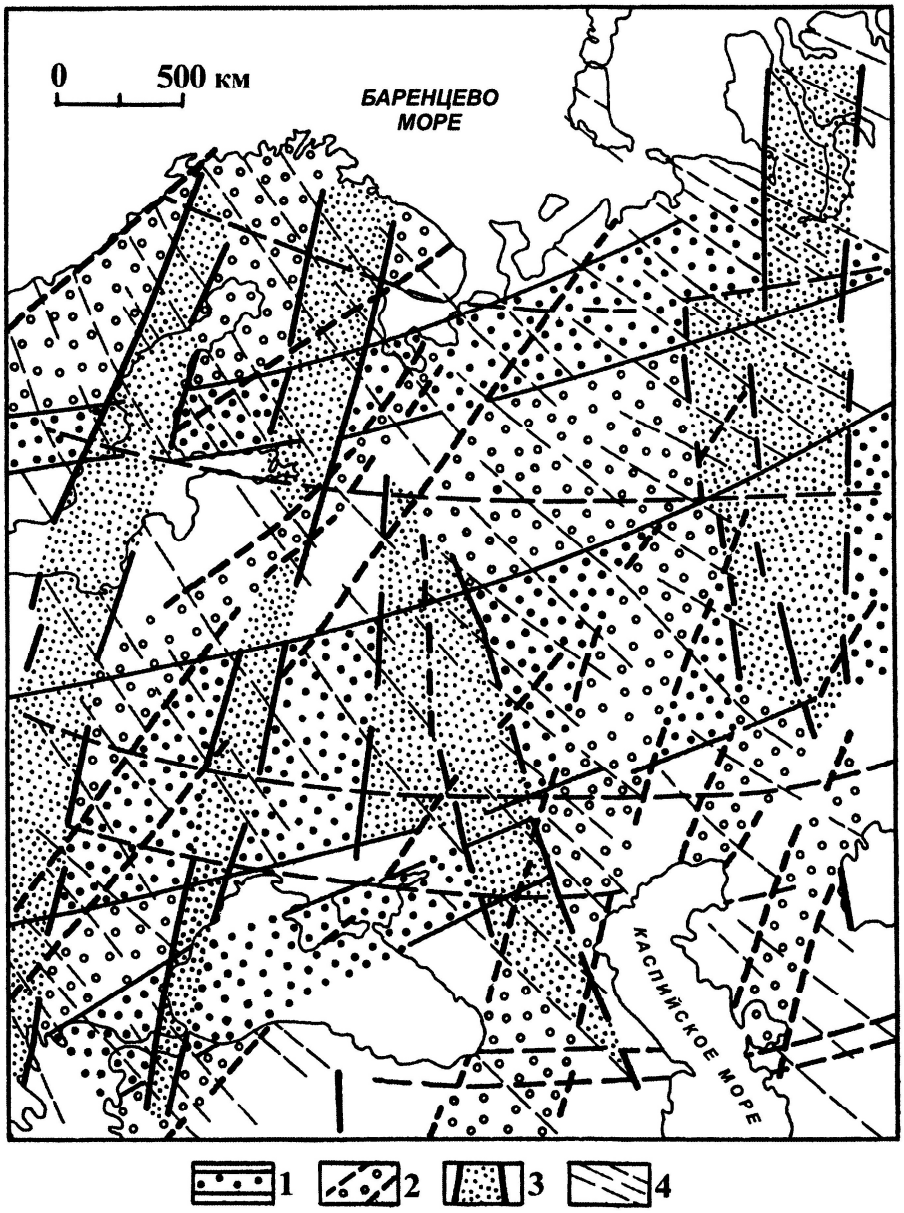


Рис 45. Линеаментные зоны Восточно-Европейской платформы по результатам дешифрирования космических снимков и анализа топографических карт (А.И. Полетаев, 1986): 1-4 — зоны субширотного, северо-восточного, субмеридионального и северо-западного простирания

Глубинные разломы. По определению А.В. Пейве, глубинный разлом должен обладать *тремя особенностями* — планетарной протяженностью, значительной (подразумевается мантийной) глубиной заложения и большой длительностью развития. Позднее была отмечена и четвертая особенность глубинного разлома: он разделяет блоки земной коры, отличающиеся по своей структуре, тектоническому режиму и истории развития.

Первая из особенностей глубинных разломов — *их протяженность* — устанавливается по данным геологического картирования. То есть по сгущению параллельных разломов, повышению

интенсивности складчатости, проявлениям основного и ультраосновного магматизма, динамометаморфизма (очень показательны зоны бластомилонитов), дешифрованию космических снимков, геофизическим данным, в частности по данным ГСЗ о смещении поверхности Мохо, сгущению очагов землетрясений.

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

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

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

Приведенная характеристика глубинных разломов не вполне приложима к некоторым разрывным нарушениям, ранее рассматриваемым как заведомо глубинные, например, к *краевым швам*, по Н.С. Шатскому. Их расположение между континентальными платформами и внешними зонами складчатых сооружений, подстилаемыми той же континентальной консолидированной корой, показывает, что они занимают внутриплитное положение.

Понятию глубинных разломов полностью отвечают лишь так называемые *сутуры, или швы, маркирующие зоны столкновения, коллизии литосферных плит*. Это важнейшие элементы строения подвижных поясов. Их наиболее достоверным признаком является распространение офиолитов (т.е. древней коры океанского типа, обычно в виде меланжа), нередко испытавших метаморфизм высокого давления — низкой температуры (глаукофановые сланцы), который может затем смениться зеленосланцевым. Обычно это довольно крутые зоны, но нередко они обладают заметным наклоном. Швы эти разделяют крупные блоки коры и литосферы, резко отличающиеся по структуре и истории развития.

В дальнейшей своей истории сутуры вместе с разграничивающими их блоками могут войти в состав фундамента платформ, превращаясь тем самым из межплитных во внутриплитные структуры, и в пределах плит скрыться под осадочным чехлом. В этом случае прослеживание сутур осуществляется геофизическими методами — сейсмическими (ГСЗ), магнитометрическими (линейные магнитные аномалии) и др. Наиболее древние сутуры имеют позднеархейский — раннепротерозойский возраст; примером могут служить Криворожский разлом Украинского щита, разделяющий Кировоградский и Среднеприднепровский архейские блоки; Ботническо-Ладожская зона разломов на Балтийском щите между Свекофеннским и Карельским блоками; Становая зона на Алдано-Становом щите и др. Древние, в том числе погребенные, сутуры образуют ослабленные зоны в литосфере внутренних частей континентов, и вдоль них нередко происходит разрядка внутриплитных напряжений и возникают разного рода дислокации.

В строении складчатых поясов и образующихся на их месте платформ, точнее, их фундамента, в том или ином виде могут сохраняться следы крупнейших *трансформных разломов*, существовавших на доорогенном этапе их развития. Такие поперечные зоны намечаются, например, в Северо-Американских Кордильерах, на продолжении гигантских трансформных разломов северо-восточной части Тихого океана — Мендосино и др. Но многие крупнейшие сдвиги, образующиеся на поздних стадиях развития подвижных поясов, такие как Сан-Андреас в Калифорнии или Таласо-Ферганский в Тянь-Шане, вряд ли могут рассматриваться как настоящие глубинные разломы. Данные по сейсмичности показывают, что все очаги землетрясений находятся в верхней коре на глубине до 10—15 км. По-видимому, эти сдвиги затрагивают лишь верхнюю кору, которая здесь могла отслоиться от остальной литосферы. Скорость смещения вдоль сдвигов может превышать 1 см/год, а при сейсмических толчках достигает нескольких метров, иногда более 10 м.

К разряду глубинных разломов-раздвигов могут быть отнесены образующиеся позднее *континентальные рифтовые системы*, учитывая их протяженность, длительность развития (нередко с большими перерывами) и проявления базальтового и щелочнобазальтового, а иногда и ультраосновного магматизма. В своем дальнейшем развитии они могут перерождаться в дивергентные грани-

цы плит, что видно на примере Восточно-Африканской рифтовой системы, развитие которой уже привело к откалыванию Аравийской плиты и ведет в настоящее время к откалыванию Сомалийской плиты от Африканской.

Велико существенное значение глубинных разломов в *контроле размещения месторождений полезных ископаемых*. Это касается, прежде всего, раздвиговых, рифтовых структур. В океанах вдоль них наблюдается интенсивная гидротермальная деятельность с накоплением сульфидов ряда металлов, на континентах с рифтами также бывают связаны месторождения свинца, цинка, а главное, здесь над рифтами развиваются осадочные бассейны, в которых и образуются залежи нефти и газа. В сутурных зонах континентов в связи с присутствием гипербазитов и габбро встречаются месторождения хромитов, платины, асбеста и некоторые другие. В ослабленных зонах над сутурами в фундаменте древних платформ, особенно на их пересечениях, размещаются алмазоносные кимберлитовые трубки и т.д.

Внутриплитные зоны складчатых дислокаций. Наряду с крупными складчатыми поясами, которые формируются на границах плит, существуют *внутриплитные складчатые зоны*, примеры которых достаточно многочисленны на всех материках и начинают обнаруживаться в океанах (в частности, Индийском). В Европе можно отметить Кельтиберийские цепи в Испании, Куяно-Поморскую зону в Польше, в Азии — зону Пальмирид на Аравийском полуострове, Горный Мангышлак в Закаспии, в Африке — Высокий, Средний и Сахарский Атлас, зону Угарта, в Южной Америке — Сьерры Буэнос-Айреса, в Антарктиде — горы Элсуэрта, в Австралии — зону Амадиес, в Северной Америке — горы Ричардсона. Протяженность таких складчатых зон составляет сотни километров, ширина — многие десятки километров, складчатость значительно более умеренная по сравнению со складчатыми поясами, проявления магматизма обычно отсутствуют. Подобные складчатые зоны: они, как правило, образуются над более древними рифтами, простираются параллельно ближайшим складчатым поясам, а время их деформации совпадает с эпохами деформаций последних. Очевидно, что складчатые деформации обязаны напряжениям сжатия, исходящим из коллизионных орогенов.

Контрольные вопросы

1. Какие современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности вам известны?
2. Что такое линеамент?
3. Каковы характеристики глубинных разломов? Какова их роль в тектоносфере? Как связаны с ними полезные ископаемые?
4. В чём отличия внутриплитных зон складчатых дислокаций и складчатых поясов?

Кольцевые структуры и их природа

Многие геологические образования, в том числе элементы тектонического строения и магматические тела имеют округлую или овальную форму. На основании изучения кольцевых структур среди них выделяют *несколько генетических типов*.

Наиболее распространены *структуры магматогенного происхождения* (вулканогенные, вулканоплутонические, плутонические), *метаморфогенные* (гранитокупольные) структуры, связанные с *диапиризмом* соленосные структуры, структуры *ударного (метеоритного)* происхождения, *сводовые поднятия и погружения* (связанные главным образом с нарушением изостатического равновесия) и структуры, имеющие *гетерогенное происхождение*, так или иначе отраженные в расположении элементов рельефа земной поверхности.

Среди кольцевых структур присутствуют как положительные, так и отрицательные, однако этот признак не может быть основой их разделения, так как и те и другие могут возникнуть при одних и тех же процессах.

Метеоритные кратеры и астроблемы. К метеоритным кратерам и астроблемам относят крупные понижения и котловины на поверхности Земли, образование которых связано с кратковременным воздействием мощных ударных волн, возбуждаемых падением на земную поверхность сравнительно крупных космических тел. Метеоритные кратеры и астроблемы известны на всех континентах. Всего их насчитывается более 150, из них 40 — на территории Канады и 25 — на территории, входившей в СССР, но природа ряда из них спорна. Размеры метеоритных кратеров различны: от 25 м до 100 км и более. К настоящему времени установлено около 20 круп-

ных структур этого рода с диаметром более 20 км. Из них семь находятся на территории бывшего СССР, в том числе и самая большая из известных — Попигайская астроблема (рис. 46).

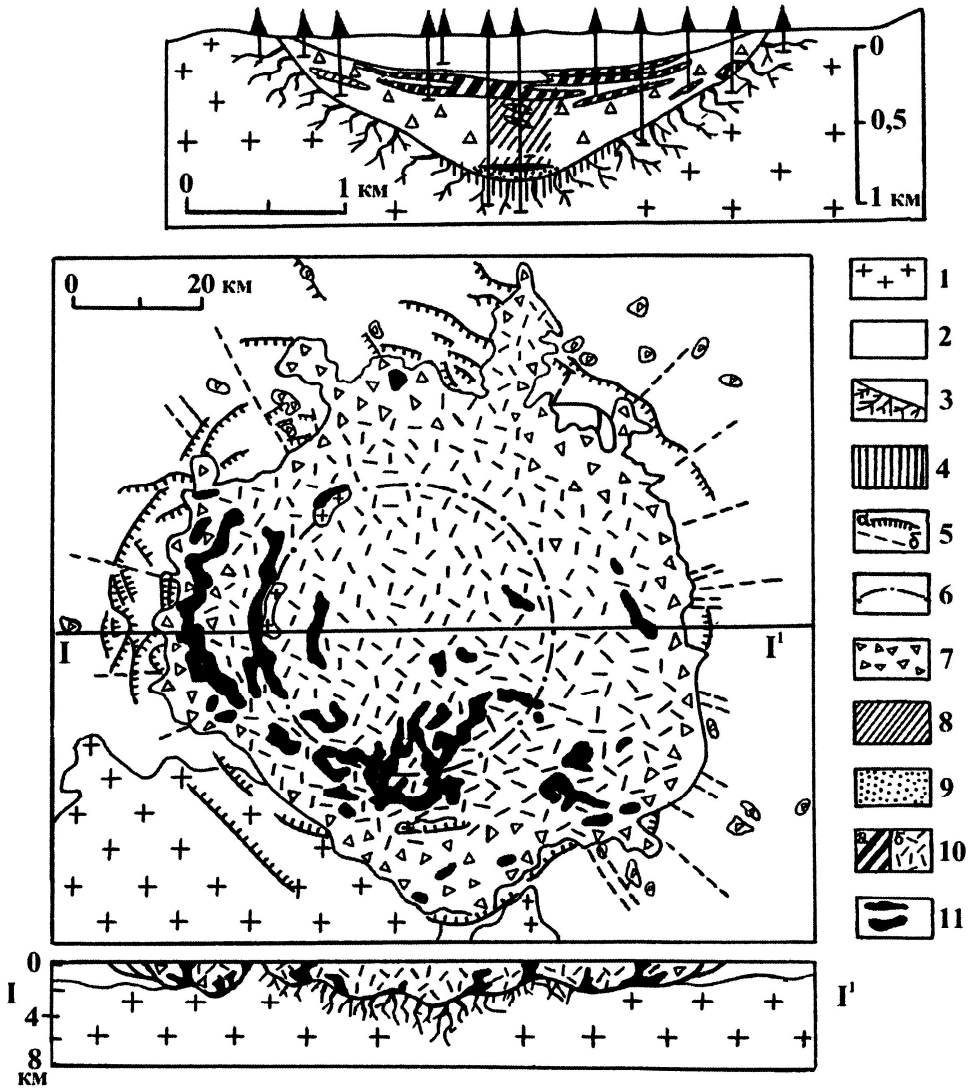


Рис. 46. Геологическое строение астроблем. Вверху — разрез палеозойского (414±20 млн лет) ударного кратера Брент на Канадском щите (по Р. Гриве, I977, упрощено), внизу — карта и схематический разрез кайнозойского (39 млн лет) Попигайского ударного кратера на Анабарском щите (по В. Л. Масайтису и др., 1975). I—I' — линия разреза.
1 — кристаллические породы докембрия; 2 — докайнозойский осадочный чехол Канадского щита и осадочное заполнение кратера Брент; 3 — брекчирование и катаклаз; 4 — ударно-метаморфизованные гнейсы; 5 — центробежные надвиги (а) и радиальные разрывы (б); 6 — ось кольцевого поднятия; 7 — аллогенные брекчии, 8 — то же, с признаками ударного метаморфизма; 9 — базальный горизонт аллогенных брекчий; 10 — зювиты астроблемы Брент (а) и Попигайской (б); 11 — застывшие импактные расплавы, в том числе тагамиты

Обычно метеоритный кратер представляет собой округлую структуру, окруженную приподнятым валом, а иногда и внешней, опрокинутой от центра синклиналью. Кратеры заполнены ударной брекчией, лежащей на расколотых и трещиноватых породах. В се-

редине кратеров часто присутствует центральное поднятие, сложенное хаотической брекчией, состоящей из вынесенных наверх пород дна кратера. В связи с возникающими при ударе огромными давлением (до 100 ГПа) и температурой (до2000°С) в метеоритных кратерах обнаружены минералы высокобарических фаз кремнезема (коэсит, стиповерит) и высокобарические фазы других соединений (рингвудит и жадеит), а также горные породы особого сложения и структуры. Среди последних обычны следующие.

Аутигенная брекчия, возникающая в раздробленном основании кратера, характеризуется развитием трещиноватости и другими проявлениями ударного воздействия. Обнажена очень редко и почти всегда перекрыта плащом других образований ударного происхождения.

Аллогенная брекчия состоит из упавших назад в кратер обломков, образующих различного размера нагромождения из осколков и глыб, сцементированных рыхлым обломочным материалом (коптокластом), к которому примешивается то или иное количество стекла. Распространена очень широко по всей территории кратеров и нередко за их пределами. Мощность брекчии может составлять 100 м и более.

Импактиты представляют собой ударные брекчии, одним из основных компонентов которых является стекло или продукты его изменения, образующиеся при расплавлении претерпевших удар пород. Стекло слагает цемент ударных брекчий и составляющие их обломки. Различают две разновидности импактитов: стекловато-обломочные — зювиты и массивные — тагамиты.

Помимо специфических пород в метеоритных кратерах встречены образования с особым сложением, получившие название *конусов разрушения*. Они представляют собой обломки или блоки горных пород с бороздчатой поверхностью в виде острых конусов, ориентированных вверх. Конусы разрушения извести и в разных породах, но лучше выражены в известняках, образуя накладывающиеся друг на друга конусы и полуконусы различных размеров — от 1 до 12 м. Экспериментальные данные показывают, что конусы разрушения являются надежным свидетельством мощного удара.

Под воздействием ударной волны возникают также изменения в минералах и горных породах. В них понижаются показатели преломления и двупреломления, возникает ударное двойникование и ударный кливаж. Среди ударных структур наиболее полно иссле-

дованы Попигайский кратер, расположенный на севере Восточной Сибири, Аризонский кратер в Северной Америке и Рисский кратер на юге ФРГ.

Кольцевые структуры отраженные на аэро- и космоснимках. При дешифрировании аэрофотоснимков довольно уверенно выделяются многочисленные округлые, овальные или полуовальные структуры. Наиболее часто встречаются кольцевые структуры с диаметром 6—7, 12—16, 23—25, 30—32, 90, 120 и 480—500 км.

Кольцевые структуры диаметром до 90 км в большинстве своем имеют, по-видимому, вулканоплутоническое происхождение. Их кольцевое строение обусловлено, прежде всего, округлыми очертаниями самих вулканических построек и расположением элементов рельефа вокруг центров извержений. В древних денудированных вулканах кольцевым строением обладают экструзивные купола, некки, дугообразные и кольцевые дайки, радиальные и концентрические разломы, гребни вложенных куэст, ориентированные вдоль границ, обрушения. Кольцевые формы создают и близко расположенные к поверхности, но не вскрытые денудацией гранитные плутоны, а также очень древние, раннепалеозойские и позднепротерозойские, сильно разрушенные вулканические постройки.

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

В крупных и гигантских кольцевых структурах исследователи видят отражение глубинных «энергетических центров», расположенных в астеносфере, а сами структуры, по их мнению, представ-

ляют собой места прорыва в земную кору расплавленных мантийных масс («горячие точки»).

Контрольные вопросы

1. Какие типы кольцевых структур вы знаете?
2. Каковы признаки и строение метеоритных кратеров и астроблем?
3. С чем связывают формирование крупных кольцевых структур Земли размером до 90 и свыше 90 км?

Коровые складчатые дислокации

Складчатые и разрывные структуры развиты повсеместно в земной коре, отражая процессы деформаций, происходящие как при изменениях свойств самих горных пород, так и под влиянием внешних воздействий. Складчатостью охвачена практически вся толща земной коры и лишь в верхней части платформенного чехла она на значительном пространстве может отсутствовать.

Основные процессы складкообразования связаны с напряжениями, вызываемыми эндогенными причинами; так формируется **эндогенная складчатость**. Изгибы в слоистых толщах самой верхней части коры, имеющие сходство с эндогенной складчатостью, образуются иногда и под воздействием экзогенных процессов; это **экзогенная складчатость**.

Горные породы в земной коре находятся под нагрузкой вышележащих образований, создающей в них соответствующий уровень напряжений. Пластические деформации, приводящие к складчатости в горных породах, возможны только *при избыточном давлении по одному из направлений* (**стресс**).

Форма и размеры возникающих складок зависят от многих условий. *Основное значение имеют физические (реологические) свойства пород, кинематическая и динамическая обстановка, характер возникающих в породе напряжений и влияние внешней среды*. В процессе деформации происходит непрерывное перемещение материала, нередко его перекристаллизация, а также привнос нового вещества.

При прочих равных условиях интенсивность складчатости зависит от физических свойств пород, главным образом от их **вязкости**. *Чем ниже вязкость, тем сложнее и мельче складки и, наобо-*

рот, в породах с высокой вязкостью развивается крупная и простая по строению складчатость. В мощных покровах лав и полнокристаллических породах складки встречаются относительно редко. *Наиболее благоприятна для образования складок обстановка сжатия,* так как сжатие уменьшает объем тела и увеличивает его пластичность.

Влияние всестороннего давления на развитие складчатости двоякое: с одной стороны, оно повышает сопротивление тела пластической деформации, а с другой — тот же фактор сильно понижает пределы упругости и прочности. В связи с этим *породы, являющиеся хрупкими при нормальных условиях, могут стать пластичными на глубине при высоком всестороннем давлении*.

Большое значение имеет **температура окружающей среды**. *Повышение температуры ведет к повышению пластичности,* и даже такие хрупкие при обычной температуре тела, как дайки, плутоны интрузивных пород или кварцевые жилы, при температуре в сотни градусов становятся способными изгибаться в мелкие складки.

Скорость деформации также является одним из основных факторов, влияющих на пластические свойства горных пород. *Повышение скорости деформации приводит к увеличению сопротивления пород и понижению их пластичности*. Наоборот, *относительно более медленная деформация повышает пластичность тела*. Поэтому породы, ведущие себя при быстром воздействии как хрупкие тела, например, каменная соль, при медленном действии даже малых напряжений медленно, но значительно деформируются.

Соприкосновение пород с растворами того же состава повышает их способность пластично деформироваться, но присутствие в порах жидкостей другого состава, например, воды, создает внутрипоровое давление, снимающее внешнюю нагрузку, что понижает пластичные свойства пород и увеличивает их хрупкость.

Кроме перечисленных выше свойств горных пород большое влияние на образование складок оказывает **ползучесть материалов**, выражающаяся в способности всех без исключения горных пород пластично деформироваться при напряжениях ниже предела упругости, но при обязательном длительном действии напряжений.

С позиций механики выделяются только *три типа складок*: складки продольного изгиба, складки поперечного изгиба и складки течения.

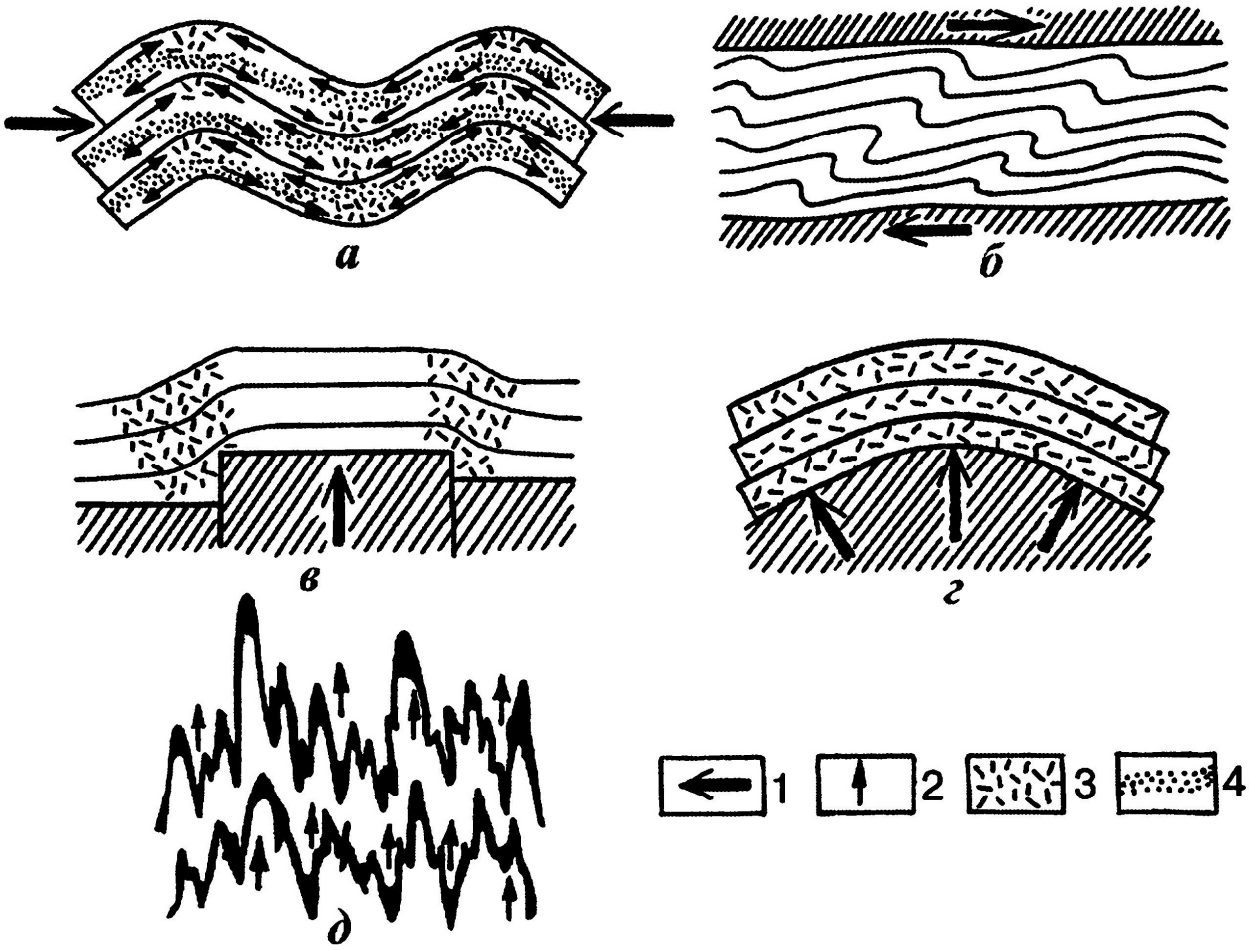


Рис. 47. Кинематические типы складок: а, б — продольного изгиба; в, г — поперечного изгиба; д — течения. По А.Е. Михайлову (1973):
1 — направление действующих сил; 2 — направление перемещения пород; 3 — участки растяжения; 4 — участки сжатия

Складки продольного изгиба вызываются силами, действующими вдоль слоистости (рис. 47, а). Во всем объеме толщи, подвергшейся продольному изгибу, общее перемещение пород происходит в направлении, перпендикулярном к действию сжимающих усилий, — в участки с относительно малым давлением, что приводит к интенсивному росту складок вдоль осевых поверхностей. Благодаря этому при образовании складок продольного изгиба происходит общее сокращение площади, занимавшейся слоистой толщей до складкообразования.

Складки поперечного изгиба испытывают не сжатие, а неодинаковое по интенсивности растяжение (рис. 47, в, г). Ось мак-

симального сжатия пород расположена перпендикулярно к слоистости, а ось удлинения направлена вдоль слоев.

Складки течения в условиях сравнительно низких температур и давлений развиваются только в породах с низкой вязкостью: солях, гипсах, углях, глинах. При высоких температурах (сотни градусов) вязкость пород резко снижается и способность образовывать складки течения приобретают даже такие породы, как мраморы, кварциты, аплиты, гнейсы, амфиболиты и т.п. При этом происходят перекристаллизация вещества и появление новых минералов. Складки течения обладают наименее правильными формами, с многочисленными раздувами, утолщениями и пережимами слоев. Их осевые поверхности могут быть ориентированы различным образом относительно первоначального положения слоев, но преимущественно в направлении течения (рис. 47, д).

Условия образования складчатости в земной коре весьма различны. Наиболее широко распространены складки, связанные с эндогенными движениями земной коры. Значительно реже и главным образом в самой верхней части земной коры возникают складки, обусловленные экзогенными процессами.

Эндогенная складчатость включает: 1) *покровную складчатость* (складки чехла), развитую в осадочных толщах верхней, приповерхностной, части земной коры, не сопровождающуюся существенными изменениями первоначального состава пород; 2) *глубинную складчатость,* представленную складками, развитыми в метаморфических толщах, частично или полностью перекристаллизованных, что происходило, предположительно, одновременно со складкообразованием в условиях высоких давлений и температур, соответствующих в земной коре глубине в несколько километров.

Самым широким распространением среди **покровной складчатости** пользуются складки регионального сжатия (компрессионные), возникающие в результате продольного изгиба слоистых толщ под воздействием горизонтально ориентированного стресса. Этот тип складок считался ярким показателем геосинклинального режима развития земной коры. Следует наметить, однако, что складчатость данного типа местами распространяется и на прилегающие части платформ (горы Атласа в Северо-Западной Африке, Юрские горы в Западной Европе, гряда Чернышева в Тимано-Печорской области и др.).

Складки регионального сжатия характеризуются четко выраженной линейностью, выдержанной ориентировкой осей, а также наклона осевых поверхностей складок — *вергентностью*. Примером могут служить складчатые комплексы Урала, Тянь-Шаня, Кавказа, Верхоянья (рис. 48). Это главный тип складчатости, называемый еще *альпинотипным*. Равное по площади и по форме распространение антиклиналей и синклиналей, согласная ориентировка осей складок и выдержанная вергентность указывают на региональное воздействие сжимающих сил в направлении, перпендикулярном к осям складок.

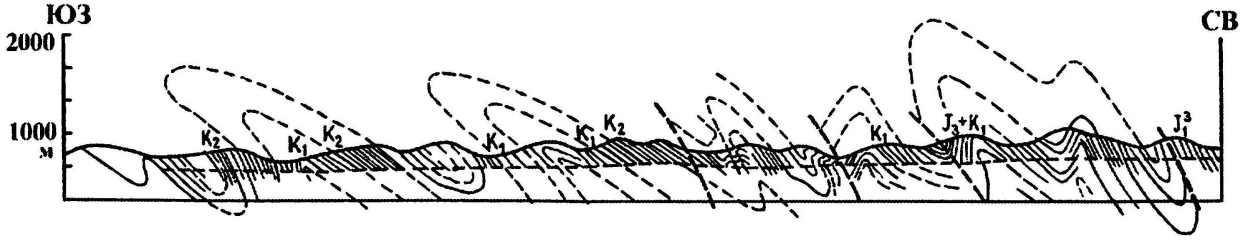


Рис. 48. Альпинотипная складчатость с южной вергентностью во флишевых отложениях Большого Кавказа, профиль по р. Алазань. По В.Н. Шолпо и др. (1993)

Образование складчатости регионального сжатия объясняется механизмом складчато-надвиговых деформаций, принимаемых в современной тектонике плит. Согласно этим представлениям, основными зонами таких деформаций являются зоны конвергенции литосферных плит, т.е. их субдукции или коллизии, где господствуют условия сжатия. При этом обстановка протекания деформаций сжатия несколько различна, с одной стороны, в зонах субдукции океанских плит под островодужные или континентальные плиты, с другой — в зонах поддвига континентальных плит (платформ) под складчатые сооружения.

В зонах субдукции осадки, поступающие в глубоководный желоб, если они не проскальзывают далее в глубину, то подвергаются смятию и наращивают снизу висячее крыло, т.е. континентальный или островодужный склон, формируя *аккреционный клин*. В основании этого клина образуется базальная поверхность срыва, а над ней слои сминаются в складки с осевыми поверхностями, полого наклоненными параллельно этой поверхности (рис. 49). Затем эта поверхность срыва перемещается вверх, под ней начинают снова накапливаться осадки, соскребаемые с пододвигающейся плиты, пока опять не образуется базальная поверхность срыва. Так последовательно формируются *складчатые пакеты, ограниченные по-*

верхностями надвигов. По мере развития аккреционного клина наряду с подошвенными срывами — пологими надвигами образуются несколько более крутые, но также наклоненные внутрь склона секущие надвиги, а затем и направленные вниз по склону гравитационные сбросы.

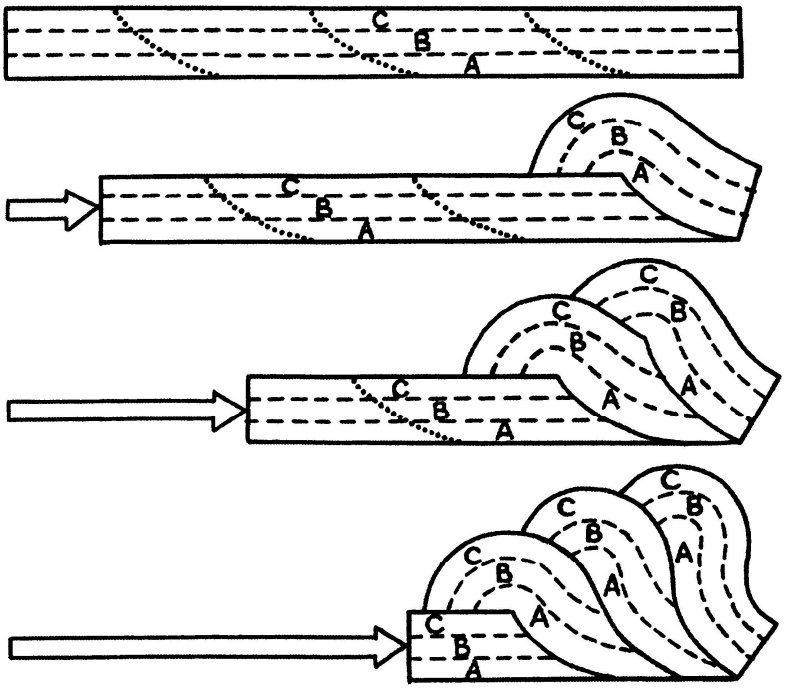


Рис. 49. Механизм формирования складчато-надвиговой структуры при срыве осадочных толщ с субдуцирующей океанской коры и образовании аккреционного клина. По Д. Сили и др., 1974

Другая обстановка, предусматриваемая тектоникой плит, для развития складчато-надвиговых деформаций — это *обстановка поддвига кристаллического фундамента платформ под осадочный чехол бывшей пассивной континентальной окраины* (отложения шельфа и континентального склона) и молассовое выполнение передовых прогибов. Происходит пластовый срыв чехла по поверхности фундамента и отдельных частей разреза чехла и моласс по наиболее пластичным (глины, соли, гипсы) или водонасыщенным горизонтам. Встречая при этом упор, слои сминаются в складки, в дальнейшем нагромождающиеся одни на другие, образуя так называемые *дуплексы*. Этот процесс хорошо изучен в Андах (рис. 50).

Складчатость на платформах также образуется вследствие регионального сжатия, направленного от складчатых орогенов. При этом сжатие передается вдоль компетентных, преимущественно карбонатных пачек, которые отслаиваются от нижележащих пачек и от фундамента вдоль некомпетентных пластичных глинистых па-

чек, испытывающих нагнетание в своды растущих антиклинальных изгибов.

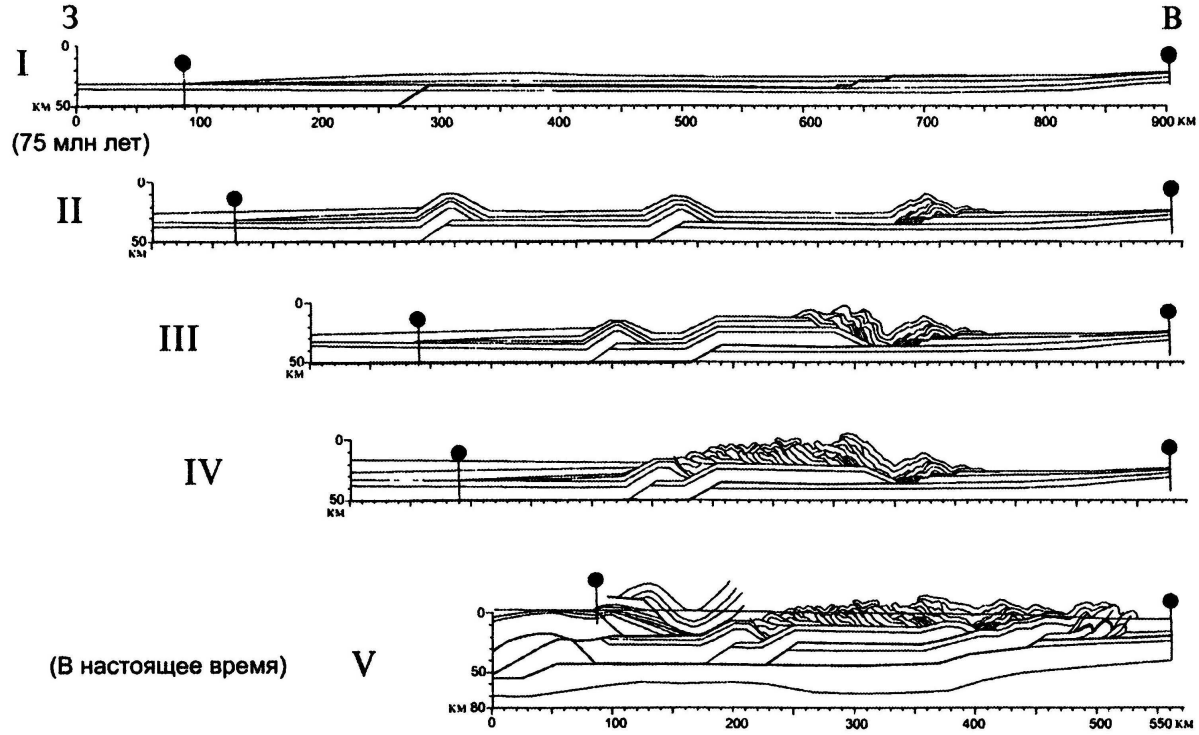


Рис. 50. Край континента в Центральных Андах: обширный пояс складчато-надвиговых деформаций под воздействием уходящей под континент зоны субдукции. По Н. МакКуорри, 2002

Под воздействием тангенциальных напряжений сжатия в платформенном чехле развиваются надвиговые структуры (классический пример — Жигулевский надвиг). Такие надвиги параллельны складчатым поясам, хотя отстоят от них на сотни километров. Время проявления этих деформаций совпадает с аналогичными событиями в складчатых поясах (рис. 51).

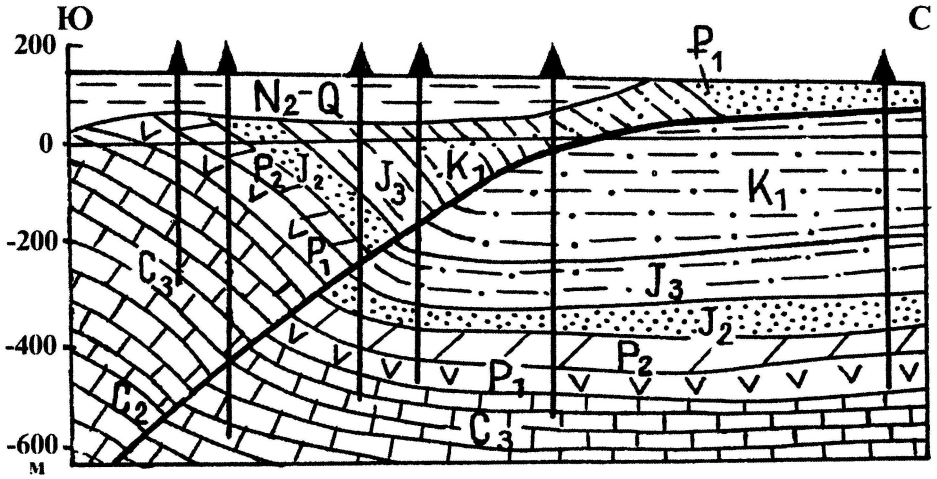


Рис. 51. Жигулёвский надвиг по данным бурения (В.Л. Лобов и др., 1974)

Не все платформенные складки являются бескорневыми, под некоторыми из них действительно выявлены поднятые блоки фундамента, что особенно характерно для молодых платформ. Очевидно, в этом случае напряжения передавались через фундамент, причем не всегда от периферии платформ; пример — Западно-Сибирская плита, не ограниченная активными орогенами. В подобной ситуации деформации могли порождаться внутриплитными напряжениями.

Складки облекания (отраженная, штамповая складчатость) представляют собой поперечные изгибы в осадочном чехле, образующиеся при блоковых перемещениях фундамента (рис. 52).

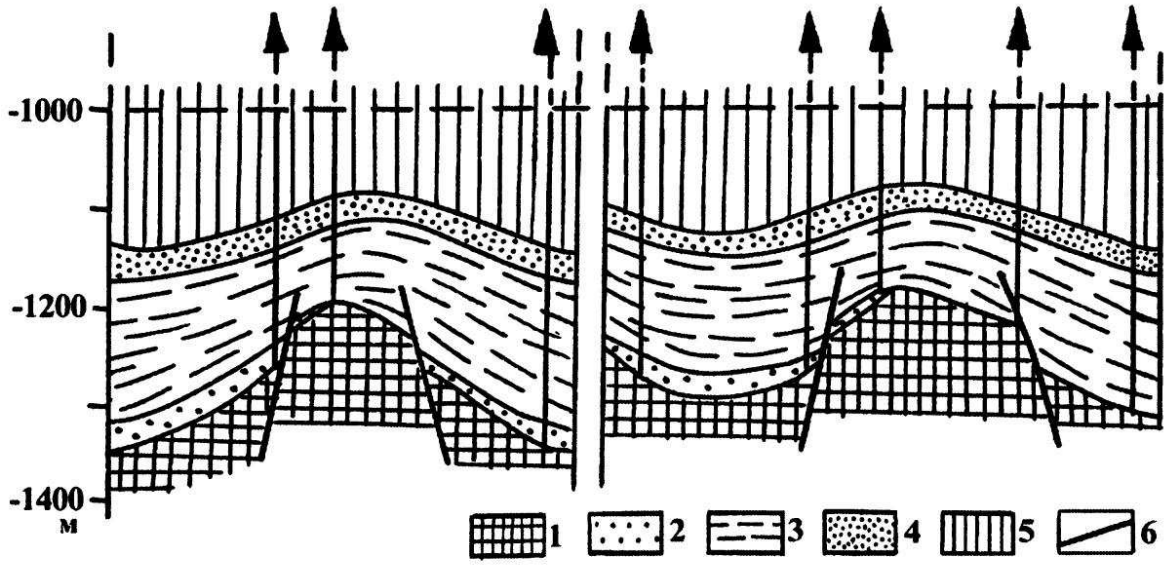


Рис. 52. Отраженные складки в низах платформенного чехла Западной Сибири, Алясовская площадь. По В.Н. Марковичу и М. И. Козловой:
1 — фундамент; 2 — продуктивный березовский горизонт верхней юры; 3 — аргиллиты верхней юры — валанжина; 4 — песчано-глинистые отложения валанжина—готерива; 5 — глинистые отложения готерива—баррема; 6 — разрывные нарушения

Этот тип складок характерен для платформ, отчасти межгорных и передовых (их внешние борта) прогибов. В большинстве регионов складки облекания начинают формироваться одновременно с осадконакоплением при перемещениях блоков фундамента, разделенных разрывами. Это подтверждается закономерным уменьшением мощностей в сводах антиклиналей и их увеличением в синклиналях. Разрывы из фундамента могут проникать и в породы осадочного чехла; таким путем возникают чередующиеся антиклинали и синклинали, разделенные продольными разрывами (обычно сбросами или взбросами), с уплощенными или плоскими замками и сравнительно крутыми крыльями. Такие складки получили назва-

ние *горст-антиклиналей* и *грабен-синклиналей.* В ядрах горст-антиклиналей на поверхность нередко оказываются выведенными породы фундамента. Размеры складок облекания различны. Наиболее крупные из них достигают 100 км и более.

Приразрывные складки образуются при перемещении крыльев разрывов по наклонным сместителям. Чаще всего они развиваются в верхних активных крыльях взбросов и надвигов. Если же верхнее крыло сложено малопластичными, крепкими породами, в частности породами фундамента, то приразрывные складки могут возникнуть и в нижнем крыле под воздействием напора верхнего крыла. Особое место среди приразломных складок принадлежит *присдвиговым складкам,* развитым на крыльях крупных сдвигов, например, сдвига Сан-Андреас. Оси их образуют острый угол с линией сдвига, направленный обратно направлению смещения данного крыла (рис. 53).

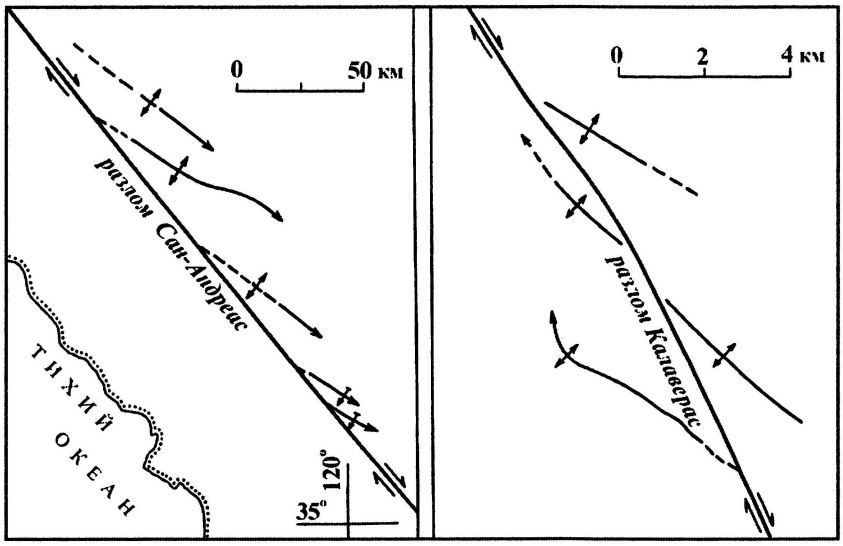


Рис. 53. Присдвиговые складки волочения разлома Сан-Андреас в Калифорнии и связанного с ним разлома Калаверас. Указывают на правостороннее смещение. По Дж. Муди и М. Хилу (1960)

Складки, связанные с перемещениями магмы в земной коре. Вблизи контактов многих массивов интрузивных пород, возникающих как на значительных глубинах в форме батолитов, так и в непосредственной близости от гипабиссальных тел, во вмещающих породах развиваются складки продольного и реже поперечного изгиба, оси которых ориентированы согласно с очертаниями массивов. Образование таких складок связано с давлением магмы при ее продвижении в верхние части земной коры. Ширина пород, подвергающихся при этом складкообразованию, оказывается различной,

зависит от площади массива и обычно не превышает первых километров. Складки вблизи небольших гипабиссальных тел образуют полосы в десятки и сотни метров шириной.

Диапировые складки (складки нагнетания) развиваются в осадочном чехле нередко независимо от строения фундамента и представляют собой антиклинальные структуры, образующиеся в слоистых толщах при внедрении в них пород, обладающих низкой вязкостью или низкой плотностью. Это соли, ангидрит, гипс, угли, глины, насыщенные водой, способные пластично деформироваться и течь в сторону меньшего давления или под влиянием собственного веса.

Наиболее широко среди диапировых складок развиты соляные купола и глиняные диапиры. В *соляных куполах* различают ядро, сложенное пластичными породами, и окружающие ядро и прорванные им менее пластичные и более тяжелые толщи (рис. 54).

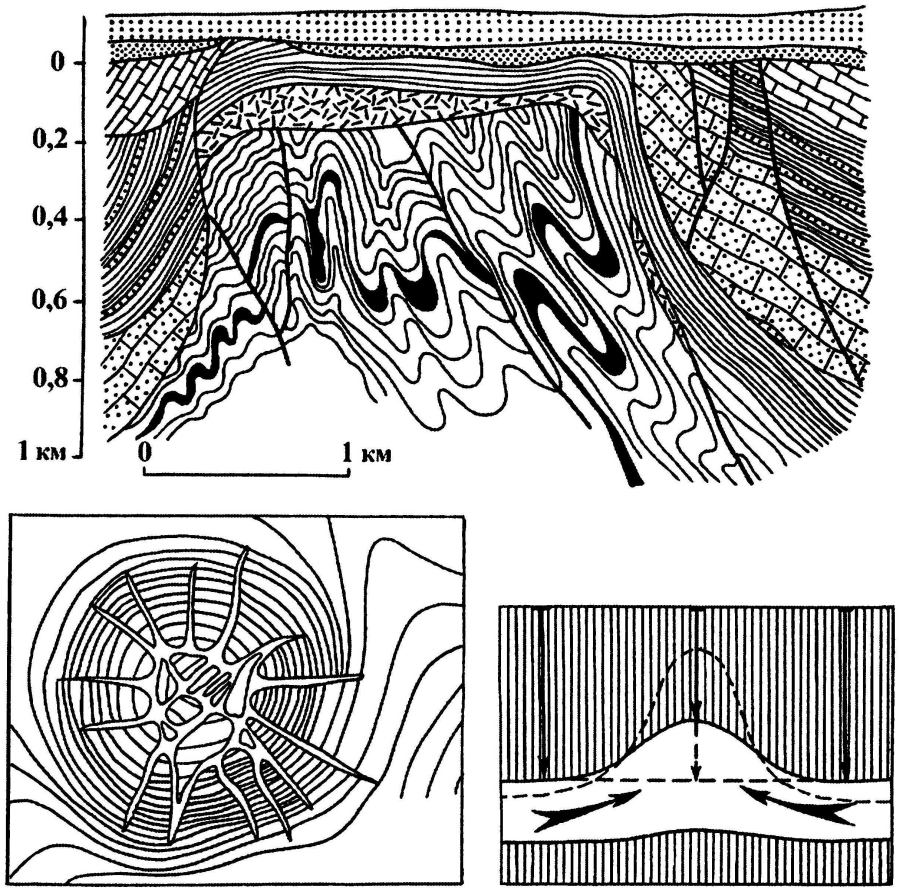


Рис. 54. Соляной купол в Клодове, Польша; в каменной соли, слагающей ядро, — сложная дисгармоничная складчатость течения (по М. Ксенжкевичу, Я. Самсоновичу, 1965). Внизу — радиальная и концентрическая системы сбросов на структурной карте соляного купола Клей-Крик, побережье Мексиканского залива (по Л. Паркеру, А. МакДоуэллу), а также схема образования соляного купола

Пластичные породы ядра смяты в типичные складки течения, направленные к земной поверхности, слои при этом растягиваются, образуют сложные изгибы, раздувы и нередко разрываются. Вмещающие толщи у границ с ядром выгнуты вверх, сильно раздроблены, часто запрокинуты, нарушены многочисленными разрывами и поверхностями скольжения, по которым отдельные пачки и пакеты слоев отрываются и перемещаются вслед за ядром на значительные расстояния.

По очертаниям в плане соляные диапиры делятся на куполовидные и линейные. Куполовидные структуры имеют овальные и округлые очертания, поперечные размеры которых составляют 5—10 км и изредка могут достигать многих десятков и даже сотни километров (Индерский купол в Прикаспии).

Линейные соляно-диапировые складки имеют при относительно небольшой ширине они вытянуты в длину до 10 км и более. Такие складки развиты в ряде краевых прогибов, а также в межгорных прогибах, рифтах и авлакогенах. Узкие антиклинали чередуются с широкими синклиналями, образуя типичную гребневидную складчатость. Линейные диапировые складки как с соляными, так и с глиняными ядрами представляют, по существу, те же складки регионального сжатия, но усложненные проявлениями интенсивного перетекания пластичного материала.

Происхождение соляных куполов связывают с инверсией плотностей (Ю.А. Косыгин), с меньшей плотностью соли (2,15) по сравнению с плотностью вмещающих пород (2,3—2,4), обусловливающей всплывание соли из-под последних. Начальное условие — мощность соленосной толщи более 120 м и покрывающих отложений более 300 м. При развитом диапиризме мощность соляных ядер может превышать 1 км.

Кливаж. Складчатость часто сопровождается кливажем. Макроскопически кливаж представляет собой *параллельную делимость пород, напоминающую спайность в минералах*. В породах разного состава и разной структурной позиции кливаж выражен поразному. Он часто отсутствует в породах, смятых в самые сложные складки, а в пределах одной складки может присутствовать не в каждом слое или может быть выражен с неодинаковой ясностью и частотой в слоях разного состава и структуры.

Традиционно образование кливажа связывалось с чисто *механическим процессом пластической деформации пород вдоль много-*

численных поверхностей скалывания и срезывания. В настоящее время предпочтение отдается процессу *минералогической дифференциации* во время деформации – происходит растворение некоторых минералов, таких как кварц, кальцит, хлорит, в зонах нагруженных контактов обломочных зерен или крыльев развивающихся микроскладок, их перенос во флюиде и осаждение в зонах относительно низких напряжений (тенях давления зерен, в трещинах растяжения, в замках микроскладок). Возникают квазипараллельные зоны пониженной механической прочности — *кливажных зоны*. Между ними обособлены линзочки с повышенной механической прочностью — *микролитоны*. Процессы растворения под давлением сопровождаются чисто механическими эффектами скольжения вдоль кливажных зон, расплющивания микролитонов.

Классификации кливажа многочисленны и довольно сложны. Наиболее распространены морфологические классификации кливажа как микротекстуры или по его взаимоотношению со слоистостью и складками.

При микроскопическом описании выделяют две главные разновидности — *дизъюнктивный* кливаж и *крenуляционный* кливаж, которым в отечественной терминологии соответствуют *межзерновой* кливаж и *кливаж плойчатости* (рис. 55). Межзерновой кливаж развит преимущественно в обломочных слабоизмененных породах, кливаж плойчатости — в метаморфизоваиных породах или аргиллитах с имеющейся ранней плоскостной текстурой.

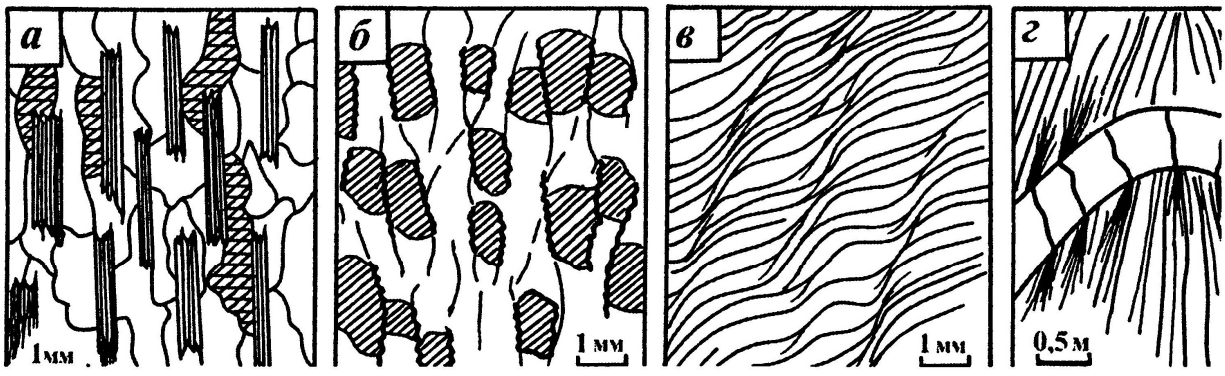


Рис. 55. Морфологические типы микроскопических плоскостных текстур: а — сланцеватость, б — межзерновой кливаж, в — кливаж плойчатости, г — преломление доскладчатых плоскостных текстур при изгибе слоев с разными механическими свойствами. По В.Г. Талицкому, В.А. Галкину, 1988

Кливаж может развиваться раньше, во время или после складкообразования, быть локально проявленным или региональным.

Довольно часто обнаруживается *послойный кливаж*, формирующийся до складчатости в процессе катагенетического преобразования и уплотнения пород или при тектонической деформации сжатия перпендикулярно слоистости. *Региональный кливаж*, связанный со складчатостью, развивается обычно на стадии продольного укорочения слоев еще до изгиба, при этом он оказывается ориентированным перпендикулярно сжатию и слоистости. Во время роста складок геометрические соотношения кливажа и слоистости изменяются и характер этих изменений указывает на механизм деформации внутри и на границах слоев и пачек.

Если слои или пачки испытывают однородный изгиб со сплющиванием, скольжением вдоль кливажа, но без смещения по границам слоев, возникает *веерообразный* кливаж и *обратный веерообразный* кливаж. Если скольжение вдоль кливажа внутри слоя сопровождается скольжением по границам слоев, возникают различные типы *преломляющегося кливажа*. Если главными механизмами деформации становятся сплющивание и скольжение по кливажу без существенного изгиба, формируется *параллельный (главный*) кливаж разной степени совершенства.

Кливаж развивается в той зоне земной коры, где деформаци за счет растворения и переотложения вещества преобладает над собственно метаморфическими изменениями минерального состава пород. Если метаморфические изменения и перскристаллизация преобладают, развиваются различные типы *сланцеватости*. Для сланцеватости характерна параллельная ориентировка различных слюд или других уплощенных минералов и макроскопически она часто почти неотличима от кливажа (рис. 55). В некоторых типах пород могут наблюдаться текстуры, имеющие признаки как кливажа, так и сланцеватости.

Оценки термодинамических условий образования кливажа указывают на средние глубины 2—6 км и невысокие уровни дифференциальных напряжений — до первых десятков мегапаскалей.

Глубинная (синметаморфическая) складчатость. Этот тип складчатости очень широко распространен, особенно в докембрийских толщах фундамента платформ и в ядрах складчатых сооружений фанерозоя.

Складки данного типа — это *складки течения*, развившиеся под воздействием стресса при высокопластичном состоянии пород в условиях повышенных давлений и температур. Перемещение ве-

щества происходит в виде вязкопластичного течения и одновременно охватывает всю массу пород (рис. 56). При разнородном составе слои с низкой вязкостью могут образовывать раздувы в замках антиклинальных складок, а при очень больших различиях в вязкости деформации принимают хаотический характер или образуют мелкую плойчатость.

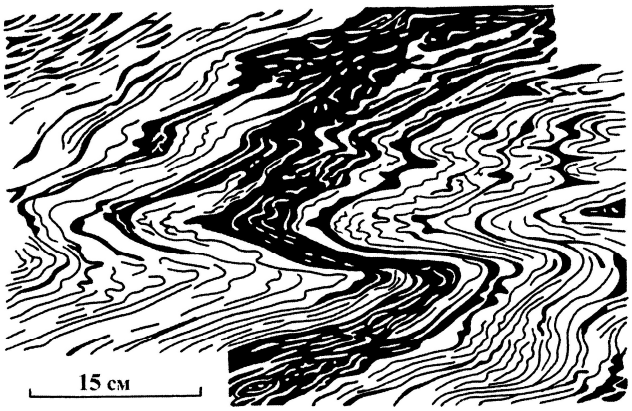


Рис. 56. Синметаморфическая складчатость течения в мигматитах, по В.В. Эзу (1978)

Стресс, вызывающий образование глубинной складчатости, может действовать преимущественно в горизонтальном или вертикальном направлении. В первом случае возникает складчатость вертикального, а во втором — горизонтального течения.

Складчатость вертикального течения возникает под воздействием горизонтальных или близких к ним усилий и очень широко распространена. Основное значение в этом процессе имеют относительные перемещения крупных сегментов земной коры (литосферы) вдоль глубинных разломов, вследствие чего при общем горизонтальном сжатии огромные клинья земной коры (литосферы) выдавливаются вверх. Такая обстановка возникает, в частности, на границах литосферных плит. Складки вертикального течения характеризуются резко выраженной линейностью, острыми замками, крутым наклонным расположением осевых поверхностей, интенсивно развитой сланцеватостью, параллельной осевым поверхностям, и кливажем.

Складчатость горизонтального течения возникает при действии стресса в вертикальном направлении и развивается при общих поднятиях вследствие перемещения вверх магматических масс. При встречном гравитационном сопротивлении толщи выжимаются в стороны, неравномерно перемещаясь в горизонтальном или наклонном направлении. Складки горизонтального течения об-

ладают плавными очертаниями, крутым или вертикальным положением шарниров и таким же наклоном пород на крыльях. Поверхности кливажа располагаются субгоризонтально.

Метаморфические толщи обычно испытали сложные деформации с проявлением нескольких их фаз при изменяющихся полях напряжений. Этим обусловлено практически повсеместное проявление в них *наложенной складчатости*, т.е. повторное, неоднократное смятие слоев в складки разных форм, ориентировки и размеров. При этом более ранние складки не исчезают бесследно, а лишь маскируются более поздними, оказываются как бы включенными в более позднюю складчатую структуру.

Гранитогнейсовые купола и валы. Особой и очень важной формой синметаморфической складчатости являются гранитогнейсовые купола и валы. Они представляют собой обычно довольно крупные (десятки и нередко более сотни километров в поперечнике) и в общем пологие поднятия, образованные гранитогнейсами. В их ядре залегают граниты анатектического происхождения, а по периферии куполов и валов развиты метаморфические сланцы убывающей степени метаморфизма.

Само образование куполов и валов обязано тому же явлению инверсии плотностей, что и образование соляных куполов, — слагающие их ядра гранитогнейсы и граниты легче вмещающих их метаморфических пород и поэтому всплывают из-под них, когда низы метаморфизуемой толщи достигают амфиболитовой ступени метаморфизма и подвергаются гранитизации. Гранитогнейсовые купола чрезвычайно широко распространены в раннедокембрийском фундаменте платформ.

Экзогенная складчатость образована складками, образующимися вблизи земной поверхности под воздействием различных экзогенных процессов. Они широко распространены в природе и их нередко путают с эндогенными складками. К некоторым из экзогенных складок приурочены залежи нефти и газа.

Подводно-оползневые складки возникают при оползании осадков на дне бассейна и имеют вид разнообразных смятий, спирально закрученных линз и комьев, мелких опрокинутых и лежачих складочек, языковидных и беспорядочно перепутанных натеков, нередко разорванных и смещенных. Эти явления вызываются подводными оползнями, развивающимися при накоплении осадков на наклонных участках дна водоемов. Насыщенный водой илистый

или песчаный осадок может течь даже при уклоне поверхности в 3°. На более крутых участках дна, например, на континентальных склонах морей и океанов, осадки могут быть сорваны со своего основания и перемещены на многие десятки километров, что теперь установлено на ряде участков подводных окраин Атлантики. Способствуют этому процессу землетрясения.

Складки осадочного облекания. Изгибы слоев, имеющие все внешние признаки складок, но не связанные с деформацией горных пород, т.е. фактически псевдоскладки, образуются в результате отложения осадков на неровном ложе дна водоемов с первичным наклоном слоев от выступов рельефа к смежным понижениям. Особенно часто подобные складки возникают в отложениях, перекрывающих рифовые массивы. Такие складки широко распространены в палеозойских отложениях Волго-Уральской области Русской плиты и вмещают здесь залежи нефти.

Складки уплотнения образуются в стадию диагенеза (и катагенеза) вследствие неравномерного уплотнения пластичных пород, в основном глин, над выступами погребенного рельефа, рифовыми массивами, линзами песков (например, ископаемыми барами). Они тоже распространены в основном на платформах, в частности в Волго-Уральской области, а также на внешних крыльях краевых прогибов (Предкарпатского, Западно-Кубанского и др.).

Складки разбухания возникают в фазу гипергенеза при увеличении объема пород, в частности вследствие гидратации ангидрита и перехода его в гипс (гипсовые купола), или при попеременном увеличении объема воды при ее замерзании и уменьшении — при таянии льда (*криотурбации*). Гипсовые купола известны во многих платформенных районах (Прибалтика, Туркмения и др.) и краевых прогибах (Предуральский, Кубанский прогибы). Криотурбации развиты в зоне вечной мерзлоты и областях древнего покровного оледенения; отдельные их формы имеют очень небольшие размеры, обычно измеряемые метрами.

Складки оседания представляют противоположность складкам разбухания и образуются вследствие растворения пород — известняков, доломитов, гипсов, ангидритов в зонах развития карста (например, так называемые дизъюнктивные мульды на юге Предуральского прогиба) либо вследствие выноса из глубины сопочной брекчии в районах грязевого вулканизма («синклинальные вдав-

ленности» Керченского полуострова и сходные формы на Юго-Восточном Кавказе и в Западной Туркмении).

Складки выпирания по механизму образования сходны с диапировыми и подобно последним относятся к складчатости нагнетания (течения), но возникают они в приповерхностных условиях вследствие снятия нагрузки вышележащих пород на глинистые толщи в речных долинах. Подобные складки чрезвычайно широко распространены в Среднем Поволжье, где иногда их принимают за «настоящие», т. е. эндогенные, складки.

Гляциодислокации широко распространены в северных широтах. Это складки, вызванные напором движущихся материковых льдов или выжиманием пластичных пород под весом льда в краевой части ледника (гляциодислокации). Развиты такие складки преимущественно в молодых кайнозойских и мезозойских отложениях, на тех участках, где они гипсометрически приподняты.

Контрольные вопросы

1. Какие генетические группы коровых складчатых дислокаций вы знаете?
2. Какие факторы влияют на возникновение складчатости?
3. Какие механические типы складок вы знаете?
4. Какие виды эндогенной складчатости вы знаете?
5. Как формируются складки регионального сжатия?
6. Как формируются складки облеканияи приразрвные складки?
7. Как формируются диапировые структуры?
8. Что такое кливаж? Какие виды кливажа вам известны?
9. Как формируется глубинная (синметаморфическая) складчатость?
10. Что включает в себя экзогеная складчатость?

Коровые разрывные дислокации

Среди коровых разрывов выделяют сбросы, взбросы, сдвиги, раздвиги, надвиги и покровы (шарьяжи).

Сбросы. К сбросам относят разрывы, в которых поверхность сместителя наклонена в сторону опущенных пород. Формирование сбросов осуществляется в условиях растяжения земной коры. При хрупком разрушении действие растягивающих усилий на ранних стадиях вызывает развитие трещин отрыва, в зонах концентрации которых при дополнительном воздействии силы тяжести и проис-

ходит образование сбросов, нередко сопровождаемых раздроблением пород и брекчиями трения. Наиболее обычны условия, при которых сбросы возникают под воздействием растягивающих усилий, ориентированных горизонтально, что приводит к вертикальному или крутому положению сместителей. При ином расположении направления растяжения сбросы могут быть и наклонными, что часто наблюдается у разрывов, оперяющих крупные нарушения.

Сбросы, образующиеся при вязком разрушении пород в условиях преобладающих растягивающих усилий, развиваются по одному из направлений максимальных касательных напряжений. Нарастание амплитуды смещения происходит постепенно и нередко при нагрузках ниже пределов прочности пород вследствие ползучести. Образующиеся разрывы могут быть сближенными и сопровождаться многочисленными параллельными трещинами скалывания, складчатыми деформациями и флексурами. В сместителях таких сбросов возникают не брекчии трения, а тонко растертые милониты.

Давно уже замечено, что с глубиной крутые сбросы выполаживаются, что объясняется изменением напряженного состояния пород, усилением влияния всестороннего давления и переходом хрупкого разрыва в вязкий. Так образуются *листрические сбросы*, на глубине нередко сливающиеся в одну горизонтальную поверхность срыва. Они характерны для рифтогенных окраин континентов и областей континентального рифтогенеза.

Сбросы, возникающие и развивающиеся одновременно с накоплением осадков, получили, как и складки, название конседиментационных, а позже осадконакопления — постседиментационных. В *конседиментационных сбросах* на поднятых крыльях мощности пород сокращены и отдельные стратиграфические горизонты могут выпадать из разреза. В противоположность этому на опущенных крыльях мощность пород увеличивается, наблюдаются более полные стратиграфические разрезы и относительно более мелкообломочные и глубоководные фации. В *постседиментационных сбросах* мощности пород и фации в разных крыльях не обнаруживают различий.

Помимо описанных, на земной поверхности широко распространены сбросы, связанные с действием одной силы тяжести. Такие сбросы ограничивают оползни, обвалы и относятся к числу экзогенных дислокаций, ибо вызываются подмывом берегов рек,

озер, морей. Сбросы могут вызываться также землетрясениями. К ним относятся *сейсмодислокации* Прибайкалья, Кавказа и других регионов.

Взбросы. К взбросам относятся разрывные нарушения, в которых поверхность разрыва наклонена в сторону приподнятых пород. Характерно перекрытие одного крыла другим, указывающее на сближение крыльев в обстановке сжатия. Последнее вызывается горизонтальными сжимающими усилиями, нередко превышающими предел прочности пород. Взбросы представляют собой вязкие разрывы и ориентированы в направлении максимальных касательных напряжений, в связи с чем их сместители имеют преимущественно пологое положение; если же силы, вызывающие сжатие, ориентированы не горизонтально, а под углом к горизонту, сместители могут иметь и иную ориентировку. В зонах линейной складчатости взбросы развиваются по двум или реже одному направлению, под некоторым углом к ориентировке осей складок. С глубиной, по мере увеличения всестороннего давления, они переходят в горизонтальные сдвиги.

Сбросы и взбросы нередко развиваются группами, охватывающими значительные территории. Широко распространены системы сбросов и взбросов, называемые грабенами и горстами.

Грабены представляют собой линейные структуры, образованные сбросами, центральные части которых опущены и на поверхности сложены породами более молодыми, чем в поднятых краевых частях.

По отношению ко времени формирования пород выделяют наложенные и конседиментациоиные грабены. *Наложенные грабены* развиваются в ранее образовавшихся толщах горных пород, нередко смятых в складки и прорванных интрузиями. Мощности пород в их центральных и периферических частях остаются одинаковыми, изменения фаций и состава пород не происходит.

Конседиментационные грабены имеют более сложное строение. В их центральных частях накапливаются мощные толщи пород, совершенно отсутствующих или имеющих меньшую мощность, чем в периферических участках. Приподнятые древние породы, обнажающиеся на краях грабенов, нередко служат источником сноса обломочного материала, накапливающегося в их погруженных частях, а вдоль ограничивающих разломов могут происходить излияния базальтов. Таковы, например, триасовые грабены

Зауралья и Аппалачей. Конседиментационные грабены развиваются в течение длительного времени, иногда на протяжении десятков миллионов лет. Встречаются также односторонние грабены или грабены, ограниченные не сбросами, а взбросами, которые называют *рампами*.

К **горстам** относят линейные структуры, образованные сбросами или взбросами, центральные части которых приподняты и на поверхности сложены более древними породами, чем в краевых частях. Горсты, как и грабены, могут развиваться как позже процессов осадконакопления, накладываясь на уже сформировавшиеся структуры, так и одновременно с осадконакоплением. В последнем случае образование осадков осуществляется в краевых частях горстов за счет разрушения и размыва их приподнятых центральных участков. Наиболее распространены горсты относительно небольших размеров — от единиц до десятков километров при ширине в сотни метров. Примером могут служить позднепалеозойские горсты и горст-антиклинали Сарысу-Тенизского поднятия в Центральном Казахстане.

При образовании грабенов и горстов, ограниченных сбросами, на горные породы действует двойное усилие: общее растяжение и сила тяжести. Последняя вызывает погружение центральных частей грабенов и крыльев горстов, в то время как поднятые части структур могут сохранять стабильное положение. Особенно часто грабены, ограниченные сбросами, развиваются в сводовых частях соляных куполов, в надсолевой толще.

Сдвиги. К сдвигам относятся разрывы, смещение по которым происходит в горизонтальном направлении по простиранию сместителя. Различают правые и левые сдвиги. Уменьшение амплитуды сдвига в горизонтальном направлении обычно происходит путем его расщепления на мелкие сдвиги и сбросы или другие компенсационные разрывы, создающие структуры типа «конского хвоста».

Образование сдвигов вызывается воздействием на горные породы противоположно направленных сил, а сам разрыв может быть хрупким или вязким. Хрупкие сдвиги широко развиты в чехле платформ, а вязкие — в складчатых областях как поперек, так и под углом к простиранию складок. Для складчатых систем очень характерно развитие сопряженных систем диагональных правых и левых сдвигов, в широтных системах северо-западной и северо-восточной

ориентировки, однозначно указывающих на обстановку регионального сжатия в направлении, поперечном к простиранию системы. Такие сдвиги типичны, например, для Западного Копетдага.

К настоящему времени выяснилось широкое распространение *вязких сдвигов*, преимущественно в областях, затронутых региональным метаморфизмом. Эти сдвиги характеризуются большой шириной (километры) затронутой ими зоны, отсутствием единой плоскости разлома, вместо которой наблюдается ряд параллельных, подставляющих друг друга смещений, отсутствием брекчий трения и милонитов; последние замещаются ультра- и бластомилонитами. Иногда вдоль таких сдвигов появляются гранитные тела.

Особенно сложное строение имеют региональные сдвиги, развитые в осадочном чехле под влиянием горизонтальных перемещений в фундаменте. В чехле над глубинными сдвигами появляются складки и мелкие разрывы, сдвиги и раздвиги, расположенные кулисообразно к их общей ориентировке.

Раздвиги. Разрывы, в которых перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва, следует относить к раздвигам. По мере разрастания раздвига увеличивается зияние между его крыльями. Раздвиги чаще, чем другие виды разрывов, оказываются заполненными магматическими породами и минералами. С ними связаны как одиночные вертикальные дайки, заполняющие сместители, так и целые дайковые рои. Типичными раздвигами небольшого масштаба являются *исландские «гьяу»* — зияющие трещины шириной в несколько метров и неизвестной глубины. Такие же образования обнаружены в рифтовых зонах Срединно-Атлантического хребта и Красного моря.

Надвиги. Все рассмотренные выше разрывы характеризуются хрупким отрывом или вязким разрушением горных пород без значительных предварительных пластических деформаций. Существуют, однако, широко распространенные разрывы, возникающие и развивающиеся параллельно с образованием складок. По морфологии они близки к взбросам и составляют особую группу разрывов. Развиты надвиги преимущественно в сильно сжатых наклонных или опрокинутых складках.

Надвиги являются результатом скалывания по одному из направлений максимальных касательных напряжений, возникающих при общем продольном сжатии слоев, и в большинстве своем ориентированы полого. Однако на их положение в складчатой струк-

туре большое влияние оказывает состав пород, в частности присутствие слоев с малой вязкостью (например, аргиллитов или глинистых сланцев), к которым чаще и приурочены смещения. В опрокинутых складках роль таких ослабленных слоев могут играть породы с высоким поровым давлением воды, способным почти полностью снять гравитационную нагрузку.

Тектонические покровы представляют собой горизонтальные, пологие или волнистые крупные надвиги с перемещением до многих десятков или даже сотен километров. Покровы называются также *шарьяжами* (франц. charriage — наволок). Последний термин введен М. Бертраном (1884) для описания самого процесса надвигания, но позже был распространен и на покровы.

Покровы возникают и развиваются в основном в подвижных геосинклинальных поясах и распространены практически во всех геосинклинальных складчатых системах. Такие покровы установлены в Карпатах, на Кавказе, в Верхоянской складчатой области, в Тянь-Шане, Саянах, на Урале, в Корякском нагорье, на Камчатке, Сахалине и во многих других районах. Смещения охватывают целые складчатые комплексы, нередко не по одной, а по нескольким параллельным поверхностям срыва.

В покровных структурах различают следующие морфологические элементы: перемещенные массы, получившие название *аллохтона*, и их основание, не испытавшее сколько-нибудь существенных перемещений — *автохтон*.

Аллохтон от автохтона отделен поверхностью срыва или волочения. В процессе смещения аллохтон часто распадается на отдельные пластины — *дигитации*, что приводит к появлению параллельных поверхностей смещения или расщеплению основной поверхности срыва. Совмещение в одном вертикальном разрезе нескольких покровов, нередко состоящих из пакетов разновозрастных пластин, придает всей покровной структуре крайне сложное строение.

Вдоль поверхностей смещения при движении аллохтона образуются тектонические брекчии, мощность которых может быть значительной — до десятков и даже сотен метров, но известны покровы, отделенные от автохтона узкими, едва заметными поверхностями трения. Нередко поверхности смещения возникают вдоль серпентинизированных ультраосновных пород, обладающих малой вязкостью, но возможен и другой процесс — последующее внедре-

ние в холодном состоянии — *протрузии* серпентинитов вдоль поверхностей смещения. Складчатые комплексы, вовлеченные в покровы, также испытывают усложнения: среди них появляются наклонные, опрокинутые, лежачие или ныряющие складки; широко развиваются надвиги, разбивающие пластины на отдельные чешуи.

Породы верхней части автохтона, в сущности, никогда не остаются на месте и часто оказываются передвинутыми на то или иное расстояние, сохраняя при этом вещественные и пространственные связи с подлинным автохтоном. Такие перемещенные на небольшие расстояния части автохтона в основании дигитации носят название *паравтохтона*.

В теле покрова различают тыльную, срединную (щит, панцирь) и лобовую, или фронтальную, части. Область, откуда начинается перемещение покрова, называют его *корнями*. Фронтальная часть или тело покрова могут быть расчленены процессами эрозии, от них отделяются участки, утратившие непосредственную связь с аллохтоном, называемые *экзотическими останцами*, или *клиппами*. При горном рельефе в долинах рек или в местах высокого гипсометрического положения поверхности шарьирования эрозия может удалить весь аллохтон и обнажить породы автохтона или паравтохтона. Такие участки автохтона, окруженные породами аллохтона, называются *тектоническими окнами*.

Перемещение аллохтона сопровождается интенсивным разрушением его фронтальной, лобовой, части и образованием тектонического месива — *меланжа*. Меланж представляет собой хаотическое образование, отличающееся от сходных седиментационных комплексов — олистостромов, образующихся при подводно-оползневых или при подводно-обвальных процессах, явными следами тектонического воздействия и появлением дислокационных текстур.

Глубина захвата покровами земной коры различна. Для тех из них, которые развиты только в осадочно-вулканогенных толщах, Ж. Обуэн ввел понятие о *покровах чехла;* покровы, в строение которых вовлечен и гранитогнейсовый слой, получили название *покровов основания,* т.е. фундамента. В особый, третий, тип по этому признаку могут быть выделены *офиолитовые покровы*, охватывающие кору и верхи мантии океанов и окраинных морей.

По времени образования относительно складчатости покровы могут быть доскладчатыми, соскладчатыми и послескладчатыми.

Доскладчатые покровы возникают на ранних этапах развития геосинклиналей одновременно с накоплением осадков (конседиментационные покровы). Появление пород с малой вязкостью (серпентинитов, глин, эвапоритов) создает гравитационную неустойвость в осадках, накапливающихся на склонах поднятий или на крыльях конседиментационных складок, возникновение срывов осадочного чехла по поверхностям пластичных пород с образованием согласных со слоистостью покровов, перемещенных в направлении уклона морского дна.

Соскладчатые покровы образуют одну из наиболее распространенных групп покровов, характерную для внутренних зон складчатых систем. Они возникают в обстановке сжатия и формирования складчатого сооружения. Здесь эти покровы могут лечь на еще не дислоцированные слои автохтона и затем, как и доскладчатые, подвергнуться смятию вместе с последними.

Послескладчатые покровы также широко распространены; к ним относятся покровы, возникающие из лежачих складок. Они развивались при срыве верхнего крыла лежачих складок, перемещенного по субгоризонтальной, нередко волнистой поверхности. Слои автохтона, слагающие подвернутое крыло складки и примыкающие к поверхности смещения, обычно находятся в опрокинутом залегании, тогда как разрез аллохтона имеет нормальное строение.

По происхождению покровы делятся на две категории: гравитационные и компрессионные (сжатия).

Гравитационные покровы представляют, по существу, громадные оползни. Они образуются в орогенах в условиях расчлененного тектонического рельефа и чаще всего предстают в виде огромных пластин, подстилаемых слабонаклонной от оси складчатого сооружения поверхностью срыва, и нередко осложнены каскадом гравитационных складок (рис. 57).

Компрессионные покровы имеют общее происхождение со складчатостью регионального сжатия и течения.

Максимальная глубина образования покровов соизмерима с мощностью океанской коры и даже литосферы в срединных хребтах, а также с мощностью по крайней мере верхней части континентальной коры, включая весь гранитогнейсовый слой.

Минимальная глубина образования покровов, исходя из вязкости пород, геостатического давления и внутрипорового давления породы, противодействующего геостатической нагрузке, не может быть менее 1,5—2 км. При движении аллохтона поверхности смещения стремятся перейти на более высокий уровень, в связи с чем по мере приближения к земной поверхности они все более и более отклоняются от горизонтального положения и становятся крутыми, переходя в надвиги и взбросы.

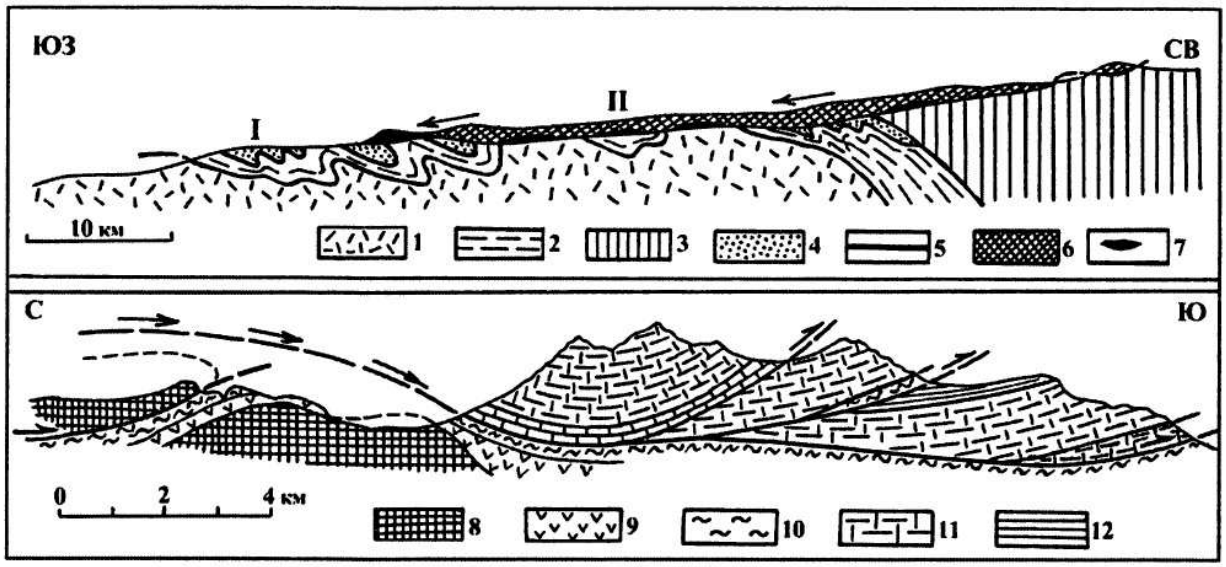


Рис. 57. Гравитационные шарьяжи.
Наверху — схема последовательного формирования покровов Амбрюне-Юбей во Французских Альпах:
I — нижние покровы, переместившиеся и смятые в складки в позднем эоцене — раннем олигоцене; II — движение верхнего покрова в позднем олигоцене — раннем миоцене (по Ж. Дебельмасу, К. Керкхове, 1976).
Внизу — покровы Гринья в Южных Альпах Ломбардии: пластины известняков триаса, переместившиеся по скользящему глинистому горизонту в их основании (по Л. де Ситтеру, 1950).
1 — автохтон, зона Дофине; 2 — Суббриансонская зона и ее породы в тектонических покровах; 3 — Брианconская зона; 4—5 — покров Отапи (4) и олистостром в его основании (5); 6—7 — покров Парпайон (6) и его базальные чешуи (7); 8—9 — автохтон Ломбардских Альп: кристаллический фундамент (5) и вулканиты перми (9); 10 — скользящий глинистый горизонт нижнего триаса; 11 — известняки среднего триаса; 12 — терригенные породы верхнего триаса

Время окончательного становления покрова определяется по его запечатыванию слоями, не претерпевшими горизонтального смещения. Они образуют так называемый *неоавтохтон.*

Покровы могут играть важную роль при прогнозировании полезных ископаемых. В погребенных под верхними покровами, играющими экранирующую роль, слоях нижних покровных пластин в

Карпатах и Скалистых горах Канады и США открыты месторождения нефти и газа; в Аппалачах они обнаружены в автохтоне. На Алайском хребте Тянь-Шаня в известняках карбона, залегающих под покровными сланцами силура, обнаружены месторождения ртути.

Контрольные вопросы

1. Что входит в число коровых разрывов?
2. Какие геологические структуры могут формироваться путём группирования сбросов и взбросов?
3. Что представляет собой тектонический покров (шарьяж)? Что относится к его составным элементам?

Принципы тектонического районирования и тектонические карты

Результатом регионально-тектонических исследований служит составление тектонических карт, синтезирующих представления о структуре той или иной территории (акватории) и истории формирования этой структуры. Вместе с тем тектонические карты являются важнейшим вкладом тектонических исследований в практику, ибо представляют собой основу карт прогноза полезных ископаемых и инженерно-геологического районирования.

Тектонические карты могут быть разделены прежде всего на *общие и специальные.* Те и другие в свою очередь подразделяются на глобальные, обзорные и региональные.

Глобальные карты изображают строение всей поверхности Земли, всей земной коры как континентов, так и океанов. Их масштаб от 1:15000000 до 1:45000000. *Обзорные карты* — это карты отдельных континентов и океанов и крупных стран (СССР, США, Канады, КНР, Индии); они издаются в масштабе от 1:5000000 до 1:2500000 *Региональные карты* — карты отдельных регионов — платформ, складчатых систем (Урал, Алтай, Кавказ и т.п.), стран (Франция, Италия, Польша и т.п.). Масштаб таких карт обычно от 1:1 500 000 до 1:500 000. *Специальные тектонические карты* подразделяются в зависимости от их основного назначения: палеотектонические, неотектонические, фундамента платформ и др.

Как указывалось выше, современные тектонические карты полностью основываются на принципах тектоники плит и являются

одновременно *геодинамическими картами*, поскольку в них первостепенное значение придается картированию геодинамических обстановок наряду с сохранением исторического принципа.

Естественно, что подход к изображению тектоники ложа океанов и континентов должен быть различен и их выделение является первой задачей тектонического районирования. Особого подхода требует и изображение переходных от континентов к океанам областей — пассивных континентальных окраин, внутренних и окраинных морей.

В отношении океанов общепринятым является *расчленение их ложа по возрасту кровли второго, базальтового, слоя* — подошвы осадочного чехла с использованием линейных магнитных аномалий и данных глубоководного бурения. Возможны три варианта такого подразделения: 1) выделение равновеликих интервалов, скажем по 20 млн лет каждый; преимущество способа в том, что по ширине соответствующих полос можно сразу судить об изменениях скорости спрединга; 2) разделение коры по наиболее отчетливо выраженным и хорошо прослеживаемым магнитным аномалиям; 3) проведение границ в соответствии с возрастным тектоническим подразделением складчатых систем континентов. Наиболее предпочтительно сочетание второго и третьего способов, приводящее к сопоставимости событий на континенте и в океане. В океанах особенно важным представляется проведение современных и отмерших осей спрединга и трансформных разломов. Кроме того, должны быть выделены внутриплитные поднятия, возраст которых должен быть показан в соответствии со временем прекращения вулканической активности.

В пределах континентов важнейшей задачей является *выделение сутур (швов) между литосферными плитами*. В обнаженных складчатых системах это делается на основе геологических критериев, а под платформенным чехлом — преимущественно по геофизическим данным, с учетом данных бурения.

Следующая задача — *расчленение складчатых комплексов по возрасту главных деформаций*, т.е. по эпохам и фазам складчатости. Детальность такого расчленения зависит от масштаба карты, при этом желательна сопоставимость с подразделениями океанской коры.

Наиболее сложной задачей является *определение геодинамической обстановки* образования каждого из выделенных геохроно-

логических интервалов. Делается это на основе анализа отвечающих им литодинамических комплексов и геологических формаций. Примерами геодинамических обстановок подвижных поясов служат обстановки островных дуг (вулканических и невулканических), окраинных морей, пред-, меж- и тыльнодуговых прогибов, глубоководных желобов.

Среди раннедокембрийских образований требуют специальных обозначений зеленокаменные и гранулит-гнейсовые пояса.

Определенные трудности возникают при изображении на геодинамических и вообще тектонических картах внутриконтинентальных (эпиплатформенных) орогенов. Связаны они с необходимостью показать, с одной стороны, возраст первичных деформаций, в основном создавших их внутреннюю складчато-надвнговую, а нередко и сдвиговую структуру, и, с другой стороны, эффект вторичных деформаций, наложенных обычно на неотектоническом этапе, по отношению к этой структуре. Если последние носят характер сводового или сводово-глыбового воздымания, оно может быть показано оконтуриванием поднятий ярко-оранжевой полоской. Если позднейшие деформации носили складчато-надвиговый характер, можно использовать штриховку того же цвета.

Большое место в пределах континентальных частей тектонических (геодинамических) карт принадлежит *платформенным чехлам* разного возраста. С практической точки зрения важно, прежде всего, отразить на картах мощность платформенного чехла и соответственно глубину залегания фундамента. Обычно это достигается, помимо проведения изолиний, использованием оттенков цвета, присвоенного чехлам определенного возрастного диапазона, — фанерозойского на древних платформах, мезозойско-кайнозойского на молодых. Но такое грубое возрастное расчленение фанерозойского чехла обычно оказывается недостаточным; более дробное может быть достигнуто использованием более широкой гаммы цветов либо проведением контуров распространения отдельных комплексов чехла. Необходимо выделять протоплатформенные чехлы ранне- и среднепротерозойского возраста.

В основании платформенных чехлов обычно обнаруживаются погребенные, врезанные в фундамент ранние авлакогены, на древних платформах заполненные рифейскими отложениями. Должны быть показаны особыми знаками их разломное ограничение и выполнение (крапом). Показ расчленения самого фундамента на бло-

ки, отвечающие раннепротерозойским микроплитам, достигается уже трассированием погребенных сутур между последними.

На шельфы континентальных окраин и ложе мелководных внутренних морей может быть распространена легенда, принятая для континентов, но с использованием более бледных оттенков тех же цветов. В том случае, если возраст фундамента неизвестен, приходится прибегать к специальным обозначениям.

Континентальные склоны, подножия и ложе глубоководных окраинных и внутренних морей должны быть изображены так, чтобы отразить возраст консолидированной коры океанского или субокеанского типа, мощность и возраст осадочного чехла. Для этого используется полосатая раскраска.

Проявления магматизма привязывают к геодинамическим обстановкам. Соответственно различают: внутриплатный магматизм, континентальный (платобазальты, дифференцированные интрузии, в том числе граниты-рапакиви и «анорогенные» гранитоиды, щелочные базальты, ультраосновные — щелочные плутоны) или океанский (щелочные базальты, их дифференциаты и комагматичные плутоны); магматизм конвергентных границ плит (известковощелочной и субщелочкой островодужный, вулканиты и гранитоиды краевых вулканоплутонических поясов, коллизионные гранитоиды). Особого показа заслуживают офиолиты, встречающиеся либо в виде обдуцированных пластин, либо в виде меланжа.

Региональный метаморфизм может быть отображен цветным крапом. При этом обязательным надо считать показ метаморфизма гранулитовой и амфиболитовой ступеней, а зеленосланцевый, ввиду его широкой распространенности, может найти свое изображение лишь на относительно крупномасштабных картах. Внемасштабным знаком, чаще всего цветными полосами, приходится показывать, как правило, узкие зоны метаморфизма высокого давления — низкой температуры.

Метаморфические комплексы часто подвергаются переработке, причем нередко многократной, что создает определенные трудности. Для показа переработки приходится использовать штриховку, цвет которой должен отвечать возрасту переработки, а если она проявилась неоднократно, то последнему значительному ее проявлению, игнорируя промежуточные. Слабую переработку удается показывать только на крупномасштабных картах.

Структурные обозначения геодинамических карт, в принципе, не должны сильно отличаться от таковых более традиционных карт. То же касается вулканов, действующих и потухших, гайотов и т.п. Больше следует подчеркивать шарьяжную структуру складчатых сооружений, типа Альп, Скандинавских каледонид, Южного Тянь-Шаня или Восточного Саяна; с выделением, во-первых, тектонических покровов сорванного с фундамента осадочного чехла, далее покровов самого этого фундамента, т.е. верхней, гранитогнейсовой консолидированной континентальной коры, а в редких случаях и гранулитовой нижней коры и, наконец, офиолитовых покровов, затрагивающих всю былую океанского типа кору, а местами и верхи мантии. Сделано это может быть с помощью различных цветов для фронтов шарьяжей. Особого внимания заслуживают и сдвиги, а также связанные с ними сдвигово-раздвиговые (pull-apart) впадины.

К **специальным (специализированным) тектоническим картам** относятся карты, которые либо отображают один какой-то аспект тектонического строения или развития региона, либо один какой-то этап или момент его тектонической эволюции.

К ним относят *структурные* (структурно-тектонические) *карты* с изображением структуры в стратоизогипсах или линий осей складок и разломов. Подобные карты служат для характеристики внутренней структуры нефтегазоносных, угольных, соленосных, железорудных бассейнов. К числу специальных тектонических карт также принадлежат карты *со снятым осадочным чехлом;* составляемые в первую очередь для платформ, а также и внешних зон геосинклиналей, развивающихся на той же континентальной коре. В последнее время получают распространение тектонические карты, составленные на основе или с широким использованием данных съемок из космоса; это *космотектонические карты*.

Особая категория специальных тектонических карт — *палеотектонические карты*. Их необходимость вытекает из того, что на общих тектонических картах не удается раскрыть с достаточной детальностью тектоническую историю региона. На палеотектонических картах это делается одним из двух способов: эти карты составляются либо для последовательных этапов развития региона — *поинтервальные карты*, либо для отдельных, обычно переломных моментов его истории (*«моментальные» карты*). Эти палеотектонические карты сохраняют свое значение для платформенных тер-

риторий, но явно не отвечают действительности на площади подвижных поясов, поскольку теперь известно, что последние являлись ареной значительных горизонтальных перемещений.

С возрождением мобилизма и появлением концепции тектоники плит стали создаваться палеотектонические карты, вернее, схемы совершенно иного стиля, с применением *палинспастических реконструкций*. Такие реконструкции в глобальном масштабе производятся на основе палеомагнитных данных, а для последних 160 млн лет также данных по линейным магнитным аномалиям, океанского ложа и трансформным разломам, которые дают возможность определить положение полюсов раскрытия, направление и скорость относительного перемещения литосферных плит.

Как для глобальных, так и особенно для региональных мобилистских реконструкций большое значение имеют признаки, указывающие на положение границ и характер взаимных перемещений литосферных плит. Очень важно установить *тип континентальных окраин* — пассивный или активный, активный западно-тихоокеанского или андского типа, а также положение, направление и, по возможности, угол наклона палеозон субдукции. Выходы таких зон на поверхность трассируются по зонам серпентинитового меланжа и глаукофанового метаморфизма, а направление и угол их наклона — по расстоянию до сопряженных вулканических дуг и поясов метаморфизма умеренного или низкого давления; по направленности изменения химического состава вулканитов и гранитоидов.

Интенсивно смятые, изоклинально-чешуйчатые толщи флишевых, вулканогенно-обломочных отложений, особенно с участием офиолитов, интерпретируются как *древние аккреционные призмы*, а несогласно перекрывающие их обломочные, карбонатно-обломочные отложения — как образования преддуговых или тыльнодуговых прогибов. Вулканоплутонические пояса служат показателями *окраин андского типа*, континентальные обломочные формации и эвапориты — *пассивных окраин* на рифтогенной стадии их развития. Флишевые, сланцево-граувакковые и кремнисто-сланцевые толщи указывают на условия *континентального склона и подножия*; барьерные рифы — на *перегиб от склона к шельфу*, мелководно-морские карбонатные и песчано-глинистые осадки малой или умеренной мощности — на обстановку *шельфа на зрелой стадии развития пассивной окраины*. Молассы намечают положе-

ние *передовых и межгорных прогибов* и, косвенно, горных сооружений.

Использование всех этих признаков — формационно-динамических (литодинамических) комплексов, – дает возможность *наметить границы континентов и океанов*, выявить характер этих границ и положение отдельных элементов зон перехода, в частности шельфов, склонов и подножий, окраинных морей, островных дуг; вулканических и невулканических, преддуговых и тыльнодуговых прогибов, глубоководных желобов, а также горных сооружений, передовых и межгорных прогибов в пределах континентов.

Важны также показатели внутриплитной тектоники — проявления щелочно-базальтоидного магматизма — свидетели континентального рифтогенеза, а в океанах — образований внутриплитных поднятий (характерны рифовые надстройки), линейное накопление обломочных и эвапоритовых толщ, также указывающее на континентальный рифтогенез, трапповые поля, кимберлиты, карбонатиты — признаки активизации.

Логическим продолжением палеотектонических карт являются *неотектонические карты*, составляемые как для всего неотектонического этапа (олигоцен—квартер), так и для отдельных его отрезков. Очевидно, что и эти карты должны строиться на палинспастической основе и на основе принципов, изложенных выше для палеогеодинамических реконструкций, но, разумеется, с учетом и вертикальных движений, реконструируемых по мощности осадочных и подводно-вулканогенных толщ. Это касается и карт для доолигоценовых геологических эпох.

Завершением серии палео- и неотектонических карт или, напротив, их отправным пунктом должно являться *составление карт современной тектоники (актуотектоники)*. В настоящее время нам известны два типа таких карт: один из них — это карты современных вертикальных движений (например, карта Восточной Европы), другой, отражающий исключительно горизонтальные движения, — это карты (схемы) так называемой *мгновенной кинематики плит;* на них показываются современные границы плит и векторами — направление их смещения и скорости (в см/год). Совершенно очевидна необходимость составления таких карт, на которых одновременно отображались бы и горизонтальные и вертикальные движения.

Контрольные вопросы

1. Какие типы тектгнических карт вы знаете?
2. Какие задачи должны решаться при построении тектонических карт?
3. Что относится к специальным тектоничесикм картам?

Основные источники энергии и глубинные механизмы тектонических процессов

Тектонические движения и деформации непосредственно обусловлены механической, кинетической энергией, но эта энергия представляет собой продукт преобразования тепловой энергии, поступающей из глубоких недр Земли. Это подтверждается возрастанием температуры с глубиной и непрерывным выделением через поверхность твердой Земли в окружающее пространство теплового потока, оцениваемого в современную эпоху в $4{,}2\times10^{13}$W.

Одним важнейших глубинных тепловых источников Земли служит *тепло, приобретенное планетой в период ее аккреции* и частично унаследованное от протопланетного диска, который уже успел подвергнуться к тому времени некоторому разогреву — до 1000—1200 К. В процессе аккреции, благодаря соударению планетезималей, Земля испытала существенный разогрев, вероятно, приведший к образованию «магматического океана» на ее поверхности или на небольшой глубине. Однако трудно рассчитать, какая доля этого аккреционного тепла сохранилась до современной эпохи и, следовательно, какова его роль в энергетическом балансе планеты.

Следующий, более мощный и, очевидно, важнейший источник внутреннего тепла Земли — это *энергия глубинной гравитационной дифференциации*, т.е. выделение тепла при перераспределении вещества Земли по плотности при его химических и фазовых превращениях. Главным здесь является процесс разделения вещества на силикатную и металлическую или, точнее, металлизированную (скорее всего Fe_2O или FeO) часть на границе мантии и ядра. Причем начало этой дифференциации, по современным представлениям, относится уже ко времени завершения аккреции, если даже не совпадает с ним, т.е. аккреционный разогрев Земли непосредственно сменяется разогревом вследствие гравитационной дифференциации. Вместе с тем признается, что наиболее энергично эта диф-

ференциация протекала в раннем докембрии, а точнее в архее, до рубежа 2,8—2,5 млрд лет назад, когда могло произойти ее резкое усиление, а затем ее интенсивность заметно снизилась и продолжала снижаться, хотя не монотонно, а с некоторыми временными остановками и даже обратными повышениями, вплоть до современной эпохи.

Но граница мантии и ядра — не единственный возможный уровень гравитационной дифференциации. Более глубинным уровнем может являться граница внешнего и внутреннего ядра, поскольку внутреннее ядро состоит скорее всего из «чистого» железа (с примесью никеля), а внешнее, вероятно, содержит заметный процент таких элементов, как кислород, сера, кремний. Соответственно рост внутреннего твердого ядра, связанный с вековым охлаждением Земли, должен сопровождаться «выталкиванием» этих легких примесей во внешнее ядро.

Другой уровень дифференциации — граница нижней и верхней мантии, если между ними существует различие в химическом составе (нижняя мантия, по-видимому, сильнее обогащена железом, чем верхняя).

Еще один уровень — граница астеносферы и литосферы. Здесь происходит выплавление базальтовой фракции из перидотитового мантийного вещества и наращивание за его счет земной коры. Но дифференциация продолжается и в самой коре — идет образование гранитных выплавок в нижней (или средней) коре и соответственный рост верхнего, гранитогнейсового, слоя коры. Все эти процессы должны вносить свой вклад в тепловой баланс Земли.

До недавних пор главным источником глубинного тепла Земли считался *распад радиоактивных элементов*, прежде всего урана, тория и калия, содержащихся в коре и мантии. Однако, по подсчетам американского геофизика В. Вакье, радиогенное тепло может обеспечить лишь около одной четверти наблюдаемого теплового потока, а именно $1{,}14\times10^{13}$ из $4{,}2\times l0^{13}$W. Основной запас естественно-радиоактивных элементов (около 90%) сконцентрирован в верхнем слое континентальной коры, что независимо подтверждается очень низким выделением гелия — другого продукта радиоактивного распада в океанах, составляющим всего 5% того количества, которое должно было бы наблюдаться, если бы тепловой поток был порожден здесь радиоактивным распадом. К тому же если основная масса радиоактивных элементов сосредоточена в верхах

континентальной коры, выделяемое ими тепло не может играть сколько-нибудь существенной роли в более глубинных тектонических процессах.

В последние годы справедливо обращено внимание еще на один источник тепла Земли, связанный уже с внешним по отношению к ней фактором — *твердыми приливами*, обусловленными гравитационным воздействием на Землю Луны и в значительно меньшей степени Солнца. Переход кинетической приливной энергии в тепло происходит вследствие внутреннего трения вещества в приливных горбах, вслед за Луной обегающих Землю и деформирующих ее тело (рис. 58). По расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова, в настоящее время доля приливной энергии, рассеиваемой в «твердой» Земле, не превышает 2% полной тепловой энергии, генерируемой в ее недрах, а основная часть этой энергии выделяется в мелководных морях и значительно меньше — в океанах и астеносфере. В данном случае речь идет о лунных приливах; эффект солнечных приливов оценивается теми же учеными в 20% от эффекта лунных.

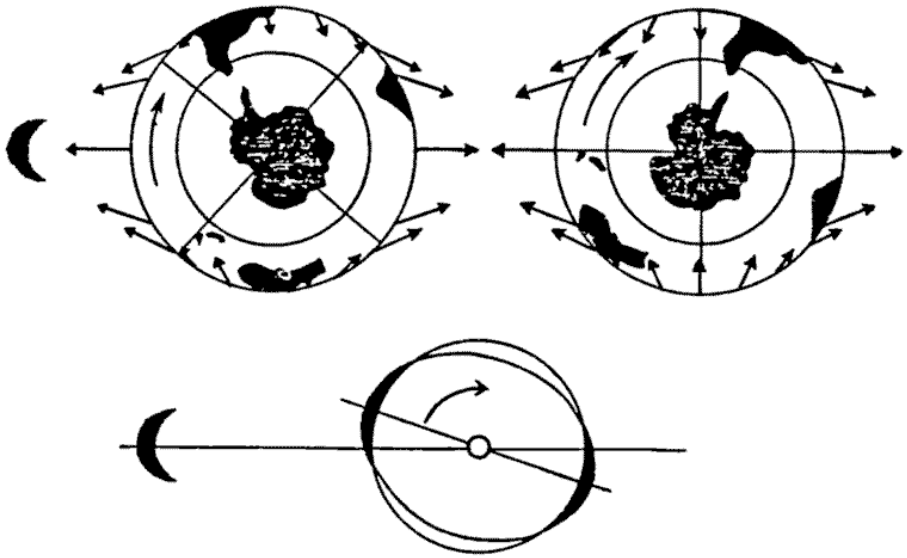


Рис. 58. Приливообразующие силы в плоскости экватора и схема, поясняющая отставание приливного выступа в твердом теле Земли вследствие приливного трения. По Р. Бострому, 1979

Однако в геологическом прошлом, когда расстояние между Луной и Землей было меньше современного, роль приливного тепла в общем тепловом балансе Земли была соответственно более значительной. В особенности это касается наиболее ранней стадии развития Земли — до середины архея. Положение изменилось в

позднем архее, протерозое и фанерозое в связи с увеличением расстояния между Луной и Землей и появлением обширных континентальных морей, общий вклад приливного тепла в суммарный глубинный тепловой поток уже не превышал 1—2%.

Легко видеть, что все перечисленные выше источники внутреннего тепла Земли должны были проявляться с максимальной интенсивностью на самых ранних стадиях развития нашей планеты, во всяком случае в первые 2 млрд лет ее истории, т.е. до конца архея. На протяжении своей истории Земля должна была испытывать охлаждение и если в момент ее рождения средняя температура мантии могла быть порядка 2000°С, то в настоящее время она составляет 1350°С. Это охлаждение не может не продолжаться и дальше, и в перспективе нашей Земле суждено превратиться в такую же мертвую планету, как Меркурий и Марс. По расчетам О.Г. Сорохтина и С.А. Ушакова, это должно будет произойти через 1—1,5 млрд лет.

Относительно верхних оболочек твердой Земли можно также указать на тот факт, что большое значение здесь приобретают *процессы, вызванные возникновением инверсии плотностей на границе астеносфера — литосфера и в самой литосфере*. Одним из проявлений такой гравитационной неустойчивости служит мантийный, точнее астеносферный, диапиризм в основании континентальных рифтов, приводящий к их расширению, погружению и сопровождаемый магматической деятельностью. Другое проявление — формирование гранитогнейсовых куполов в связи с развитием палингенного гранитообразования в средней части консолидированной коры.

Итого, энергетический баланс Земли слагается, в порядке убывающего значения, из тепла гравитационной дифференциации, остаточного тепла аккреции Земли, радиогенного тепла, приливного тепла, механической энергии гравитации, включая проявления гравитационной неустойчивости в мантии и коре. По существу, роль лишь одного из этих факторов — радиогенного тепла — поддается относительно строгой количественной оценке, для остальных основные параметры весьма неопределенны.

Также следует упомянуть еще один фактор, вызывающий структурные изменения в верхней части земной коры, — космогенный, а именно кратерообразующий эффект метеоритных бомбардировок. Действие этого фактора, как и ряда других, эндогенных, бы-

ло наиболее значительным на ранней стадии развития Земли, но не прекратилось вплоть до современной эпохи.

Характер тектонических процессов, протекающих на разных уровнях в твердой Земле, в значительной степени зависит от физических, точнее **реологических свойств** отдельных ее оболочек. Важнейшим показателем этих свойств является вязкость. *Вязкость* горных пород зависит от их петрографического состава, содержания воды, температуры и давления. Последние два фактора, закономерно возрастая с глубиной, дают возможность рассчитать изменение вязкости в этом направлении. При этом температурные условия зависят от величины теплового потока, который в свою очередь зависит от возраста коры, особенно океанской. Косвенными показателями вязкости являются скорости распространения сейсмических волн и сейсмическая активность: чем последняя выше, тем с более вязкими, более хрупкими породами мы имеем дело, а отсутствие сейсмичности указывает на переход от хрупкого к пластичному состоянию.

Различия в вязкости сказываются уже при деформации верхнего — осадочного (осадочно-вулканогенного) слоя земной коры. В его составе принято выделять по деформационным свойствам два типа пород — *компетентные* и *некомпетентные*. Первые достаточно упруги, способны передавать напряжения на значительные расстояния, сохраняют свою мощность и в основном определяют форму образующихся складок, их основной каркас. К компетентным породам относятся известняки, доломиты, массивные песчаники, вулканические лавы, образующие достаточно мощные (десятки метров и больше) пачки. Некомпетентные породы обладают повышенной пластичностью, изменяют свою мощность при складкообразовании, ведут себя пассивно и приспосабливаются к форме складок, образуемых компетентными породами. К некомпетентным породам принадлежат глины, соли, гипсы, отчасти мергели и толщи тонкого переслаивания; в частности, флиш. При чередовании в разрезе компетентных и некомпетентных пород нередко наблюдается *дисгармоничная складчатость*, в которой компетентные породы образуют крупные складки, а некомпетентные обнаруживают более мелкую и сложную складчатость.

В *консолидированной континентальной коре* высокой вязкостью и хрупкостью обладает ее верхняя часть до глубины 10—15 км; в ее пределах и сосредоточена основная сейсмическая актив-

ность. Нижняя кора, начиная с глубины 15—20 км, оказывается существенно пластичной. В некоторых случаях, а именно при более высоком тепловом потоке в верхах нижней коры, на уровне границы Конрада наблюдается новое повышение вязкости и тогда вырисовывается два минимума вязкости — один в низах верхней коры, другой в нижней коре. На уровне границы Мохо вязкость снова возрастает, затем постепенно снижаясь в литосферной мантии, вплоть до границы астеносферы. Таким образом, *в континентальной литосфере выделяются один или два уровня пониженной вязкости* — в нижней и средней коре, что и обусловливает ее тектоническую расслоенность и различное поведение коры и литосферной мантии в процессе перемещения и деформаций литосферных плит с континентальной корой.

Иные соотношения наблюдаются в океанской литосфере. Общей тенденцией является сначала, до глубины порядка 5 км, резкое возрастание вязкости, затем ее постепенный рост с дальнейшим увеличением глубины, сменяющийся значительно более быстрым падением к границе астеносферы. При этом наблюдается сильная зависимость от возраста литосферы, определяющего степень ее разогрева. Чем моложе океанская литосфера, тем на меньшей глубине начинается падение вязкости. Этим, согласно Р. Майснеру и Т. Уиверу, можно объяснить срыв пластин офиолитовых шарьяжей, включающих кроме пород коры еще 5—7 км по мощности пород верхней мантии. Тем самым получает объяснение факт, что обдукции обычно подвергается молодая и тонкая океанская литосфера. Кроме того, в литосфере с возрастом 30 млн лет и менее на границе Мохо отмечается понижение вязкости, что создает условия для срыва некоторых офиолитовых покровов непосредственно по поверхности Мохо, тем более что на уровне последней обычно наблюдается интенсивная серпентинизация.

Итак, *реологическая расслоенность литосферы является предпосылкой ее тектонической расслоенности*, в особенности свойственной континентальной литосфере. Образование тектонических покровов разной глубинности с их отслаиванием в пределах чехла (по пластичным, некомпетентным породам), в основании чехла (по поверхности кристаллического фундамента), в основании верхней коры, по поверхности Мохо и, наконец, вдоль границы литосферы и астеносферы получает свое естественное объяснение.

Переход от литосферы к астеносфере знаменуется более или менее резким, в зависимости от величины теплового потока, понижением вязкости. В отличие от литосферы астеносфера не обладает пределом прочности и ее вещество способно к деформации (течению) даже под действием очень малых избыточных давлений. Именно этим в конечном счете обеспечивается изостатическое равновесие литосферы — при возрастании на нее нагрузок и погружении происходит отток астеносферы на глубине и ее нагнетание в область утонения литосферы вследствие денудации или других причин.

Важнейшим процессом, обусловливающим динамику литосферы, является **конвекция.** Нагретые в центральных зонах Земли породы расширяются, плотность их уменьшается, и они всплывают, уступая место опускающимся более холодными и потому более тяжёлым массам, уже отдавшим часть тепла в близповерхностных зонах. Этот процесс переноса тепла идёт непрерывно, в результате чего возникают упорядоченные замкнутые *конвективные ячейки*.

Частным случаем конвекции является *адвекция*, процесс которой носит затухающий характер вследствие исчерпания породившего его источника возмущения. Это одноактное всплывание легкого вещества вверх и погружение тяжелого вниз, процесс продолжается лишь до окончания их перераспределения, замкнутые ячейки не формируются.

Необходимо, однако, заметить, что сама по себе инверсия плотностей, т.е. расположение более легких масс под более тяжелыми, не может привести к зарождению конвективного течения, если поверхность раздела этих масс горизонтальна, ибо в этом случае горизонтальный градиент литостатического давления на нижнюю толщу равен нулю. Положение изменится, если на этой поверхности возникнут неровности, даже очень слабые. Положительные неровности приведут к образованию выступов легкого вещества, которые затем начнут разрастаться вследствие его нагнетания. Одновременно произойдет погружение «антивыступов» тяжелого вещества.

В противоположность адвекции при длительном подогреве снизу горизонтального слоя жидкости (квазижидкости) имеет место неограниченная конвекция с многократным круговоротом вещества. Это как раз и происходит в мантии Земли (рис. 59).

Непосредственное подтверждение реальности мантийной конвекции было получено методами сейсмотомографии, которые свидетельствовали о существовании в мантии на одних и тех же уровнях более разогретых участков (соответственно менее плотных, с меньшими скоростями распространения сейсмических волн) и менее разогретых, уплотненных, высокоскоростных участков.

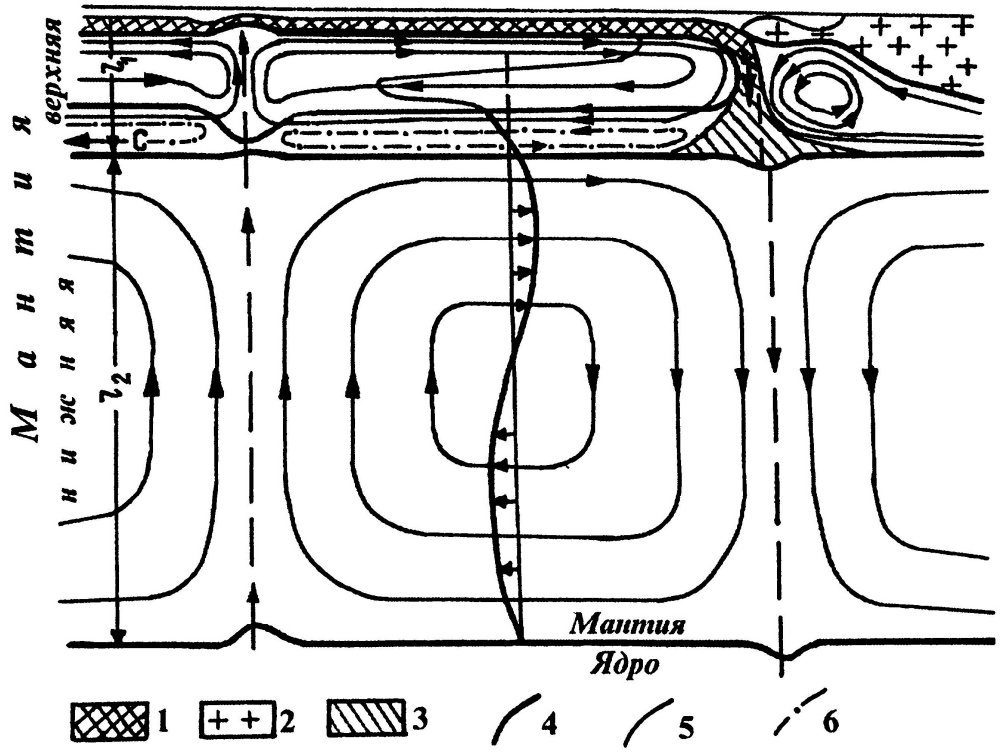


Рис. 59. Схема мантийных течений, по Н.Л. Добрецову, А.Г. Кирдяшкину, 1993. Граница химического и фазового переходов на глубине 670 км разделяет нижне- и верхнемантийное конвективные течения. $\mathbf{l_1}$ — толщина верхней мантии, $\mathbf{l_2}$ — толщина нижней мантии. 1 — океанская литосфера; 2 — континентальная литосфера; 3 — субдуцировавшая плита и возможные реститы; 4 — граница литосферы; 5 — течения в астеносфере и нижней мантии; 6 — возможные течения в переходной зоне «С»

В верхней части конвективной ячейки течение вещества происходит почти в горизонтальной плоскости, и именно эта часть течения определяет горизонтальное перемещение вещества астеносферы и расположенных на ней плит. В целом, восходящие ветви конвективных ячей располагаются под зонами дивергентных границ (СОХ и континентальными рифтами), нисходящие – под зонами конвергентных границ.

Земля представляет собой *космическое тело, непрерывно вращающееся вокруг своей оси, а также оборачивающееся вокруг Солнца и, в конце концов, вместе с последним и всеми планетами Солнечной системы – вокруг центра нашей Галактики*. Кроме того, на нашу планету гравитационно влияют и другие тела солнечной

системы, и более далёкий Космос. Оба эти фактора – ротационный и космический – несомненно имеют свою долю влияния на течение геодинамических процессов.

Ротационный фактор. Осевое вращение Земли влечёт за собой проявление двух сил – центробежной и Кориолиса. *Центробежная сила* в наибольшей степени проявляется на экваторе, способствуя перемещению масс из глубоких недр планеты к её поверхности. Именно с её воздействием исследователи связывают повышенную контрастность рельефа Земли и сейсмическую активность в приэкваториальной зоне. Также высказано предположение, что образование ядер протоконтинентальной коры в раннем архее началось именно в этой зоне.

Изменение скорости вращения сказывается на форме Земли, поскольку её сплюснутось с полюсов – следствие этого вращения. Чем больше эта скорость – тем ближе форма Земли к эллипсоиду. Изменение скорости вызывает перестройку формы планеты, а эта перестройка, в свою очередь, напряжения в литосфере. Именно этим объясняется образование *регматической сети* Земли – сети линеаментов и планетарной трещиноватости. По мере изменения степени полярного сжатия Земли в связи с изменениями скорости её вращения, а также вследствие изменений положения оси вращения, возникающая регматическая сеть должна приспосабливаться к ранее сформированной и зафиксированной в литосфере.

Сила Кориолиса выражается в смещении материков в направлении против часовой стрелки, т. е. с востока на запад. Предполагается, что эта сила вызывает течение астеносферы по отношению к перекрывающей её литосфере и подстилающей мезосфере, а литосфера отстаёт в этом смещении вследствие тормозящего влияния твёрдых приливов (обусловленных притяжением Луны и Солнца). Действием силы Кориолиса, в частности, объясняют поразительную диссимметрию Тихого океана, в котором по западной стороне развита широкая система островных дуг и окраинных морей, а на восточной окраине такая система отсутствует, зато с ней сближается спрединговый хребет, вплоть до поглощения в зоне субдукции. Правда, этому может способствовать надвигание обеих Америк на Тихий океан вследствие раскрытия Атлантики, но тут, вероятно, играло роль совокупное действие обоих факторов.

Ряд исследователей считает, что в процессе вращения Земли может иметь место *дифференциальное вращение отдельных оболо-*

чек и их смещение друг относительно друга. К настоящему времени это уже доказано для внутреннего, твёрдого ядра Земли, которое вращается с несколько иной скоростью, чем остальная планета. Перемещение внутреннего ядра может приводить к возникновению при вращении Земли дополнительной силы инерции, воздействующей на подвижность литосферы. Также допускается смещение мантии относительно внешнего ядра, а верхней мантии относительно нижней, что вызывает накопление напряжений на границах оболочек, а в отдалённом последствии – тектонические движения, магматизм, колебания уровня Мирового океана.

Космический фактор. Этот фактор наиболее наглядно проявляется в гравитационном воздействии на Землю Луны и Солнца, выражающемся в возникновении *твёрдых приливов*. При этом роль Луны значительно выше вследствие её близости к Земле. Ряд исследователей полагает, что твёрдые приливы могут приводить к существенным движениям и деформациям литосферы, в сочетании с силой Кориолиса.

Земля в составе Солнечной системы обращается вокруг центра нашей Галактики по сильно вытянутой орбите. Период её полного обращения составляет порядка 215 млн лет. Ряд исследователей обращает внимание на то обстоятельство, что длительность этого периода в общем совпадает с продолжительностью тектонических циклов Бертрана. Во время этого обращения Земля периодически то приближается к центру Галактики (перигалактий), то удаляется от него (апогалактий), и при этом, естественно, испытывает большее или меньшее притяжение масс, расположенных в центре Галактики. Предполагается, что при нахождении в перигалактии Земля испытывает некоторое разуплотнение, скорость её вращения замедляется, форма становится более шарообразной, что приводит к бореальным трансгрессиям и потеплению климата. Земная кора испытывает преимущественное растяжение с усилением рифтогенеза и спрединга. В апогалактии должна соответственно наблюдаться обратная картина – ускорение вращения, усиление сжатия Земли, процессов субдукции и коллизии.

Наиболее ярким и очевидным проявлением воздействия на Землю её космического окружения являются метеоритные бомбардировки. По аналогии с Луной предполагается, что они достигали наибольшей интенсивности в период до 3,8 млрд лет тому назад. Тогда крупные метеориты и астероиды могли пробивать ещё тон-

кую литосферу и провоцировать излияния расплавов из магматического океана.

Контрольные вопросы

1. Какие источники глубинного тепла Земли вы знаете? Которые из ни имеют наибольшее значение?
2. Как реологические свойства отдельных оболочек Земли влияют на ход тектонических процессов?
3. Какое влияние оказывает конвекция на ход тектонических процессов?
4. Какова роль ротационного и космического факторов в геодинамике?

Основные этапы и общие закономерности развития земной коры

Образование планеты Земля и наиболее ранний, «догеологический», этап ее развития (4,54—4,0 млрд лет назад). Большинством исследователей признается, что наша планета вместе с Солнцем и другими планетами образовалась *из газопылевого облака*, включавшего и довольно крупные обломки, под влиянием импульса, связанного со вспышкой Сверхновой звезды. На это указывает тот факт, что в составе тел Солнечной системы есть тяжелые элементы которые не могли синтезироваться в термодинамических условиях самой Солнечной системы, и появились благодаря нуклеосинтезу во время вспышки Сверхновой. Кроме того, эта вспышка должна была породить гравитационную волну, которая непосредственно способствовала сжатию газопылевого облака и началу конденсации составлявшего его рассеянного материала.

В дальнейшем осуществлялось формирование планеты Земля путем *аккреции (слипания)* составивших ее частиц — *планетезималей*. Первоначально образовалось внутреннее ядро Земли, а внешнее возникло уже позднее, в ходе *глубинной гравитационной дифференциации мантийного материала*: железо с примесью никеля стекало в ядро, а относительно лёгкие силикаты поднимались в мантию. Эта дифференциация, постепенно замедляясь, может продолжаться и до настоящего времени, сопровождаясь выделением тепла.

Земля уже в процессе аккреции должна была существенно разогреться вследствие соударения слагавших ее планетезималей. Выделению тепла еще дополнительно способствовал начавшийся распад естественнорадиоактивных элементов, первоначальный запас которых был значительным, причем отдельные изотопы (^{26}Al, ^{127}J и некоторые другие) вскоре вымерли. Также разогрев осуществлялся вследствие продолжавшейся дифференциации мантийного вещества, а также вследствие твердых приливов, вызываемых гравитационным притяжением еще близко расположенной Луны.

Луна должна была возникнуть ненамного позже рождения Земли, как об этом свидетельствует возраст ее древнейших пород — 4,4 млрд лет. В отношении происхождения Луны наиболее популярна теперь гипотеза, согласно которой она образовалась из материала, выброшенного за предел Роша при ударе, вызванном падением на Землю крупного астероида, по размеру близкого Марсу.

Разогрев Земли на самой ранней стадии ее развития мог вызвать, плавление не только внешнего ядра, но и более поверхностных частей планеты, вплоть до возникновения так называемого *магматического океана*. По другой версии, наиболее поверхностная часть твердой Земли не была расплавлена, но расплавленная зона — прототип астеносферы — возникла на небольшой глубине. Так или иначе, это создавало условия для выплавления из мантии *первичной коры основного состава (базальтовой)*, породы которой нигде на Земле в настоящее время не обнаружены. На эту мысль наталкивает аналогия с Луной, где древнейшие породы, как, впрочем, и более молодые, представлены базальтами и анортозитами, а также общие петрологические соображения о том, что значительные количества кислых пород не могут быть продуктом прямого плавления мантии.

Важным фактором развития Земли на рассматриваемом этапе и несколько позднее, в интервале 4,2—3,8 млрд лет — в основном по аналогии с Луной и ее морями, должна была быть еще *метеоритная бомбардировка*. Если расплавленный слой находился на некоторой глубине под твердым слоем, наиболее крупные метеориты (астероиды) при падении могли пробивать этот слой и образовывать кратеры, заполнявшиеся базальтовой лавой. Некоторые исследователи предполагают, что такие кратеры могли в унаследованном виде сохраниться в современной структуре коры.

Уже на данном этапе могла начать формироваться *атмосфера Земли*, что подтверждается изотопией благородных газов. Предполагают, что начало этому процессу положило выделение газов при соударении планетезималей. Но гидросферы еще не существовало, так как поверхность Земли если и не была расплавленной, то во всяком случае обладала достаточно высокой температурой.

Итак, уже на самом раннем этапе развития началось *расслоение Земли на оболочки* — ядро, внутреннее и, возможно, внешнее, мантию, кору и атмосферу.

Раннеархейский этап. Формирование протоконтинентальной коры (4,0—3,5 млрд лет). Этот этап уже документирован породами соответствующего возраста, обнаруженными в отдельных небольших участках практически на всех континентах и на всех древних кратонах, в частности на Балтийском, Украинском и Алданском щитах. Породы этого возраста, относимые у нас к катархею, а за рубежом к нижнему архею, представлены в основном *гранитогнейсами тоналитового состава*, нередко именуемыми просто «*серыми гнейсами*» и отличающимися преобладанием в составе щелочей натрия над калием. Однако встречены и основные породы данного возраста и даже осадочные, образовавшиеся в водной среде, — таковы ставшие знаменитыми породы серии Исуа в юго-западной Гренландии с возрастом 3,8 млрд лет.

Тоналитовые гранитогнейсы представляю кору, уже *близкую, хотя и не тождественную, современной континентальной*. Тем не менее, некоторые исследователи допускают ее выплавление непосредственно из мантии, учитывая, что в эту эпоху она была еше сильно насыщена флюидами, в том числе водой. Другой возможный путь образования «серых гнейсов» — метасоматическая переработка первичной базальтовой коры теми же мантийными флюидами. И третий путь — переплавление этой коры при участии тех же флюидов.

Остается неясным, на какую площадь распространилось образование серогнейсового протосиаля и привело ли оно к возникновению сплошного слоя. Редкая встречаемость цирконов с возрастом более 3,5 млрд лет в более молодых обломочных породах приводит к выводу, что скорее всего протоконтинентальная кора к началу архея выступала над поверхностью мелководного протоокеана отдельными островами. Но эти острова вполне могли послужить *ядрами будущих материков*.

Таким образом, на втором этапе своего развития Земля обогатилась еще двумя оболочками — *протоконтинентальной корой и гидросферой*. Более того, обнаружение следов жизни в серии Исуа свидетельствует и о появлении *биосферы*. Приповерхностный расплавленный слой заместился лишь частично подплавленной астеносферой, которая начиналась непосредственно под тонкой и еще пластичной корой.

Средне- и позднеархейский этап. Возникновение собственно континентальной коры и становление первой Пангеи (3,5—2,5 млрд лет). На этом этапе широкое развитие получили *зеленокаменные пояса*. В течение архея сменилось несколько генераций подобных поясов, которые закладывались по крайней мере в среднем архее предпочтительно на утоненной протоконтинентальной коре. Последняя испытывала при этом дальнейшее утонение (пластичный рифтинг) и насыщалась основными и ультраосновными магматитами, что способствовало ее утяжелению и погружению. Появление в позднем архее известково-щелочных вулканитов и нормальных гранитов свидетельствует о начале *субдукции этой субокеанской коры под протоконтинентальную*, т.е., по существу, о начале *плитнотектонического мегаэтапа* развития нашей планеты.

Зеленокаменные пояса последовательно причленялись к ядрам протоконтинентальной коры, которая на значительных площадях подверглась переплавлению с образованием уже калиевых гранитоидов. В конечном счете этот процесс привел к созданию обширных гранит-зеленокаменных областей с настоящей континентальной корой, которые составили основу фундамента будущих древних платформ — *кратонов*. Судя по тому, что низы этой коры испытывали метаморфизм гранулитовой фации, требующий не только высоких температур, но и высоких давлений, мощность коры достигла уже нормальных для современной континентальной коры значений порядка 30—35 км. Существуют серьезные основания считать, что к концу архея эта кора сформировала уже единый и крупный континентальный массив — *суперконтинент Пангею*. На это указывает отсутствие унаследованности между архейскими и раннепротерозойскими подвижными поясами, наложенный характер последних и то обстоятельство, что в их основании обнаруживается все больше переработанной архейской коры.

Но если существовала эпиархейская Пангея, то должен был существовать и ее антипод — *мировой океан Панталасса* с базаль-

товой корой океанского типа. *Предпосылкой для образования Панталассы* и для возникновения характерной для Земли диссимметрии — на одной стороне Пангея (меньших размеров), на другой — Панталасса больших размеров — могло быть то самое *падение на Землю астероида*, которое привело к выбросу материала, создавшего Луну. Эпиархейская Панталасса была, очевидно, менее глубокой, чем современный Мировой океан, но не за счет меньшего, чем в настоящее время, перепада отметок, а за счет меньшего объема воды.

Главным итогом развития Земли в архее являлось, несомненно, становление *зрелой континентальной коры* с ее разделением на верхнюю и нижнюю разного состава, степени метаморфизма и разных реологических свойств. *Конвекция в мантии*, судя по расположению зеленокаменных поясов, их отношению к серогнейсовым ядрам и последовательности развития, приняла более упорядочению форму по сравнению с предыдущими этапами, когда она была скорее хаотической.

Раннепротерозойский этап. Распад первой Пангеи, обособление платформ и подвижных поясов. Дальнейшее разрастание континентальной коры (2,5—1,7 млрд лет). К концу архея вследствие снижения теплового потока и охлаждения кора стала достаточно жесткой и хрупкой для образования устойчивой сети трещин и разломов. На это указывают рои даек основных магматитов, известные на ряде щитов древних платформ; крупнейшая из них — Великая дайка Зимбабве в Южной Африке. Дробление привело в середине раннего протерозоя, между 2,2 и 1,9 млрд лет назад, к *распаду эпиархейской Пангеи* на большое число отдельных блоков (*протоплатформ*), которые затем сохраняли устойчивое положение с поверхностью, близкой к уровню океана, о чем свидетельствует накопление осадочного чехла из мелководно-морских или континентальных отложений в пределах плоских впадин — *протосинеклиз*. Среди осадочного чехла протоплатформ встречаются покровы платобазальтов и реже более кислых вулканитов. Чехол этот нередко обнаруживает некоторый метаморфизм, близ разломов и интрузий он может достигать амфиболитовой фации. В него местами внедрены гранитогнейсовые купола, образованные за счет ремобилизации архейского кристаллического фундамента. Известны также расслоенные интрузии от ультраосновного и основного состава до кислого; некоторые из них достигают очень крупных раз-

меров — Бушвельд в Южной Африке, Стиллуотер в Восточных Скалистых горах Северной Америки. С ними и с дайками связаны руды хрома, никеля, кобальта, платины, меди, золота и др.

Появляются на протоплатформах и собственно рифтогенные структуры — *протоавлакогены*. Они содержат такие же типы осадков, что и плоские протосинеклизы, но повышенной мощности и часто в сочетании с покровами и силлами основных и ультраосновных магматитов. Такие протоавлакогены известны на Балтийском щите — Печенгский и Имандро-Варзугский на Кольском полуострове, а также на Канадском щите. Между протоплатформенными блоками, имевшими полигональные, определенные разломами очертания, пролегли подвижные пояса, образованные за счет раздвига протоплатформ. В одних из них возникли оси спрединга, что доказывается присутствием офиолитов, в других рифтогенез ограничился утонением и переработкой континентальной коры с ее превращением в субокеанскую. Оба эти типа подвижных поясов, образованные в обстановке растяжения, становились зонами накопления мощных осадков и вулканитов, испытывая в дальнейшем интенсивное сжатие, складчато-надвиговые деформации, гранитизацию и региональный метаморфизм и превращаясь в складчатые системы – протогеосинклинали.

Протогеосинклинали обладают шириной в сотни, длиной в многие сотни и иногда более 1000 км. В большинстве из них можно различать внешние зоны с осадочным наполнением (кварциты, доломиты, аргиллиты, граувакки, флиш) и внутренние, где получают широкое распространение толеитовые базальты наряду с относительно глубоководными осадками. Заключительные деформации и поднятия охватывают в первую очередь внутренние зоны, а во внешних за счет их развития отлагаются молассы. Все это наиболее типично представлено в протогеосинклиналях Канадского щита (Уопмей, Трансгудзонская, Лабрадорская, Пенокийская), а в других преобладают условия либо внутренних (Свекофеннская на Балтийском щите), либо внешних (Курско-Криворожская) зон.

Особый тип подвижных поясов, появившийся в конце архея, но начавший играть существенную роль в строении земной коры в раннем протерозое, образуют *гранулито-гнейсовые пояса*, характеризующиеся особенно интенсивным сжатием на заключительной стадии развития, вследствие коллизии ограничивающих их конти-

нентальных блоков (протоплатформ), и глубоким метаморфизмом слагающих их пород, достигающим гранулитовой ступени.

Развитие подавляющего числа раннепротерозойских подвижных поясов, завершилось в концу рассматриваемого этапа. Это привело к сращиванию ранее разделенных ими континентальных блоков, их наращиванию новообразованной континентальной корой и тем самым к восстановлению единства Пангеи, вероятно превосходившей по площади первую, эпиархейскую.

Среднепротерозойский этап. Частичный распад и восстановление единства второй Пангеи (1,7—1,0 млрд лет). Характер развития земной коры на данном этапе остается не вполне ясным вследствие ограниченной распространенности отложений нижнего и среднего рифея. Предполагается, что в раннем рифее образованная в конце раннего протерозоя вторая Пангея в основном сохраняла свою сплошность, подвергаясь лишь некоторому раскалыванию с образованием континентальных рифтов, в дальнейшем превращавшихся либо в интракратонные внутриплитные складчатые системы, либо в авлакогены.

Пангея в раннем рифее подвергалась значительному разогреву, что привело к широкому проявлению кислого субаэрального вулканизма и становлению крупных стратиформных плутонов габбро-анортозитов и гранитов-рапакиви.

В среднем рифее деструкция Пангеи заметно прогрессировала, о чем свидетельствует появление офиолитов, но к концу этой эры большая часть подвижных систем завершила свое развитие, снова спаяв обособившиеся части Пангеи в единый суперконтинент.

Позднепротерозойско-раннепалеозойский этап. Деструкция протерозойской Пангеи, заложение и начало развития подвижных поясов неогея (1,0—0,32 млрд лет). В позднем рифее, особенно во второй его половине, деструкция Пангеи приводит к полной ее дезинтеграции *с обособлением древних платформ — кратонов, ядер современных материков,* — и заложением широких подвижных поясов на начальной стадии *палеоокеанов,* которые затем эволюционируют на протяжении фанерозоя. Это такие океаны, как Япетус, прото-, а затем палео-Тетис, палео-Азиатский и палео-Арктический океаны. Из них только Япетус закончил свое развитие уже к концу данного этапа, что привело к объединению Северной Америки и Восточной Европы в *Лавруссию,* остальные продолжили его на следующем этапе.

Вместе с тем на этом этапе проявилось определенное различие в эволюции северной и южной частей Пангеи. В то время как в северной части деструктивные тенденции господствовали почти на протяжении всего этапа (в Япетусе до позднего ордовика), в ее южной части уже к началу палеозоя они сменились обратными тенденциями замыкания существовавших здесь узких рифейских подвижных систем, в результате чего возник объединивший южную группу материков *суперконтинент Гондвана*.

Платформы в среднем и позднем рифее переживали авлакогенную стадию своего развития, местами затянувшуюся до кембрия (Северная Америка), но в большинстве из них (Восточная Европа, Сибирь, Китай, Корея) завершившуюся в венде с переходом к следующей, *плитной стадии эволюции*.

В рифее и начале палеозоя еще продолжалось развитие некоторых гранулито-гнейсовых поясов, выступавших как линейные зоны поднятий и повторного метаморфизма. Таковы Мозамбикский пояс в Восточной Африке, Восточно-Гатский в Индии, Приатлантический в Бразилии и некоторые другие. Однако отдельные пояса этого типа, в частности классический Гренвильский, закончили свое активное развитие уже к позднему рифею, в одноименную эпоху тектогенеза.

Тектоника плит с позднего рифея приобрела свой современный характер и сопровождалась всеми своими атрибутами: офиолитами, островодужными вулканитами, гранитными батолитами, метаморфизмом высокого давления и низкой температуры. Установилась также близкая к современной *картина конвективных течений в мантии*, с обособлением двух главных систем (отдельно в нижней и верхней мантии).

Позднепалеозойско-раннемезозойский этап. Возрождение Пангеи (0,32—0,2 млрд лет). На этом этапе межконтинентальные подвижные пояса, образовавшиеся за счет распада позднепротерозойской Пангеи (палео-Азиатский, Тетис (Средиземноморский), а отчасти и палео-Арктический), стали испытывать нарастающее сжатие. Это сопровождалось складчато-надвиговыми деформациями, гранитизацией, региональным метаморфизмом, и в результате они стали перерождаться в складчатые горные пояса. Этот процесс резко усилился в середине карбона и достиг своей кульминации в середине триаса. Он привел сперва к замыканию северной части палео-Азиатского океана и к объединению Лавруссии с Сибирью в

суперконтинент Лавразия, а затем к *смыканию Лавразии с Гондваной* за счет западной части Тетиса; последний сохранился лишь в виде залива на востоке. В итоге все континентальные массивы вновь оказались объединенными в суперконтинент, ту самую *Пангею*, о которой писал Вегенер, не подозревавший, однако, о существовании более ранних, докембрийских Пангей. Отмирание складчато-орогенных поясов, смена в них орогенного режима платформенным привели к возникновению молодых платформ — Скифско-Туранской, Западно-Сибирской, Дунбэйской, Восточно-Австралийской, Патагонской, которые нарастили древние платформы или заполнили промежутки между ними. Но настоящий платформенный чехол на них стал накапливаться лишь в следующем этапе, а во второй половине данного этапа они переживали стадию, сходную с авлакогенной стадией развития древних платформ, — тафрогенную.

Между тем окраины Тихого океана продолжали свое активное развитие в южной его половине, на периферии Австралии, Антарктиды и Южной Америки оно шло по андскому типу и проявлялось в основном в существовании вулканоплутонических поясов. В северной половине, близ Азии и Северной Америки, развивались вулканические дуги и окраинные моря; существовали здесь и микроконтиненты.

Развитие самой Пангеи далеко не было спокойным. Первоначально оно выразилось в образовании в ее гондванской части в конце карбона — начале перми мощного покровного оледенения, вызвавшего резкое эвстатическое понижение уровня Мирового океана. Затем все более стал ощущаться разогрев верхней мантии под суперконтинентом, что вызвало вспышки траппового магматизма — в конце перми — начале триаса в Сибири, в Тунгусской синеклизе и на юге Таймыра, в конце триаса — середине юры в Патагонии, Южной Африке, Антарктиде, о. Тасмания, которые тогда тесно примыкали друг к другу. Развивались и процессы рифтообразования, особенно интенсивного с середины триаса, тем самым предваряя начало распада Гондваны, наступившее в конце средней юры.

Позднемезозойско-кайнозойский этап. Распад Пангеи и образование молодых океанов. Формирование современной структуры и рельефа Земли (0,2—0 млрд лет). Главным событием последнего крупного этапа истории Земли и развития земной коры

был распад Пангеи, начавшийся, как только что указывалось, в конце средней юры, в бате — келловее, и продолжающийся до наших дней. Начало было положено образованием Центральной Атлантики, соединением ее с Тихим океаном через Карибский пролив и с реликтовым Тетисом через Западное Средиземноморье, т.е. восстановлением широкого океанского пространства, разделявшего Лавразию и Гондвану до позднего палеозоя. Одновременно началось обновление коры Тихого океана. В конце юры — начале мела стала проявляться, нарастая, другая тенденция — формирования долготно ориентированного Атлантического и северной части Индийского океана, а также широтного океана, опоясывающего Антарктиду. Это привело, особенно заметно с середины мела, к смене расширения Тетиса его сокращением, сближением Евразии с обломками Гондваны: Африкой — Аравией, Индией и Австралией, а в результате — к началу формирования гигантского Альпийско-Гималайского складчатого горного пояса, резко усилившегося в конце эоцена. Аналогичный процесс затронул и реликты палео-Арктического и палео-Азиатского океанов, превратившихся после палеозоя в апофизы Тихого океана — Южно-Анюйский, Амуро-Охотский; первый закрылся в раннем мелу, второй — уже в поздней юре.

Тихий океан вследствие раскрытия молодых океанов должен был испытать сокращение, а его активные окраины сомкнулись, образовав почти сплошной Круготихоокеанский подвижный пояс — «Тихоокеанское кольцо». Этот пояс отличался и продолжает выделяться и в современную эпоху своей исключительно высокой эндогенной активностью. Отдельные его звенья развивались, однако, несколько по-разному. На северо-западной, азиатской, окраине в первую половину этапа шла аккреция вулканических дуг и микроконтинентов, которая привела к преобразованию этой окраины в окраину Андского типа, с краевым вулканоплутоническим поясом, протянувшимся от Чукотки (и Аляски) до Калимантана. Подобный пояс в начале этапа существовал вдоль восточной окраины Австралии, от Новой Гвинеи до Новой Зеландии. Но потом сначала на юге, где в позднем мелу раскрылось Тасманово море, а затем все дальше к северу, достигнув в миоцене западной части Берингова моря, образовался почти непрерывный пояс окраинных морей, отделивших от материков островные дуги (некоторые были новооб-

разованными). То есть сформировался тот тип активных окраин, который мы именуем западно-тихоокеанским.

Несколько по-другому протекало развитие восточной половины Тихоокеанского подвижного кольца. На окраине Северной Америки активно шел процесс ее наращивания различными террейнами, пока она не превратилась в окраину андского типа, но затем в олигоцене началось столкновение с ней Восточно-Тихоокеанского поднятия, значительный его отрезок ушел под континент, и североамериканская окраина на калифорнийском участке превратилась в трансформную. Южно-Американская окраина в центре и на юге, а также антарктическая сохраняли свой андский тип на протяжении всего этапа, но в Антарктиде шло постепенное отмирание зоны субдукции, и к настоящему времени она сохранилась лишь против северной оконечности Антарктического полуострова и смежных архипелагов. В олигоцене нарушилась связь между Южной Америкой и Антарктидой, между Андами и Антарктандами в связи с образованием спредингового бассейна моря Скотия. В Северных Андах еще раньше произошла аккреция вулканической дуги, и окраина приобрела тот же характер, что и южнее.

Рубеж эоцен—олигоцен явился важным переломным моментом в рамках рассматриваемого этапа. На этом рубеже, по существу, завершилось *формирование главных черт современных структуры и рельефа Земли* — распределение континентов и океанов, платформ и подвижных поясов, включая срединно-океанские хребты, и началось образование подавляющего большинства современных горных сооружений. В Азии к северу от Альпийско-Гималайского пояса в качестве побочного эффекта столкновения Индии с Евразией возник мощный Центральноазиатский горный пояс. Вдоль западных окраин обеих Америк протянулся столь же мощный пояс Кордильер, сомкнутый Центральноамериканской и Антильской вулканическими дугами. Поднялись и другие горные системы, многие из которых явились лишь возрождением более древних, палеозойских.

Все это вполне оправдывает выделение особой, *неотектонической, стадии* развития земной коры, подчиненной, однако, более крупному позднемезозойско-кайнозойскому этапу. По значению этот этап сравним с позднепротерозойско-раннепалеозойским, который также знаменовался распадом Пангеи и новообразованием океанских впадин.

Контрольные вопросы

1. Когда возникла Земля как планета? Какова главная гипотеза о происхождении Солнечной системы и её планет?

2. На каком из этапов становления Земли произошло обособление ядра, мантии, первичной коры и атмосферы?

3. Когда предположительно произошло возникновение Луны?

4. На каком из этапов становления Земли возникли протоконтинентальная кора, гидросфера и первые проявления биосферы? Какие породы относятся к протоконтинентальной коре?

5. Какому из этапов становления Земли соответствует развитие зеленокаменных поясов и начало движения первых литосферных плит? Когда сформировалась Пангея I и Панталасса? Что явилось предполагаемой причиной возникновения Панталассы?

6. Когда образовались первые протоплатформы и протогеосинклинали?

7. На каком из этапов становления Земли картина тектоники плит приобрела современный характер?

8. Когда сформировались и распались суперконтиненты Гондвана и Лавразия?

9. На каком из этапов началось раскрытие Атлантики и формирование Тихоокеанского «огненного кольца»?

Рекомендуемыая литература

1. Аплонов С.В. Геодинамика: Учебник. – СПб: Изд-во СПб-го ун-та, 2001. – 360 с.
2. Богатиков О. А. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли: связь во времени и в пространстве, труды. - Ин-т геологии рудных месторожд., петрограф., минералог. и геохимии. - Вып.3; - М.: НАУКА, 2010. - 606 с.
3. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И. Палеогеодинамика. – М.: «Наука», 1993. – 191 с.
4. Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР (в двух книгах). – М.: «Недра», 1990.
5. Кокс А., Харт Р. Тектоника плит. – М.: «Мир», 1989. – 427 с.
6. Милановский Е.Е. Рифтогенез в истории Земли (в двух книгах). – М.: «Недра», 1983, 1987.
7. Сорохтин О.Г., Ушаков С.А. Развитие Земли. – М.: Изд-во МГУ, 2002. – 506 с.
8. Структурная геология и тектоника плит (в трёх книгах) / Ред. К. Сейферт. – М.: «Мир», 1990.
9. Фундаментальные проблемы общей геотектоники / Ред. Ю.М. Пущаровский. – М.: «Научный мир», 2001. – 520 с.
10. Хаин В.Е. Тектоника континентов и океанов. – М.: «Научный мир», 2001. – 606 с.
11. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики: Учебник. – М. КДУ, 2005. – 560 с.
12. Цейслер В. М. Полезные ископаемые в тектонических структурах и стратиграфических комплексах на территории России и ближнего зарубежья : учеб. пособие / - М.: КДУ, 2007. - 128 с.

Содержание

Предмет геотектоники и ее подразделения 3
История развития геотектоники....6
Строение Земли 11
Тектоносфера 18
Океаны, их структурные элементы....25
Континентальные окраины....36
Складчатые пояса континентов....47
Области внутриконтинентального орогенеза....51
Континентальные платформы....55
Современные тектонические движения, методы и результаты их изучения 66
Методы изучения тектонических движений и деформаций геологического прошлого.
Палеотектонический анализ....75
Неотектонический анализ. Структурно-геоморфологические методы....96
Концепция тектоники литосферных плит....104
Рифтогенез....122
Стадии развития пассивных континентальных окраин....138
Субдукция 140
Обдукция 157
Коллизия....160
Этапы и стадии развития складчатых поясов....164
Стадии развития платформ....172
Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности 179
Кольцевые структуры и их природа 186
Коровые складчатые дислокации....190
Коровые разрывные дислокации....206
Принципы тектонического районирования 215
и тектонические карты....215
Основные источники энергии и глубинные механизмы тектонических процессов....222
Основные этапы и общие закономерности развития земной коры 232
Рекомендуемый библиографический список....244

Учебное издание

Бутенков Александр Александрович
ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА
Учебное пособие

Редактор

Темплан 2014 г. Подписано в печать . .20 . Формат 60х84 1/16. Бумага офсетная. Печать оперативная. Печ. л. . Уч.-изд. л. . Тираж экз.

_____

Южно-Российский государственный политехнический университет
Редакционно-издательский отдел ЮРПТУ
Адрес университета:
346428, г. Новочеркасск, ул. Просвещения 132