

Федеральное агентство по образованию государственное
образовательное учреждение высшего профессионального
образования «Воронежский государственный университет»

Введение в геодинамику

Учебное пособие для вузов

Воронеж 2007

Утверждено Научно-методическим советом геологического факультета
16 октября 2006 г., протокол № 2

Составители: В. М. Ненахов, А. В. Никитин, С. В. Бондаренко,
Г. С. Золотарева

Рецензент чл. корр. РАН проф. Н. М. Чернышов

Учебное пособие подготовлено на кафедре общая геология и геодинамика
геологического факультета Воронежского государственного университета.

Рекомендовано для студентов геологического факультета Воронежского
государственного университета всех форм обучения, изучающих предметы
«Введение в геодинамику» и «Геотектоники».

Для специальности 020301 (011100) – Геология

СОДЕРЖАНИЕ

| | |
|---|----|
| Введение | 3 |
| 1. Геодинамика – новое направление в геологических исследованиях | 4 |
| 2. Современная геодинамическая модель по данным сейсмотомографии | 6 |
| 3. Современные геодинамические обстановки и цикл Вильсона | 13 |
| 3.1. Обстановки горячих точек | 13 |
| 3.2. Обстановки континентальных рифтов | 15 |
| 3.3. Обстановки океанических рифтов (срединно-океанических хребтов) | 20 |
| 3.4. Обстановки пассивных континентальных окраин | 24 |
| 3.5. Обстановки зон субдукции | 26 |
| 3.6. Обстановки зон трансформных разломов | 34 |
| 3.7. Обстановки зон коллизии | 35 |
| 3.8. Геодинамические обстановки орогенных областей | 40 |
| 4. Эволюция геодинамических процессов. Тектоника раннего докембрия | 42 |
| Рекомендуемая литература | 62 |

ВВЕДЕНИЕ

Спецкурс «Введение в геодинамику» является логическим продолжением фундаментальной геологической дисциплины «Общая геология» и тесным образом связан с «Геотектоникой», в котором в обновленном виде рассматриваются геодинамические процессы, возникающие в результате эволюции Земли и обуславливающие движение масс вещества и энергии внутри Земли и в ее верхних твердых геосферах. Острая необходимость в настоящем пособии объясняется, по крайней мере, двумя обстоятельствами.

В геологии завершилась смена геосинклинальной парадигмы новой – тектоникой литосферных плит. Если геосинклинальная парадигма за более сто лет своего господства мало развивалась, была статична, новая парадигма постоянно пополняется данными, что позволило некоторым ведущим тектонистам (В. Е. Хаин, Ю. М. Пущаровский) говорить о сверхновой парадигме – нелинейной геодинамике, которая, однако, не отменяет тектонику литосферных плит. Между тем программа большинства геологических дисциплин до сих пор базируется на прежних представлениях геосинклинальной теории.

Российские вузы в последние годы переходят на многоуровневую систему образования, что приводит к значительному сокращению объемов часов по геологическим дисциплинам. Это обязывает кафедру «Общей геологии и геодинамики» рационально и экономно подойти к содержанию учебных программ в цепочке дисциплин от «Общей геологии» до «Геотектоники», перевести преподавание этих курсов на рельсы новой парадигмы. «Введение в геодинамику» в этой цепочке является необходимым завершающим звеном. Кроме того, спецкурс можно активно использовать при подготовке специалистов, бакалавров, магистров по направлению Геология.

1. ГЕОДИНАМИКА – НОВОЕ НАПРАВЛЕНИЕ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Эволюция земной коры на протяжении длительного времени (с раннего протерозоя, а по некоторым оценкам архея) контролируется механизмом плитной тектоники. Этот механизм обуславливает создание коры океанического типа в зонах спрединга, накопления в ней продуктов денудации континентов, уничтожения этой коры в зонах субдукции. При этом, в результате переплавления океанической коры вместе с покрывающими ее осадочными отложениями генерируются средние и кислые расплавы, участвующие в приращении (аккреции) континентальной коры, которая, в свою очередь, подвергаясь денудационному разрушению, обеспечивает своеобразный круговорот вещества в литосфере Земли. Он усиливается периодическими перестройками структурного плана литосферы, расколом континентов и зарождением новых океанов. В истории Земли этот круговорот приводит к общей сепарации вещества за счет постоянного выноса и обеднения верхней мантии рядом элементов (кальция, натрия, калия, алюминия, редкоземельных элементов) и накопления их в коре континентов.

Тектоника литосферных плит, подвергнув кардинальному пересмотру многие постулаты геосинклинальной теории, обусловила необходимость разработки для своего практического применения новых методических приемов, существенного изменения понятийной базы.

Большой вклад в разработку и внедрение геодинамического анализа в практику региональных работ принадлежит Л. П. Зоненшайну, Л. М. Баталову, Н. В. Межеловскому, Г. С. Гусеву. Основные определения, предложенные ими, составляют понятийную базу геодинамического анализа территорий и могут быть охарактеризованы следующим образом.

Геодинамический анализ - последовательная система исследований, состоящая из: определения геодинамических обстановок формирования геологических тел и выделения геодинамических комплексов; проведения палинспастических палеогеодинамических реконструкций; разработки геодинамической модели формирования геологических тел.

Геодинамические исследования - комплексные геологические, геохимические и геофизические исследования геологических тел, глубинных и поверхностных процессов и явлений, т.е. всей совокупности

физико-химических преобразований в земной коре и мантии в связи с движениями и деформациями литосферных плит.

Геодинамическая обстановка - совокупность глубинных и поверхностных геологических процессов (магматических, седиментологических, структурообразующих и других), обусловленных латеральными и вертикальными движениями литосферных плит, микроплит, блоков, пластин, потоков вещества и энергии в условиях глобальной системы силовых полей, определяющих взаимодействие литосферных плит и, в свою очередь, зависящих от особенностей процессов на границах и внутренних частях плит, микроплит, блоков, пластин.

Структурно вещественный комплекс (СВК) - комплекс минеральных масс, крупное геологическое тело, отличающееся от смежных с ним тел значениями вещественных и структурных характеристик. Под структурными характеристиками понимается дислоцированность слоев; под вещественными – состав пород, особенности строения разрезов (способ чередования, количественные соотношения компонентов) и отчасти геометрические особенности тел (форма, размеры и т. п.).

Полную циклическую последовательность тектонических событий от раскола континентальной литосферы через раскрытие океанических бассейнов и формирование новой океанической коры, далее через уничтожение океанической коры в результате её погружения в мантию в зонах субдукции, сопровождающееся созданием новой континентальной коры и до формирования новых крупных континентальных массивов за счет объединения континентальных плит при их столкновении (коллизия) принято называть **циклом Вильсона**.

В соответствии с характером геодинамических процессов на границах и внутри плит согласно с циклом Вильсона выделяется следующий **ряд геодинамических обстановок**: 1) горячих точек (мантийных плюмажей); 2) континентальных рифтов и связанных с их эволюцией пострифтовых осадочных бассейнов – внутриконтинентальных впадин (синеклиз); 3) океанических рифтов (срединно-океанических хребтов) и связанных их эволюцией абиссальных котловин, подножий континентов и пассивных континентальных окраин; 4) субдукционных островодужных систем и активных континентальных окраин; 5)

коллизионных поясов; б) зон трансформных разломов (границ скольжения литосферных плит).

Этот перечень следует рассматривать в качестве обстановок первого порядка, которые по мере увеличения детальности рассмотрения распадаются на более частные ситуации – обстановки более высоких порядков.

2. СОВРЕМЕННАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОТОМОГРАФИИ

Данные сейсмической томографии, детально рисуящие трехмерное строение глубоких недр Земли; результаты экспериментов при сверхвысоких давлениях, способствующих лучшему пониманию состава и свойств вещества и возможного характера конвекции в мантии Земли; компьютерное моделирование геодинамических процессов; успехи региональной геологии континентов и океанов, освещение древнейшей истории Земли, успехи сравнительной планетологии, достигнутые в результате применения дистанционных методов и прямого исследования ближайших небесных тел создали предпосылки для построения новой, глобальной геодинамической модели.

Современную Землю, с точки зрения стиля протекающих в ней геодинамических процессов, разделяют на три главные области: кору и верхнюю мантию, составляющие **тектоносферу**, где господствует **тектоника плит**; нижнюю мантию - область проявления тектоники мантийных струй, т. е. **плюмтектоники**; ядро с прогрессирующим разрастанием твердого, чисто железоникелевого внутреннего (центрального) ядра за счет внешнего, жидкого, что именуется **тектоникой роста**.

Ведущее значение в тектонике плит придается погружению холодных литосферных пластин в зонах субдукции, что рассматривается как естественное следствие существования Земли в холодном космическом пространстве и, очевидно, ее векового охлаждения. Холодные пластины погружаются первоначально до границы верхней и нижней мантии на 670 км и здесь какое-то время, от 100 до 400 млн. лет находятся в состоянии стагнации, пока наступает катастрофический гравитационный коллапс, вызывающий погружение пластины уже до границы мантии и ядра. Этому

коллапсу способствует эндотермическая природа фазового перехода на границе 670 км. Наступающее вследствие коллапса взаимодействие холодной пластины с внешним ядром имеет два важных следствия. С одной стороны, оно вызывает охлаждение внешнего ядра и порождает в нем нисходящий вихрь, уносящий железо и никель во внутреннее ядро, которое благодаря этому испытывает разрастание, с другой стороны, оно провоцирует возникновение компенсационного восходящего течения на границе ядро – мантия, которое порождает плюм, достигающий границы нижней и верхней мантии и здесь, так же как и холодный плюм, испытывающий задержку, а затем прорывающийся вверх. В современной картине Земли (рис. 1) различают один крупный нисходящий холодный суперплюм под Центральной Азией и два восходящих суперплюма - под южным Тихим океаном и под Африкой. Таким образом, в нижней мантии, а фактически и в переходной зоне, к верхней мантии навстречу друг другу на определенном расстоянии движутся колонны охлажденного и разогретого вещества, т. е. конвекция реализуется в форме адвекции.

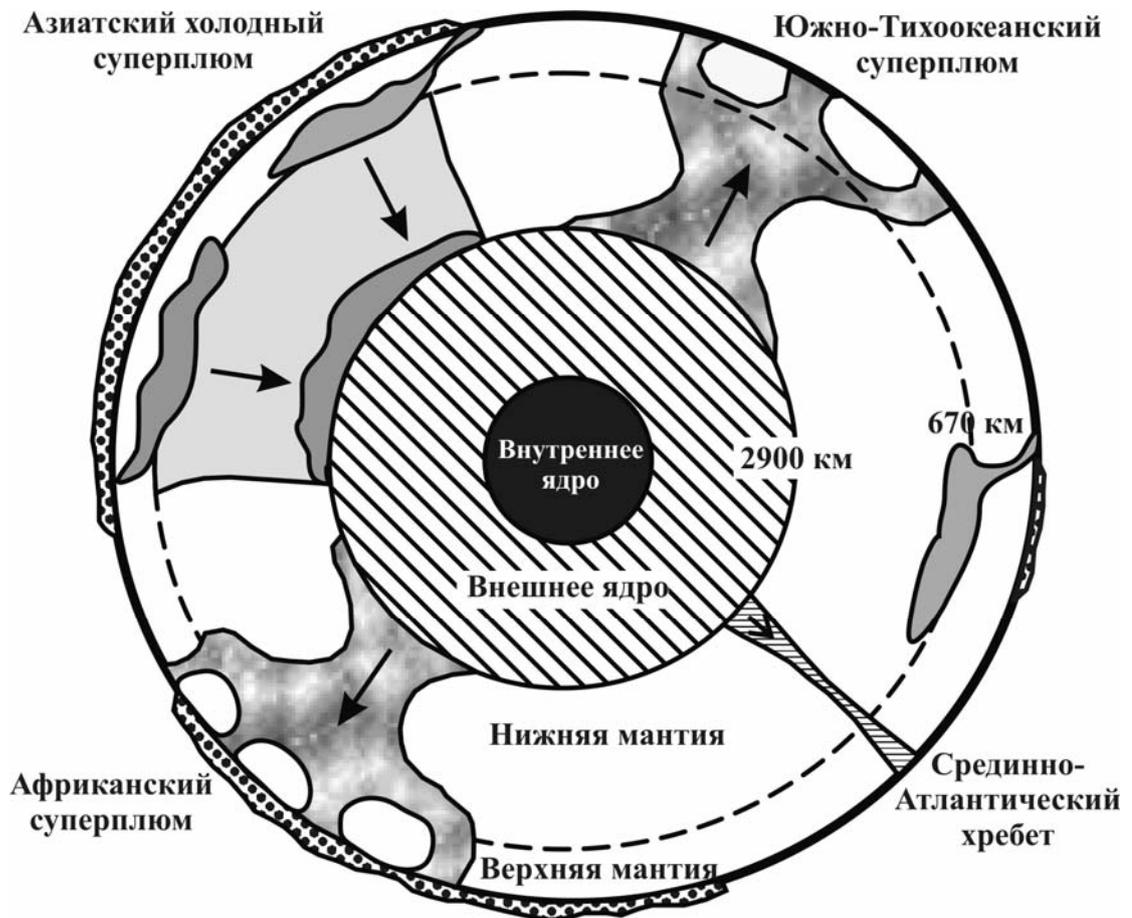


Рис. 1. Модель основной материальной и тепловой конвекции в истории Земли

Мощные восходящие суперплюмы служат причиной раскола и дисперсии суперконтинентов и образования вторичных океанов между их фрагментами, в то время как под суперконтинентами, окруженными зонами субдукции, возникают воронкообразные формы.

Спреденговые хребты первоначально (Срединно-Атлантический хребет) непосредственно располагаются над плюмом, поднимающимся с границы мантия - ядро. С возникновением же зон субдукции по краям океана (Индийский, Тихий океан) оси спрединга утрачивают эту зависимость. Таковы основные черты спрединговой модели, предлагаемой японскими учеными для современной Земли. Модель отражает современное развитие Земли и то, что в её длительной истории характер и относительное значение различных геодинамических процессов испытывали существенные изменения. Предполагается, что Земля начала расслаиваться на оболочки уже на стадии аккреции. Когда Земля достигла таких размеров, что смогла удерживать первичную атмосферу, образованную газами, выделяющимися при соударении планетоземалей, начался ее разогрев под влиянием тех же соударений и выделения гравитационной энергии. Этот разогрев привел к образованию магматического океана, на дно которого начали осаждаться пузыри расплавленного железа, создавая железный слой в основании этого океана. Достигнув критической толщины, слой этот поменялся местами с подстилающим его хондритовым материалом (из-за инверсии плотностей), что и привело к образованию расплавленного железного ядра в центре планеты. Процесс этот сопровождался мощным выделением гравитационной энергии, что способствовало наращиванию магматического океана. В самом же ядре под влиянием охлаждения и возрастания давления началось осаждение железоникелевых кристаллов, из которых и сформировалось внутреннее ядро.

С замедлением процесса аккреции и роста Земли уход тепла в окружающее пространство стал превышать аккреционный разогрев и началось охлаждение магматического океана, которое и могло привести к его расслоению на две оболочки: нижнюю, на глубине 400 - 700 км, состоящую из оливина и пироксенов, т. е. ультрамафитовую, и верхнюю, базальтового состава. Последняя и дала начало литосфере.

По этой модели стратифицированная структура Земли возникла почти одновременно с ее аккреционным образованием, в течение не более

10 млн. лет. Этот период именуют **периодом роста**. Кратко пересказанная выше интерпретация последовательности событий этого периода представляет один из наиболее оригинальных элементов концепции японских исследователей.

В течение этой самой ранней стадии развития Земли в ее недрах преобладала хаотическая конвекция (турбулентность). Постепенно, по мере ослабления турбулентности, она переросла в более упорядоченную с восходящими и нисходящими колоннами разогретого или охлажденного вещества. Так совершился переход к **плюмтектонике** первоначально (примерно до 4 млрд. лет) из-за отсутствия литосферы господствовавшей во всем объеме от границы ядра до поверхности Земли. С появлением в начале архея литосферы, ее дальнейшим разрастанием и с обособлением астеносферы верхняя мантия и кора стали областью совместного проявления плюм- и плейттектоники, в то время как в нижней мантии сохранилось господство плюмтектоники.

Основываясь на материалах по юго-западной Гренландии, допускается, что действие плейттектонического механизма началось уже 3,9 млрд. лет назад, но при этом справедливо указывают на определенные отличия архейской тектоники плит от более поздней: плиты были более тонкими, менее жесткими (из-за повышенной температуры), быстрее погружались, проникая лишь на относительно небольшую глубину, так как высокая температура препятствовала переходу базальта в эклогит и оливина перидотитов в шпинель. Такую тектонику плит именуют **кожной тектоникой** или **доплитной тектоникой** (австралийский ученый Г. Ф. Дэвис). По мере понижения мантийных температур и в результате охлаждающего влияния народившегося Мирового океана становится возможным и переход базальта в эклогит, и оливина перидотитов в шпинель, что резко снижает плавучесть субдуцируемой плиты и позволяет ей, наконец, погружаться до раздела верхней и нижней мантии. Наступает возможность полномасштабного проявления плейттектоники и ее взаимодействия с плюмтектоникой.

Такова схема эволюции геодинамических стилей в истории Земли. Ряд исследователей предполагают катастрофическое событие на границе архей - протерозой, на рубеже 2,8 – 2,7 млрд. лет назад. Это событие заключалось в разрушении первичной плотностной стратификации ядра под действием резонанса между солнечно-лунными приливами и

инерционными гравитационными осцилляциями в ядре. Разрушение первичной стратификации и перемешивание материала ядра имело своим следствием начало конвекции во внешнем ядре, усиливающей интенсивность геомагнитного поля, повышение температуры на внешней границе ядра и теплового потока из ядра в мантию. Последнее, в свою очередь, вызывало повышение магматической активности и изменение в поверхности тектоники Земли. Отражение первого эффекта видится в сгущении радиометрических датировок магматических (и метаморфических) пород на данном рубеже.

Эволюционный ряд планет. Японские исследователи полагают, что все планеты должны были, подобно Земле, пройти сначала короткий период тектоники роста и затем вступить в период плюмтектоники (рис.2).

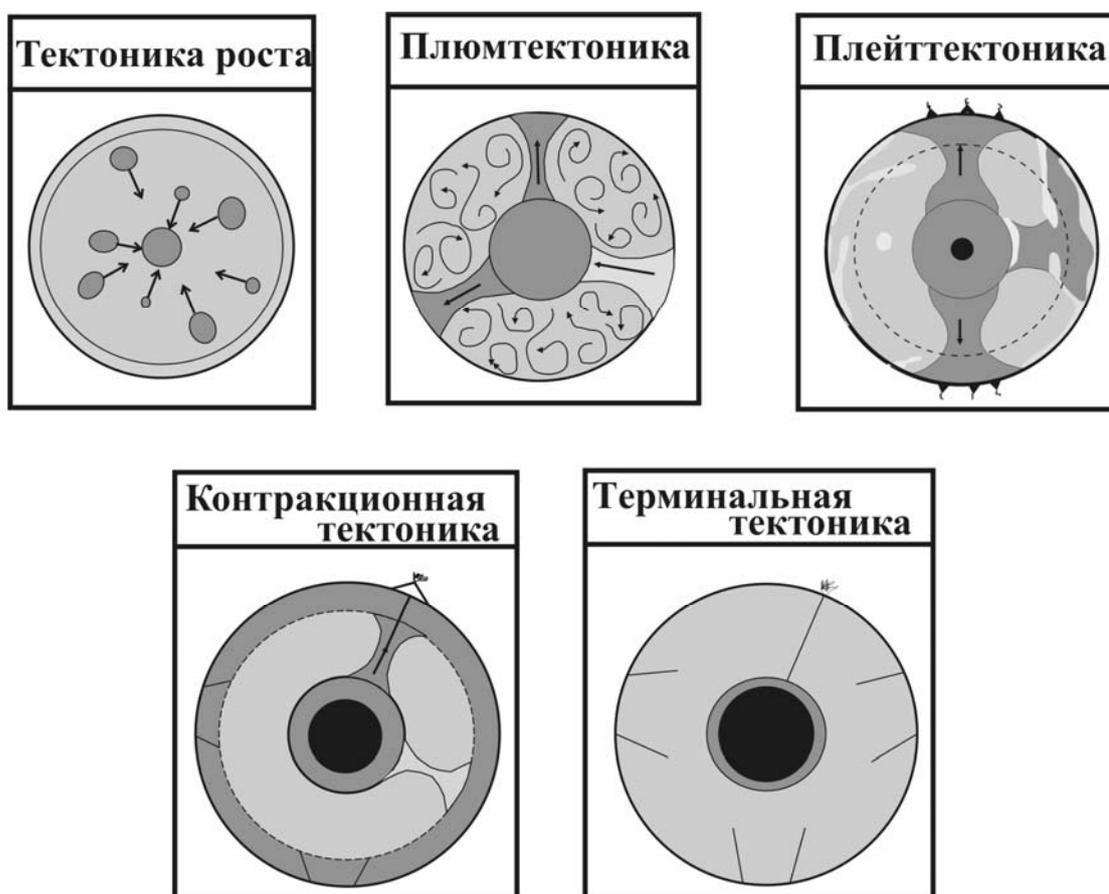


Рис. 2. Эволюция тектонических стилей во времени.

Венера, по их мнению, находится в стадии перехода от полного господства плюмтектоники к появлению плейттектоники. На первое

указывает сосуществование крупных поднятий и впадин, создаваемых, очевидно, восходящими и нисходящими плюмами. На второе – наличие рассекающих их гряд и трогов, возможно, свидетельствующих о начальной стадии распада литосферы на многочисленные плиты (*мультиплитная тектоника*), и особенно дугообразных морфоструктур, весьма сходных с глубоководными желобами и окаймляющими их со стороны океанов внешними валами. То обстоятельство, что Венера все еще находится на стадии развития, которую Земля переживала предположительно в раннем архее, объясняется сохранением у этой планеты мощной и плотной атмосферы, создавшей мощный же парниковый эффект.

Земля с ее сочетанием плюмтектоники в нижней мантии и преобладанием плейттектоники в верхней мантии и коре, занимает следующее место в эволюционном ряду планет земной группы. За ней следуют Марс и Меркурий. «Господствующую» на них тектонику называют контракционной. На этой стадии планеты обладают мощной, но единой, т. е. уже не разделенной на плиты, жесткой литосферной оболочкой, испытывающей общее сжатие. В этой оболочке могут существовать отдельные трещины и разломы, по которым происходит подъем магмы из продолжающей частично плавиться внутренней области планеты. Магма эта еще способна создавать крупные щитовые вулканы наподобие марсианских.

Контракционная стадия сменяется, согласно излагаемым представлениям, заключительной - терминальной, на которой находятся Луна и малые планеты, в частности спутники Юпитера. Эти тела являются уже целиком твердыми и хрупкими. Извне на них воздействуют приливные силы со стороны близких более крупных тел и удары метеоритов. Возможно также проявление разломной тектоники и выделение газовых эманаций вдоль разломов.

Японские исследователи взяли на себя смелость предсказать и более отдаленное будущее Солнечной системы, которое может наступить через 5 млрд. лет или много позже. К этому времени Солнце должно превратиться в красный гигант, и под действием мощного теплового излучения поверхность планет подвергнется испарению. Недра планет, испытав предельное гравитационное сжатие, перейдут в состояние декомпрессии и начнут расширяться. При наличии твердой и жесткой оболочки это может

привести к взрыву, т. е. саморазрушению планет. Такова отнюдь не радужная перспектива, но гипотетичность этих построений самоочевидна.

Эта концепция заслуживает большого внимания. Она представляет собой подлинно глобальную геодинамическую модель, достаточно стройную и внутренне непротиворечивую, учитывающую практически весь накопленный к настоящему времени фактический материал по глубинному строению Земли и ее поверхностной геологии, опирающуюся на известные законы физики и термодинамики.

Современная глобальная геодинамическая модель Земли, изложенная в обобщенном виде группой японских ученых и широко популяризованная В.Е. Хаиным и Ю.М. Пушаровским, оказалась крайне эффективной. Она позволила не только взаимно связать, хотя бы в первом приближении, практически все известные процессы, происходящие в недрах нашей планеты и на ее поверхности, часто противопоставляемые один другому, в единую систему. Не останавливаясь на детальном разборе модели в целом, напомним ее основные моменты: это тектоника роста железо-никелевого внутреннего ядра за счет внешнего (1), плюмовая тектоника мантии (2) и плейттектоника литосферы (3). Все три тектонических стиля находятся во взаимообусловленном состоянии, что приводит к периодически проявляемым режимам усиления и ослабления эндогенной активности Земли, соответствующим пульсации радиуса планеты с периодичностью ~ 400-600 млн. лет. Первые два из названных стилей тектоники, законсервированные в земных недрах, отражают ранние этапы развития планеты, последний — современное состояние верхних ее оболочек. Сравнительная планетология позволяет сделать вывод о направленности дальнейшего развития нашей планеты к контракционной (Марс), затем к терминальной (Меркурий) стадиям развития, а модель далекого прошлого нашей планеты можно наблюдать на современной поверхности Венеры.

3. СОВРЕМЕННЫЕ ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ЦИКЛ ВИЛЬСОНА

3.1. ОБСТАНОВКИ ГОРЯЧИХ ТОЧЕК.

Роль обстановок горячих точек двойственны. С одной стороны, горячие точки могут рассматриваться в качестве явлений, отвечающих первоначальной стадии континентального рифтогенеза. С другой стороны, локальные области ареалов магматизма, связывающиеся с обстановками горячих точек, повсеместно накладываются на геологические образования разного типа и возраста внутри как континентальных, так и океанических плит, демонстрируя определенную независимость их генезиса (рис. 3).



Горячая точка

Рис. 3. Формирование цепи вулканических островов в результате латерального движения океанской плиты через стационарную горячую точку. Возраст островов увеличивается влево, в направлении движения плиты. В будущем над горячей точкой могут возникнуть новые острова.

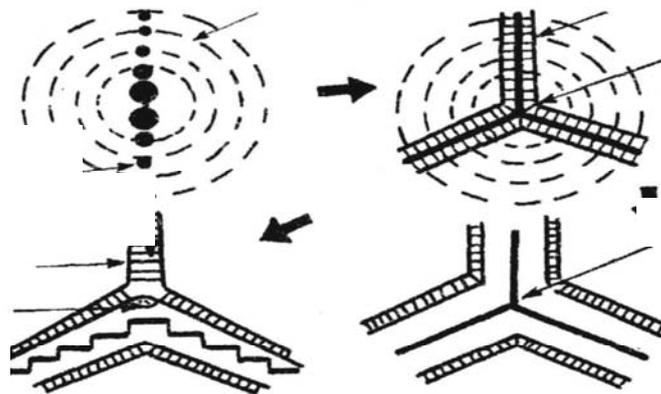


Схема становления и эволюции структуры горячей точки

Магматические очаги горячих точек располагаются ниже подошвы литосферных плит, поэтому «следы» магматической деятельности, связанные с горячими точками, образуют на поверхности литосферных плит непрерывные или прерывистые цепочки вулканических построек, возраст которых постепенно изменяется вдоль «следа» горячей точки.

Проявления магматической деятельности горячих точек распространены как в океаническом, так и в континентальном сегментах земной коры и не обнаруживают видимой связи со структурами континентов и океанов. В океанах они встречаются как в осевых частях срединно-океанических хребтов (Исландия), так и на плечах (Азорская), а также в абиссальных котловинах (Канарская, Гавайская и др.) или у подножия континентов и на его склоне (Гвинейский залив, острова Сан-Томе, Принсипи, вулкан Камерун). На континентах магматиты горячих точек располагаются как на древних платформах (провинция Елендей Австралия, Западная Африка и др.), так и в пределах разновозрастных складчатых систем, не обнаруживая связи со структурами предшествовавших этапов развития (Западная и южная Европа, Центральная Азия и др.). Отчетливо проявлен наложенный характер «следов» горячих точек на разные типы океанических и континентальных структур.

Для горячих точек характерен широкий спектр магматических пород – от оливин-гиперстеновых и кварцевых толеитовых базальтов до щелочных оливиновых базальтов и их дифференциатов – трахитов, риолитов, также базанитов, оливин-мелилитовых нефелинитов, характерных как для континентальных, так и океанических горячих точек, а также ультраосновных щелочных пород, карбонатитов и кимберлитов, известных только на континентах.

Все эти породы, начиная от толеитовых и кончая щелочными и ультраосновными базальтами, обогащены литофильными элементами – калием, рубидием, стронцием, барием, редкоземельными элементами (REE, особенно легкими LREE – лантаном, церием), цирконием, гафнием, ниобием, танталом и др. Другая важная особенность магматических образований горячих точек – небольшие объемы магматических тел, интрузивных и эффузивных. Характерный размер самостоятельных ареалов магматических горячих точек колеблется в пределах нескольких тысяч до первых десятков тысяч квадратных километров.

Магматиты горячих точек континентов обычно группируются в компактные поля диаметром $n \cdot 10$ км, реже – первые сотни километров, приуроченные к очень пологим сводным поднятиям амплитудой от 50 до 200 м.

В строении вулканических построек океанических островов, диаметр основания которых редко превышает 100 км, преобладают базальты. Помимо толеитовых базальтов, в том числе океанических толеитовых базальтов, слагающих цоколь вулканических построек, широко распространены щелочные оливинные базальты, гавайиты, трахиты и в меньшей степени фонолиты и нефелиниты, а также кислые разновидности щелочных пород вплоть до пантеллеритов и комендитов. На склонах островов развиты осадочные породы, образованные продуктами разрушения вулканитов, а также карбонатные толщи, в том числе сложенные рифовыми известняками, сформировавшимися на склонах островов выше уровня карбонатной компенсации.

Петрохимические и геохимические особенности, а также небольшие объемы магматических образований геодинамических обстановок горячих точек, с одной стороны, свидетельствуют с приуроченности источников магм (очагов зарождения глубинных мантийных диапиров-плюмажей) к нижней неистощенной мантии, а с другой стороны, они определяются степенью плавления мантии.

Щелочные базальты, а также их дифференциаты имеют примерно одинаковую степень распространения как на континентах, так и в океанах. Петрохимически они неотличимы друг от друга. Имеются черты тонкого их геохимического сходства по стронцию, лантану, церию, хромю и ряду других малых элементов. Однако имеются некоторые отличия - по рубидию, ниобию и другим. Вместе с тем ультраосновные щелочные породы (кимберлиты, лампроиты) не известны среди магматитов горячих точек океанов, но они довольно часто встречаются среди магматитов горячих точек континентов.

3.2. ОБСТАНОВКИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ РИФТОВ

К областям континентального рифтогенеза относятся области растяжения материковой литосферы без ее полного разрыва. Области континентального рифтогенеза занимают изолированные друг от друга

территории, площади которых составляет сотни тысяч квадратных километров. Это примерно на порядок больше площадей, занятых проявлением магматизма отдельных самостоятельных горячих точек.

Формирование рифтовых структур и приуроченных к ним магматических образований имеет близкую геодинамическую природу с горячими точками, они также связаны с мантийными плюмажами, но размеры этих плюмажей на порядок больше, чем в случае горячих точек.

В истории развития континентальных рифтов выделяются три этапа: *предрифтовый, собственно рифтовый и пострифтовый* (рис.4).

В *предрифтовый этап* аномальная мантия или мантийный плюмаж находится на глубине 80-90 км. Для этого этапа характерно проявление рассеянного по площади вулканизма субщелочного и щелочного характера. Как и в случае магматизма горячих точек, он происходит без видимого контроля структурами предшествующих геодинамических обстановок. Собственной структурой этого типа является пологое сводовое поднятие диаметром в сотни километров и высотой в первые сотни метров. Его образование связано с термическим расширением литосферы. Магматические породы, формирующиеся в этот этап, неотличимы от магматитов горячих точек, представленных щелочными оливиновыми базальтами, щелочными породами натровой (оливиновыми нефелинитами и другими) и калиевой серией. К предрифтовым образованиям также относятся ультраосновные щелочные породы типа меймечитов, а также карбонатиты и кимберлиты. Можно говорить о том, что магматические комплексы горячих точек сопоставимы с предрифтовыми образованиями континентальных рифтов. Однако следующий, собственно рифтовый, этап в ореолах горячих точек не проявился в силу прекращения эволюции мантийного плюмажа.

Второй этап континентального рифтогенеза соответствует положению аномальной мантии (мантийного плюмажа) на глубине около 40 км, т.е. у подошвы континентальной коры. В начальную стадию этого этапа на фоне слабо выраженного сводового поднятия начинает формироваться осевая рифтовая долина, ограниченная линейными системами сбросов или листрических разломов, крутых в верхнем этаже и выполаживающихся на глубине. От главной рифтовой долины, обычно под углом 60°, ответвляются рифты - *сателлиты*. Характерные размеры рифтовых долин: ширина - 40-50 км, протяженность - десятки и сотни км.

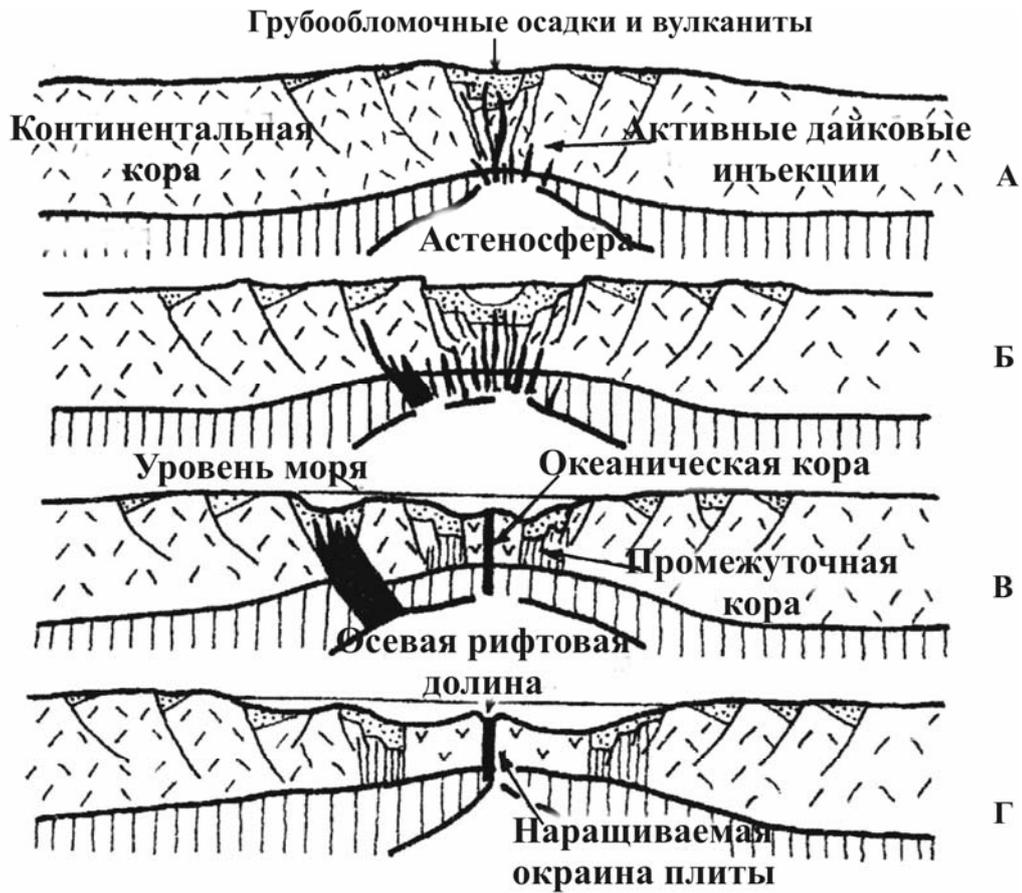
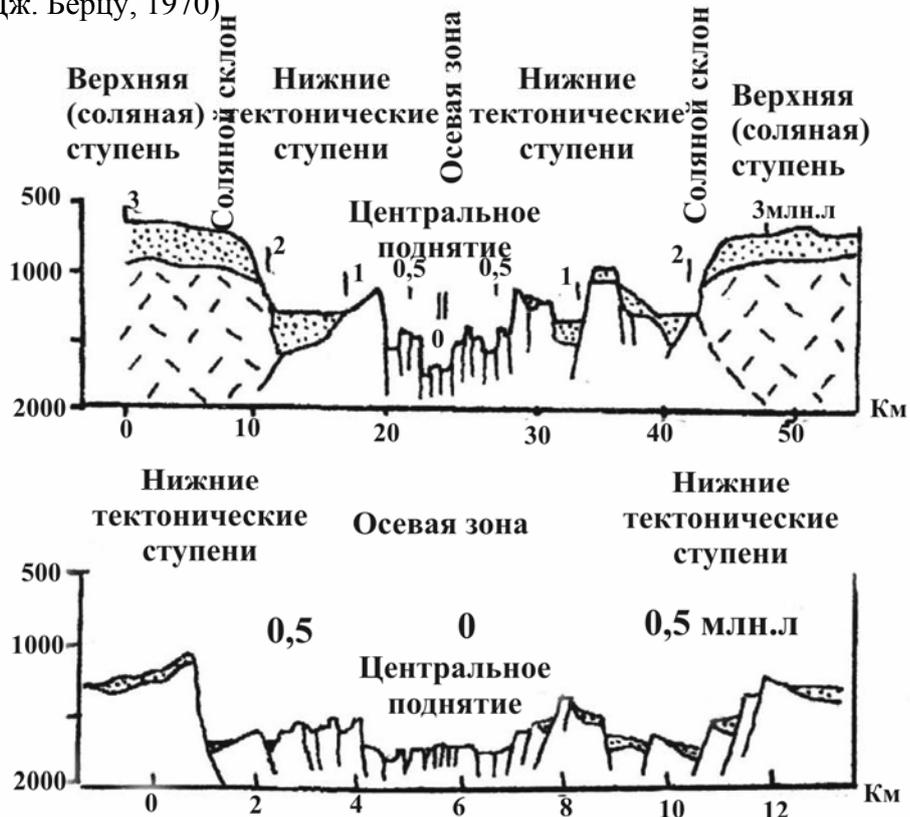


Рис. 4. Схематические разрезы (А - Г) иллюстрируют последовательность событий при раскалывании континента и раннем расширении океана (по Дж. Дьюи, Дж. Берцу, 1970)



Геологические профили через осевой трог и осевую зону межконтинентального рифта Красного моря, в районе 18° с.ш. (по Л. П. Зоненшайну и др., 1981)

Выделяются два типа рифтовых сооружений: 1) сводно-вулканические, в которых в собственно рифтовый этап на плечах осевого грабена формируются крупноамплитудные глыбовые поднятия - *косонаклонные горсты* и 2) щелевые рифты, в которых активно развивается рифтовая долина без образования высокоподнятых ступенчатых горстов.

В рифтовой долине в связи с активными процессами проседания формируются мощные осадочные толщи молассового облика, очень часто олигостромовые.

В целом современные зоны континентального рифтогенеза характеризуются сочетанием континентальных, лагунных (эвапориты) и мелководных осадочных толщ, нередко преобладающих (например, Байкальский рифт), в других случаях – проявлениями специфического магматизма, нередко весьма активного. Осадки накапливаются в изолированных бассейнах, что облегчает зарождение органического вещества с образованием некоторых случайных сапропелевых илов и других отложений, которые могут быть родоначальными для месторождений нефти и газа. Отличительная особенность магматизма континентальных рифтов состоит в его ярко выраженном щелочном характере. Здесь широко представлены бимодальные серии вулканитов, состоящие их мелилитов, феолитов, щелочных оливиновых базальтов, оливиновых нефелинитов, трахитов и риолитов, коменцитов, пантеллеритов, а также комплексы ультраосновных щелочных пород с карбонатитами, часто образующих кольцевые интрузии. В пределах Восточно-Африканской системы рифтов известны крупные вулканы центрального типа, но основной объем магматизма связан с трещинными извержениями. Важной особенностью магматизма континентальных рифтов является приуроченность к ним глубинных термальных источников.

В рифтовых сооружениях следы геологического прошлого трещинного вулканизма прослеживаются по протяженным дайковым поясам, параллельным главной рифтовой долине. В начальной стадии собственно рифтового этапа, трещинные излияния распространены на территории, ширина которой примерно в четыре раза превышает ширину главной рифтовой долины. Более поздние трещинные излияния концентрируются, главным образом, в осевой рифтовой долине и

представлены, в основном, кварцевыми толеитами. В современных континентальных рифтах магматизм заключительной стадии не проявлен.

Третий этап континентального рифтогенеза (пострифтовый) характеризуется затуханием термической активности аномальной мантии (мантийного плюма) и прекращением магматической деятельности. На месте рифтовой системы в пострифтовый этап формируется осадочный бассейн. В его развитии имеются две стадии: 1) стадия быстрого прогибания, обусловленного застыванием и затвердеванием линзы аномальной мантии у подошвы коры; 2) стадия медленного прогибания, причинно связанная с термическим охлаждением и сокращением мощности астеносферного слоя. Амплитуда прогибания определяется степенью частичного плавления в линзе аномальной мантии и ее мощностью. Такой модели отвечает основная часть осадочных бассейнов древних и молодых платформ.

Хорошо известные проявления внутриплитного траппового магматизма по ряду признаков связаны с обстановками континентального рифтогенеза и горячих точек. В частности, палинспастические реконструкции и анализ пространственного и временного распределения трапповых провинций мира показывает, что их образование может быть связано с пульсирующими (с интервалом примерно 60 млн. лет) крупными мантийными плюмажами, ареалы наземного магматизма которых часто охватывают площади несколько миллионов квадратных километров.

Палеогеодинамические реконструкции показывают, что, например, образование лавовых плато сибирских траппов связаны с прохождением Сибирской платформы над плюмажем, известным ныне как «Исландская горячая точка». След этой горячей точки маркируется каменноугольными (Колымо-Омолонский массив), нижнемеловыми (Земля Франца-Иосифа) и нижнепалеогеновыми (Брито-Арктическая провинция) платобазальтами, на что указывает совпадение палеокоординат их формирования с современной горячей точкой.

С эволюцией мантийного плюмажа такого типа связано формирование не только лавового плато, но и крупных рифтов, в которых континентальный рифтогенез часто перерастает в океанический спрединг.

3.3. ОБСТАНОВКИ ОКЕАНСКИХ РИФТОВ (СРЕДИННО-ОКЕАНИЧЕСКИХ ХРЕБТОВ)

Структурно-вещественные комплексы (СВК) срединно-океанических хребтов (СОХ) исследованы довольно полно как по результатам непосредственного изучения СОХ современных океанов, так и, в большей степени, посредством изучения офиолитовых комплексов, рассматриваемых в качестве океанической коры геологического прошлого. Разрез океанической литосферы включает четыре слоя.

Первый слой (сверху) образован пелагическими красными глинами, переслаивающимися с кремнистыми осадками и шаровыми лавами, реже – с глубоководными карбонатными илами. Мощность этого слоя увеличивается по мере удаления от оси СОХ, достигая в условиях собственно океанических бассейнов примерно 1 км. **Второй слой** мощность около 2 км, по данным глубоководного бурения, представлен базальтовыми пиллоу-лавами в верхней части, а в нижней – комплексом параллельных даек (или комплексом «дайка в дайке»). **Третий слой** мощностью 5 – 7 км образован массивными и расслоенными кумулятивными габбро, габбро-норитами, габбро-анортозитами, верлитами, дунитами. Граница Мохоровича располагается у подошвы кумулятивного комплекса, который подстилается мантийными метаморфическими (тектонизированными) перидотитами (гарцбургитами, дунитами, реже лерцолитами) **четвертого слоя** океанической литосферы. Мощность его в океанах колеблется от 0 км в зоне океанического рифта, где астеносфера подходит непосредственно к подошве коры, и до 70-100 км в краевых, наиболее древних, зонах океанической литосферы.

Механизм формирования океанической коры связан с периодическим раздвиганием (*спредингом*) коры и многократным внедрением порций магмы в раскрывающуюся трещину. Магма, излившаяся на дно океана, образует покровы шаровых лав (*пиллоу-лав*), а заполнившая подводную трещину, образует дайку. В следующую фазу растяжения разрыв происходит примерно посередине дайки, что обусловлено механизмом внедрения магматического клина (рис.5).

Образование кумулятивного комплекса связано с кристаллизационной дифференциацией магматического очага под осевой частью СОХ в связи с остыванием его верхних и боковых частей по мере

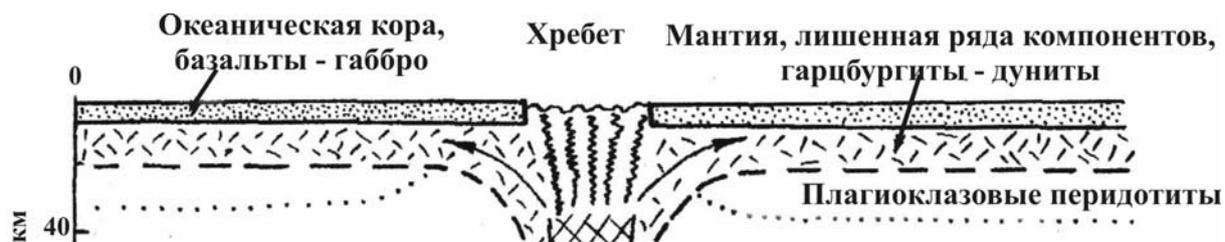


Рис. 5. Модель, иллюстрирующая развитие океанической коры у активных хребтов. (Р. Колман, 1971)

Сейсмический профиль через Срединно-Атлантический хребет. Скорости даны км/с (Г. Хесс, 1962)

отодвигания вместе с корой от оси спрединга. Тектонизированные перидотиты (гарцбургиты) представляют собой тугоплавкую рестит-истощенную (*деплетированную*), в результате выплавления базальтовых расплавов, мантию.

Лавы СОХ несут несомненные признаки формирования под водой. Дно современных океанов покрыто пиллоу-лавами, имеющими характерную структуру, приобретенную ими в результате извержения, растяжения и быстрого охлаждения подвижной лавы под водой. Пелагические осадки, переслаивающиеся с пиллоу-лавами и

перекрывающие их, представляют дополнительное свидетельство глубоководных условий становления этих образований.

Разрезы пиллоу-лав вмещают также интрузивные тела - дайки, силлы, тела неправильной формы. Агломераты, брекчии и туфогенные образования распространены незначительно. Пустоты между отдельными подушками могут выполняться гиалокластитам, карбонатной или кремнистой массой. Миндалекаменные структуры обычно отсутствуют, их появление указывает на уменьшение глубины вулканических излияний.

По составу пиллоу-лавы, в преобладающей степени, представлены толеитами (примитивными низкокалиевыми толеитами).

Во внутренних частях подушек лавы раскристаллизованы, характеризуются субофитовой и интерсертальной структурами, образованы плагиоклазом (№ 40 - 65) и субкалиевым авгитом. Рассеянные вкрапленники представлены оливином и гиперстеном. Наряду с толеитами встречаются высокоглиноземистые базальты.

Подстилающий пиллоу-лавы комплекс параллельных даек (пластинчатых) является чрезвычайно характерным по своему "диагностическому" значению важнейшим элементом СОХ. Ограниченные сверху или снизу, а иногда и с обеих сторон тектоническими срывами, перпендикулярными дайковым телам, комплексы параллельных даек в офиолитовых ассоциациях нередко образуют непрерывные единицы мощностью до сотен метров и первых километров. Эти дайки представляли собой подводные каналы для залегающих выше подушечных лав. В благоприятных случаях удается проследить дайки как в перекрывающие пиллоу-лавы, так и в подстилающие габброиды кумулятивного комплекса. Уникальная особенность таких дайковых комплексов заключается в том, что они целиком состоят из прилегающих вплотную друг к другу даек без каких-либо перемычек или с незначительными перемычками (скринами) вмещающих пород. Мощность отдельных даек колеблется от 10 см до 5 м и составляет обычно 0,8 - 1 м. Характерна приуроченность зоны закалки только к одной стороне дайки. Такие соотношения позволяют считать, что каждая последующая порция расплава внедрялась в середину предыдущей дайки. В результате многократного повторения этого процесса и происходило образование даек, оторочки закалки которых асимметрично

располагались по отношению к оси инъекции магматического материала. На основе анализа асимметрии дайковых комплексов реконструируется место и ориентировка оси палеоспрединга. Вещественный состав дайкового комплекса идентичен перекрывающим пиллоу-лавам. Для образования кумулятивного комплекса характерна грубая расслоенность с перидотитами в основании циклов (серий), постепенно переходящих вверх в обогащенные полевым шпатом габброиды. Согласно Р. Колману, к кумулятивному комплексу относятся перидотиты, пироксениты и габброиды с явными кумулятивными структурами, а также массивные габбро, слагающие обычно верхнюю часть кумулятивного разреза. Кумулятивные комплексы крупных офиолитовых массивов представляют собой тела пластообразной формы. Контакты с окружающими породами тектонические; в верхних частях кумулаты обычно сменяются частично проникающими в них параллельными дайками.

В полных офиолитовых разрезах, как, например, Бейоф-Айленде, Оманский, Вуринос, массивы Папуа и Новой Каледонии, ниже кумулятивных разрезов располагаются так называемые тектонические (или тектонизированные или метаморфические) перидотиты, получившие ранее название альпинотипных гипербазитов. Эти перидотиты представлены преимущественно гарцбургитами, в которых обычно присутствуют согласные и секущие тела дунитов. Внутреннее строение тектонизированных перидотитов характеризуется метаморфическими текстурами, часто наблюдается хорошо выраженная полосчатость, причем оливин и ортопироксен сегрегируются в отдельные полосы. Разграничить среди различных по составу обособлений первичные границы и метаморфическую полосчатость не всегда удастся. Важнейшая особенность метаморфических текстур – их прерывистый характер. В большинстве случаев отдельные «слои» прерываются на протяжении нескольких метров. Для оливина обычны признаки высокотемпературных (мантийных) деформаций.

При перемещении гипербазитов в процессе раскрытия океана они подвергаются хрупким деформациям. Образующаяся трещиноватость контролируется просачиванием воды в перидотиты и развитием основного каркаса петельчатой структуры серпентинитов.

В складчатых поясах континентов океанические комплексы геологического прошлого развиты нешироко. Однако значение их

чрезвычайно велико, т. к. они приурочены к офиолитовым швам или сутурам, которые маркируют следы океанических бассейнов, исчезнувших в результате субдукционных и коллизионных процессов.

Кроме того, в районе СОХ встречаются следующие СВК:

- турбидиты офикластовые. За счёт гальмиролиза происходит разрушение ранее сформированных осадков и их сползание по склону, при этом формируются турбидиты мощностью $n \cdot 10$ м. С ними часто связана хромитовая минерализация;

- офикальцитовые брекчии, которые имеют полигенное происхождение карбоната. С одной стороны, это средне- и низкотемпературный карбонатный материал, цементирующий обломки основных пород, с другой – органогенный с обломками бентосной мелководной фауны. Уступы, с которых в зону СОХ «падают» содержащие фауну породы, называются *эскарпы*. Иногда они могут встречаться в зонах субдукции.

3.4. ОБСТАНОВКИ ПАССИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН

В соответствии с представлениями о цикличности геодинамических процессов, сформулированными в виде «цикла Вильсона», формирование океанических бассейнов начинается с континентального рифтогенеза. Принято выделять четыре стадии развития океанических структур: «континентального рифта», «красноморская», «микроокеана» и «атлантическая».

Достижение процессом рифтинга красноморской стадии сопровождается появлением узких шельфов с соответствующим комплексом пород (барьерных рифовых известняков, биокластических карбонатных осадков, отложений мутьевых потоков, черных и сапропелевых илов); для бассейнов, формировавшихся в условиях аридной тропической зоны, характерны мощные толщи эвапоритов. В осевых частях зон спрединга с их интенсивной гидротермальной деятельностью образуются залежи сульфидов, которые могут достигать размеров промышленных месторождений.

На стадиях микроокеана формирующиеся глубоководные впадины заполняются турбидитами, переслаивающимися с гемипелагическими

осадками. Роль органогенных карбонатных пород, по сравнению с океаном красноморской стадии, существенно ниже (рис. 6).

Для океана, достигшего атлантической стадии эволюции, характерны условия пассивных континентальных окраин (*окраина атлантического типа*). Осадконакопление здесь осуществляется в условиях шельфа, континентального склона и континентального подножия. Зона континентального шельфа – наиболее благоприятное место для накопления биокластических (карбонатных, кремнистых, фосфатных) отложений. Здесь же широко развиты продукты перемыва континентальных образований и обломочные породы от конгломератов до глин, связанные с деятельностью субаэральных факторов (прибрежного размыва, ветра, рек и т. п.). Глинистые толщи обычно обогащены карбонатным веществом (мергели). В основании разрезов шельфовых бассейнов обычно сохраняются сооружения континентальных рифтов предшествующего этапа развития.

Зона континентального склона представляет собой область преимущественного развития процессов подводной эрозии. В строении континентального подножия участвуют два вида осадочных образований: турбидиты (флишевые толщи), принесенные суспензионными потоками с континента по подводным каньонам, и контуриты, которые образуются в результате переноса и отложения материала придонными течениями. Мощности, достигающие иногда 10 - 15 км, связаны с подводными конусами выноса (дельтами).

3.5. ОБСТАНОВКИ ЗОН СУБДУКЦИИ

Существует два типа субдукционных геодинамических обстановок – островодужные и активные континентальные окраины. В *островодужных окраинах* наблюдается следующий латеральный ряд структур: глубоководный желоб, невулканическая островная дуга (она же осадочная терраса, или аккреционная призма, или клин), междуговой или преддуговой бассейн, вулканическая островная дуга и задуговой, или краевой бассейн (рис. 7).

Глубоководные желоба в этом латеральном ряду могут отсутствовать в случае, когда рост осадочной террасы или аккреционной призмы происходит настолько интенсивно, что формирующиеся на них осадки

засыпают прогиб глубоководного желоба. Ширина островодужной системы составляет 300 – 400 км.



Рис. 6. Основные элементы рельефа пассивной континентальной окраины: А - соотношение вертикального и горизонтального масштабов 1:50; Б - в натуральном масштабе.

Глубоководные желоба лишены проявлений собственной магматической деятельности. Дно и склоны их перекрыты маломощным чехлом обычно горизонтально залегающих, недеформированных, имеющих молодой возраст осадков. Они образованы в основном терригенными отложениями (продуктами разрушения островной дуги) и представлены преимущественно граувакками. Осадки нередко существенно обогащены органическим веществом, весьма характерны накопления турбидитного типа. В меньшем количестве в желобах накапливаются приносимые поддвигающейся плитой пелагические осадки. Малое количество осадочного материала во впадинах желобов непосредственно свидетельствует об их непрерывном поглощении. Однако как показывают специальные исследования, значительная (если не преобладающая) часть осадочных пород не погружается сколько-нибудь глубоко в зонах субдукции, а причленяется к основанию вулканической дуги (континентальной окраины), формируя аккреционную призму невулканической дуги (рис.8).

Рис.7. Схематические разрезы двух главных типов зон субдукции и их возможные причины и тектонические последствия. (Масштаб не выдержан)

В пределах *невулканических дуг* развиваются преимущественно процессы эрозии и лишь в незначительной степени аккумулируются осадки, сносимые со склона островной дуги, а также в благоприятных условиях карбонатные осадки, в т.ч. рифовые известняки. Невулканическая дуга представляет собой область тектонической аккреции, где формируется ассоциация пород, в составе которой в чешуйчатых надвигах тектонически совмещены океанические комплексы (офиолиты), олистолит-олистостромовые комплексы, пелагические осадки, осадочные породы глубоководных желобов (преимущественно турбидиты), а также комплексы пород океанических островов.

Деформационные преобразования СВК при формировании аккреционных призм обуславливают появление новых специфических образований - серпентинитовых меланжей и тектонизированных олистостромов, заполняющих пространство между постепенно причленяющимися клиньями. Таким образом, облик вторичных по своей природе СВК невулканических дуг определяется характерным сочетанием разнотипных комплексов. Образованная ими тектоническая структура - пакет чешуйчатых надвигов – сложенный достаточно выдержанными по простиранию чешуями, при мощности отдельных чешуи, составляющей сотни метров. Плоскости наиболее молодых чешуй почти горизонтальны и образуют с поверхностью океанического фундамента очень острый угол. Более древние чешуи занимают гипсометрически все более высокое положение и залегают все более круто. В соответствии с этим деформированные осадки тем моложе, чем шире они располагаются. Наиболее древние чешуи, располагающиеся в верхней части пакета, могут испытывать запрокидывание в сторону островной дуги, (рис.9).

Современные *вулканические островные дуги* представляют собой цепи активных вулканов и сложены мощными, относительно слабо деформированными вулканическими породами. Вулканические накопления современных и ископаемых островных дуг состоят из субаэральных лав, обильных пирокластов щитовых вулканов и стратовулканов; местами присутствуют подводные подушечные лавы и лавобрекчии. Вулканические образования чередуются с осадочными толщами, в которых отмечаются турбидиты, мелководные осадки и рифовые известняки. Среди вулканитов преобладают андезиты с переходами к андезито-базальтам, относительно широко распространены риолиты, а также их игнимбриты.

В зависимости от содержания щелочей, в первую очередь калия, островодужные вулканиты делятся на три серии: толеитовую, известково-щелочную и шошонитовую. При этом вулканиты перечисленных серий образуют в пространстве закономерно повторяющиеся ряды; на минимальном удалении от оси глубоководного желоба формируются преимущественно породы толеитовой серии, далее они постепенно сменяются известково-щелочными вулканитами, наконец, на максимальном удалении от оси желоба среди пород названных серий

Рис. 8. Две модели зарождения конвергентной окраины. А - раскол океанской плиты (внутриокеаническая дуга); Б - активизация континентальной окраины (дуга континентальной окраины). Слева на разрезе показано взаимное соотношение вариантов А и Б в плане

Предполагаемое выдвижение аккреционной призмы по мере ее наращивания с несогласным залеганием горизонтально-слоистой толщи склона на скученные в призме отложения. Первоначальный выступ бровки склона желоба (на схеме А) становится частью погружающегося фундамента осадочного комплекса верхнего склона. Цифрами условно показано последовательное положение бровки склона желоба.

Соотношение масштабов 3 : 1

Рис. 9. Обобщенная модель преддугового региона с названиями структур по терминологии разных авторов. 1 - внутримассивный бассейн, 2 - остаточный бассейн, 3 - аккреционный бассейн

появляются субщелочные, щелочные и собственно шошонитовые вулканы

По степени зрелости и характеру коры принято выделять три типа островных дуг: юные, развитые и зрелые. К юным дугам относятся исключительно внутриокеанические дуги, имеющие малую мощность коры при отсутствии в их фундаменте гранито-метаморфического слоя. Юные дуги закладываются и развиваются на коре океанического типа. Они характеризуются развитием толеитового (базальтовая, базальт-андезит-базальтовая, андезит-базальтовая, базальт-плагиориолитовая, базальт-андезит-риолитовая формации), известково-щелочного (марианит-бонинитовая, базальт-андезит-базальтовая, андезитовая, базальт-андезит-риолитовая формации) и субщелочного натриевого и калиево-натриевого (базальт-трахиандезитовая формация) магматизма.

Развитые островные дуги - это преимущественно периферические по отношению к континентам островные дуги с субконтинентальными и континентальными типами строения коры (например, Курильская). В составе толеитовой магматической серии развитых дуг характерны базальтовая и андезит-базальтовая формации; в составе известково-щелочных серий - базальт-андезит-риолитовая, андезит-дацитовая, андезит-риолитовая, диорит-гранодиоритовая, габбро-долерит-базальтовая, габбро-гранитная формации; в составе субщелочной серии - базальт-трахидолеритовая, трахибазальт-тешенитовая и шошонитовая формации.

Зрелые островные дуги имеют в своем основании зрелую континентальную кору (Японская, Индонезийская дуги). В этих дугах породы толеитовой серии неизвестны. В составе известково-щелочной серии выделяется базальт-андезит-риолитовая, андезитовая, андезит-дацитовая, андезит-риолитовая, диорит-гранитоидная, габбро-долерит-базальтовая, габбро-гранитная, высокомагнезиальных андезитов-бонинитов и гранитоидная формации. В составе субщелочной серии характерны базальт-трахидолеритовая, эссексит-тешенитовая, габбро-базальт-трахириолитовая, шошонитовая, шошонит-латитовая и высококалиевая трахириолитовая. В зрелых островных дугах появляются щелочные породы натриевой и калиево-натриевой серий: нефеленитовая, тефритовая с комендитами, эссексит-тешенитовая с комендитами, эссексит-тешенитовая и щелочно-трахитовая формации.

Толеиты островных дуг и в еще большей степени породы известково-щелочной серии характеризуются определенными геохимическими характеристиками, позволяющими в целом достаточно определенно отличать их от близких по петрохимии.

СВК *окраинных морей* (зон задугового спрединга или реликтов океанических бассейнов, отделенных островными дугами от основного океана) обладают сходством как со СВК СОХ, так и островных дуг. Геологические отличия от океанических комплексов состоят в первую очередь в мощностях и составе осадочных пород и связаны с относительной близостью береговой линии. Мощность осадков достигает: в Беринговом море - 4, в Охотском - 3, в Японском - 3,5 км. По периферии окраинных морей преобладают терригенные отложения гравитационных потоков. В центральных частях более крупных бассейнов формируются осадки, характерные для процессов пелагической седиментации (биогенные илы, известковые осадки, пелагические глины). Существенно вулканокластические, пирокластические или пирокласто-осадочные толщи значительной мощности формируются в краевых частях бассейнов, прилегающих к активным вулканическим дугам, важная роль принадлежит здесь турбидитам. Нередко с ними переслаиваются продукты подводных вулканических извержений. Осадконакопление вблизи материковой окраины задуговых морей характеризуется ведущей ролью продуктов разрушения прилегающего континента.

Развитие органической жизни приводит к формированию углеродистых осадков, созданию восстановительной обстановки и, как правило, к сульфидизации углеродистых осадков.

Геохимическая специфика задугового спрединга окраинных морей связана с размещением этих спрединговых зон над субдуцирующей океанической плитой.

Активные континентальные окраины имеют много общего с островными дугами, им также свойственно широкое развитие магматизма известково-щелочного ряда. Типичный пример - западная окраина Южной Америки (окраина андийского типа). Пример аналогичной по условию формирования геологической структуры мезозойского возраста представляет собой Охотско-Чукотский вулканический пояс. В основании разреза поясов подобного типа развиты базальтовые, андезито-базальтовые и, как правило, преобладающие андезитовые вулканиты, формирующие

вулканические постройки типа стратовулканов, реже щитовых вулканов. Для базальтов характерны также вулканические плато, образовавшиеся в результате ареальной вулканической деятельности. Вулканические толщи, формировавшиеся в результате деятельности самостоятельных вулканических аппаратов, нередко связанных с разноглубинными очагами, характеризуются крайней фациальной невыдержанностью, обилием туфогенного и вулканогенно-осадочного материала, линзовидным строением. Последующие толщи характеризуются еще большей фациальной неоднородностью и невыдержанностью, контрастностью состава вулканических продуктов. В разрезе и по латерали контрастных толщ чередуются базальтоиды, андезиты, андезито-дациты, сопровождаемые туфами того же состава, и мощные отложения пирокластических потоков (спекшиеся и сваренные туфы, игнимбриты) дацитового, трахитового, трахилипаритового, риолитового составов, выполняющие обширные кальдеры и вулканогенно-тектонические депрессии. В краевых частях вулканических построек эффузивно-пирокластические породы переслаиваются с осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями межгорных впадин (разнообразные терригенные породы от конгломератов до тонких озерных илов, с прослоями и линзами углей) и относительно редкими мелководными осадками.

3.6. ОБСТАНОВКИ ЗОН ТРАНСФОРМНЫХ РАЗЛОМОВ

Границы литосферных плит, по которым происходит сдвигание, рассматриваются в качестве зон скольжения или зон трансформных разломов. От обыкновенных сдвигов эти разрывы, кроме их гигантских размеров (длина трансформных разломов может достигать двух-трех тысяч километров), отличаются тем, что амплитуда смещения в пределах активной части трансформного разлома постоянна. Выделяются три типа зон трансформных разломов: а) рифт - рифт (хребет – хребет); б) рифт – зона субдукции (хребет – дуга); в) зона субдукции - зона субдукции (дуга – дуга).

По особенностям формирования различаются три типа трансформных разломов: а) заложившиеся на начальной стадии раскола континентов - наиболее крупные разрывы, окончания которых трассируются и на континенты; б) образовавшиеся на собственно

океанической станции - основная часть трансформных разломов СОХ; в) реактивизированные в результате изменения направления движения литосферных плит.

Зоны трансформных разломов в рельефе океанического дна, как правило, выражены глубокими рвами и обрамляющими их гребнями. Например, в желобе Романш, приуроченном к одноименному трансформному разлому, глубина океана достигает 7856 м, а вершины обрамляющих гребней располагаются на глубинах 3 – 4 км, при средней глубине океанической котловины в этом районе около 6 км. Сложный характер рельефа свидетельствует о наличии, кроме сдвиговой, раздвиговой компоненты напряжений в зонах трансформных разломов. Трансформные разломы океанического дна характеризуются следующими усредненными параметрами: длина активных частей – от 60 до 950 км, глубина приразломных долин от 0,4 до 4 км, ширина разломных зон от 30 до 100-120 км.

Активные трансформные разломы не характерны для континентов. К их числу принято относить практически только разломы типа Сан-Андреас "рифт - зона субдукции". Основная же часть трансформных разломов континентов относится к числу отмерших или, напротив, зарождающихся. В том и другом случае они обычно выражены системой сближенных эшелонированных малоамплитудных сдвигов, соединяющих звенья рифтовых трогов. Такие разломы характерны для Африканской рифтовой системы, Рейнского грабена и других рифтов. На территории России одним из древнейших отмерших трансформных разрывов, возможно, является разлом Главного хребта, пересекающий Печенга-Имандра-Варзугский раннепротерозойский зеленокаменный пояс на Кольском полуострове.

Для трансформных разломов океанов кроме накопления маломощных пелагических карбонатных, глинистых и кремнисто-глинистых отложений характерно формирование эдафогенных образований. Последние образуются за счет тектонического дробления пород офиолитовой ассоциации океанической литосферы и характеризуются специфическим составом обломков пород (серпентиниты, габбро, базальты). Кроме того, для них характерны маломощные слои турбидитов. Суммарные мощности осадочных толщ в

днищах долин трансформных разломов океанов обычно не превышают 1 км.

Драгирование подводных гор в долинах трансформных разломов указывает на развитие здесь субщелочного базальтового вулканизма. Кроме того, имеются указания на формирование в них протрузий ультрабазитов.

3.7. ОБСТАНОВКИ ЗОН КОЛЛИЗИИ.

СВК зон коллизии являются наиболее разнообразными и сложными для расшифровки, так как в столкновение вовлекаются разнородные по строению тектонические блоки или террейны: микроконтиненты, островные дуги, блоки океанической коры и коры окраинных бассейнов и т.п., сформировавшиеся в предшествующие этапы развития. Результирующие структуры получили название "коллаж террейнов".

В итоге столкновения происходит также новое дробление, или деструкция, ранее сформированных тектонических блоков. Коллизионная деструкция наиболее интенсивно проявляется в тектонических блоках и поясах, представляющих собой аккреционные сооружения предшествующих этапов развития (рис.10).

Индикаторами обстановок сближения являются покровы (олистоострововые комплексы), обломочный материал которых представлен, главным образом, породами пассивных континентальных окраин. Олистоострововые комплексы формируются в морских условиях, матрикс их, как правило, терригенный или кремнисто-терригенный.

При глубинном поддвиге континентальной литосферы, следующей за субдуцируемой океанической плитой, покровы не сползают, а, отслаиваясь в виде клиньев по сколам, надвигаются на пассивную окраину, образуя осадочную аккреционную призму. Сколы ориентированы в ту же сторону, что и направление поддвига. С продолжением процесса сжатия, которое происходит в морских условиях, клинья выжимаются в покровы, движение их направлено в сторону поддвигающейся плиты. В этом же направлении перед фронтом формируются олистоостровы, деформируемые и метаморфизируемые перемещавшимся по ним покровом. Седиментобрекчии, накапливающиеся в тыловых частях покрова,

Рис. 10. Разрезы, иллюстрирующие последовательность событий при столкновении континентальной окраины атлантического типа с островной дугой, после которого последовало изменение направления подвига плит. Слои литосферы: 1 - океанская кора, 2 - континентальная кора, 3 - мантия.

Разрезы, иллюстрирующие последовательность событий при столкновении континентов

запечатывают его и перекрываются олистостромами, образующимися перед следующим покровом.

Сущность тектонического скупивания состоит в пологом надвигании относительно тонких пластин сиалической коры и, вероятно, мантии по многим поверхностям тектонического срыва или скольжения по границам слоев разной компетентности в осадочно-вулканогенном чехле; по контакту чехол - фундамент, поверхности Мохоровичича и другим зонам физических неоднородностей. Таким образом, в коллизионных геодинамических обстановках реализуется процесс, получивший наименование "тектоническая расслоенность литосферы", который приводит к формированию не просто складчатых (как думали ранее), а покровно-складчатых сооружений.

Благодаря тонкому тектоническому расслаиванию в процессе покровно-подвиговых деформаций в коллизионных геодинамических обстановках, с одной стороны, происходит процесс тектонического перемешивания разнородных образований земной коры и мантии, а с другой стороны, происходит задавливание пластин континентальной коры кристаллического фундамента и разнородных осадочно-вулканогенных комплексов на относительно глубокие уровни литосферы, благодаря чему сиалические массы попадают в зоны высоких температур и подвергаются частичному плавлению. Поэтому в процессе тектонического скупивания и связанного с ним увеличения мощности коры (до 50 – 80 км) в нижних горизонтах скупенной коры формируются крупные объемы кислых анатектических расплавов, которые в силу гравитационной неустойчивости поднимаются в верхние горизонты коры и обеспечивают широкое проявление регионального метаморфизма и формирование гранитных плутонов. Именно такая ситуация в «чистом» виде реализуется в коллизионных обстановках типа столкновения пассивных окраин или при раздавливании континентальных рифтовых бассейнов. Однако в большинстве складчато-покровных поясов геологического прошлого коллизионные процессы являются как бы продолжением субдукционных. В коллизионных зонах этого типа (пассивная окраина – активная окраина, пассивная окраина – островная дуга, дуга – активная окраина, дуга – дуга) анатектические гранитоиды часто практически неотличимы от субдукционных.

Наиболее эффективным примером ансамбля сутур такого типа является Гималайский складчатый пояс, сформировавшийся в зоне столкновения Индостанского и Евразийского континентов. В Гималаях развиты многочисленные надвиги, падающие на север. Самая северная часть этой горной системы сложена отложениями континентального шельфа и континентального склона с возрастом от кембрия до эоцена. Следовательно, вплоть до раннего эоцена между индийским континентом и Евразией существовал океан (Тетис). Затем континентальные массы пришли в соприкосновение, и с олигоцена началась Гималайская орогения. Первоначальная линия столкновения материков сохранилась в виде Индийской шовной зоны с офиолитами, которая закартирована в западной части Трансгималаев. Отметим, как часто повторяющийся мотив, характерный для многих складчатых поясов, наличие осевой шовной зоны («сутурной» зоны) с офиолитами, преимущественно моноклиналиное расположение тектонических покровов, формирование которых связано с последовательным надвиганием активной континентальной окраины на континентальную плиту, «волочущуюся» за поддвигаемой океанической литосферой.

Однако возможна и более сложная ситуация, когда поглощаемая океаническая плита погружается под обе двигающиеся навстречу друг другу островные дуги. Примером является зона столкновения дуги Сангихе и дуги Хальмахера в Молуккском море. Мощность комплекса столкновения в этом случае значительно увеличена, очевидно, за счет скучивания. Отдельные фрагменты субдуцируемой плиты выведены на поверхность и включены в комплекс столкновения.

В тыловых частях активных континентальных окраин возможно возникновение антитектических надвигов, падающих навстречу погружающейся в зоне субдукции океанической плите. При континентальной коллизии осуществляется переход этих надвигов в протяженные тектонические покровы.

При столкновении более интенсивной деформации подвергается надвигающаяся плита, в пределах которой и возникают внутриконтинентальные шарьяжи. Погружающаяся плита также деформируется, и внутренняя структура ее может быть сильно изменена. Сбросы ранних этапов обычно преобразуются во взбросы и надвиги, чем объясняется обычное соответствие сжатия палеогеографическим зонам,

зарождение которых связано с начальными движениями растяжения. Вследствие этого сутурный шов лишь приблизительно соответствует очертаниям, которые имели континенты до столкновения.

Вместе с тем зоны надвигания тектонических покровов одновременно подвергаются изостатическому выравниванию. Разрушение молодых хребтов в процессе изостатического поднятия приводит к формированию мощных молассовых отложений и к появлению на поверхности все более глубоких горизонтов континентальной коры пододвигающейся плиты. В равной степени это относится и к зонам шарьирования, развивающимся из антитектических надвигов в тыловой части двигающейся плиты. В конечном итоге на дневной поверхности могут оказаться породы самых глубоких частей земной коры и даже верхних горизонтов мантии такие, как гранулиты и мантийные ультрабазиты. По-видимому, формирование тектонических покровов тыловых надвигов может сопровождаться блоковыми погружениями по системе сбросов - для восстановления изостатического равновесия.

При особенно широкомасштабной коллизии, как в случае столкновения Индостанской и Евразийской плит, в результате раскалывания в тылу надвигающейся плиты (в данном случае Евразийской) формируется мозаика коровых микроплит. При их взаимных перемещениях, связанных с поперечным сокращением земной коры, возникают структурные ансамбли "возрожденных гор", располагающиеся по границам сближения микроплит (Памир, Тянь-Шань и др.). С этими же процессами связано появление высоких плато, таких, как Памир и Тибет.

Следствием (и морфологическим выражением) тектонического скупивания является формирование крупнейших горно-складчатых сооружений и сопряженных впадин. В непосредственной связи с ними формируются соответствующие СВК: первичные осадочные толщи компенсационных впадин, накапливающиеся перед фронтом надвигающихся чешуй, и вторичные - разрушающиеся тела чешуйчатых и веерных надвигов.

3.8. ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОРОГЕННЫХ ОБЛАСТЕЙ.

По отношению к континентальным структурам выделяют периконтинентальные (западное побережье Америки) и внутриконтинентальные (Урал, Тянь-Шань) орогенные области; а по геодинамическому режиму: орогенные области коллизии, аккреции (столкновение островных дуг – северо-восток России) и области эпиконтинентальной орогении (результат наложения на внутриплитную обстановку – Забайкалье). Коллизионные области возникают при столкновении континентальных структур и формируют один или два офиолитовых шва. Для аккреционных областей характерно несколько офиолитовых швов, разграниченных разными палеоостроводужными структурами. В эпиконтинентальном орогене офиолитовые швы могут не проявляться.

Особенности орогенных областей коллизионного типа. Закрытие океанических структур может протекать по двум сценариям:

1) Андский тип. Здесь формируются асимметричные зональные покровно-надвиговые структуры, в которых на пассивную окраину последовательно надвинуты (шарьированы) структурно-вещественные комплексы литорали, сублиторали, континентального склона и абиссали. Главная тектоническая граница будет проходить при смене офиолитовых комплексов, комплексов активных окраин, представленных унимодальными магматитами. В этом случае офиолиты чаще всего относятся к типу СОХ (реже к типу океанических поднятий, других типов практически не встречается).

2) Западно-тихоокеанский тип. Отличительной особенностью от первого типа является наличие двух офиолитовых швов.

Особенности аккреционных орогенных областей. Они формируются при столкновении нескольких островных дуг (северо-восток России, о.Фиджи). Одной из их характерных черт является доминирование разновозрастных островодужных комплексов, наличие многочисленных фрагментов разновозрастных океанических структур (офиолитов), присутствие фрагментов континентальных блоков (срединные массивы) в

ассоциации с террейнами иной породы. Формирование этих структур связано с **амальгацией** (слипанием) аккреционных систем.

Особенности строения орогеннов эпиконтинентальной активизации. Формирование данных областей связано с внутриплитными обстановками, контролируемые плюмовым режимом. В результате плюмового тектогенеза могут возникать обширные вулканические плато (траппы Сибирской платформы) или горные поднятия с проявлением специфического гранитоидного магматизма (Западное Забайкалье). Суперплюмы состоят из нескольких мантийных струй, или плюмажей. Проявление суперплюма - явление достаточно длительное в отличие от плюмажей. Если энергетика суперплюма большая и он проявляется в относительно короткий промежуток времени, то его воздействие сводится к существенной деструкции континентальной коры – базификации (по Белоусову) – с формированием вулканических плато.

Во втором случае, при более медленном процессе над суперплюмом формируется сеть рифтогенных структур сложной конфигурации. В результате отмирания отдельных струй, входящий в суперплюм, и перемещения или зарождения новых струй, рифты могут закрываться, при этом гидратированное вещество попадает в зону повышенного теплового потока, что приводит к формированию гранитных выплавок в значительных объёмах и на больших площадях. Особенностью гранитов является широкий возрастной диапазон, при условии единого магматического очага. Для орогенных областей этого типа характерно: симметричность (вынужденная субдукция идёт в обе стороны); отсутствие офиолитовых швов; в закрывающихся структурах четко выражена дивергентность, которая фиксируется не только на уровне структурных признаках, но и на вещественном составе.

4. ЭВОЛЮЦИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ. ТЕКТОНИКА РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ.

При объяснении эволюции архейских структур в настоящее время доминируют два подхода. Первый базируется на плейттектоническом механизме их формирования, второй – на плюмтектоническом. Отметим, что оба подхода встречают серьезные возражения со стороны

противников. В частности, отсутствие или ограниченность в докембрии магматических проявлений, связываемых с горячими точками современной Земли (платобазальты, щелочные породы, кимберлиты, карбонатиты), а подобные образования в ограниченном объеме известны лишь с конца архея, воспринимается сторонниками плейт-тектонического механизма как аргумент, ограничивающий "модель горячих точек" в качестве актуалистической основы для наиболее ранних стадий геологической истории. В определенной степени это так, поскольку механизм трансформации океанической коры в континентальную через серию островодужных режимов и аккрецию дуг доступен для понимания и может быть смоделирован циклом Уилсона, а плюмовый тектогенез рассматривается и воспринимается как процесс, приводящий только к деструкции континентов, и привлечение его в качестве конструктивного для объяснения формирования архейской континентальной коры, естественно, вызывает затруднения.

Возможность плейт-тектонического механизма в архейское время, пожалуй, впервые в нашей стране обосновал Ч.Б. Борукаев. Последнее обобщение с этих позиций сделано М.В. Минцем, который, оценивая состояние земной поверхности, мощность, размеры и другие параметры архейской коры, мантии и литосферы, пришел к выводу, что выдвигаемые предположения о существенных различиях главных элементов тектоносферы сильно преувеличены, и применение методов реконструкций тектоноплитных обстановок при разработке моделей архейской эволюции является, безусловно, оправданным. Из этого вытекает, что актуалистические клише типа "зоны субдукции", "островодужные ассоциации", "коллизийные структуры" и другие могут использоваться достаточно широко, что и делается на практике. Актуалистический подход "предписывает" надвиги связывать с конвергентными границами плит, где реализуются условия тангенциального сжатия, известково-щелочные магматические серии - с зонами субдукции, бимодальные - с рифтогенезом, а офиолиты - со структурами океанического типа. Но всегда ли это оправдано для архейских структур?

Чтобы ответить на этот вопрос, обратимся к анализу главных типов гранит-зеленокаменных областей архея и их взаимоотношениям. К таким

структурам относятся зеленокаменные пояса и купола тоналит-трондьемит-гранодиоритового состава.

Напомним основные особенности зеленокаменных поясов. Выделяется два их типа, которые в пределах конкретных структур соответствуют последовательным генерациям. Пояса первого типа известны с самого начала архея (~3.8 млрд. лет) и формировались на мафит-ультрамафитовом основании. Они характеризуются широким развитием надвиговых дислокаций, в их составе продукты денудации сиалической коры отсутствуют, а возраст пород близок возрасту ассоциирующих пород тоналит-трондьемит-гранодиоритового комплекса. Наиболее древние пояса второго типа известны, начиная с 3.5 млрд. лет, и характеризуются признаками заложения на континентальном основании. В основании зеленокаменных поясов второго типа, залегающих на "нижних" зеленокаменных поясах, устанавливаются несогласия.

Несмотря на сильные деформации, в последние годы для зеленокаменных поясов появилось большое количество сведений о тектонических соотношениях между отдельными членами зеленокаменных структур, что позволяет рассматривать зеленокаменные пояса в качестве деформированных фрагментов сутур коллизионных систем, включающих структурно-вещественные комплексы доколлизийных обстановок: континентально-рифтового, океанического, островодужного и окраинно-континентального типов.

На основании анализа особенностей зеленокаменных поясов М.В. Минц делает вывод, что в эволюции поясов, имеющих на уровне современного эрозионного среза линейные очертания, и поясов, характеризующихся "кружевным" рисунком границ, не было существенных отличий, а наблюдаемый разнообразный облик - результат различной степени их деформированности за счет всплывания реоморфических куполов.

Однако существует ряд фактов, противоречащих такой трактовке зеленокаменных поясов с "кружевной" морфологией. В частности, К.Конди еще в своем классическом труде отмечает, что зеленокаменные пояса в каждой из провинций озера Верхнего, Родезии, Йилгарн и Пилбары развивались автономно друг от друга и что они представляют собой останцы образований, некогда выполнявших самостоятельные бассейны. На автономность фрагментов зеленокаменных поясов указывал