

Министерство образования и науки Российской Федерации  
Федеральное государственное бюджетное образовательное  
учреждение высшего профессионального образования  
« Оренбургский государственный университет»

**В.С.Дубинин, Н.В. Черных**

## ГЕОТЕКТОНИКА И ГЕОДИНАМИКА

Рекомендовано Ученым советом федерального государственного бюджетного образовательного учреждения высшего профессионального образования «Оренбургский государственный университет» в качестве учебного пособия для студентов, обучающихся по программам высшего профессионального образования специальности 130101.65 Прикладная геология по специализациям «Геологическая съемка, поиски и разведка месторождений твердых полезных ископаемых» и «Геология нефти и газа»

Оренбург  
2012

Валентин Дубинин  
**Геотектоника и геодинамика**

«БИБКОМ»

2012

УДК 551.24(075.8)  
ББК 26.324я73

**Дубинин В. С.**

Геотектоника и геодинамика / В. С. Дубинин —  
«БИБКОМ», 2012

Данное учебное пособие является основой дисциплины «Геотектоника и геодинамика», составлено с учетом современных представлений о строении земной коры, процессах, протекающих в ее недрах, о строении и составе подкоровых областей – литосферы, астеносферы и более глубинных частей верхней мантии. Учебное пособие содержит материал, который структурирован по темам от простого к сложному, от теории к практике, изложен доступным языком.

УДК 551.24(075.8)  
ББК 26.324я73

© Дубинин В. С., 2012  
© БИБКОМ, 2012

# Содержание

Введение	5
1 Предмет геотектоники и ее подразделения [1]	6
2 Методы геотектоники	7
3 Циклы тектогенеза в истории Земли	8
4 Общие представления о тектоносфере	9
4.1 Истоки сведений о составе и строении тектоносферы	10
4.2 Состав и строение тектоносферы	11
5 Классические представления о геосинклиналях, их истории и развитии [10]	13
5.1 Внутреннее строение геосинклиналей	14
5.2 Развитие геосинклиналей	15
6 Рифтогенез [7]	17
6.1 Глобальная система рифтовых зон	18
6.2 Континентальный рифтогенез	19
6.3 Магматизм и его продукты	20
6.4 Геофизические характеристики	21
6.5 Механизмы рифтогенеза	22
7 Океанический рифтогенез (спрединг)	23
8 Главные структуры океанов [7]	24
9 Главные структуры континентов	26
9.1 Геосинклинальные пояса	27
9.2 Орогены	28
9.3 Материковые платформы	29
10 Континентальные платформы	30
11 Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ	31
12 Внутреннее строение фундамента древних платформ	32
13 Стадии развития платформ [1,10]	33
14 Концепция тектоники литосферных плит [7]	34
15 Внутриплитные тектонические процессы [1,7]	36
15.1 Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности	36
Конец ознакомительного фрагмента.	38

# Дубинин В. С., Черных Н. В. Геотектоника и геодинамика

## Введение

На протяжении более 150 лет господствовала геосинклиальная концепция формирования и развития Земной коры, строения верхней мантии и причин формирования различных геологических структур. В ее основе вертикальные движения и перемещения блоков коры, прогибания и воздымания отдельных ее областей. Главный недостаток геосинклиальной концепции в почти полном отсутствии сведений о структурах дна океанов. В середине прошлого столетия произошла революция в этой области в связи с активным глубинным бурением дна Тихого, Индийского и Атлантического океанов, выявления целой системы срединных океанических хребтов, зон раздвига различных блоков дна океанов (спрединг), погружения океанической коры под континентальную (субдукция), уникальные данные по результатам глубинного сейсмического зондирования. Обобщение и анализ огромного фактического материала привело к возникновению новой геотектонической теории, первоначально названной «Новой глобальной тектоникой», а в настоящее время «Концепцией тектоники литосферных плит», в основе которой лежат представления о латеральном перемещении литосферных плит по пластичной астеносфере. Эта концепция является ведущей в настоящее время в области геотектоники и геодинамики. Сложность заключается в том, что геосинклиальная концепция продолжает жить в недрах смежных геологических наук – исторической геологии, литологии и условиях накопления многокилометровых толщ осадочных, вулканических и вулканогенно – осадочных толщ, прогнозных карт и т.п. В связи с этим, в данном учебном пособии освещаются обе концепции. С геосинклинали начинается знакомство студентов с предметом и стадиями развития подвижных складчатых областей, а далее излагаются «Основные положения концепции тектоники литосферных плит».

## 1 Предмет геотектоники и ее подразделения [1]

Геотектоника – это наука о строении, движениях, деформациях литосферы. Литосфера включает земную кору и самую верхнюю, наиболее упругую часть мантии. Движения литосферы выражаются в перемещении отдельных ее участков в вертикальном или горизонтальном направлениях. Это приводит к изменениям в условиях залегания и во внутренней структуре масс горных пород. Эти изменения называются тектоническими деформациями, а конечный результат деформаций, приводящий к новому залеганию пород – тектоническими дислокациями. Дислокации подразделяются на пликативные (складчатые), дизъюнктивные (разрывные) и инъективные (связанные с инъекцией, внедрением магматических пород). Главный источник энергии тектонических движений лежит в подстилающем литосферу слое верхней мантии – астеносфере. В связи с этим литосферу и астеносферу обычно объединяют в единое понятие – тектоносферу.

Геотектоника состоит из нескольких разделов:

1. Морфологическая геотектоника (структурная геология).
2. Региональная геотектоника, изучающая крупные тектонические нарушения на больших территориях и в пределах всего Земного шара.
3. Историческая геотектоника, устанавливающая основные этапы и стадии развития структуры литосферы как в глобальном, так и в региональном масштабе. Особый раздел геотектоники – это неотектоника, раздел, рассматривающий тектонику неоген-четвертичного периода развития Земной коры.
4. Экспериментальная геотектоника, моделирующая различные геотектонические процессы как пликативные, так и дизъюнктивные.
5. Связь геотектоники с сейсмическими явлениями изучается новым научным направлением – сейсмотектоникой.

## 2 Методы геотектоники

**2.1 Структурный анализ** заключается в изучении взаимного расположения в трехмерном пространстве тектонических нарушений: складок, разрывов со смещением, трещин, внедрением магматических или пластичных осадочных пород (соли, глины), ориентировки минералов в метаморфических породах. Важнейшее значение имеют данные фотоснимков из космоса.

**2.2 Геодезические методы** используются для изучения современных движений и деформаций. Здесь широко используется лазерная техника, применяемая при методах космической геодезии для выявления перемещений литосферных плит в современную эпоху, изучения структурногеоморфологических элементов ложа океанов.

**2.3 Геоморфологические методы** применяются при исследовании новейших движений, деформаций и созданных ими структур. Эти тектонические движения отражены в современном рельефе.

**2.4 Анализ фаций и мощностей** осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Это один из основных методов палеотектонического анализа. Анализ фаций применяется в двух измерениях по площади и по вертикальному разрезу. В первом случае составляются карты фаций для определения интервалов стратиграфического разреза или моментов геологического времени. Эти карты по размещению различного типа осадков говорят о областях размыва и сноса, а значит поднятия, либо о накоплении осадков, то есть о областях погружения. Отсюда возможность составить представления о увеличении глубин бассейна и нарастания погружения. Вдоль разломов производятся замеры амплитуд сдвигов или надвигов. Изменение фаций по вертикали говорит о изменениях глубины бассейна.

Анализ мощностей, их изменение по площади дает представление о размере тектонического прогибания в областях накопления осадков и подводных вулканитов.

**2.5 Анализ перерывов и несогласий** – старейший метод палеотектонического анализа, поскольку этот анализ позволяет наиболее достоверно восстановить процессы поднятий и погружений земной коры.

### 3 Циклы тектогенеза в истории Земли

Этапы интенсивного тектонического развития земной коры, заканчивающиеся образованием горно-складчатых сооружений, называются **циклами тектогенеза**. Это длительные отрезки геологического времени и этапы, определяемые многими миллионами лет. Каждый цикл завершался одноименной фазой складчатости. В одних случаях циклы следуют один за другим, в других следующий цикл начинается еще до завершения предыдущего, либо устанавливается пауза между циклами в десятки и сотни миллионов лет. Установлены следующие циклы в позднем докембрии и фанерозое:

Байкальский (конец протерозоя – ранний кембрий,

Каледонский (раннепалеозойский – кембрий, ордовик, силур),

Герцинский (позднепалеозойский – девон, карбон, пермь, ранний триас),

Киммерийский (мезозойский),

Альпийский (кайнозойский) – начался в конце мела и продолжается в наше время.

Каждый цикл начинается с заложения глубоких геосинклинальных прогибов в продолжающих свое существование геосинклинальных поясах. либо на площадях, уже испытывавших складчатость и вновь вступивших в геосинклинальный этап развития (регенерированные геосинклинальные прогибы), либо на нематериковой океанической коре.

## **4 Общие представления о тектоносфере**

Уже упоминалось ранее, что в понятие тектоносферы входит земная кора и верхняя, наиболее плотная и частично раскристаллизованная часть верхней мантии (литосфера) и остальная пластичная часть верхней мантии (астеносфера) [8]

## **4.1 Истоки сведений о составе и строении тектоносферы**

Существуют две главные группы методов изучения состава и строения земной коры и верхней мантии – геологические и геофизические. К первым относятся полевые геологические наблюдения. В океанах, где земная кора много тоньше, чем на континентах, вдоль разломов она часто обнажается полностью и из-под нее выступают породы верхней мантии – это так называемые о ф и о л и т ы.

По ним мы можем судить о океанической коре геологического прошлого и частично о верхней мантии. Очень ценную информацию мы получаем от изучения ксенолитов в базальтах континентов и океанических островов, включениях в алмазонасных кимберлитах, поступающих с глубины 150 км. Научные сведения о составе и особенностях физического состояния континентальной коры на больших глубинах дало бурение Кольской сверхглубокой скважины с глубиной 12261 м.

Строение осадочного чехла крупных впадин на континентах и во внутренних и окраинных морях очень успешно освещает с е й с м о с т р а т и г р а ф и я, а более глубинных уровней и мантии – с е й с м и ч е с к о е з о н д и р о в а н и е.

## 4.2 Состав и строение тектоносферы

В геологическом смысле по вещественному составу тектоносфера прослеживается до глубины 400 км., но в физическом, реологическом смысле она делится на литосферу и астеносферу, причем литосфера включает в себя кроме коры и какую-то часть верхней мантии. При этом земная кора разделена на два типа: континентальную и океаническую.

**Океаническая кора** занимает на Земле около 56 % коры поверхности, но обладает значительно меньшей мощностью – порядка от 5 до 7 км. Её мощность постепенно возрастает к подножию континентов. В строении океанической коры отчетливо выделяются три слоя:

**п е р в ы й, о с а д о ч н ы й с л о й** небольшой мощности, порядка одного километра в центральных частях океанов. В зоне срединно-океанических хребтов этот слой может вообще отсутствовать и наоборот, на окраинах океанов его мощность может достигать от 12 до 15 км. Первый слой сложен глинистыми, кремнистыми и карбонатными глубоководными пелагическими осадками. Карбонаты распространяются лишь до некоторой глубины, а ниже исчезают ввиду растворения. Ближе к континенту появляется примесь обломочного материала, снесенного с суши. Возраст этих отложений не более 180 млн. лет;

**в т о р о й с л о й** океанической коры в верхней части сложен базальтами с редкими и тонкими прослоями пелагических осадков. Базальты часто обладают подушечной отдельностью (пиллоу-лавы). В нижней части второго слоя развиты параллельные дайки долеритов. Общая мощность второго слоя до 2 км.

Строение первого и второго слоев хорошо изучено глубоководным бурением, наблюдениями с подводных обитаемых аппаратов, драгированием.;

**т р е т ь и й с л о й** океанической коры состоит из полнокристаллических магматических пород основного и ультраосновного состава. В верхней части в основном присутствуют габбро, а в нижней – «полосчатый комплекс», состоящий из чередования габбро и ультрамафитов. Мощность слоя – 5 км. Второй слой вскрыт скважиной в Тихом океане в районе о. Коста-Рика. Третий слой вскрыт в Индийском океане в районе о. Мадагаскар. В Атлантическом океане все три слоя изучены в стенках срединного хребта Атлантики с глубоководных аппаратов и драгированием французскими и российскими исследователями.

Океанический тип коры развит не только в океанах, но и в глубоководных впадинах окраинных морей – Японского, Охотского, в Южно – Охотской котловине.

Возраст современной океанической коры не превышает 180 млн. лет, однако в складчатых поясах континентов известна и более древняя, вплоть до раннедокембрийской кора океанического типа, называемая **о ф и о л и т о – в ы м к о м п л е к с о м**.

**Континентальная кора** распространена не только в пределах собственно континентов, т.е. суши, но и в зонах шельфа континентальных окраин и отдельных участков внутри океанических бассейнов **м и к р о к о н т и н е н – т о в**. Общая площадь распространения континентальной коры – 41 % земной поверхности. Средняя мощность континентальной коры от 35 до 40 км., но под горными сооружениями достигает от 70 до 75 км. В строении континентальной коры выделяются:

**Осадочный слой** обычно называют осадочным чехлом. Его мощность изменяется от нуля на шитах и поднятиях, в осевых зонах складчатых областей от 10 до 20 км, во впадинах платформ и предгорных передовых прогибах. В этих случаях подстилающая осадки кора, называемая **к о н с о л и д и р о в а н н о й**, по своему составу близка к коре океанического типа. В состав осадочного чехла входят осадочные породы континентального и мелководного морского происхождения, могут присутствовать покровы и силлы основных эффузивов.

**Верхний слой консолидированной коры** выходит на дневную поверхность на щитах и массивах платформ, в осевых зонах складчатых сооружений. Этот слой вскрыт Кольской сверхглубокой скважиной, на глубине 12 км., сложен гнейсами, кристаллическими сланцами, гранитами, амфиболитами и называется *г р а н и т о г н е й с о в ы м*. В молодых платформах фундамент сложен рифейскими и фанерозойскими породами и именуется *г е о с и н к л и н а л ь н ы м с к л а д ч а т ы м о с н о в а н и е м*. Он сложен слабометаморфизованными породами в фации «зеленых сланцев».

**Нижний слой консолидированной коры** представлен метаморфическими породами более высоких ступеней метаморфизма. Граница между верхним и нижним слоями называется « границей Конрада», однако упомянутые глубокие скважины показали, что эта граница прослеживается не везде, а местами наоборот, проявляются две подобные границы. В.В. Белоусов пришел к выводу, что в нижнем слое преобладают породы более основного состава, чем в верхней и назвал этот слой *г р а н у л и т б а з и т о в ы м* [1].

Между океаническим и континентальным типами коры существует промежуточный, переходный тип – *с у б о к е а н и ч е с к а я к о р а*, развитая вдоль континентальных окраин, склонов и подножий. Это утоненная континентальная кора, пронизанная дайками и силлами магматических пород. Такая кора обнажена на побережье Красного моря и вскрыта скважиной у входа в Мексиканский залив.

Измерения силы тяжести у подножия горных сооружений привели к понятию «и з о с т а т и ч е с к о е р а в н о в е с и е», сокращенно «и з о с т а з и я». Существуют два способа осуществления изостазии. Первый заключается в том, что горные сооружения имеют корни, погруженные в мантию и эти корни имеют очертания зеркального отражения горного сооружения. Второй способ предусматривает, что горные сооружения сложены породами менее плотными, а пониженные участки земной коры более плотными. В этом случае подошва земной коры может быть даже горизонтальной. Уравновешенность земной коры континентов и океанов достигается комбинацией обоих механизмов – кора под океанами много тоньше и плотнее, чем под континентами.

Главным источником магматической деятельности является астеносфера. Последней принадлежит ведущая роль в движении литосферных плит. Течение астеносферного вещества увлекает за собой литосферные плиты и вызывает их горизонтальные перемещения. Наибольшие отклонения от изостазии – изостатические аномалии – проявляются в островных дугах и сопряженных с ними глубоководных желобах.

## **5 Классические представления о геосинклиналях, их истории и развитии [10]**

Наиболее полное определение понятия о геосинклинали трактует, что геосинклиналь – это зона высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости литосферы. Для этих зон на ранних этапах их развития характерно преобладание погружений земной коры, а на заключительных – интенсивных поднятий, сопровождаемых складчато-надвиговыми деформациями. Для геосинклиналей характерна линейность, большой размах и контрастность тектонических движений, огромная мощность накопленных осадков, специфический набор формаций, активный магматизм, региональный метаморфизм, резко аномальные геофизические поля, повышенный тепловой поток, высокая сейсмичность. Геосинклиналь – это арена максимального проявления внутренней энергии Земли на ее поверхности.

## 5.1 Внутреннее строение геосинклиналей

Различают следующие геосинклинальные структуры: геосинклинальные пояса, в том числе простые и сложные. Первые характеризуются разновозрастным завершением интенсивного прогибания, инверсией тектонического режима и горообразованием. Простые пояса объединяются параллельностью простирания и тесным прилеганием друг к другу с образованием полициклических геосинклинальных поясов. В.Е.Хаин и А.Е.Михайлов выделяли два типа геосинклинальных поясов: окраинноконтинентальный и межконтинентальный. Первый – это ЗападноТихоокеанский тип с его окраинными морями, островными дугами и глубоководными желобами. Второй – Средиземноморский пояс, протянувшийся между Восточно – Европейской и Китайско – Корейской древними платформами на севере, Африканской и Индостанской на юге. Иначе видит это В.В.Белоусов:

**Г е о с и н к л и н а л ь н ы е о б л а с т и** – это части геосинклинальных поясов, которые выделяются по их строению и имеют значительные черты современного строения и развития. Это выражается в основном во времени проявления основной фазы складчатости. Границами геосинклинальных областей являются глубинные разломы.

**Г е о с и н к л и н а л ь н ы е с и с т е м ы** отражают разнообразие геосинклинальных поясов и областей в поперечном сечении. В поперечном сечении геосинклинальный пояс или область состоит из нескольких систем, разделенных срединными массивами.

**С р е д и н н ы е м а с с и в ы** – это малоподвижные структуры литосферы, по тектонической активности сходные с платформами. Срединные массивы разделяют пояса и области на геосинклинальные системы. На орогенной стадии развития геосинклиналей срединные массивы выражены межгорными впадинами и прогибами или глыбовыми поднятиями с утолщенной континентальной корой.

**Ч а с т н ы е г е о с и н к л и н а л и и г е о а н т и к л и н а л и** – это составные элементы геосинклинальных систем. По М.М.Тетяеву и В.В.Белоусову это « интрагеосинклинали и интрагеоантиклинали».

**Э в г е о с и н к л и н а л и и м и о г е о с и н к л и н а л и** отражают поперечное строение геосинклинальных систем, их поперечную зональность. Внешние геосинклинальные прогибы, примыкающие к платформе, со слабым магматизмом Г. Штилле назвал **миогеосинклиналями** (полугеосинклиналями). Эти прогибы заполнены сланцевой, флишевой или известняковой формациями. Магматизм проявлен в виде покровов основных эффузивов. Степень метаморфизма слабая.

**Эвгеосинклинали** – это внутренние прогибы геосинклинальных систем, примыкающих к срединным массивам. Характерна высокая магматическая активность в эффузивной и интрузивной форме. К ним приурочены пояса гипербазитовых интрузий, батолиты гранитоидов. Метаморфизм региональный активный. Эвгеосинклинали созревают раньше миогеосинклиналей, в них раньше наступает эпоха складчатости и горообразования.

## 5.2 Развитие геосинклиналей

На протяжении тектонического цикла происходит превращение областей активного прогибания земной коры с накоплением мощных осадочновулканогенных толщ в горно-складчатую область интенсивного поднятия. В классическом учении о геосинклиналях предусматриваются следующие основные стадии их развития: начального прогибания, зрелая, или предорогенная, раннеорогенная, собственно орогенная и посторогенная (гафрогенная). Первые две стадии объединяются в собственногеосинклинальный этап ( доинверсионный ), три последующие стадии – в орогенной, или инверсионный этап.

Стадия начального погружения характеризуется интенсивным прогибанием земной коры в узких, но протяженных зонах деструкции коры, в них происходит накопление мощных толщ морских песчано-глинистых осадков, которые в последствии преобразуются в сланцево-граувакковую и аспидную формации мощностью от 10 до 12 км. Процессы прогибания приводят к растяжению коры и образованию трещин растяжения, по которым происходит излияние базальтовых лав. Этот процесс называется инициальным вулканизмом по Г. Штилле. в связи с подводными условиями излияния этих магматитов, они подвергаются быстрому метаморфизму на стадии « зеленых сланцев », хлоритизации и альбитизации пород. Образуется спилит – кератофировая формация. С ней тесно связаны кремнистые формации – яшмовая и радиоляритовая, что обусловлено выносом из недр большого количества кремнекислоты через подводные гидротермы ( девон Урала, протерозой Казахстана ).

К концу первой стадии в эвгеосинклиналях по тектоническим разломам происходит внедрение гипербазитов. Отсутствие контактовых изменений, обилие зеркал скольжения говорят о холодном внедрении гипербазитов, в виде протрузий по разрывным нарушениям.

Окончание первой стадии развития геосинклинали знаменуется частной инверсией, которая сопровождается складкообразованием и внедрением первых гранитоидных интрузий плагиогранитного или сиенитового состава. Такие интрузии называют с и н т е к т о н и ч е с к и м и или с и н о р о г е н н ы м и .

Итак, первая стадия завершается образованием внутренних поднятий, расчленением геосинклинальной системы, складчатостью, внедрением первых интрузий.

З р е л а я , и л и п р е д о р о г е н н а я с т а д и я характеризуется продолжением прогибания геосинклинали, но его скорость снижается при расширении площади прогибов. В условиях островного моря накапливается типичная флишевая формация. Флиш накапливается в узких глубоких флишевых прогибах с активными придонными течениями и мутьевыми потоками, стекающими с континентальных склонов. Эти турбидитные осадки приносят огромное количество обломочного материала. Кроме того для зрелой стадии характерно развитие известняковой формации, развитой в пределах затопленных срединных массивов, миогеосинклиналях и интрагеоантиклиналях. На зрелой стадии образуется порфирировая андезитовая формация. Трещинный вулканизм сменялся вулканизмом центрального типа, создавались островные дуги. Завершение второй стадии развития геосинклинали знаменуется образованием синорогенных батолитовых интрузий гранитоидной формации, представленной гранодиоритами, нормальными калиевыми гранитами, плагиогранитами и кварцевыми диоритами. Наступает режим перестройки геосинклинали, ее перехода в эпоху общей инверсии..

Р а н н е о р о г е н н а я с т а д и я – это эпоха инверсии тектонического режима: прогибание сменяется общим поднятием, центральные поднятия приводят к обмелению морских бассейнов, появляются многочисленные острова, архипелаги. Осадконакопление исключительно терригенное. Частные прогибы и впадины заполняются нижней молассой, сложенной относительно тонкими морскими осадками – глинами, алевролитами, песчани-

ками. В лагунах формируются угленосные или соленосные молассы в зависимости от климата. Внедряются гранитоидные интрузии. Вулканизм ослабевает, становится наземным. Формируются гравитационные складки, надвиги. Образуется низкая островная суша, где скорость денудации близка к скорости тектонического воздымания.

С о б с т в е н н о о р о г е н н а я с т а д и я отличается прежде всего преобладанием скорости воздымания над скоростью денудации. Растут поднятия, происходит горообразование, в зонах выше снеговой линии образуются ледники. Углубляются предгорные и межгорные прогибы, заполняемые верхней молассой – породами полностью континентального происхождения. Это конгломераты речного происхождения в переслаивании с песчаниками, алевролитами, аргиллитами. В аридном климате это красноцветные толщи. Горо- и складкообразование приводили к образованию глубинных разломов, вдоль которых образовывались вулканы центрального типа, извергающие андезит – липаритовую лаву, но в конце стадии вулканизм опять меняется на базальтовый (конечный вулканизм по Г. Штилле). Интрузивные формации – ультракислого и щелочного состава. В конце стадии завершается складкообразование, формируются пологие надвиги и покровы (шарьяжи).

П о с т о р о г е н н а я ( т а ф р о г е н н а я ) с т а д и я выделяется как наиболее поздняя стадия развития геосинклинали, или начальная стадия платформенного режима. Для нее характерны активная эрозия горных сооружений и денудация.

## 6 Рифтогенез [7]

В конце 19 столетия Дж.Грегори выделил особые структуры, ограниченные сбросами грабены в Восточной Африке, образующиеся в условиях растяжения. В последующее время понятие рифтогенеза наполнялось обширным теоретическим и практическим материалом. Современное понимание рифтогенеза вошло в концепцию тектоники литосферных плит как один из важнейших ее элементов. Оказалось, что большинство рифтовых зон находится в океанах, но там рифты как структуры, имеют подчиненное значение, а главная роль в растягивающих напряжениях принадлежит раздвигу, названному с п р е д и н г о м.

## **6.1 Глобальная система рифтовых зон**

Большинство рифтовых зон связаны между собой, они образуют глобальную систему, протянувшуюся через океаны и континенты. Большая часть этой системы находится в океанах, где приурочена к современным срединно – океаническим хребтам. Эти хребты продолжают один – другого и в нескольких местах создают тройные сочленения (юг Атлантики, центральная часть Индийского океана) Пересекая пассивные окраины, рифтовые структуры продолжают на континентах.

## 6.2 Континентальный рифтогенез

Для рифтовых зон континентов характерны расчлененный рельеф, сейсмичность, вулканизм, приуроченность к крупным разломам типа сбросов. Главный современный рифтовый пояс на континенте – это пояс Великих африканских разломов, протянувшийся в восточной Африке в меридиональном направлении почти на 3000 км. В рифтах этого пояса образовались озера Танганьика, Ньяса и другие. К этому поясу приурочен гигантский вулкан Килиманджаро. К этой же группе рифтов принадлежит Байкальский рифт. Центральное положение в рифтовой зоне занимает долина шириной от 40 до 50 км, ограниченная сбросами, образующими ступенчатые системы. Такая долина протягивается вдоль сводового поднятия земной коры. Тектонические блоки земной коры на обрамлении рифта могут быть приподняты до 3,5 км, а горные массивы, например на севере Танганьикской зоны возвышаются до 5 км. Часто рифты бывают осложнены продольными или диагональными горстами. Для континентальных рифтов часто характерна асимметрия структуры и рельефа. В верхней, обнаженной части, сбросы обычно наклонены к горизонту под углом 50 – 60 градусов. Осадочные формации континентальных рифтов представлены молассами в переслаивании с вулканитами. Мощность отложений в рифтовых зонах от 5 до 6 км. Преобладают обломочные озерные отложения, породы речного, пролювиального, флювиогляциального, ледникового происхождения. В зоне вулканизма благодаря гидротермальной деятельности отлагаются специфические хемогенные отложения – карбонатные, содовые, диатомовые, опаловые, сульфатные, хлоридные.

### **6.3 Магматизм и его продукты**

В основном континентальный рифтогенез сопровождается поверхностным магматизмом, но не всегда. Так, например, явный магматизм отсутствует в рифтовой зоне озера Байкал, хотя в области его продолжения – в Тункинском и Чарском рифтах – есть трещинные извержения базальтовых лав. Часто вулканы располагаются на высоком борту рифтовой зоны. Магматические породы разнообразны, присутствует большое количество щелочных пород. Характерны контрастные ассоциации.

## 6.4 Геофизические характеристики

По геофизическим данным мощность коры под рифтовыми зонами уменьшается, соответственно поднимается поверхность Мохоровичича, которая в этих зонах является зеркальным отражением наземного рельефа. Мощность коры под Байкальским рифтом снижается до 30 -35 км., под Рейнским – до 22 – 25 км., под Кенийским – до 20 км. Местами мощность коры снижается до 13 км., а под осевой частью долины появляется кора океанического типа. Близость разогретой астеносферы, вулканизм, повышенная проницаемость, нарушения коры разломами выражаются в геотермическом поле. Тепловой поток в рифтовых зонах резко повышен. По данным магнитотеллурических методов высока электропроводность пород в астеносферном слое. В гравитационном поле фиксируются отрицательные аномалии в редукции Буге, поскольку породы мантии разуплотнены. Положительные аномалии характерны для тел основных и ультраосновных магматических пород.

## **6.5 Механизмы рифтогенеза**

По физическим моделям образование рифтов связано с концентрацией растяжений в узкой полосе, где происходит уменьшение мощности континентальной коры. Вдоль ослабленной зоны образуется все более тонкая « шейка », вплоть до разрыва и раздвига континентальной коры с замещением корой океанического типа.

## 7 Океанический рифтогенез (спрединг)

Основу спрединга составляет раздвиг путем «магматического расклинивания» и может развиваться, как прямое продолжение континентального рифтогенеза. Но в Индийском и Тихом океанах рифтовые зоны закладывались сразу на океанической литосфере в связи с перестройкой движения плит и отмиранием более ранних рифтовых зон. Наиболее ярко спрединг океанического дна можно наблюдать в Исландии, где над уровнем океана выступают на поверхность породы Срединно-Атлантического хребта. Современная тектоническая и вулканическая активность сосредоточены в субмеридиональных неовулканических зонах, пересекающих остров в его центральной части. Самые молодые базальты приурочены к их осевой части. Дальше от центра извержения базальты имеют возраст 0,7 – 1 млн. лет, а еще дальше – 16 млн. лет. Каждый последующий покров базальтов мощностью до 10 метров лежит горизонтально, а его подводный канал – это вертикальная дайка долерита шириной от 1 до 3 м., ориентированная вдоль рифтовой зоны. По мере накопления платобазальтов происходит их проседание. Мощность океанической коры здесь значительно больше обычной и достигает 40 км. Сторонники концепции тектоники литосферных плит [7] объясняют это тем, что якобы под Исландией существует и действует «мантийная струя» которая постоянно наращивает кору, поставляя все новые порции платобазальтов («горячая точка»)

## 8 Главные структуры океанов [7]

В составе земной коры выделяются два типа главных структур: континенты (материки) и океаны. В литосфере выделяются литосферные плиты, в состав которых включаются как континенты, или их части, так и океаны, резко отличающиеся глубинным строением, составом, мощностью слоев земной коры, особенностями тектонического развития, различным составом мантии в различных ее частях. В пределах мирового океана выделяются две различных по своему строению и площади области:

- 1) область шельфа и материкового склона;
- 2) область ложа мирового океана.

Первая – это подводная окраина континентов, она отличается континентальным строением земной коры ( в ней сохраняется, хотя и в утоненном виде, континентальная кора с ее гранитным слоем ). Главная и важнейшая граница между континентом и океаном – подножие материкового склона. Океаническое дно занимает 75 % площади Мирового океана. В его рельефе выделяются основные структуры: срединно-океанические хребты, вулканические острова, валы, поднятия, подводные равнины, глубоководные желоба.

Для срединноокеанических хребтов характерна повышенная тектоническая активность, вулканизм, мелкофокусные землетрясения, высокий тепловой поток. Главными тектоническими структурами срединных хребтов являются центральные понижения – грабены, ограниченные глубинными разломами, рифтовые зоны и пересекающие их поперечные зоны глубинных разломов (от 50 до 300 км.) , названные трансформными. Некоторые вершины хребтов возвышаются над уровнем океана, образуя острова (Исландия, Азорские острова и др).

**Срединноокеанические хребты** сложены в основном базальтами. Осадочный слой на них отсутствует или имеет очень малую мощность, но в трансформных разломах может достигать нескольких сотен метров. Из рифтовых зон и трансформных разломов драгированием подняты обломки ультраосновных пород, что говорит о непосредственном выходе пород мантии. В рифтовых зонах проявляется спрединг, сопровождаемый выплавлением базальтовой магмы и наращиванием океанического дна за счет вновь образованной молодой океанической коры. Это подтверждается следующим:

вдоль срединноокеанических хребтов выявлены магнитные аномалии в виде чередования полос различной интенсивности и полярности, симметрично расположенные по обе стороны от хребта. Эти аномалии создаются одновозрастными базальтами дна, и чем ближе к хребту, тем базальты моложе;

по данным глубоководного бурения установлено, что мощность осадочной толщи закономерно и симметрично увеличивается в направлении от оси хребта к континенту от 0 до 2 км. Явления спрединга реально наблюдаются на дне Красного моря.

**Глубоководные желоба, вулканические дуги и окраинные моря.** Все вместе они образуют систему островных дуг, которые рассматриваются как современные геосинклинальные пояса. Островные вулканические дуги состоят из вулканов, сложенных вулканогенными породами андезитового состава и мелководными рифовыми известняками. Возраст пород – кайнозойский. Главная черта островных дуг – очень высокая сейсмичность. Именно здесь проявляются самые глубоководные землетрясения. Центры землетрясений располагаются в узкой, до 100 км. зоне, уходящей наклонно от глубоководных желобов под островные дуги, и называемые зоной Вадати – Заварицкого – Беньофа. Эта зона представляет собой систему грандиозных сколов, разделяющих островные дуги и глубоководные желоба. Прослеживается она до глубины 200 км., наклон 45 градусов.

**Окраинные моря** находятся в тылу островных дуг, тип коры континентальный, но имеются глубокие котловины (до 5км.) с океаническим типом коры, заполненные мощными осадками. Эти котловины обладают повышенным тепловым потоком.

Абиссальные равнины ( океанические платформы ) тектонически пассивны .

Тихий океан, в отличие от других, окружен кольцом островных дуг и складчатыми областями. Прибрежная часть океана почти повсеместно является тектонически активной областью, представляя собой геосинклинальные системы. Исключение составляет только окраина Атлантики. Наиболее древним является Тихий океан, возникший еще в докембрии. В составе осадков, слагающих его дно, не обнаружены осадки, древнее юрских. Такого же возраста и базальты, подстилающие эти осадки. Более древняя кора, по мнению мобилистов, поглощена в зонах субдукции. В строении более молодых океанов проявляется структура, при которой видно, что их впадины наложены на структуры ограничивающих их континентов и впадина срезает самые различные по времени образования. Начало раскрытия современных впадин Индийского и Атлантического океанов относится к юрскому периоду, северного Ледовитого – к концу юрского – началу мелового периодов.

## 9 Главные структуры континентов

Континенты в разных их частях сложены по разному. В одних случаях слагающие их породы смяты в складки и складчато-надвиговые структуры, разбиты сбросами, метаморфизованы, включают интрузии различного состава. К таким частям континентов относятся горно-складчатые хребты и массивы. В других районах континентов распространены горизонтально залегающие неметаморфизованные толщи осадочных или вулканогенных пород и лишь под ними обнаруживаются дислоцированные складчатые метаморфические и магматические комплексы пород. Это позволяет разделить структуру земной коры на три типа: геосинклинальные пояса, орогены и материковые платформы.

## 9.1 Геосинклинальные пояса

Это обширные линейно вытянутые структуры большой протяженности (от 10 до 20 км), ограниченные глубинными разломами, отличающиеся на протяжении всей истории своего развития высокой подвижностью, проницаемостью, и накоплением мощных толщ осадков. Геосинклинальные пояса зарождаются вдоль активных континентальных (океанических) окраин, но могут формироваться и на основе континентальных рифтовых зон.

Различаются два типа океанических (континентальных) окраин: активный (тихоокеанский) и пассивный (атлантический), характерный для всех остальных океанов. На активных окраинах переход океана к континенту резкий, здесь располагаются глубоководные впадины и желоба, островные дуги с активным вулканизмом. Пассивные окраины этих черт лишены и в них переход от континента к океану более плавный и постепенный.

## **9.2 Орогены**

Это обширные складчатые и складчато – надвиговые горные сооружения, возникшие на заключительных стадиях геосинклинального процесса на месте геосинклинальных поясов.

### 9.3 Материковые платформы

Это жесткие, стабильные участки континентов, лишенные способности к складкообразованию. Эти структуры земной коры называются древними платформами. Обособились в земной коре геосинклинальные пояса и древние платформы в позднем протерозое (рифее). Внутри материков имеются платформы, строением и историей возникновения и развития резко отличающиеся от древних платформ. Эти структуры названы молодыми платформами. Они возникли на фанерозойском складчатом основании.

В составе континентов различают:

- древние платформы;
- молодые платформы: эпибайкальские (области байкальской складчатости), эппалеозойские (области каледонского и герцинского тектогенеза), эпимезозойские (области киммерийского тектогенеза), кайнозойские (области альпийского тектогенеза).

## 10 Континентальные платформы

10.1 Д р е в н и е континентальные платформы (кратоны) – это ядра материков, они занимают большую часть площади материков, слагаются типичной корой континентального типа мощностью от 35 до 45 км. Литосфера в их пределах достигает мощности от 150 до 200 км. Обычно они обладают изометричной формой. Значительная часть этих платформ покрыта осадочным чехлом мощностью от 3,5 до 4 км., а в наиболее глубоких впадинах она достигает от 10 до 13 км. В состав чехла могут входить платобазальты. Платформы – это наиболее устойчивые и спокойные части континентов. Древние платформы (кратоны) занимают 40 % площади древних платформ и являются своеобразными их ядрами. Такими платформами являются: в южном ряду Южно-Американская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, Африканская. Промежуточное положение занимает Южно-Китайская. В северном ряду: Северо-Американская, Восточно – Европейская, Сибирская, Китайская. Древние платформы разделены орогенами, их передовыми прогибами или пологими надвигами на эти прогибы складчатых сооружений орогенов.

10.2 М о л о д ы е платформы (Рисунок А.9) занимают значительно меньшую площадь, в основании имеют не кристаллический гранитогнейсовый фундамент, а более молодое геосинклинальное складчатое основание. Это Западно – Сибирская, Средне- и Западно – Европейская, Патагонская. Фундамент этих платформ испытал слабый метаморфизм фации зеленых сланцев. В зонах гранитизации формируются « офиолитовые пояса». Итак, основание молодых платформ – это геосинклинальные складчатые горные породы, пережившие в прошлом орогенез, дислоцированность и денудацию. В зависимости от возраста завершающей складчатости подразделяются на эпикаледонские, эпигерцинские и эпикиммерийские. Так, Западно – Сибирская молодая платформа и Восточно-Австралийская платформы являются частично эпикаледонскими и частично эпигерцинскими; платформенная арктическая окраина Восточной Сибири – эпикиммерийской.

Эпибайкальская платформа с верхнепротерозойским складчатым основанием – Тимано – Печерская. Осадочный чехол молодых платформ имеет юрскомел-четвертичный возраст. На эпикаледонских платформах чехол начинается с верхнего девона, на эпигерцинских – с верхней перми. Чехол молодых платформ сложен в основном молассовыми и моласоидными отложениями. Редко, но встречаются выступы фундамента в окружении пород молодого чехла, которые называют «окнами». Пример – Казахский щит, лежащий между Западно – Сибирской и Северо – Туранской молодыми платформами. В пределах подвижных поясов существуют и впадины, где сохранились реликты океанической коры подвижных поясов (консолидированной коры) Пример – южная часть Каспийского моря, где впадина – это реликт океана Тетис, впадины Баренцева, Карского морей, впадина Мексиканского залива. На молодых платформах в чехле дислоцированность пород более высокая, чем в чехле древних, где большая роль принадлежит разломам, часто складчатые структуры молодых платформ повторяют структуры складчатого фундамента.

## 11 Структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла платформ

В пределах древних платформ выделяются две крупные структуры: щ и т ы и п л и т ы (осадочный чехол).

11.1 Щ и т ы – это территории в несколько тысяч километров в поперечнике. На протяжении всей своей истории геологического развития это блоки земной коры, испытывавшие только поднятия и денудацию. Некоторые щиты покрывались мелким морем, но на очень короткое время. Канадский щит в силуре и девоне, Балтийский щит в кембрии-силуре, Алданский в кембрии. Более мелкие такие блоки, покрывавшиеся морем на более длительное время, называют массивами, например Анабарский, Украинский и другие. В пределах плит выделяются структуры второго порядка – антеклизы, синеклизы, авлакогены.

11.2 А н т е к л и з ы – это крупные и пологие погребенные структуры фундамента в сотни километров в поперечнике. Естественно, глубина залегания фундамента и мощность осадочного чехла в сводовых частях меньше, чем на крыльях (обычно от 1 до 2 км.). Чехол сложен сугубо осадочными породами мелководного или континентального происхождения. Очень много перерывов в осадконакоплении. Иногда в центре антеклиз фрагментарно выходят к поверхности породы кристаллического фундамента (Воронежская антеклиза, Оленекская антеклиза, Северо-Американские антеклизы).

11.3 С и н е к л и з ы – крупные пологие, почти плоские впадины с глубиной залегания фундамента от 3 до 5 км. и наиболее полным глубоководным разрезом осадочного чехла. Угол наклона слоев в антеклизах и синеклизах от 1 до 2 градуса. Типичными примерами синеклиз являются: Московская, Прикаспийская, Амударьинская, Конго, Таудени в Африке. Существуют два типа синеклиз. Первый из них характеризуется очень большой мощностью осадочного чехла – до 25 км., лежащего непосредственно на кристаллическом фундаменте. Второй тип – это трапшовые синеклизы, примеры: Тунгусская на Сибирской платформе, Деканская в Индостане, Кару в Южной Африке, Параны в южной Америке. В их разрезе залегает мощная толща платобазальтов.

На всех платформах земного шара распространены особые отрицательные структуры – авлакогены.

11.4 А в л а к о г е н ы – это четко линейные грабен – прогибы, протягивающиеся на многие сотни километров при ширине в десятки километров, ограниченные разломами (сбросами) и выполненными мощными толщами осадков, а нередко и вулканитами, среди которых особенно характерны базальты повышенной щелочности. Среди осадков типичны соленосные и пелалические угленосные формации. Глубина залегания фундамента в таких структурах достигает от 10 до 12 км. Астеносфера в таких зонах испытывает подъем. Такое строение характерно для континентальных рифтов (палеорифтов). Эти палеорифты могут изучаться только с помощью глубокого бурения и сейсморазведки. В более поверхностных структурах авлакогены могут быть выражены двояко: либо развитыми над ними синеклизами, либо зонами складчатости чехла. В этом случае образуются простые валы (например Вятский вал над Кировско-Казанском авлакогеном) или сложные валы, состоящие из нескольких параллельных цепочек поднятий, в третьих – настоящие складчатые зоны сложного строения с надвиговыми структурами. Произошла тектоническая инверсия и авлакоген, структура отрицательная, стала структурой положительной, называемой п л а к а н т и к л и н а л ь ю.

## 12 Внутреннее строение фундамента древних платформ

Основная роль в сложении фундамента древних платформ принадлежит архейским и нижнепротерозойским комплексам. Фундамент имеет крупноблоковое строение. Так, в пределах Балтийского щита Русской платформы выделяется пять главных блоков, столько же блоков выделяется на Украинском щите, в пределах Канадского щита – шесть блоков и т.п. В пределах древнего фундамента, в архее выделяются два структурных элемента: гранит – зеленокаменные области и гранулиты – гнейсовые пояса. Первые слагают целые блоки в сотни километров в поперечнике. В них часто прослеживаются линейные полосы зеленокаменных поясов, сложенных слабометаморфизованными зеленокаменно – измененными вулканитами основного состава и частично осадочными породами. Мощность осадочно – вулканогенных поясов может составлять от 10 до 15 км. Эти пояса имеют трехчленное строение. Нижняя их часть сложена толеитовыми базальтами и ультраосновными лавами. Возраст зеленокаменных поясов – 3,5 – 2,5 млрд. лет. Заложение зеленокаменных поясов происходило в раннем протерозое в результате рифтообразований в их основании – в «серых гнейсах» архея, гранитогнейсах тоналитового состава.

Гранулиты – гнейсовые пояса, второй главный тип раннедокембрийских структур, разделяют и окаймляют гранит-зеленокаменные области. Проявляются они в раннем архее. Для этих пород характерна высокая степень метаморфизма ( амфиболит – гранулитовая ), которая проявлялась неоднократно, и так же многократная складчатость и пологие надвиги. Внутренняя структура комплекса часто осложнена гранито-гнейсовыми куполами и крупными плутонами габброанортозитов с типичными пегматитовыми полями. Типичные примеры гранулиты-гнейсовых поясов – в Северной Америке, Восточной Африке, в Сибири.

В раннем протерозое формировались п р о т о г е о с и н к л и н а л и, протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров при ширине в первые сотни километров, четко линейные (пример, Курско- Криворожская система). В их основании лежит почти переработанный архейский фундамент. Породы протогеосинклиналей многократно метаморфизованы, перемяты вплоть до микроплочатости, в них внедрялись многократно интрузии гранитоидов. Пространства между древними подвижными поясами были заняты блоками континентальной коры, консолидированными к концу архея и представлявшими собой обломки эпипротерозойского суперконтинента, распавшегося в начале протерозоя. Эти блоки существовали в платформенном режиме и их называют п р о т о п л а т ф о р м а м и.

## 13 Стадии развития платформ [1,10]

Поверхность фундамента древних платформ соответствует срезанной денудацией поверхности складчатого пояса – о р о г е н а . Следовательно, платформы формируются после завершенной складчатости, но далеко не сразу. Необходимо, чтобы прошли и завершились все процессы денудации геосинклинального сооружения и на этой денудированной поверхности накопился осадочный чехол – плитный комплекс или п л и т а . А на это уходило десятки и сотни миллионов лет. До этого в течение «доплитного» этапа платформы проходят две подготовительные стадии: стадию кратонизации и авлакогенную стадию.

С т а д и я к р а т о н и з а ц и и ( ранний рифей). На этой стадии все древние платформы входили в состав единого суперконтинента – Пангеи<sup>1</sup>. Поверхность суперконтинента испытывала поднятие и только на отдельных площадях накапливались континентальные осадки. Местами накапливались кислые лавы и туфы, внедрялись интрузии габбро – анортозитов и гранитов типа рапакиви.

А в л а к о г е н н а я с т а д и я (средний и верхний рифей) приурочена к периоду распада суперконтинента, обособлению древних платформ, возникают многочисленные рифты, позже перекрытые осадочными толщами обломочного континентального и мелководно – морского происхождения. Образуются синеклизы на месте авлакогенов. Переход к плитной стадии начался в начале кембрия.

## 14 14 Концепция тектоники литосферных плит [7]

В середине 20-го столетия началось интенсивное геолого – геофизическое изучение океанов, приведшее к ряду важнейших открытий. Было установлено наличие астеносферы, по поверхности которой возможно относительное перемещение литосферы. Было установлено наличие грандиозной системы срединно-океанических хребтов и рифтов. В океане открыты линейные знакопеременные магнитные аномалии, параллельные и симметричные относительно осей срединно – океанических хребтов. Было открыто явление периодических инверсий магнитного поля Земли. Горные породы, оказалось, обладают остаточной намагниченностью, позволяющей восстановить их положение в древнем магнитном поле. На этой основе возникло новое научное направление – палеомагнетизм. Первые же результаты показали, что литосферные плиты значительно перемещались, прежде чем занять современное положение. Все эти и другие новые открытия не находили объяснений с позиции фиксистой гипотезы развития земной коры. В 1961 – 1968 годах американскими, французскими, английскими и канадскими геофизиками были разработаны основы новой мобилистской концепции ( первоначально известной как новая глобальная тектоника), а позже – как «т е к т о н и к а л и т о с ф е р н ы х п л и т ». В ее основе лежит представление о раздвижении континентов, разрастании пространства с молодой океанической корой начиная от осей срединно – океанических хребтов и образовании, в результате, океанов. Этот процесс получил название «с п р е д и н г о к е а н и ч е с к о г о д н а.» Развивая идеи английских геофизиков Ф.Вайна и Д Мэтьюза геофизики разработали первую возрастную шкалу магнитных аномалий океанов в пределах кайнозоя и второй половины позднего мела. Американский геолог Г. Менард открыл в Тихом Океане гигантские разломы, пересекающие срединно – океанические хребты, а канадский геофизик Дж.Т. Вилсон установил, что они образуют особый класс разломов и назвал их т р а н с ф о р м н ы м и р а з л о м а м и.

Американские сейсмологи, изучив распределение землетрясений по земному шару и механизмы их смещений нарисовали общую картину смещений литосферных плит.

Концепция тектоники литосферных плит начала получать фактические подтверждения. В 1968 году началось глубоководное бурение с американского судна «Гломер Челленджер». Прежде всего было обнаружено полное совпадение датировки возраста океанической коры по данным бурения с результатами определений возраста по геофизическим данным. Подтвердились положения о инверсии магнитного поля, о наличии процессов спрединга, мощности океанической коры в различных частях океанов. Установлен процесс погружения океанической коры под континентальную, названный с у б д у к ц и е й. Благодаря космической геодезии установлен факт перемещений плит относительно друг друга в горизонтальном направлении, благодаря космической томографии получено подтверждение реальности конвективных течений в мантии, являющихся по мнению сторонников и разработчиков концепции тектоники литосферных плит главной движущей силой. Основные предпосылки концепции тектоники литосферных плит сводятся к следующему [7].

1. Первой предпосылкой тектоники плит является разделение верхней части твердой Земли на две оболочки, отличающиеся по реологическим свойствам (вязкости), – жесткую и хрупкую литосферу и более пластичную и подвижную астеносферу. Выделение этих оболочек производится по сейсмологическим и магнитотеллурическим данным (степени сопротивления естественным электрическим токам).

2. Второе положение тектоники плит состоит в том, что литосфера естественно разбита на семь крупных и столько же более мелких литосферных плит, границы между которыми проводятся по очагам землетрясений. Внутренние части плит практически асейсмичны, а главная энергия приурочена к их границам.

3. Третье положение тектоники литосферных плит касается особенностей их взаимных перемещений. Различают три разновидности таких перемещений и соответственно три типа границ между плитами:

1) д и в е р г е н т н ы е г р а н и ц ы, вдоль которых происходит раздвижение плит, – с п р е д и н г;

2) к о н в е р г е н т н ы е г р а н и ц ы, на которых идет сближение плит, погружение океанической коры под континентальную (с у б д у к ц и я) или надвиг океанической коры на континентальную (обдукция). Столкновение двух континентальных плит называется к о л л и з и е й; 3) т р а н с ф о р м н ы е г р а н и ц ы – вдоль них происходит горизонтальное скольжение одной плиты относительно другой по плоскости трансформного вертикального разлома.

4. Четвертое положение тектоники плит утверждает, что в своих перемещениях плиты подчиняются законам сферической геометрии, т.е. 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.

5. Пятое положение тектоники плит утверждает, что объем поглощаемой в зонах субдукции океанической коры равен объему коры, нарождающейся в зонах спрединга. Значит, субдукция полностью компенсирует спрединг, объем Земли и ее радиус остаются постоянными.

6. Шестое положение тектоники плит утверждает, что основная причина движения плит обусловлена мантийной конвекцией. Эта конвекция является чисто тепловой и общемантийной, плиты, находящиеся в вязком сцеплении с астеносферой, увлекаются ее течениями.

В концепции тектоники литосферных плит не находят убедительного объяснения причины течения вещества мантии, ее реологической неоднородности. Чтобы закрыть эти пробелы в концепции, Дж. Вилсон и Дж. Морган выдвинули гипотезу «горячих точек» и «мантийных струй (плюмов)». Эта гипотеза родилась на основе Гавайских островов Гавайского и Императорского хребтов в Тихом Океане. Гавайский архипелаг – это цепь островов потухших и действующих на юге вулканов (Мауна-Лоа, Мауна-Кеа). По мере движения наблюдений с юго-востока на северо-запад, возраст потухших вулканов закономерно возрастает до 42 млн. лет. Следовательно, имеет место закономерная миграция во времени и пространстве вулканических центров. Вилсон и Морган объясняют это тем, что под о. Гавайи в настоящее время действует горячая мантийная струя, которая прожигает астеносферу и литосферу и проявляется на поверхности в виде действующего вулкана. По мере продвижения тихоокеанской плиты в северо-западном направлении действовала аналогия револьверной системы – «произошел выстрел— (извержение вулкана) – барабан провернулся, на место очередного «выстрела» поступил следующий «патрон», это новый действующий, но более молодой «вулкан», а предыдущий потух. В этом механизме есть обязательное условие, что «горячая точка» никуда не перемещается, она постоянна, действие плюма постоянно и по направлению и по силе теплового потока сотни миллионов лет. Возникает вопрос: что за механизм заставляет литосферную плиту остановиться, дожидаться пока мантийная струя ее прожжет, дать возможность на протяжении многих миллионов лет возникнуть и работать вулкану и наконец продолжить движение, приводящее к затуханию вулкана? И еще – каким образом «мантийные струи» преодолевают конвективные токи в мантии, никуда не отклоняясь и не теряя колоссальной энергии? Проблема и в том, что нет убедительного ответа на вопрос: а где расположены и что это за источники «мантийных струй» с колоссальной тепловой энергией?

## 15 Внутриплитные тектонические процессы [1,7]

### 15.1 Современные проявления внутриплитной тектонической и магматической активности

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

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

Не лишены внутренние части плит и проявлений вулканизма. Наиболее значительные из них связаны с рифтовыми системами. В ВосточноАфриканской рифтовой системе находятся такие крупные стратовулканы, как Кения, Килиманджаро и Эльтон. В Западной Африке – вулкан Камерун и другие вулканические центры, а на продолжении «линии Камерун» 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), Алжире (массив Ахаггар) и Ливии (массив Тибести). Значительный вулканизм характеризует ЗападноЕвропейскую 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 (Ануйские 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 океанических бассейнах. Наиболее эффективными его выражениями являются вулканы Канарских островов – Тене-

рифте и др. – и продолжения «линии Камеруна» в Атлантике, вулканические острова Реюньон и Маврикий в Индийском океане, многочисленные островные вулканы, особенно в Тихом океане.

## **Конец ознакомительного фрагмента.**

Текст предоставлен ООО «ЛитРес».

Прочитайте эту книгу целиком, [купив полную легальную версию](#) на ЛитРес.

Безопасно оплатить книгу можно банковской картой Visa, MasterCard, Maestro, со счета мобильного телефона, с платежного терминала, в салоне МТС или Связной, через PayPal, WebMoney, Яндекс.Деньги, QIWI Кошелек, бонусными картами или другим удобным Вам способом.