

Написать реферат, согласно темам, предложенным в установочных материалах.

Лекции

Предмет и задачи геотектоники

Геотектоника – наука о структуре, движениях, деформации и развитии земной коры и верхней мантии, в связи с развитием Земли в целом. Структура геотектоники – неоднородность в распределении и в условиях залегания горных пород разного состава.

Тектонические движения – механические перемещения отдельных участков или блоков земной коры и верхней мантии. Тектонические движения сопровождаются изменениями в залегании и внутреннем строении горных пород и деформациями. Деформации вызывают нарушения в первичном залегании горных пород, которые называются дислокациями.

Основные разделы геотектоники

В зависимости от конкретных задач и последовательных ступеней исследований геотектоника делится на несколько более мелких дисциплин:

1) Общая геотектоника рассматривает закономерности проявления тектонических движений и деформирования тектонических структур всех рангов во времени и пространстве. Выясняет направленность эволюции тектоносферы в истории Земли;

2) Морфологическая геотектоника или структурная геология – изучает строение, формы, создаваемые тектоническими деформациями, и дает основание для классификации этих форм;

3) Региональная геотектоника исследует современное распределение в земной коре и верхней мантии тектонических нарушений разных типов. Используется метод структурного анализа, основанный на изучении геологических карт и геологических разрезов;

4) Историческая геотектоника изучает методами палеотектонического анализа последовательное развитие структуры земной коры, устанавливает в

нем определенные этапы и стадии. Особыми разделами являются: Неотетконика – учение о новейшем $N_3 - Q$ движений и деформаций. Актуотектоника изучает современные движения и деформации земной коры.

5) Динамическая геотектоника – часть динамической геологии, делится на ряд научных направлений (тектонофизика, экспертная тектоника, геомеханика, сейсмотектоника). На современном этапе возникла геодинамика (тектоника+геофизика).

Задачи, решаемые геотектоникой:

- 1) Исследование форм залегания горных пород;
- 2) Изучение истории наблюдаемых структурных форм;
- 3) Выяснение закономерностей в последовательности и сочетаниях структурообразующих процессов в их распределении в пространстве;
- 4) Исследование глубинных причин образования и развития структурных форм.

Методы геотектоники

Геотектоника как самостоятельная наука имеет свои особые методы исследований и использует методы смежных наук. К тектоническим методам относятся:

- 1) Структурный метод – изучение отдельных форм тектонических нарушений по данным геологической съемки и подземного картирования по материалам горных выработок. Результатом являются структурные карты, на основании которых проводится анализ структурных элементов;
- 2) Метод сравнительной тектоники: 1) когда проводится сравнение параметров и других характерных однотипных структур с целью выявления наиболее общих для них показателей и различий, по которым отдельные типы могут быть разделены на подтипы; 2) когда производится сравнение родственных типов структур с целью установления их эволюционной последовательности;

3) Геодезический метод используется для изучения современных тектонических движений; высокоточное нивелирование, геодезическая съемка;

4) Геоморфологический метод используется для изучения новейших тектонических движений;

5) Анализ фаций и мощностей применяется по площади и по разрезу: 1) составляется карта фаций; 2) разрез фаций;

6) Объемный метод является продолжением анализа фаций и мощностей и основан на измерении объемов осадков и вулканогенов разного типа;

7) Метод перерывов и несогласий. Строятся палеогеологические карты, изображающие структуру определенной области к концу одного и началу нового этапа тектонического развития;

8) Анализ формаций основан на изучении комплексов генетических типов отложений, характерных для определенных стадий развития структуры;

9) Математическое и физическое моделирование. Физическое моделирование – экспериментальное воспроизведение тектонических структур в лабораторных условиях.

Все вышеперечисленные методы можно разделить на 3 группы:

1) направлена на выяснение современной структуры земной коры (метод структурного анализа и его разновидности);

2) изучает историю тектонических движений (исторические методы, геодезические, геоморфологические, метод анализа фаций и мощностей, анализ формаций);

3) генетические методы предназначены для раскрытия происхождения тектонических структур.

Еще используют методы смежных наук, такие как геодезические методы, методы геоморфологии, палеогеографии, литологии, петрографии и другие.

Этапы развития геотектоники

Термин геотектоника предложен немецким геологом Науманом в 1860г. Как самостоятельная наука формировалась во второй четверти 20в. Выделяют 5 этапов:

1) вторая половина 17в. – первая половина 18в. Стенон сформировал положение, закладывающее основы геотектоники: 1) осадочные породы лежат горизонтально; 2) если на наклонный слой залегает слой горизонтально, то наклон первого продолжается раньше; 3) гора не производит постоянной величины;

2) вторая половина 18в. – первая четверть 19в. Возникает научная геология, основоположником которой является Вернер. Он стоял на позиции непунизма. В начале 18в. Ломоносов начал признавать ведущую роль в образовании гор эндогенных процессов. Начинает развиваться геологическое картирование. В 1830г. появляется научный труд Основы геологии. Ломоносов попытался разделить тектонические движения на типы. Впервые была проведена систематика складчатых нарушений. Складчатость объяснялась отеснением слоев со сводов поднятий магмой поднимающейся из глубин. Но процесс горообразования складкообразования описывался в виде гипотезы, которая объясняла возникновение этих структур одновременно под действием каких-то катастрофических явлений всемирного масштаба.

3) вторая половина 19в. – на этом этапе происходит отказ от гипотезы поднятий и замена ее гипотезой контракций. Основоположником является Эли Де Бемон. Его гипотеза основывается на гипотезах Канта-Лапласа. Гипотеза контракций описывала происхождение складчатых горных образований в результате охлаждения Земли, уменьшения ее объема, смятия слоев земной коры. В 1900г. французский геолог Э. Ог. противопоставил геосинклиналям устойчивые континентальные площади, которые назвал платформами. Большой вклад в учение о платформах внесли Карпинский и Павлов. В это же время возникает учение об изостазии. В 1909г. создан

австралийским ученым Энри Зюссом фундаментального труда «Лик Земли», в котором на основе гипотезы контракции давалось описание тектонического строения Земли. Бертран указывал, что горноскладчатые системы имеют разный возраст и относятся к основным четырем эпохам складчатости и горообразования: 1) гуронская; 2) каледонская; 3) альпийская; 4) герцинская.

4) Первая половина 20в. – наблюдается кризис гипотезы контракции, протекает открытие радиоактивности, открытые шарьяжей, появляются новые гипотезы подкорových течений, пульсирующей земли, расширяющейся земли, перемещения материков. Появляются гипотезы перемещения материков (1821г.). Основоположники Ф. Тейлер и А. Вегинер. Положила начало новому направлению геотектоники, названному мобилизмом. В 40-е, 50-е годы 20-го века большим успехом пользовались концепции, возродившие представление сторонников гипотезы поднятия, в которой ведущую роль отдавали вертикальным движениям.

5) 60-е годы 20в. – наше время. Интенсивно изучается ложе океана, в результате чего обнаруживаются коренные отличия континентальной коры от океанической. Были открыты срединно-океанические хребты и др. Геофизики подтвердили наличие астеносферы, обнаружили различные геофизические аномалии, характерные только для геосинклиналей и платформ, и т.п. Эти исследования привели к тому, что взгляды, существующие ранее, начали рушиться. Возрождается гипотеза неомобилизма.

Тектонические движения

Классификация тектонических движений

Тектонические движения – механические перемещения материала тектоносферы под действием внутренних и внешних сил, приводящих слои литосферы к дислокациям с образованием тектонических элементов разного ранга и к качественному изменению пород (метаморфизму, трещиноватости, оруднению).

Существует несколько классификаций тектонических движений, но наиболее известными являются классификации В.Е. Хайна, В.В. Белоусова.

Хайн разделил все тектонические движения по уровню их зарождения в земном шаре. Он все тектонические движения разделил на:

- 1) общие колебания (в ядре Земли);
- 2) сверхглубинные движения (в нижней мантии);
- 3) глубинные движения в верхней мантии в результате физико-химических процессов;
- 4) коровые движения (производные от глубинных движений) делятся на складчатые и разрывные;
- 5) покровные (поверхностные) возникают в результате перетока пластичных масс или гравитационного соскальзывания крупных пластин осадочного чехла, что приводит к образованию складок нагнетания и гравитационного скольжения;
- 6) экзотектонические – вызываются ограниченными по площади процессами уплотнения и разбухания осадочных пород и движениями материков, оползнями т.д.

Белоусов классифицирует все тектонические движения по охвату тектоническими движениями того или иного объема земной коры:

1) Общекоровые охватывают всю земную кору по всей ее толщине, в результате которых происходят медленные поднятия и опускания больших территорий, развитие глубинных разломов различного типа и структурное развитие земной коры в целом;

2) Внутрикоровые локализуются в некотором объеме земной коры;

В основу любой классификации положены следующие критерии: а) характер создаваемых этими движениями тектонических структур; б) глубина заложения соответствующих структур в земной коре и мантии; в) кинематические особенности движений. Самыми важными критериями является глубина заложения. Критерий б) тесно связан с а).

На современном этапе выделяют следующие главнейшие типы тектонических движений и деформаций земной коры:

1) Планетарные движения. Чередование планетарных поднятий и опусканий во времени носит периодический характер, причем наблюдается наложение одних периодов на другие разной длительности. Проявляются эти движения в виде трансгрессий и регрессий вод Мирового океана;

2) Сверхглубинные движения. Сюда относятся сопряженные поднятия и опускания крупных сегментов земной коры;

3) Глубинные движения – вызываются процессами, происходящими в верхней мантии. Они приводят к образованию крупных структур, входящих в состав геосинклинальных поясов и платформ. Вертикальные глубинные движения делятся на волновые и глыбовые. Такие движения называются эпейрогеническими;

4) Коровые движения делятся на существенно вертикальные и существенно горизонтальные, а также на складчатые и разрывные;

5) Покровные или поверхностные движения – деформация осадочного слоя земной коры;

6) Экзотектонические движения связаны с диагенезом пород осадочного чехла, с процессами денудации, гипергенеза, в результате движения ледников.

Все тектонические движения по времени их проявления разделены на 3 категории: современные, новейшие, древние.

Современные тектонические движения – движения последних трех веков. Начало изучению этих движений положил шведский естествоиспытатель Цельсий в 18в.

Новейшие тектонические движения изучает неотектоника. К ним относятся движения, которые происходили за последние 40млн лет. Наряду с ними выделяют еще молодые движения, относящиеся к Q₄.

Современные тектонические движения (СТД)

Делятся на современные естественные (СЕТД) и современные техногенные (СТТД).

К СЕТД относятся движения, наблюдаемые в некоторое время или зафиксированные в истории цивилизации. Начало СЕТД принято исчислять от времени стабилизации уровня воды в Мировом океане примерно 6000 лет назад. Для их изучения применяют следующие методы:

- 1) Историко-археологический метод основан на наблюдениях за изменением гипсометрического положения или пространственной ориентации памятников человеческой культуры и современных строений;
- 2) Метод водомерных наблюдений основан на измерении уровня моря по засечкам на специальных столбах – фудштоках;
- 3) Геодезический метод – метод повторного нивелирования;
- 4) Метод, основанный на изучении изменения УГВ. При поднятии земной коры УГВ понижается и наоборот.

Современные техногенные тектонические движения обусловлены техногенной деятельностью человека и связаны с нарушением равновесия пород в земной коре. Причиной таких нарушений могут быть интенсивная эксплуатация месторождений полезных ископаемых, строительство крупных городов и водоемов и т.п. Техногенные движения земной коры могут проявляться в следующих формах:

- 1) плавных вертикальных движениях;
- 2) резких вертикальных движениях (землетрясения);
- 3) субгоризонтальных перемещениях вертикальных слоев;

Современные техногенные тектонические движения изучаются следующими методами:

- 1) Геодезический основан на сверхточном нивелировании по специальным полигонам;
- 2) Сейсмологический метод: прогнозирование землетрясений по их цикличности. Изучение землетрясений по изучению процессов разуплотнения и расширения пород перед землетрясением;

- 3) Гидродинамические базируются на фактах колебания уровня подземных вод перед землетрясением;
- 4) Гидрохимический учитывает изменения химического состава пластовых вод в областях будущих землетрясений;
- 5) Биологический основан на наблюдениях за животными, предчувствующими землетрясения.

Древние и новейшие тектонические движения

К новейшим тектоническим движениям относятся движения N-Q периода до начала периода современных тектонических движений. N и Q обязаны своим происхождением многочисленным геоморфологическим элементам.

Основными методами изучения являются:

- 1) Морфологические методы – построение и анализ карт порядков долин, базисных поверхностей и остаточного рельефа. Карты порядков долин позволяют изучать речную долину в развитии. На этих картах участки новейших тектонических движений характеризуются быстрым переходом долин стока в овраги – бассейны – реки. Карты базисных поверхностей отражают тальвеги в изолиниях. Карты остаточного рельефа характеризуют области длительного подъема.
- 2) Орографический метод основан на изучении зависимости форм рельефа от амплитуды и направления движения земной коры;
- 3) Батиметрический метод аналогичен второму, но применяется для изучения движения дна водных бассейнов;
- 4) Изучение речной сети и речных долин.

Древние тектонические движения

К ним относятся тектонические движения донеогенового возраста. Им обязаны основные структурные элементы земной коры: океаны, континенты, геосинклинали и т.д.

Основными методами изучения являются методы палеотектонического анализа, которые основаны на изучении распространения, состава, мощности, отношения осадочных - вулканических толщ.

Все эти методы базируются на принципах Стено: анализ фаций, анализ формаций, анализ мощностей и перерывов несогласий, объемный метод. Построив карту фаций можно выяснить условия формирования древнего бассейна.

Деформации и дислокации горных пород

Деформация – временное или постоянное изменение формы или объема тела горной породы с сохранением ее сплошности, связанной с перестройкой или перемещением внутренних частиц горной породы.

Дислокации – процесс нарушения первоначального положения слоев, вследствие которого возникают складчатые и разрывные нарушения. Характер деформаций горных пород определяется величиной действующей силы, временем и направлением воздействия на геологическое тело и физическими свойствами породы.

Физические свойства пород определяются не только их составом, но и термодинамическими условиями в местах их залегания.

Пластичные породы называются некомпетентными, хрупкие – компетентными.

Складчатость и складки

Складчатость: 1) процесс деформации и дислокации литосферных слоев; 2) группа складок.

Складчатые системы обладают особыми свойствами: ундуляция – волнообразование; виргация – ветвление, когда образуются пучки расходящихся складок при обтекании жесткого массива или в зонах затухания складчатости; вергентность – опрокидывание поднятий на окраины сопредельных депрессий. Четко видно кулисообразное расположение складок.

Классификации складок

Существуют разные принципы классификации складок, но наиболее популярными являются классификации Хайна и Белоусова. Классификация складок по Хайну основана на геолого-генетическом принципе, который учитывает признаки складок, образовавшихся на разных уровнях развития литосферы. В зависимости от уровня развития Хайн делит складки на 4 категории, каждая из которых выделяет различные по механизму образования типы: 1) категория А охватывает группу поверхностных экзогенных дислокаций. В ней выделяются складки осадочного облекания, уплотнения, разбухания, оползней и гляциодислокаций. 2) категория Б включает покровные эндогенно-экзогенные складки. В ней выделяются гравитационные складки и складки нагнетания. 3) категория В включает в себя складки осадочного чехла, который отражает структуру фундамента. В ней выделяются унаследованные, приразломные, межразломные складки, складки общего сжатия. 4) категория Г включает в себя метаморфогенные и магматогенные складки.

Белоусов предлагает физико-генетическую классификацию складок, в основу которой положен кинематический принцип. Белоусов выделяет следующие типы складчатости: 1) глыбовая; 2) нагнетания; 3) общего смятия; 4) глубинная.

Однако эти классификации не являются в полной мере генетическими, т.к. родословные складок определяются, прежде всего, природой структурообразующих сил, а затем уже формой тектоногенеза и динамикой его проявления. Основываясь на этом, Карташов предложил свою классификацию. По ней выделяется 2 группы складок, которые в свою очередь разделяются на подгруппы: 1) *гравитационные складки*:

а) *складки литодинамического тектоногенеза*:- складки нагнетания сквозные (к такому типу складок относятся всевозможные валы, купола и другие структуры, образованные в результате нагнетания пластичных пород из депрессий в свод поднятия);- складки нагнетания инверсные образуются подъемом пластичной массы, но не по напластованию, а по вертикали вверх

(к такому типу относятся бескорневые антиклинали, которые развиты над депрессиями подстилающего комплекса); - складки нагнетания бескорневые возникают над склонами депрессий или тектонических ступеней и представляют собой наклонные или лежащие складки, замки которых заполнены пластичной породой;- складки выпирания образуются при неглубоком залегании пластичной серии пород и неравномерной эрозии перекрывающих ее слоев; - инверсные мульды; - грабен проседания; - сквозные компрессионные мульды возникают в осевых зонах депрессий в результате выдавливания пластичной массы вверх по восстанию пласта; - кальдеры оседаний образуются в результате оседания верхних слоев земной коры вокруг вулканов или грифонов из-за выхода магмы на поверхность или сопочной брекчии; - гранитогнейсовые купола – глубинные диапиры расплавленного гранитного вещества, выдавленного по тектонически ослабленным зонам поверхности (характерны для платформ); - магматогенные складки – дислокации осадочных толщ под действием внедряющихся интрузий.

б) *складки свободного скольжения пластов*: - покровные складки представляют собой разные пликативные дислокации, возникающие в горных районах при свободном гравитационном сползании пластов горных пород под действием силы тяжести; - оползневые складки – дислокации, появляющиеся в результате отрыва и сползания по склонам слоев горных пород незначительной мощности (делятся на подводные и наземные); - гляциодислокации – небольшие складки, образовавшиеся в результате смятия поверхностных слоев Земли движущимся ледником.

2) складки физико-химических процессов:

а) *складки эндогенных физико-химических процессов*: - глыбовые складки, которые представляют собой приподнятые или опущенные блоки складчатого основания с припаянными к ним и разорванными слоями пород осадочного чехла; - штамповые складки образуются в осадочном чехле под воздействием вертикально движущихся блоков жесткого основания; -

надразломные складки; - приразломные складки – складки, образовавшиеся на крыльях взбросов и взбросонадвигов под действием сил горизонтального сжатия; - складки волочения.

б) *складки экзогенных физико-химических процессов*: - складки облекания, которые представляют собой прогибы слоев, облекающих выступы подстилающего рельефа; - складки уплотнения – малоамплитудные дислокации, образующиеся при диагенезе осадков из-за неравномерного уплотнения разных пород; - складки разбухания образуются за счет разбухания некоторых горных пород, обладающих высокой способностью к набуханию.

Разрывные нарушения – нарушение сплошности пород с горизонтальным, наклонным или вертикальным смещением стенок разорванного слоя или комплекса слоев. По размерам разрывные нарушения делятся на 3 типа: трещины, собственно разрывные нарушения, глубинные разломы.

Трещины – разрывы с очень незначительной величиной смещения стенок. Природа трещин тектоническая и они возникают в хрупких слоях, испытывающих напряженно-деформационное состояние.

Разрывные нарушения характеризуются значительными вертикальными и горизонтальными смещениями стенок разорванных слоев.

Глубинные разломы – зоны разграничения и одновременно шовного сочленения крупных блоков и тектонических элементов литосферы. Имеют большие протяженности длиной от десятков до сотен метров, большое заложение глубиной от десятков до сотен километров и длительную историю развития. Глубинные разломы располагаются системами параллельных разломов, определяющих развитие крупных тектонических структур. Эти планетарные структуры называются *линиями*.

Основными признаками, по которым выражается глубина разломов, являются: 1) Структурный признак – вдоль разломов располагаются крупные дислокации;

2) Литолого-стратиграфический признак -в зоне глубинного разлома обнаружены породы разного состава и возраста;

3) Геофизический признак (зоны различных различий ориентаций аномалий на крыльях разломов);

4) Геотермический (в природных зонах наблюдается повышенная величина теплового потока;

5) По магматическому признаку: к разломам приурочены в основном очаги интрузивного и эффузивного магматизма;

6) По геоморфологическому признаку (в разломной зоне с поверхности наблюдается зона контакта горных стран с предгорными равнинами).

Не все признаки глубинных разломов могут проявляться, поэтому для уверенного установления глубинного разлома необходимо доказать наличие трех признаков (по Хайну): 1) большая протяженность; 2) глубина заложения; 3) длительность развития.

Кроме того, глубинные разломы классифицируются по глубине заложения (по Хайну): сверхглубинные, т.е. разломы, проникающие в среднюю мантию до глубины 700км; среднеглубинные – разломы, начинающиеся в астеносфере; подкоровые – разломы, которые берут свое начало в верхней мантии; коровые – разломы, рассекающие земную кору до кровли мантии.

Глубинные разломы по разграничению тектонических элементов делятся на: периокеанические, т.е. разломы, разделяющие материки и океаны; перикратонные – разломы, разделяющие платформы и геосинклинали; внутригеосинклинальные – разломы, разграничивающие миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные прогибы; межглыбовые – разграничивающие крупные структуры внутри платформ; трансокеанические, которые представляют собой системы параллельных сдвигов северо-восточной части Тихого океана; разломы рифтовых поясов.

У Белоусова классификация глубинных разломов следующая: 1) глубинные врезы – вертикальные разломы, разграничивающие крупные

области поднятий и погружений земной коры с различной историей развития; 2) общекоровые сдвиги – зоны горизонтального перемещения крупных блоков литосферы на десятки и сотни километров; 3) общекоровые сбросы, которые представляют собой системы параллельных разрывов, образующих крупные грабены; 4) общекоровые раздвиги – крупные зияющие трещины земной коры без существенного вертикально смещения крыльев; 5) общекоровые надвиги – зоны надвигания континентальных плит на океанические.

Пейве выделяет еще один тип глубинных разломов – межпластовый срыв–разлом с горизонтально-наклонной плоскостью сбрасывателя. Располагаются такие разломы между слоями мантии, литосферы и коры.

Кроме того, сейсмозондированием установлены еще 2 типа разломов, выраженных на глубине крупноамплитудными сбросами до 5-7 км, а в верхних слоях – взбросами и надвигами. Эти разломы назвали сбросо-надвигами скольжения и инверсионными сбросо-взбросами. Сбросо-надвиги скольжения образуются в результате сползания наклонно-залегающих слоев с поднятого крыла сброса на опущенное крыло, при этом искривляется плоскость сбрасывателя. Инверсионные сбросо-взбросы образуются в зонах длительного погружения блоков земной коры по взбросам в связи с незначительным погружением приподнятого крыла или поднятием погруженного крыла.

Магматизм, грязевой вулканизм и гидровулканизм. Все эти процессы обычно проявляются в областях тектонической активизации. Они связаны с дизъюнктивными дислокациями, участвуют в структурообразовании и определяют основные черты локальной и некоторые методы глобальной тектоники земной коры.

Магматизм – совокупность геологических процессов, связанных с движением магмы, ее проникновением из глубин в земную кору и на дневную поверхность. В результате образуются различные интрузивные и

эффузивные тела, в земной коре развиваются магматогенные поднятия и депрессии, в результате чего преобразуется геология района.

Характер магматизма определяется двумя основными факторами: проницаемостью земной коры и типом магмы. Магматизм обычно интенсивно проявляется в подвижных поясах Земли, на платформах и в рифтовых зонах. В геосинклинальных областях магматизм изменяется с эволюцией геосинклинальной области.

На первой стадии развития геосинклинали, т.е. когда происходит погружение литосферы, проявляется эффузивный подводный магматизм, состоящий из лав ультраосновного и основного состава. Эти лавы после метаморфизации преобразуются в спелито – диабазо – киратофировую формацию.

На второй стадии развития геосинклинали – предорогенной, продуктами вулканизма являются андезито-базальты, которые формируют андезитовую формацию.

На третьей стадии – раннеорогенной, преобладает интрузивный гранитоидный магматизм, в результате которого образуются гранитные батолиты.

В четвертой стадии – орогенной, проявляется уже наземный вулканизм, в основном реалитовый и андезитовый, и образуется порфировая формация.

На пятой стадии – тафрогенной, проявляется финальный магматизм, состоящий из лав базальтового состава, которые заполняют грабены и покрывают долины в эпигеосинклинальных прогибах.

На платформах магматизм выражается трещинным излиянием базальтов, которые покрывают огромные территории. Наряду с эффузивным магматизмом, на платформах проявляется интрузивный магматизм. В рифтовых зонах периоды магматизма подчинены стадиям тектогенеза. В основном это вулканизм из лав базальтового типа, в период рождения грабенов вулканизм протекает вместе с накоплением молассы, в результате чего в рифтовых зонах образуется вулканогенно-молассовая формация. На

стадиях активного рифтогенеза магматизм предшествует образованию эвапоритовой толщи. В результате образуется вулканогенно-эвапоритовая формация.

В океанических рифтах вулканизм проявляется сильнее, т.е. его продуктивность составляет 4 км^3 в год, в результате чего образуются вулканические хребты и острова.

Грязевой вулканизм заключается в истечении из земных недр газовой смеси с частицами горной породы, которые называют *сопочной брекчией*. Наземные постройки грязевых вулканов сложены сопочной брекчией и морфологически выражены возвышениями в виде усеченных конусов с выпуклыми, прогнутыми или плоскими вершинами.

Подземные вулканы. К ним относятся палеовулканы, т.е. вулканы, прекратившие свою деятельность в прошлом и перекрытые осадками.

Существуют также *подводные грязевые вулканы*, которые выложены в рельефе дна коническими выступами. Обычно все грязевые вулканы приурочены к газовым и газо-нефтяным скоплениям и находятся в сводах или сводовых частях антиклинальных поднятий. Приурочены к региональным разломам, которые выполняют роль каналов, по которым грязь поступает на поверхность. Наряду с образованием грязевых покровов в результате гидровулканизма извержение грязи приводит к формированию депрессионных структур – компенсационных геосинклиналей.

Гидровулканизм – комплекс явлений, связанных с прорывом высоконапорных термальных пластовых жидкостей по разного рода нарушениям в результате разрядки напряженного состояния горных пород. По сути гидровулканизм близок к грязевому вулканизму. Отличие состоит в том, что при гидровулканизме выталкивающей силой является гидродинамическая сила. В результате гидровулканизма образуются не вулканические постройки, а образуются эрозионные впадины.

Основные структурные элементы земной коры и литосферы

Под термином тектоническая структура в геологии понимают – обособленный участок земной коры, литосферы (тектоносферы), отличающийся от сопредельных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих их пород.

Самыми крупными тектоническими структурами литосферы являются плиты, в пределах которых в зависимости от особенностей строения выделяют океаны и континенты.

Литосферные плиты – обширные участки литосферы, ограниченные сравнительно узкими зонами сейсмической и вулканической активности. Толщина литосферных плит меньше, чем их ширина.

Литосферные плиты могут быть океаническими, континентальными смешанными. Основными литосферными плитами являются: 1) Северо-Американская плита; 2) Южно-Американская плита; 3) Евразийская плита; 4) Индокитайская плита; 5) Австралийская плита; 6) Антарктическая плита; 7) Африканская плита; 8) Тихоокеанская – океаническая плита.

Границы между плитами могут быть конвергентными и дивергентными. В пределах континентов основную площадь литосферных плит занимают платформы.

Надпорядковыми структурными элементами земной коры являются океаны и континенты, причем в границах океанических и континентальных структур. Океаны – крупнейшие тектонические структуры земной коры океанического типа, в пределах которых не протекали геосинклинальные процессы. Континенты – крупнейшие тектонические структуры земной коры континентального или промежуточного типа, в пределах которых протекали или протекают геосинклинальные процессы. Граница между континентами и океанами проводится по границе выклинивания гранитно-метаморфического слоя.

Геосинклинали – подвижные пояса Земли, характеризующиеся устойчивым прогибанием на начальных стадиях своего развития и инверсией тектонического режима на заключительной стадии.

Платформы – относительно малоподвижные структуры литосферы, в пределах которых почти отсутствуют сейсмичность и вулканизм. Они обладают изометрической формой, сглаженным низменным рельефом. Их состояние близко к изостатическому равновесию. Они делятся на океанические и континентальные.

Рифтовые зоны – участки в пределах океанических и континентальных платформ, имеющих блоковое строение, испытавших тектонические движения нисходящие.

Условия, определяющие структурное развитие региона

Различные тектонические структуры развиваются в разных типичных для них режимах тектогенеза. Сам характер режима определяется тектоническими условиями, существующими на данной территории в данный отрезок геологического времени. Основными показателями тектонических условий являются: 1) величина эндогенной энергии, проявившейся в данном регионе; 2) величина гравитационной неуравновешенности вещества в литосфере.

Белоусов определил основные условия, определяющие структурное развитие региона, к которым относятся: 1) проницаемость литосферы для жидких и газообразных флюидов; 2) форма магматизма, состав лав, объем лавы; 3) процессы деформации, метаморфизма и гранитизации; 4) контрастность и степень интенсивности тектонических движений; 5) соотношение между суммарной амплитудой положительных и отрицательных вертикальных движений; 6) соотношение между вертикальными и горизонтальными движениями.

На границах между океаническим и материковым полушарием расположен самый крупный в мире Тихоокеанский подвижный пояс, его длина составляет приблизительно 56000 км. Он делится на западный и восточный Тихоокеанский подвижный пояс. Материковое полушарие обладает более мозаичным и сложным строением, чем океаническое. Оно

состоит из 6 отдельных континентальных массивов, разделяемых 4 океаническими впадинами.

Континентальные массивы образуют 2 группы: западную – Новый свет и восточную – Старый свет. Новый свет – Северная Америка, Южная Америка, Антарктида - они образуют пояс, протягивающийся в меридианальном направлении. Старый свет – Евразия, Африка, Австралия. Восточная граница отделена от западной границы впадиной Атлантического океана. Восточная граница имеет тенденцию к делению на 2 подгруппы: Евроафриканская, Австралоазиатская. Материки делятся и в широтном направлении: северное и южное полушарие разделены средиземноморским геосинклинальным поясом.

Субдукция, обдукция, коллизия

Взаимодействие литосферных плит при встречном движении, т.е. на конвергентных границах, порождает тектонические процессы, которые проникают глубоко в мантию. Эти процессы сложны и многообразны. На тектонических картах эти процессы выражаются зонами тектоно-магматической активности, такими как островные дуги, континентальные окраины андского типа и складчатые горные сооружения.

Различают два главных вида конвергентного взаимодействия литосферных плит: субдукцию и коллизию.

Субдукция развивается там, где на конвергентной границе сходятся континентальная и океаническая кора или океаническая с океанической, и при их встречном движении более тяжелая литосферная плита уходит под другую и затем погружается в мантию.

Коллизия – столкновение литосферных плит, развивается там, где континентальная кора сходится с континентальной, их встречное движение затруднено и компенсируется деформацией литосферы, ее утолщением и образованием горных складчатых систем.

Обдукция – движение на край континентальной коры фрагментов океанической коры. Происходит чрезвычайно редко.

Зоны субдукции и их выражение в рельефе

Всего насчитывается 22 зоны субдукции. В рельефе зоны субдукции имеют асимметричное строение. Эту асимметрию предопределяет сам способ конвергентного взаимодействия литосферных плит. Линия активного контакта литосферных плит отчетливо выражается глубоководными желобами, глубина которых находится в прямой зависимости от скорости субдукции и средней плотности литосферных плит. Максимальная глубина глубоководного желоба – Марианская впадина, средняя глубина глубоководных желобов составляет около 400м, ширина не превышает 50-100км, протяженность несколько десятков тысяч километров.

Глубоководные желоба дугообразно выгнуты выпуклостью навстречу субдуцирующей плите. Профиль глубоководных желобов всегда асимметричен. Субдуцирующее крыло имеет уклон 5 градусов, а висячее крыло имеет уклон 10-20градусов. На обрамлении глубоководных желобов со стороны океана располагаются пологие краевые валы, которые возвышаются над ложем океана на 200-1000м. С противоположной стороны над висячим крылом зоны субдукции параллельно глубоководному желобу протягиваются высокие хребты или подводные гряды. Если субдукция направляется непосредственно под окраину континента, то образуется береговой хребет. Там, где зона субдукции не находится на краю континента, образуются островные дуги.

Тектоническое положение и основные типы зон субдукции

Основная масса зон субдукций связана с Тихоокеанским поясом современной тектонической активности. Различают два главных тектонических типа зон субдукции: 1) окраинно-материковый (андский); 2) океанский тип (мореанский).

Окраинно-материковый тип формируется там, где океанская литосфера субдуцирует под континент. Данный тип субдукции делится на три тектонотипа: андский, зондский и японский.

Андская зона субдукции является самой протяженной (порядка 8 тыс. км), для нее характерны пологая субдукция молодой океанской литосферы, господство сжимающих напряжений и горообразование на континентальном крыле. В субдукции зон андского типа последовательно выделяют краевой вал, глубоководный желоб, береговой уступ, преддуговой (фронтальный) прогиб.

Зондский тип зон субдукции отличается от андского отсутствием напряжений, что делает возможным утончение континентальной коры. В зондском типе под континентальную кору субдуцирует более древняя океанская коры и угол ухода океанской коры больше, чем в андском типе. В субдукции зон андского типа последовательно выделяют краевой вал, глубоководный желоб, береговой уступ, преддуговой (фронтальный) прогиб, островную дугу, тыловую систему.

Японский тип субдукции отличается от остальных типов наличием краевого морского бассейна с новообразованной корой океанского и субокеанского типа. Этот тип субдукции перекрыт морем. В перекрытых морем окраинно-материковых зонах (зондский тип и японский тип) сохраняется та же последовательность структурных элементов, однако все они, за исключением краевого вала и глубоководного желоба немножко отличаются от андских элементов и поэтому обозначаются другими названиями. Начиная от глубоководного желоба идут невулканическая островная дуга, преддуговой прогиб, вулканическая островная дуга и задуговой прогиб (окраинное море).

Мореанский тип субдукции формируется при взаимодействии двух участков океанской литосферы. При образовании зоны субдукции данного типа более древняя океанская литосфера субдуцирует под более молодую океанскую литосферу. В результате на краю молодой океанской литосферы образуется п-симметрическая островная дуга. Включает: краевой вал, глубоководный желоб, невулканическая островная дуга, прогиб,

вулканическая островная дуга, тыловая система деформаций, остаточные островные дуги, отмирающий междуговой бассейн.

Совсем по-другому протекают процессы там, где на конвергентной границе с обеих сторон подходит континентальная литосфера. Она включается в себя мощную и низкоплотную земную кору, поэтому дивергенция развивается в этих местах как столкновение литосферных плит, сопровождающихся расслаиванием и сложной деформацией в верхней части литосферы. Некоторые ученые рассматривают данный вид взаимодействия как особый тип субдукции. Данный тип субдукции называют альпинотипным типом субдукции или асубдукцией.

Асубдукция развивается в тылу окраинно-материковых сооружений, где субдуцирующаяся со стороны океана литосфера способна оказать давление на континент, в результате которой порождаются взбросы, надвиги, которые направлены от океанов.

Геофизическое выражение зон субдукции

Для изучения зон субдукции применяют следующие методы: сейсмологии, сейсморазведки, гравиметрии, магнитометрии, геотермии и магнито-теллурического зондирования. Из методов сейсморазведки широко применяют многоканальное сейсмопрофилирование и сейсмическую томографию. Сейсмическая томография позволяет проследить субдуцирующую литосферу глубоко в мантию.

Методами сейсмологии изучаются очаги землетрясений, которые приурочены к верхней части зон субдукции, а также с помощью сейсмологии изучают сейсмофокальные зоны.

Гравиметрия обнаруживает резкие аномалии силы тяжести, которые вытянуты вдоль зон субдукции, а при пересечении профиля зоны субдукции сила тяжести меняется от положительных значений к отрицательным. Перед глубоководным желобом в океане обычно прослеживается положительная аномалия, которая приурочена к краевому валу, затем идет отрицательная аномалия, соответствующая глубоководному желобу. Интенсивность ее

может достигать 300 мГал. По другую сторону от глубоководного желоба наблюдается положительная гравитационная аномалия, которая соответствует висячему крылу зоны субдукции.

Магнитометрия. Зоны субдукций на картах магнитных аномалий выделяются линейными зонами, что позволяет выделить, что позволяет отделить субдукционную зону. Чем больше глубоководный желоб, тем больше уменьшается интенсивность аномалий. Над зонами субдукции обнаруживается снижение теплового потока по мере погружения океанической коры под континентальную.

Обдукция

В некоторых случаях проявляется такое сочетание тектонических условий, при котором океанская литосфера бывает приподнята и надвинута на континентальную окраину. Этот процесс был назван обдукцией. В настоящее время такого процесса нигде не происходит.

Различают 2 вида обдукции: обдукция на краю океанского бассейна и обдукция при замыкании океанского бассейна. Обдукция происходит как у активных, так и пассивных его окраинах. При сдвигении литосферных плит континентальная плита перекрывает ближайшее крыло хребта и приходит соприкосновение с поднятым крылом.

Обдукция при замыкании бассейнов океанического типа происходит при сжатии литосферными плитами бассейнов океанического типа. Так как тепловой поток океанической коры более высокий, чем тепловой поток континентальной коры, то он способствует отслаиванию литосферных пластин. При смыкании литосферных плит структурный шов приподымается, а на дне морских бассейнов появляется уклон и литосферная плита разделяет океаническую кору на пластины.

Коллизия

Возникает в том случае, если к конвергентной границе с обеих сторон подходит континентальная литосфера. В этом случае относительно легкие породы континентальной коры не погружаются мантию, а вступают в

активное механическое взаимодействие. В результате данного взаимодействия происходит утолщение коры и горообразование, образуются сложные структуры, при этом может проявиться внутренняя расслоенность литосферы. В таких условиях в ней образуются очаги гранитной магмы. Основные очаги коллизии проявляются в основном вдоль средиземноморско-гималайского складчатого пояса. Ученые установили, что максимальные движения и деформации, связанные с коллизией, проявляются на тех отрезках средиземноморско-гималайского пояса, где южной границе Евразии противостоят выступы континентальных плит Индостана и Аравии. Наряду с коллизией континент-континент различают еще коллизию континент-островная дуга или островная дуга-островная дуга.

Рифты

На дивергентных границах литосферных плит развивается рифтогенез с образованием таких структурных элементов, как рифты. Рифтами называются планетарные высокоомобильные линейные зоны Земли, в которых происходит подъем и растяжение литосферы, образуются крупные грабены и континентальная кора преобразуется в океаническую. *Основными рифтовыми зонами Земли являются срединно-атлантическая, американо-антарктическая, африкано-антарктическая, юго-западная индокитайская, аравийско-индийская, восточно-африканская, красноморская, юго-восточная индоокеанская, австралоантарктическая, южнотихоокеанская, восточно-тихоокеанская, чилийская, галапагосская, калифорнийская, рио-гранде бассейнов и хребтов, горда (Хуан-дефука), Нансена-Гаккеля, момская, байкальская и рейнская (лабораторная работа №2).*

Основную часть рифтовых зон представляют океанические рифтовые зоны, которые выражены срединно-океаническими хребтами. Океанические рифтовые зоны, пересекая пассивные континентальные окраины, продолжают континентальными рифтовыми зонами. Там, где срединно-океанические хребты подходят к активным континентальным окраинам, они могут поглощаться зонами субдукции. Рифтовые зоны Земли образуют

полное кольцо вокруг южного пояса на широте 40-60градусов. От этого кольца меридианально отходит 3 рифтовых пояса (Восточно-Тихоокеанский, Срединноатлантический и Индокитайский).

Вне глобальной системы рифтовых зон находятся рифты Западной Европы, байкальские рифты и рифты фэнвэй. Эти рифты приурочены к разломам северо-восточного простирания, активность которых поддерживается за счет коллизии континентальных плит Евразии и Индостана.

Рифтовые зоны могут располагаться как в океанах, так и на материках. Различают *континентальный и океанический* рифтогенез. Основными механизмами рифтогенеза являются деформационный механизм и механизм гидравлического расклинивания. При деформационном механизме происходит растяжение земной коры с образованием разрывных нарушений, вязкими деформациями земной коры, происходящими в узкой полосе и сопровождающимися уменьшением мощности коры.

При механизме гидравлического расклинивания основная роль принадлежит магме, которая раздвигает породы земной коры в направлении растягивающих напряжений. Оба этих механизма участвуют в образовании как континентальных, так и океанических рифтов, однако при образовании континентальных рифтов доминирует деформационный механизм, а при образовании океанических рифтов преобладает механизм гидравлического расклинивания.

Активным рифтовым зонам континентов свойственна повышенная сейсмичность и повышенный вулканизм. Континентальные рифтовые зоны очень четко контролируются крупными разломами, преимущественно взбросового типа. Центральное положение в рифтовой зоне обычно занимает долина шириной 40-50км, которая ограничена взбросами, нередко образующими ступенчатые системы. Тектонические блоки на обрамлении рифта приподняты до отметок 3-5км.

В центральной части в самом верху взбросы наклонены к горизонту под углом 50-60градусов. Но многие из них выполаживаются на глубине.

Для континентальных рифтов характерны осадочные молассовые формации, в которых присутствует то или иное количество вулканитов. Мощность отложений в рифтовых зонах в среднем составляет 3-4км, но может составлять до 7км. В молассовой формации преобладают обломочные отложения озерного, аллювиально-пролювиального, а в некоторых зонах флювиогляциального и ледникового происхождения, причем снизу вверх грубость обломочного материала возрастает. Там, где имеются зоны вулканизма, происходит вынос вещества гидротермальными растворами, что создаёт условия для образования специфических хемогенных и органогенных осадков. Магматические породы в континентальных рифтовых зонах очень разнообразны, но среди них широко развиты щелочные разности.

Океанический рифтогенез. Основу его составляет гидравлический раздвиг литосферных плит за счет внедрения магмы.

Основные признаки рифтов

Рифтовые зоны имеют следующие признаки:

- 1) Планетарные размеры (длина в десятки тысяч км, ширина от сотен до тысяч км);
- 2) Морфо-тектоническое выражение (поднятие с грабеном). Обычно поднятия выражены щитами, а впадины с грабенами. Но не все континентальные рифты выражены в рельефе, в некоторых случаях поднятия разрушены, а грабены могут быть заполнены обломочным материалом.
- 3) Геофизический признак: а) в сейсмических полях рифтовые зоны Земли характеризуются уменьшением продольной скорости продольных волн в породах верхней мантии; б) в гравитационных полях рифтовые поднятия отражаются положительными аномалиями, а центральная зона рифта, т.е. грабен, отражается отрицательными аномалиями; в) в магнитных полях океанические рифты фиксируются полосовыми аномалиями, приуроченными к бортовым зонам рифта.

4) Повышенная сейсмоактивность;

5) Повышенная проницаемость земной коры для магматических расплавов и тепловых потоков. К рифтам приурочены цепи мелких и крупных вулканов наземного и подводного типа. Вулканы подводного типа образуют островные поднятия. В рифтовых зонах наблюдается повышенный тепловой поток, а в некоторых рифтах обнаружены мощные гидротермальные потоки воды и пара с температурой до 300градусов.

6) Образование характерных рифтовых формаций. В стадию рождения грабена образуется вулканогенно-молассовая формация, а в стадию активного развития рифта образуется вулканогенно-эвапоритовая формация, угленосная и нефтеносная.

Классификация рифтов. Типы рифтов

Структурным элементом первого порядка является *рифтовый пояс*, который представляет собой группу возможно разновозрастных рифтовых систем, расположенных в пределах единого крупного сегмента континентальной и океанической коры.

Рифтовая система – группа из нескольких одновозрастных звеньев, имеющая протяженность до первых тысяч км и отделенная от других систем пояса жесткими блоками литосферы или крупными поперечными поднятиями.

Рифтовое звено – элементарная структурная единица рифтового пояса, состоящая из литосферного поднятия, осложненного одним или несколькими одновозрастными грабенами и имеющая четкое структурное ограничение поперечными дислокациями от остальной части пояса.

Различают 3 типа рифтов: континентальные, океанические, промежуточные.

Континентальные. Континентальные в рельефе выражены протяженными литосферными поднятиями, своды которых осложнены грабенами проседания. Грабены рифтовых систем могут быть симметричными, асимметричными, погружаться от плеч к центру или от

центра к плечам, или обладать блоково-клавишным строением. Длина грабенов в рифтовых зонах измеряется сотнями км, а ширина порядка 60-100км, глубина же может достигать от 1 до 8км.

Океанические рифты развиты в областях с океаническим типом коры. В рельефе они выражены протяженными срединно-океаническими хребтами. Протяженность океанических рифтовых зон составляет от 16 до 20 тыс. км, ширина – до 400км. Средняя высота подводных хребтов от поверхности абиссальных равнин составляет около 1,5км. Вершины хребтов состоят из вулканогенного материала. Вершины гребней опущены по взбросам и образуют грабены, которые именуют рифтовыми долинами. Глубина рифтовых долин составляет порядка 1,5км, ширина – 20-30км. Склоны рифтовых долин имеют ступенчато-взбросовое строение, днище ступенчато погружается к центру, где обычно располагается центральный трок. Осадочные породы, накопившиеся в рифтовых долинах, делятся на 2 типа: карбонатный и тектоно-вулканокластический тип. Мощность осадочных пород в рифтовых долинах доходит до сотен м, но в некоторых местах осадки могут отсутствовать.

Рифты промежуточного типа располагаются в заливах материков и служат промежуточными звеньями между континентальными и океаническими рифтами, что в свою очередь и предопределяет особенности их строения. Обычно плечи грабенов таких рифтов являются побережьями материков, поэтому сложены корой континентального типа.

Эволюция рифтов

Некоторые ученые выделяют 5 стадий в эволюции рифтов: 1) *Эмбрионная (сводовая)* проявляется в геосинклинальных или орогенных стадиях их развития, когда в сводах растущих поднятий напряжения достигают предела прочности, что предопределяет разрушение свода и заложение грабена; 2) *Стадия рождения грабенов (тафрогенная)*, на которой происходит обрушение сводов поднятий и образование полуграбенов; 3) *Стадия пассивного развития* характеризуется медленным

спокойным развитием территории в тесной связи с развитием платформы. Для этой стадии характерно только небольшое колебание накопившихся в это время осадков; 4) *Этап активного развития рифта*. Данная стадия наступает при активизации тектонических процессов и выражается раскрытием разломов, вулканизмом, интенсивным погружением основания с преобразованием полуграбена в настоящий грабен. В этом грабене происходит накопление терригенных и карбонатных толщ, а также вулканогенно-эвапоритовых толщ; 5) *Стадия океаногенеза*. Если процесс тектогенеза очень активный и продолжается длительное время, то континентальный рифт может преобразоваться в океанический, что и определяет процесс океаногенеза, но очень часто процесс тектогенеза прекращается на стадии активного развития рифта и тогда рифтовые грабены сохраняются в форме палеорифтов и палеоовлакогенов;

Геосинклинали

Основные признаки геосинклиналей

Геосинклинали - мобильные пояса литосферы, в которых в течение тектонического цикла последовательно проявляются вначале силы растяжения и погружения, затем – сжатия и поднятия земной коры, происходит накопление и дислокация, метаморфизм и гранитизация, что приводит к преобразованию геосинклинальных областей в платформенные.

Геосинклинали обладают следующими признаками:

- 1) Колоссальными размерами (многие тысячи км в длину и до тысячи км в ширину);
- 2) Формой (прямолинейная, дугообразная и кольцевая);
- 3) Повышенная проницаемость литосферы для потоков эндогенного тепла, а также магматических расплавов и других флюидов. К геосинклинальным областям приурочена основная масса интрузивных и эффузивных тел;

4) Морфотектоническая выраженность. На первом этапе развития геосинклинали представлены морскими впадинами, а на заключительном – континентальными высокогорными складчатыми системами;

5) Специфические формации;

6) Резкие изменения мощности осадочных пород вкrest простирания геосинклиналей. Суммарная мощность осадков в некоторых местах может достигать 20-25км;

7) Процессы дислокации, метаморфизма и гранитизации осадочных пород.

В структурном делении геосинклиналей элементом первой величины является **геосинклинальный пояс** – мобильная зона литосферы планетарных размеров, испытывающая тектогенез конструктивного направления. Крупные геосинклинальные пояса в основном разделяют и обрамляют древние платформы, и считается, что они начали формироваться в позднем протерозое.

Основными складчатыми поясами Земли являются: 1) Тихоокеанский геосинклинальный пояс обрамляет впадину Тихого океана и отделяет ее от древних платформ. В некоторых случаях этот пояс делят на Западно-Тихоокеанский и Восточно-Тихоокеанский; 2) Урало-Охотский простирается от Баринцева моря до Охотского; 3) Средиземноморский пересекает весь земной шар в широтном направлении от Карибского моря до Южно-Китайского моря; 4) Северо-Атлантический отделяет Северо-Американскую древнюю платформу от Восточно-Европейской древней платформы и на юге он сочленяется со Средиземноморским геосинклинальным поясом, на западе – с Арктическим и с Урало-Охотским на востоке; 5) Арктический протягивается от Таймыра на северо-востоке до Гренландии. В основном все геосинклинальные пояса возникли в пределах древних океанических бассейнов или на их периферии.

Существует **два основных типа геосинклиналей:** межконтинентальные геосинклинальные пояса, которые возникли на месте

вторичных океанов, и окраинно-континентальные. К межконтинентальному типу относятся все вышеперечисленные пояса, кроме Тихоокеанского.

Более мелкой структурной единицей геосинклиналей является **геосинклинальная область**, которая представляет собой обособленные участки геосинклинального пояса длиной в первые тысячи км, находящиеся на разных стадиях своего развития и характеризующиеся складчатостью определенного возраста, а также разным морфологическим выражением.

Геосинклинальная система – элементарное звено геосинклинальной области, состоящее из эв- и миогеосинклинальных прогибов, разделенных геоантиклинальным поднятием. Геосинклинальная система отделяется от других систем срединным массивом, к которому примыкает эвгеосинклинальный прогиб и ограничивается платформой. Протяженность системы составляет 1-3 тыс. км, ширина 200-400 км. **Эвгеосинклинали** – внутренние наиболее мобильные прогибы системы, которые примыкают к срединным массивам и характеризуются высокой тектонической активностью и интенсивной магматической активностью.

Миогеосинклинали – внешние, обычно примыкающие к платформам прогибы с малой тектонической активностью и отсутствием магматической активности.

Геоантиклиналь – система структурных поднятий, разделяющих геосинклинальные прогибы, которые на ранних стадиях своего развития выражены подводными поднятиями, а на поздних стадиях развития – островными дугами.

Срединные массивы – устойчивые складчато-глыбовые блоки земной коры субплатформенного типа, которые располагаются внутри геосинклинальных областей.

На инверсном этапе развития в геосинклиналях формируются элементы иного типа. Геосинклинальные области и системы преобразуются в горно-складчатые области и системы, а сам геосинклинальный пояс преобразуется в эпигеосинклинальный орогенный пояс.

Характерными элементами тектоники многих эпигеосинклинальных орогенных поясов являются офиолиты, которые представляют пояса зелено-каменных пород основного или ультраосновного состава. Кроме того, в эпигеосинклинальных орогенных поясах очень распространены крупные тектонические структуры покровного типа, которые называются шарьяжами, которые в свою очередь являются пластинами горных пород, сорванными и гравитационно перемещенными с поднятий в депрессии на десятки и сотни км от места их коренного залегания.

Развитие геосинклиналей

Полный цикл развития геосинклинальной системы протекает в 2 этапа: ранний и поздний. На первом этапе территория интенсивно погружается, и соответственно накапливаются специфические формации, а на втором этапе происходит метаморфизм, гранитизация и дислокация накопленных осадков, а на месте впадин формируются горно-складчатые поднятия. Но Хайн провел более детальный анализ развития геосинклиналей, что позволило ему разделить цикл геосинклинального тектогенеза на 5 стадий: 1) **Ранняя** охватывает период образования и развития прогиба, в котором накапливаются толщи песчано-глинистых отложений, образующих сланцево-грауваковую и аспидную формации, а также накапливаются магмы базальтоидного типа, которые образуют спелито-диабазо-кератофировую формацию; 2) **Зрелая (предорогенная)** характеризуется замедлением скорости развития прогибов и интенсивным ростом антиклиналей. Разрастаясь, геоантиклинальные поднятия образуют системы подводных поднятий и островных дуг. В прогибах накапливаются осадки, создающие сначала флишевую формацию, а затем и карбонатную формацию. В эпигеосинклиналях продолжают процессы вулканизма, но лавы уже не базальтоидного, а андезитового типа; 3) **Раннеорогенная стадия**, на которой геоантиклинальные поднятия сминаются в крупный складчатый массив и одновременно с этим край платформы преобразуется в краевой прогиб, а окраины срединных массивов – в тыльные прогибы. В прогибах сначала

существуют морские условия, и поэтому накапливается шлировая маласса. По мере дальнейшего подъема территории морские бассейны превращаются в заливы и лагуны, в которых среди мелкообломочных пород формируются пласты каменного угля или эвапоритовые толщи; 4) **Позднеорогенная стадия** выражена интенсивными горообразовательными процессами, т.е. скорость образования гор превышает скорость их разрушения. Обломки не успевают перерабатываться и накапливаются в прогибах, образуя грубообломочную малассу. Но вместе с грубообломочными отложениями накапливаются известняки-ракушечники, оолитовые известняки и другие осадки морских бассейнов. Интенсивное горообразование в геосинклиналях приводит к оживлению старых и образованию новых разломов. В результате возобновляется вулканизм. Состав магмы меняется от кислого до основного; 5) **Тафрогенная стадия** является переходной стадией от геосинклинального развития территории к платформенному и считается начальной стадией нового структурного цикла. Т.е. на этой стадии начинают проявляться силы растяжения, своды антиклинорий разрываются, образуя грабены разрушения, которые и называются тафрогенами. Этот процесс сопровождается магматизмом. На этой стадии продукты вулканизма и продукты денудации горных пород скапливаются в грабенах проседания, образуя вулканогенно-малассовую формацию. Следует отметить, что не всегда развитие геосинклиналей заканчивается горообразованием. Есть такие участки, где геосинклиналь превратилась на ранней стадии развития в платформу. В некоторых случаях развитие геосинклиналей не всегда завершается преобразованием их в платформы. Может происходить регенерация геосинклинального режима, в не завершивших полный цикл своего развития геосинклиналях.

Формации осадочных и вулканогенных толщ геосинклинальных областей

На разных этапах в геосинклиналях происходит в основном отложение морских осадков и отложение вулканических толщ, причем по составу

осадочные и вулканические слои, накопившиеся в самих геосинклинальных прогибах, отличаются от осадочных и вулканических слоев, накопившихся на поверхности срединных массивов и орогенных впадин. Это различие обусловлено в основном той обстановкой, в которой происходило формирование этих толщ.

Состав формаций зависит, прежде всего, от тектонического режима и положения данного участка земной поверхности в период накопления осадков:

1) Если это был **геосинклинальный прогиб**, то формирование отложений в нем шло в условиях глубокого моря, причем формирование отложений сопровождалось сильными подводными вулканическими извержениями;

2) Если это была **орогенная впадина**, то условия представляли собой мелкое море/лагуну и отложения имели другой состав по сравнению с геосинклинальными прогибами;

3) Если это был **срединный массив**, то режим осадконакопления был континентальный либо режим дна неглубокого моря. Для отложений чехла срединных массивов характерно большое площадное распространение и однородный состав;

4) Если это были **растущие горы**, то осадконакопление происходило на дне отдельных морей, долин, озер.

Т.о., состав формаций в целом отражает тектонические условия и формирование, а смена формаций – изменение в условиях господствующего тектонического режима.

Среди формаций геосинклинальных областей можно выделить 4 основных ряда: 1) Формации геосинклинальных прогибов; 2) Формации чехла срединных массивов; 3) Формации орогенных впадин; 4) Формации геоантиклинальных поднятий.

Формации геосинклинальных прогибов

Наиболее типичными формациями геосинклинальных областей являются формации геосинклинальных прогибов, которые в определенной последовательности связаны с разными стадиями развития прогибов. Обычно в основании залегают формации, которые приурочены к начальным стадиям формирования прогиба. Выше залегают формации, характеризующие зрелую стадию формирования прогиба. **Наиболее распространенными типами формаций** начальной стадии развития геосинклинальных прогибов являются вулканогенные и песчано-глинистые формации. Эти формации либо чередуются, либо преобладает один из типов формаций.

Вулканогенная формация состоит из мощных лав диабазового состава, а также шаровых лав, образовавшихся в подводных условиях. Кроме того, в этой формации присутствуют продукты вулканических взрывов (туфы и брекчии). По составу это основные породы, причем среди них выделяют 2 разновидности. Одни породы относятся к типичным диабазам, другие – к спилитам, т.е. к породам с повышенным содержанием натрия. Исходя из этого, выделяется 2 разновидности вулканогенных формаций: диабазовая и спилитовая. С этими формациями тесно бывают связаны и вулканогенно-кремнистые формации, в которых заметную роль играют кремнистые породы. **Вулканогенно-кремнистая формация** делится на **яшмовую**, состоящую из пачек раскрашенных в разные цвета яшм, чередующихся с лавами и туфами, а также осадочными породами, образующими невыдержанные линзы и **кремнисто-сланцевую**, в которой вместо яшм преобладают кремнисто-туфовые сланцы.

Песчано-глинистая формация чаще всего представлена глинистыми сланцами темных песков с прослоями песчаников. Мощность таких формаций может достигать значительных величин.

Для зрелой стадии развития геосинклинальных областей **характерны следующие формации**: вулканогенные, песчано-глинистые и карбонатные.

Вулканогенные формации представлены мощной толщей андезитовых или порфиритовых лав и их туфов, а также брекчий. Все эти толщи имеют

средний состав. Среди вулканогенных формаций также выделяют 2 разновидности пород, различающихся по химическому составу: андезиты и порфиристы; кератофиры. Кроме того, в вулканогенных формациях широко развиты формации темно-серых или зеленоватых сланцев.

Песчано-глинистые формации представлены глинистыми сланцами с пачками и прослоями алевролитов и песчаников. В молодых складчатых областях развиты формации глинистых пород с прослоями и конкрециями сидеритов. По краям геосинклинальных прогибов иногда встречаются глинистые угленосные формации, однако они не выдержаны по мощности и не имеют практического значения, т.к. зольность этих углей очень высокая.

В некоторых случаях встречается **глинисто-кремнистая формация**, которую еще называют кульма.

Карбонатные формации в геосинклинальных прогибах представлены слоистыми известняками и доломитами, сопровождаемые рифтовыми массивами. Кроме того, карбонатная формация может быть представлена мергелями и известняками. В карбонатных формациях могут присутствовать прослои и пачки глин, песчаников и вулканических пород.

Для геосинклинальных прогибов **характерными являются флишевые формации**, состоящие из слоев песчаников, глинистых пород и известняков, которые чередуются в определенной строгой последовательности. Эти породы еще называют элементами флишевого ряда или ритма. В основании флишевого ритма наблюдаются следы размыва. В самом низу флишевого ритма залегают наиболее грубообломочные элементы. Выше располагаются более тонкие песчаники (первый элемент). Выше залегает второй элемент флишевого ритма, представленный глинистыми породами. В некоторых случаях еще выше могут быть известняки. Флишевые формации могут достигать значительных мощностей и являются постоянным членом ряда формаций геосинклинальных областей.

Различают 3 *разновидности флишевых формаций*: теригенный, карбонатный, туфогенный флиш. Все эти 3 разновидности характерны для геосинклинальных областей.

Формации чехла срединных массивов

Такие формации представлены слоистыми толщами осадочных пород, выдержанных по простиранию на значительной площади массива и имеющие незначительную, но мало меняющуюся мощность. По своему характеру это типичные формации платформенного типа, которые представлены кварцевыми и полемиктовыми песчаниками с содержанием глауконита, слоистыми известняками и мергелями, в некоторых случаях и глинистыми породами. Иногда встречаются вулканические толщи, представленные андезитами и базальтами. Обычно такие формации находятся в основании геосинклинального комплекса в пределах геосинклинального прогиба.

Формации орогенных впадин

Формации орогенных впадин бывают как вулканическими, так и осадочными. В краевых прогибах вулканические формации обычно отсутствуют. Наиболее характерной формацией орогенных впадин является молассовая формация. Моласса – комплекс преимущественно грубообломочных пород, заполняющий краевые или межгорные породы и формирующийся в орогенную стадию складчатых областей. ***Молассовую формацию*** делят на нижние молассы и верхние молассы. Нижние представлены в основном морскими сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками с прослоями конгломератов и мергелями. Верхние молассы сложены преимущественно континентальными конгломератами с прослоями песчаников и глин. Нередко в состав моласс входят эвапоритовые угленосные толщи. Иногда нижние молассы являются нефтегазоносными. Т.о., в составе орогенных впадин различают два комплекса формаций: верхний и нижний. Нижняя моласса связана с началом орогенного этапа. Верхняя моласса образуется в условиях интенсивного роста поднятий, с

которых сносится ограниченное количество грубообломочного материала, заполняющего межгорные впадины.

Для межгорных и краевых орогенных впадин свойственны ***соленосные формации***, которые могут входить в состав молассового комплекса. Соленосные формации представлены чередующимися глинистыми или песчанистыми породами со слоями гипсов, ангидритов и доломитов. Гипсы и ангидриты образуют очень мощные прослойки (линзы) внутри молассового комплекса. К этим линзам присоединяются слои каменной соли, а в некоторых случаях и калийной соли. Для молассового комплекса характерно наличие еще и ***угленосных формаций***, которые состоят из песчаников, чередующихся с глинами и пластами ископаемого угля. По происхождению это речные, озерные, болотные, а также лагунные отложения с отдельными прослоями морских отложений, поэтому различают два типа: паралический и лимнический. Паралический – это когда отложения сформировались на морском побережье, а лимнический – это чисто континентальные отложения.

Образование соленосных и угленосных формаций происходит в одинаковых по тектоническим условиям впадинах, но при разном климате. При гумидном климате возникают угленосные формации, при аридном – соленосные.

Для орогенных впадин характерна также глинисто-ракушечниковая или глинисто-карбонатная формация, состоящая из чередования глин, песчаников, известняков и ракушечников.

Вулканогенные формации связаны с очагами вулканических извержений, которые обычно приурочены к глубинным разломам. Поэтому в основном вулканогенная формация приурочена к бортам прогибов. По составу это породы основного, среднего и кислого состава.

Платформы. Общая характеристика платформ

Платформы – малоподвижные крупные изометрической формы глыбы земной коры или фундамент из магматических и метаморфических пород,

осадочный чехол, характеризующиеся сравнительно низкой проницаемостью земной коры, низкой сейсмичностью и вулканизмом.

Платформы делятся на континентальные (кратоны) и океанические. Основное их различие состоит в: 1) разнородном составе второго слоя коры; 2) большой разнице послойной и суммарной мощности литосферы; 3) в неодинаковой внутренней структуре этих платформ; Осадочный чехол платформ характеризуется горизонтальным или почти горизонтальным залеганием слоев, сравнительным постоянством их состава, выдержанностью мощностей и набором определенных платформенных формаций.

Континентальные платформы представляют собой как бы ядра материков и занимают большие части площади материков. Слагаются континентальные платформы типичной континентальной корой, мощностью 35-40км. В пределах платформ мощность литосферы достигает 150 – 200км, а в некоторых случаях 400км. Значительная часть платформ покрыта неметаморфизированным осадочным чехлом, мощностью 3 - 5км, а в перегибах и впадинах мощность может достигать 10 – 12км, а в некоторых случаях 25км. В состав осадочного чехла могут входить покровы платобазальтов, а иногда и более кислые вулканиты. Там, где платформы не покрыты чехлом, на поверхность выходит фундамент, сложенный метаморфическими породами разной степени метаморфизма, а также интрузивно-магматическими породами, в основном гранитами.

Платформы обладают равнинным рельефом (низменным или плоскогорным). Некоторые участки платформ могут быть покрыты мелким эпиконтинентальным морем (Белое и Азовское моря). Для платформ характерна низкая современных вертикальных движений, очень слабая сейсмичность, отсутствие вулканической деятельности и пониженный тепловой поток (по сравнению со среднеземным).

Континентальные платформы делятся на **древние и молодые**.

Древние являются наиболее типичными платформами с докембрийским, в основном раннедокембрийским фундаментом и

составляют древнейшие центральные части материков. К древним платформам относятся Северо-Американская, Восточно-Европейская, Сибирская, Китайско-Корейская. Эти платформы составляют **северный ряд платформ**. Далее идут Южно-Американская, Африканская, Индостанская, Австралийская, Антарктическая, которые занимают **южный ряд**. В отдельную группу входит Южно-Китайская платформа, которую японские геологи называют Янцзы. В фундаменте этих платформ преобладают архейские образования. За ними идут раннепротерозойские, среднепротерозойские и верхнепротерозойские.

Древние платформы имеют полигональное очертание и отделены от смежных сдвигово-надвиговых сооружений передовыми прогибами. Эти прогибы налагаются на опущенные края платформ, либо непосредственно тектонически перекрыты их надвинутыми периферическими зонами. По периферии Восточно-Европейской платформы наблюдаются оба типа таких отношений. Т.о. **основными признаками** древних континентальных платформ являются: 1) двухэтажное строение (фундамент сложен докембрийскими породами и осадочным чехлом); 2) большое распространение осадочного чехла выдержанной мощности и одинакового состава; 3) складчатость прерывистого типа; 4) отсутствие прямой унаследованной связи между структурами чехла и складчатостью фундамента.

Молодые континентальные платформы занимают значительно меньшую площадь материков (около 5%) и располагаются в основном по периферии континентов либо между древними платформами. К молодым платформам относятся Среднеевропейская и Западноевропейская, Восточноавстралийская, Патагонская платформы. Они находятся на окраинах континентов. Западносибирская платформа относится к платформам, расположенным между древними платформами. Фундамент молодых платформ сложен в основном осадочно-вулканическими породами фанерозойского возраста, которые слабо метаморфизированы. Граниты и

другие интрузивные образования играют подчиненную роль в составе фундамента и поэтому фундамент молодых платформ именуется не кристаллическим, а складчатым. Поэтому фундамент молодых платформ отличается от фундамента осадочного чехла только высокой дислоцированностью. В связи с этим, в зависимости от возраста завершающей складчатости фундамента молодых платформ, все платформы или их части подразделяются на *эпикаледонские, эпигерцинские, эпикиммерийские*.

Осадочный чехол молодых платформ сложен юрскими или мел-четвертичными отложениями. Так, на эпигерцинских платформах чехол начинается с верхней перьми, а на эпикаледонских - с верхнего дэвона. В связи с тем, что молодые платформы в большей степени покрыты осадочным чехлом, чем древние, в литературе их часто называют плитами.

Т.о. молодые платформы характеризуются следующими признаками: 1) трехэтажное строение: фундамент, промежуточный комплекс и осадочный чехол; 2) располагаются молодые платформы на периферии геосинклинальных поясов и на стыке древних платформ; 3) частичная унаследованность структурного плана и типа складчатости основания в осадочном чехле; 4) наличие как прерывистого, так и линейного типа складчатости.

Внутреннее строение фундамента древних платформ

По данным бурения и геофизики установлено, что фундамент древних платформ имеет крупноблоковое строение. Например, в структуре балтийского щита различают 5 главных блоков, на канадском – 6, на украинском – 5. Некоторые из этих блоков очень сильно вытянуты в одном направлении и поэтому их называют поясами. Возраст этих блоков относится к протерозою. Их внутренняя структура и особенности развития отличаются от внутренней структуры и особенностей развития подвижных поясов. В блоковых поясах распространены специфические элементы, характерные для ранних этапов развития Земли. ***Выделяют 2 типа таких структурных***

элементов: гранитно-зеленокаменные области (ГЗО) и гранулитогнейсовые пояса (ГГП).

ГЗО слагают целые отдельные блоки, в поперечнике занимающие сотни км, в пределах которых выделяют параллельные линейные полосы зеленокаменных поясов. Сложены ГЗО слабометаморфизированными преимущественно основными зеленокаменно измененными вулканитами и в меньшей степени осадочными породами. Длина ГЗО составляет сотни и даже тысячи км, ширина – до первых сотен км. В настоящее время ГЗО установлены на всех континентах, платформах и щитах. Разделяются они более широкими гранито-гнейсовыми полями. Мощность зеленокаменных поясов достигает 10-15 км и имеет трехэтажное строение. В нижней части поясов залегают основные базальты, средняя часть представлена в основном эффузивами среднего и кислого состава, а верхняя часть представлена обломочными породами.

ГГП разделяют и окаймляют ГЗО. Образовались они в конце архея и получили широкое развитие в протерозое. Эти пояса отличаются широкой степенью метаморфизма, сложной и многократной складчатостью, надвигами. Внутренняя структура ГГП осложнена гранито-гнейсовыми куполами и крупными плутонами.

Кроме того, для фундамента древних платформ характерны такие структурные элементы, как **протоорогены** – подвижные пояса, приуроченные к раннему протерозою. Длина этих поясов достигает тысячи км, ширина – первых сотен км. В строении проорогенов выделяют внутреннюю часть и внешнюю.

Основные структурные элементы поверхности фундамента и осадочного чехла континентальных платформ

Наиболее крупными структурными элементами платформ являются **щиты и плиты**. Они сочленяются либо путем постепенного погружения фундамента под осадочный чехол, либо через флексуры и разломы.

Щиты занимают территорию в поперечнике до 1000км и в течение всей истории своего развития они обнаруживают тенденцию к поднятию денудации. Более-менее крупные и более длительное время затопляемые морем выступы фундамента называются массивами. Щиты очень легко выделяются в платформах северного ряда, где они со всех сторон окружены осадочным чехлом.

Плиты – области платформ, перекрытых осадочным чехлом, мощность которого изменяется от нескольких десятков метров на антиклизях и до 10-15км в синеклизях. Молодые платформы целиком или почти целиком представляют собой плиты, а щиты и массивы на молодых платформах встречаются только в виде исключения.

Помимо щитов и плит в структуре платформ иногда выделяют третий элемент того же порядка – **перикратонные опускания**. Они приурочены к зонам между щитами и орогенами или между щитами и передовыми прогибами. Зоны перикратонных опусканий характеризуются моноклинальным или ступенчато-моноклинальным погружением фундамента в сторону смежных подвижных поясов.

В **пределах плит** выделяются структурные элементы подчиненного порядка, к которым относятся **антиклизы, синеклизы и овлакогены**.

Антиклизы – крупные и пологие поднятия фундамента, в поперечнике составляющие сотни километров. Мощность осадочного чехла в сводовой части антиклиз составляет 1-2км. В некоторых случаях в центре антиклиз имеются выходы фундамента на поверхность. В иных случаях антиклизы являются многовершинными (вершины называются сводами). Встречаются антиклизы как на древних, так и на молодых платформах.

Синеклизы – крупные, пологие, почти плоские впадины фундамента с мощностью осадочного чехла 3-5км. Синеклизы наблюдаются не только в пределах плит, но и в пределах щитов. В геотектонике различают 2 особых типа синеклиз. Один из типов – **трапповые синеклизы**. В разрезе таких

синеклиз сверху залегает мощная платобазальтовая формация. В рельефе такие синеклизы выражены плоскогорьями.

Овлакогены – четкие линейные грабен-прогибы длиной многие сотни км и шириной в десятки км, ограниченные разломами (сбросами), заполненные мощными толщами осадков с небольшим количеством вулканитов.

Авлакогены – палеорифты, заполненные осадочной толщей. В авлакогенах присутствуют соленосные и угленосные формации. Глубина фундамента достигает 10-12 км. Литосфера имеет более, меньшую мощность, чем на периферии. Это обусловлено тем, что в авлакогенах происходит подъем астеносферного слоя. Такое строение характерно для континентальных рифтов. В рельефе может быть выражены двояко: либо под ними развиты синеклизы, либо над ними развиты зоны складчатости. Авлакогены со временем перерождаются в синеклизы, считается, что в основании всех синеклиз находятся палеорифты. Часть из авлакогенов подвергаются сжатию и превращаются в складчатые зоны различной степени складчатости.

К элементам 4-го порядка континентальных платформ относятся валы, своды, прогибы, впадины и седловины.

Валы – это структуры низшего порядка, представляют собой пологие линейные поднятия протяженностью несколько десятков км. Развиты над осевыми частями авлакогенов либо в бортовых частях над разрывами. По структурным особенностям выделяют: 1) Унаследованные, приурочены к поднятиям фундамента; 2) шовные, над разломами фундамента; 3) Инверсные, приурочены к осевым зонам грабенообразным впадинам.

Прогибы – линейные депрессии литосферы.

Впадины – депрессии изометричной формы с соотношением длинной и короткой осей не менее 3 км.

Седловины – структуры сложной формы, напоминающие седло.

В пределах платформ выделяют эпиплатформенные орогенные пояса, краевые прогибы и кольцевые структуры.

Эпиплатформенные орогенные пояса – активизированные области платформы развившейся на длительно развивающихся платформах. Для них характерен высокогорный рельеф. Они делятся на: 1) Перигеосинклинальные – расположенные на границах платформ с геосинклиналями, их образование обусловлено захватом платформ процессам орогенеза. 2) Эпилатформенные пояса (периокеанический тип) – располагаются на границе платформ с океаническими областями. 3) Интрократорные – расположены внутри платформ.

Эпиплатформенные пояса в рельефе выражены широкими блоково-глыбовыми мегаскладками, грабен мегасинклиналями и горст мегаантиклиналями.

Краевые прогибы – крупные сложно построенные депрессии расположенные на окраинах платформ в зонах их сочленения с геосинклинальными поясами. Возникли в период орогенеза в геосинклиналях.

Краевые прогибы отличаются: 1) Характерной формой - протяженные узкие и очень глубокие депрессии; 2) Ассиметричным строением (очень пологие платформенные крылья и крутые внутренние крылья) 3) Смещение оси прогиба по разрезу в сторону платформы. 4) Относительная выдержанность состава и мощности пород по простиранию.

От геосинклинальных систем краевые прогибы отделяются разломами. С платформами краевые прогибы связаны плекативно либо через мало амплитудные разрывы и флексуры. Самыми крупными их элементами являются впадины или депрессии разделенные бортами прогибов. Для внутренних бортов характерно наличие узких и протяженных складок. Для внешнего борта характерны одиночные брахиоскладки и пологие структурные наносы.

Кольцевые структуры – круглые либо овальные полностью или фрагментально замкнутые структуры. Состоят они из ядра и внешнего контура. Границей принято считать наиболее удаленной от ядра концентрический элемент либо внешний контур ограничивающей. Все различаются возрастом генезисом и размером. По происхождению делятся: 1) Магматогенные; 2)Тектонические; 3)Метаморфические; 4)Сейсмические; 5)Метеоритные; 6)Сложного строения.

Моногенные – отдельные структуры, образованные в результате геологических процессов.

Полигенные – крупные структуры, состоящие из нескольких моногенных.

По размерам мега-, макро-, мезо-, и микроструктуры.

Нуклиары – древние ядра континентов, они выделяются в пределах древних платформ.

Внутренние области океанов

Основными структурными элементами являются срединно-океанические хребты и абиссальные равнины которые осложняются поднятиями, хребтами и разломами.

Срединно-океанические хребты приурочены к дивергентным границам литосферных плит и образуют мировую систему срединно-океанических хребтов пронизывающие все океаны. Общая протяженность 60 тысяч км. Строение: 1)Осевая зона 2)Гребневая зона 3)Фланговая зона.

Осевая зона – рифтовая долина. Эта зона протягивается вдоль осей хребтов и представляет ось спрединга. Глубина 1-2 км и ширина до 10-ок км. Рифтовые практически не заполнены осадками. Рифтовые долины наблюдаются не на всем протяжении срединно-океанических хребтов.

Гребневые зоны – они занимают полосы по обе стороны рифтовых долин. Ширина составляет несколько сот км. Для них характерно расчлененный рельеф

Фланговые зоны - склоны срединно-океанических хребтов, в ширину составляющие сотни и тысячи км, в пределах которых происходит понижение рельефа в сторону абиссальных равнин. Фланговые зоны практически асейсмичны. На фланговых зонах повсеместно имеется осадочный чехол, мощность которого возрастает в направлении абиссальных равнин.

Трансформные разломы – разломы, расчленяющие срединно-океанические хребты и абиссальные равнины в перпендикулярном направлении простирания этих структур. Больше всего расчленены трансформными разломами срединно-океанические хребты. Амплитуда смещения сегментов срединно-океанических хребтов составляет сотни км, а в некоторых случаях может достигать тысячи км. Если поблизости отсутствуют оси спрединга, то амплитуда разлома устанавливается по смещению магнитных аномалий отдельных сегментов.

Все трансформные разломы ориентированы перпендикулярно срединно-океаническим хребтам. Но в некоторых местах трансформные разломы имеют косую ориентацию к осям спрединга срединно-океанических хребтов. В рельефе трансформные разломы выражены уступами и вытянутыми вдоль этих уступов узкими ущельями. Высота уступов достигает 1000м, глубина ущелий составляет в гребневой зоне до 1500м, а на флангах до 500м. Поднятым крылом в трансформном разломе всегда оказывается крыло, сложенное более молодой литосферой.

По масштабам и значению все трансформные разломы делятся на несколько категорий: 1) Магистральные (по Хайну) или трансокеанские. Эти разломы пересекают океан от края до края, захватывая срединно-океанические хребты, абиссальные равнины и даже края материков; 2) Разломы, пересекающие срединно-океанические хребты примерно через 100-200км и продолжающиеся на некоторое расстояние в пределах абиссальных равнин; 3) Разломы, которые не выходят за пределы срединно-океанических

хребтов и отстоят друг от друга на десятки км; 4) Самые мелкие трансформные разломы, которые пересекают лишь осевую и гребневую зону.

Абиссальные равнины – участки в океанах, которые занимают пространство между срединно-океаническими хребтами и континентальными подножьями. Абиссальные равнины подстилаются корой до олигоценового возраста и имеют глубины 4-6км. В основном кора на абиссальных равнинах представляет собой океанический тип, она выдержана по толщине, исключение составляет лишь осадочный чехол, который постепенно увеличивается в направлении континентальных подножий. Увеличение мощности осадочного слоя обусловлено поступлением обломочного и вулканического материала с суши. Увеличение мощности осадочного чехла наблюдается напротив устья крупных рек. Некоторые абиссальные равнины обладают практически плоским рельефом, что связано с тем, что все неровности фундамента затянuty слоем осадков. Это характерно в основном для абиссальных равнин Атлантического и Индийского океана. Абиссальные равнины в Тихом океане характеризуются холмистым рельефом, который отражает все неровности кровли фундамента.

В мегарельефе абиссальные равнины распадаются на отдельные котловины, которые разделяются крупными подводными хребтами и возвышенностями. В Атлантике к западу от срединно-океанического хребта выделяется североатлантическая котловина, бразильская, аргентинская, к востоку – гвинейская, африканская. В Индийском океане выделяется сомалийская котловина, мадагаскарская, мозамбикская с запада, а с востока – бенгальская, североавстралийская. В Тихом океане выделяется северо-западная котловина, центральная, северо-восточная, чилийская и т.п.

Внутриплитные возвышенности и хребты имеют совсем другое происхождение, чем срединно-океанические хребты. Все эти поднятия имеют различную форму. Одни из них изометричные, другие – линейные, протянувшиеся на тысячи километров, а третьи имеют промежуточную форму. Все эти возвышенности и хребты поднимаются над смежными

котловинами на 2-3км, в некоторых местах они поднимаются над уровнем океана в виде островов. Возникновение всех этих внутриплитных поднятий связывается с действием плюмов (мантийных струй), а также горячих точек. Некоторые линейные возвышенности параллельны трансформным разломам.

Еще к структурным элементам океанов **относятся микроконтиненты** – внутренние поднятия океана с толстой корой. К современным микроконтинентам относятся в Атлантическом океане – плато Роколл, микроконтинент Орфан, в Индийском океане – остров Мадагаскар, Сейшельские острова, в Тихом океане – возвышенность Лортхау, Новая Зеландия, в Северном Ледовитом океане – хребет Ломоносова. Микроконтиненты характеризуются плоским рельефом поверхности, лежащей на глубине 2-3км ниже уровня океана, но отдельные участки могут выступать над поверхностью океана в виде банок и островов. Исключение из всех микроконтинентов составляет остров Мадагаскар, который характеризуется горным рельефом и у него кора имеет утонченную мощность. Обычно у микроконтинентов осадочный чехол утолщен по сравнению с абиссальными равнинами. Образование микроконтинентов связывают с распадом суперконтинента.

Пассивные и активные континентальные окраины

Континентальные окраины – области перехода между континентами и океанами. В континентальных окраинах происходит накопление основной массы осадков и вулканитов. Здесь же происходит их интенсивная деформация. На континентальных окраинах происходит смещение континентальной коры в субокеаническую кору и океаническую. В этих же зонах океаническая кора преобразуется в континентальную кору. К континентальным окраинам приурочены основные зоны нефтегазонакопления.

С позиции тектоники плит континентальные окраины делятся на 2 типа: 1) Пассивные континентальные окраины, к которым относятся окраины рифтового либо трансформного происхождения. Пассивные окраины

считаются внутриплитными; 2) Активные континентальные окраины, расположенные на границе плит. Они бывают либо субдукционными либо трансформными.

Строение и развитие пассивных окраин. В строении пассивных окраин выделяется 3 главных элемента: шельф, континентальный склон и континентальное подножье. Шельф представляет собой подводное продолжение прибрежной равнины материка, обладает пологим наклоном в сторону моря и имеет изменчивую ширину, которая может достигать сотен км. Внешний край шельфа обычно лежит в среднем на глубине 100м и называется бровкой шельфа. Поверхность шельфа образует обычно аккумулятивную либо абразионную равнину. Континентальный склон – сравнительно узкая полоса дна, шириной не более 200км с крутым (в среднем 4 градуса) уклоном в сторону моря. В пределах континентального склона глубина океана увеличивается от 100м до 3500м. Континентальное подножье – область значительной ширины, с пологим наклоном в сторону абиссальной равнины. Наклон всегда круче, чем наклон шельфа, но намного меньше, чем наклон континентального склона. Переход от континентального подножья к абиссальной равнине отмечается уменьшением уклона почти до горизонтального. Сложено континентальное подножье мощной толщей осадков (10-15км). Но в строении пассивных окраин выделяют еще один элемент, который называется краевое плато. Краевое плато представляет собой опущенный на глубину 2-3км участок шельфа, который отделяется от самого шельфа уступом либо трогом рифтового происхождения.

В развитии пассивных континентальных окраин выделяют 3 главные стадии: 1) предрифтовая; 2) рифтовая; 3) послерифтовая (спрединговая).

Предрифтовая стадия. На этой стадии пассивная окраина может испытывать поднятие, но не всегда.

Рифтовая. На этой стадии континентальная кора подвергается дроблению разрывами с образованием грабенов и полуграбенов. Грабены и полуграбены заполняются обломочным материалом континентального

происхождения, также на этой стадии происходит вулканизм и за счет всех этих процессов происходит утончение кристаллической коры.

Послерифтовая стадия. На этой стадии происходит нарушение сплошности континентальной коры, к ее расколу, спредингу и новообразованию океанической коры.

Это несогласное залегание называется несогласным растяжением, по которому и определяют начало спрединга. Сама послерифтовая стадия характеризуется плавным, а в некоторых случаях и ступенчатым погружением пассивной окраины в сторону океанической впадины и накоплением осадков на шельфе.

Активные континентальные окраины

Главной особенностью активных окраин является наличие активной зоны субдукции, с которой связаны магматическая, сейсмическая активность, а также складчато-надвиговые деформации и метаморфизм. Активные континентальные окраины делятся на 2 типа: приконтинентальный и островодужный.

В приконтинентальном типе переход от глубоководного желоба к континенту выражен крутым внутренним склоном этого желоба, который по сути дела является и континентальным склоном, и узким шельфом. Ширина этой зоны составляет порядка 200км. В результате континент оказывается приподнятым, надстроенным, вулканоплутоническим поясом. Самый типичный пример такой активной окраины – окраина южноамериканского континента (андский тип субдукции).

Островодужный тип активных окраин включает в себя следующие элементы: 1) собственно континентальная окраина, похожая на континентальную окраину пассивных окраин, но более узкая; 2) глубоководная котловина окраинного моря; 3) вулканическая островная дуга; 4) глубоководный желоб; 5) краевой вал океана.

Краевые валы представляют собой поднятия между глубоководным желобом и абиссальной равниной океана. По сути дела это поднятия пологого вида высотой 100м.

Глубоководные желоба – протяженные, имеющие дугообразную форму желоба, глубиной 1000км, имеющие V-образную форму, но ассиметричное строение в плане.

Вулканические дуги протягиваются параллельно желобам от оси глубоководных желобов. Ширина вулканических дуг составляет до 50км. Вулканические дуги бывают 2 типов: энсиматические и энсиалические. Энсиматические дуги закладываются на океанической коре, чаще всего на месте трансформных разломов. Это происходит когда одно крыло, с более древней корой начинает подвигаться под другое крыло, сложенное более молодой корой. Энсиалические дуги образуются на континентальной коре, обычно на коре микроконтинентов.

Задуговые окраинные моря располагаются между островными дугами и континентом. Они обладают значительной глубиной и в самой глубокой части подстилаются корой океанического типа. Основная масса таких окраинных морей располагается в западной части Тихого океана.

Кроме пассивных и активных окраин, существуют еще и трансформные окраины. Трансформные окраины – менее распространенный и не встречающийся в чистом виде тип континентальных окраин. Он делится на два подтипа: трансформные дивергентные окраины и трансформные конвергентные окраины. Примером типичной трансформной дивергентной окраины является окраина африканского континента со стороны Атлантики. Характерной чертой такого подтипа является узкий шельф, очень крутой континентальный склон, основание которого совпадает с тектонической границей между континентальной и океанической корой. На этой границе наблюдаются как вертикальные, так и горизонтальные смещения. Трансформные конвергентные границы. Такие окраины наблюдаются на двух отрезках североамериканского континента со стороны Тихого океана.

Тектонические карты

Тектоническая картография в своем развитии прошла несколько этапов: 1) к.19в – н.20в. На этом этапе были попытки создания тектонических схем, которые представляли собой карты тектонических линий; 2) н.20в – с.20в. На этом этапе начинают выделять площади, формирование складчатой структуры которых завершилось в одну эпоху складчатости. В 1907г создается первая карта тектонического районирования; 3) 40-е – 60-е гг. 20в. К этому времени был накоплен огромный материал геологического районирования и данных бурения. В результате обобщения этих данных была построена первая тектоническая карта СССР масштаба 1:4000000. Обзорная тектоническая карта СССР (1953г) стала основой для создания международной тектонической карты Европы (1964г). В 1966 создают тектоническую карту Евразии. На этих картах внутреннее строение складчатых сооружений для показа было разделено на отдельные структурные этажи. Само районирование осуществлялось по возрасту складчатости. 4) В 60-е гг. наряду с тектоническими картами континентов появляются региональные тектонические карты масштаба 1:50000 и 1:1000000. 5) В 70-е гг. Он ознаменован распространением идеи неомобилизма. На этом этапе тектоническое районирование начали проводить по времени становления континентальной коры, а расчленение складчатых систем – по стадиям геосинклинального процесса: океанской, переходной и зрелой. К к.70-х гг. составляются тектонические карты океанов, а то до 70-х гг. в основном составлялись тектонические карты континентов.

Принципы тектонического районирования

Тектоническое районирование – выделение естественных участков земной коры или тектоносферы на основании комплексного ихучения их историко-геологического развития, особенностей структуры и геофизических полей. В основу тектонического районирования могут быть положены следующие принципы:

1) по возрасту завершающей складчатости; 2) по возрасту становления континентальной коры; 3) плейд-тектоническое районирование; 4) террейновый анализ.

Террейн – такое геологическое тело, которое характеризуется своими особенностями (литологическими, морфологическими и т.п.) и ограничено разломами.

Тектонические карты – карты, изображающие структуры земной коры и отражающие основные этапы ее развития в пределах отдельных регионов или Земли в целом. Тектонические карты делятся на общие и специальные. Общие и специальные карты в свою очередь делятся на глобальные, обзорные и региональные. Глобальные изображают строение всей поверхности Земли. Масштаб у них 1:15000000 или 1:45000000. Обзорные карты – карты отдельных континентов, океанов и крупных стран. Масштаб у них от 1:5000 до 1:2500000. Региональные карты – карты отдельных регионов (платформ, складчатых областей либо отдельных стран). Масштаб таких карт от 1:500000 до 1:1500000. Специальные тектонические карты в зависимости от их основного назначения делятся на палеотектонические карты, неотектонические карты, карты фундамента платформ и т.п. К специальным тектоническим картам относятся карты, которые отражают либо какой-то один аспект тектонического строения или развития региона, либо один какой-то этап тектонической эволюции. К ним также относятся структурно-тектонические карты, на которых изображаются структуры в стратоизогипсах или линии осей складок и разломов. К специальным картам также относятся карты со снятым осадочным чехлом. Такие карты обычно составляются для платформ и внешних частей орогенных зон. К специальным картам относятся космотектонические карты, которые составляются на основе данных съемок из космоса (карта кольцевых структур, карта разломной тектоники СССР). Неотектонические карты – карты новейшей тектоники, составляемые для неотектонического этапа развития или для его отдельных отрезков. Палеотектонические карты

составляются для последовательных этапов развития региона. Существуют еще карты современной тектоники, которые называются картами актуотектоники. Они бывают двух типов: карты современных вертикальных движений земной коры и карты мгновенной кинематики плит, которые отражают только горизонтальные движения (указываются направление и скорость смещения).

Глоссарий (понятия и термины геотектоники)

Авлакоген – крупный грабен – прогиб в теле платформ, ограниченный разломами и заполненный осадками резко повышенной, до 10-12 км, мощности, а нередко также вулканитами толеит-базальтового или чаще щелочно-базальтового состава (ОГ, с.150).

Аккреция – наращивание древней континентальной коры более молодой при развитии каждого из последующих тектонических циклов в подвижном геосинклинальном поясе, приводящее к увеличению площади континентов за счёт океанов (ОГ, с.139-140).

Активизация тектоно-магматическая – геодинамический процесс тектоно-магматической активизации, прерывающей и завершающей плитную стадию развития платформ; характеризуется образованием поздних и возрождением ранних авлакогенов, возобновлением магматической деятельности (ОГ, с.158).

Анализ мощностей – один из главных методов палеотектонического анализа, заключающийся в составлении в изолиниях карт распределения равных мощностей разновозрастных толщ в бассейнах осадконакопления, выделении на картах площадей с максимальными и минимальными величинами мощности и интерпретация их как тектонических впадин или поднятий на основе правила, что в мелководных бассейнах мощность накопившихся пород соответствует величине тектонического погружения их дна (ОГ, с.54).

Анализ перерывов и несогласий – один из методов палеотектонического анализа, заключающийся в выявлении движений

земной коры прошлых геологических эпох во время перерывов в осадконакоплении, сменяющихся новыми погружениями, когда возникает несоответствие в условиях залегания разделенных перерывом толщ (несогласие), совпадающее с фазами усиления движений, деформаций и перестроек структурного плана; это достигается составлением палеогеологических карт на время перерыва и их тектонической интерпретацией как обычных геологических (ОГ, с. 64-72).

Анализ фаций – один из главных методов палеотектонического анализа, заключающийся в составлении по данным изучения разрезов в естественных обнажениях и керн буровых скважин специальных фациальных карт, на которых показано распределение пород, сформировавшихся в 6 определенных физико-географических условиях и интерпретации распределения фаций по площади для выделения качественной характеристики тектонических движений (ОГ, с. 45-47).

Анализ формаций – один из видов палеотектонического анализа, заключающийся в составлении формационных карт и профилей, на которых показано закономерное, устойчивое во времени и пространстве сочетание горных пород, характеризующее определённые стадии развития крупных структурных элементов земной коры (ОГ, с. 61-63).

Антеклиза – крупное пологое поднятие в пределах плит, иногда с выходами фундамента в сводовой части (Вронежская антеклиз, Анабарская антеклиз и т.д.). Фундамент здесь лежит на глубине не более 1-1,5 км, а осадочный чехол отличается сокращённой мощностью, обилием перерывов, часто грубым составом (ОГ, с. 149).

Ассоциация трапповая – сочетание эффузивной и интрузивной формаций, образующихся в фазы активизации древних платформ и представленных толеитовыми базальтами, слагающими мощные покровы и дайками габбро-диабазов вдоль разломов земной коры (ОГ, с. 158).

Ассоциация щелочно-базальтовая – сочетание эффузивной и интрузивной формаций, представленных трахибазальтами и кольцевыми

полутонами ультраосновных и щелочных пород, образующихся в фазы активизации на плитной стадии развития платформ (ОГ, с. 159).

Вал – линейная зона пологих поднятий (в теле платформ) протяженностью до 200-300 км, шириной в десятки километров, состоящих из одной (простые валы) или нескольких (сложные валы) цепочек локальных поднятий, расположенных четковидно или кулисообразно (ОГ, с. 150).

Взброс – разрывное нарушение, в котором поверхность разрыва наклонена в сторону приподнятых пород. Характерно перекрытие одного крыла другим, указывающим на сближение крыльев в обстановке сжатия (ОГ, с. 243-244).

Впадина локальная – мелкая отрицательная овальная в плане структурная форма в осадочном чехле платформ величиной от нескольких до первых десятков км с пологими углами падения слоёв на крыльях.

Впадина межгорная – отрицательная структурная форма, возникающая в моменты интенсивных горообразовательных движений на консолидированном складчатом основании, частично заполненная молассовыми формациями (СТТ, с. 210).

Впадина платформенная – крупная тектоническая форма на платформе, вытянутая прогнутая часть антеклизы или синеклизы, характеризующаяся увеличением мощности осадочного чехла и наличием мелких покровных тектонических структур (ОГ, с. 150; СТТ, с. 210).

Впадина предгорная – крупная отрицательная структурная форма на границе эпиплатформенного орогена с материковой платформой, граничащая с соседними геоструктурными областями материков по глубинным разломам или надвигам и заполненная мощной (до 10 км) толщей грубообломочных, главным образом континентальных, отложений (континентальной молассой) (ОГ, с. 165).

Геоантиклиналь – участок в геосинклинальной (складчатой) области, который уже на более или менее ранних стадиях тектонического цикла

характеризуется тенденцией к поднятию; синоном термина «интрагеоантиклиналь» (СТТ, с. 178).

Геосинклинальная область – крупный сегмент геосинклинального подвижного пояса длиной более 1000 км, обычно разделённый зонами поперечных глубинных разломов и отличающийся один от другого особенностями строения и развития. В поперечном сечении состоит из нескольких геосинклинальных систем и разделяющих их срединных массивов (ОГ, с. 111).

Геосинклинальный пояс – подвижный пояс глобального масштаба, возникающий на границе литосферных плит – океанской и континентальной или континентальной на коре океанского типа, или на уточнённой и переработанной континентальной коре, длительно служащей местом интенсивного вулканизма и осадконакопления и превращающейся в итоге своего развития в складчатые или складчато-надвиговые (покровные) горные сооружения с мощной новообразованной или регенерированной континентальной корой (ОГ, с. 105).

Геосинклинальная система – крупная линейная структурная форма геосинклинального подвижного пояса длиной в тысячи и шириной в сотни км, располагающаяся между платформой и срединными массивами, между последними или между двумя платформами, заканчивающая своё развитие в один цикл тектогенеза с образованием горноскладчатого сооружения соответствующего названия (ОГ, с. 112; СТТ, с.180).

Геоструктурный элемент земной коры – крупнейший блок литосферы в пределах материка или океана, характеризующийся своим эндогенным режимом, определяющим своеобразный тип тектонических движений, отражённых в структуре, магматизме, осадконакоплении, рельефе и геофизических полях (ОГ, с. 21).

Горст – линейная структура, образованная сбросами или взбросами, центральная часть которой приподнята и на поверхности сложена более древними породами, чем в краевых частях (ОГ, с. 23).

Грабен – линейная структура, образованная сбросами, центральная часть которой опущена и на поверхности сложена более молодыми, чем в приподнятых краевых частях (ОГ, с. 243).

Депрессия – овальная вытянутая в плане (от 20 до 200 и более км) отрицательная структурная форма, полностью или частично заполненная осадочными породами, часто состоящая из нескольких локальных впадин, на платформах сопряженная с валами. Часто употребляется в тектонике как термин свободного пользования для наименования впадин (СТТ; с. 213).

Дейтероорогенез – процесс вторичного горообразования, происходящий в эпигеосинклинальной области, не перешедший в своём развитии в платформу, а вновь возникший на поздних этапах ещё не завершённой стадии эпигеосинклинального орогенеза (протоорогенеза – по К.В.Боголепову) (ОГ, с. 162).

Залегание – пространственное положение в земной коре геологических тел, сложенных горными породами, а также положение их по отношению к подстилающим и вмещающим породам и к первоначальному положению. Пространственное положение геологических тел определяется элементами залегания (СТТ, с. 53).

Залегание слоев горизонтальное – залегание горных пород, при котором поверхности напластования слоёв в целом совпадают с горизонтальной плоскостью (СТТ, с. 53).

Залегание слоев моноклинальное – нарушенное залегание горных пород, при котором комплекс пластов (слоев) на значительном пространстве имеет наклон в одну сторону, под одинаковыми углами падения (СТТ, с.54).

Залегание слоев несогласное – залегание пород, когда слои более молодых отложений ложатся на древние породы, испытавшие заметную тектоническую деформацию до того, как началось образование более молодых отложений; Залегание, которое, помимо перерыва в накоплении осадков, характеризуется тем, что вышележащие слои залегают под

некоторым, хотя бы и очень незначительным углом по отношению к нижележащим (СТТ, с. 54-55).

Залегание слоев нарушенное – залегание, которое приобрели слои горных пород после своего образования под воздействием тектонических движений, под влиянием деятельности ледников, в результате оползней и других динамических процессов (СТТ, с. 59).

Инверсия общая – процесс изменения тектонического режима геосинклинальных областей, при котором прогибы превращаются в поднятия. Инверсия начинается на рубеже ранне- и позднегеосинклинальных стадий с появления геоантиклиналей (островных дуг), достигает наиболее полного выражения на границе геосинклинального и орогенного этапов, завершается в конце цикла (ОГ, с. 136).

Интрагеоантиклиналь – внутреннее поднятие, в геосинклинальной системе, отличающейся большими мощностями слагающих её отложений, соответствующими большому прогибанию земной коры (ОГ, с. 114; СТТ, с. 179).

Интрагеосинклираль – геосинклинальный прогиб внутри геосинклинальной системы, отличающийся большими мощностями слагающих её отложений, соответствующими большому прогибанию земной коры (ОГ, с. 114; СТТ, с. 172).

Коллизия – геодинамический процесс, заключающийся в столкновении крупных блоков континентальной коры на заключительной стадии эпигеосинклинального орогенеза, когда предгеосинклинальные офиолитовые комплексы выходят на поверхность в виде пластин меланжа или ультрабазитов в пологих надвигах (ОГ, с. 141).

Массив срединный – крупная структурная форма геосинклинальной области, представляющая собой обломок континентальной коры предшествующих циклов складчатости, обладающая меньшей подвижностью и отличающаяся от соседних геосинклинальных систем геологическим

строением и историей тектонического развития (ОГ, с. 113, 120; СТТ, с. 199-201).

Меланж – тектонически переработанные горные породы, образовавшиеся в результате раздробления и развальцевания при движении масс под действием тангенциальных сил по субгоризонтальным поверхностям надвигов в позднегеосинклинальную стадию развития; особенно широко представлена в подошве шарьяжей. Это тектоническое «месиво», состоящее из угловатых и неотсортированных по размеру и составу обломков и глыб горных пород различного геологического возраста, в том числе и так называемых «экзотических» (т.е. не встречающихся поблизости в коренном залегании). Цементирующая масса представлена тонкозернистой раздробленной смесью тех же пород, иногда с преобладанием более легко перетирающихся (глин, серпентинитов и т.д.) (ОГ, с. 127).

Мощность слоя (пласта) – кратчайшее расстояние между двумя поверхностями, ограничивающими слой (СТТ, с. 28).

Несогласие – взаимоотношение залегающих друг на друге толщ горных пород, разделенных перерывом в осадконакоплении, характеризующееся различными в них элементами залегания слоев. Выделяют несколько видов несогласий: 1) стратиграфическое, 2) краевое, 3) угловое, 4) общее с более дробными разновидностями (ОГ, с. 64-72; СТТ, с. 59).

Область новейшего эпиплатформенного горообразования – территория, длительное время развивающаяся в платформенном режиме, вовлечённая в горообразование, в результате чего платформа вновь превращается в горное сооружение (ОГ, с. 162).

Олистострома – осадочная толща, состоящая из хаотического скопления тесно перемешанных гетерогенных образований, которые накапливаются при подводном гравитационном оползании или обваливании неконсолидированных осадков (ОГ, с. 126).

Ороген эпигеосинклинальный – горная система, возникшая на месте геосинклинальной системы в результате развития последней (ОГ, с. 129-130).

Ороген эпиплатформенный – горная система, возникшая в пределах территории, достаточно долгое время перед этим представляющей собой платформу (ОГ, с. 162).

Орогенез рекуррентный – вторичный (возвратный) процесс горообразования, возникающий в результате тектонической активизации эпигеосинклинальных складчатых областей и платформ под действием внешних (напряжения и трансформации движений благодаря перемещению литосферных плит) и внутренних (внутриматериковый магматизм) геологических причин (ОГ, с. 161-163).

Офиолитовый шов (пояс) – глубинный разлом в складчатых поясах, тектоническая граница столкновения литосферных плит и поглощения океанической коры, входящей в состав хотя бы одной из них. Фиксируется по присутствию вдоль разлома фрагментов так называемых офиолитов – комплекса базальтов, кремнистых сланцев и серпентинизированных ультраосновных пород, сопоставляемых с современными образованиями океанической коры (ОГ, с. 127-128).

Перерыв – взаимоотношение двух толщ горных пород, при котором между ними был перерыв в отложении осадков (ОГ, с. 64; СТТ, с. 62).

Платформа материковая - относительно стабильный сегмент континентальной коры, который слагают два наложенных комплекса: фундамент и породы чехла. В ходе их развития платформы испытывают медленные вертикальные (эпейрогенические) движения, выражающиеся как поднятием, так и опусканием (МТС, с. 53).

а) **древняя платформа** развивается на докембрийском, в основном, раннедокембрийском кристаллическом фундаменте; она составляет ядра современных материков, которые обрамляются более молодыми платформами и складчатыми сооружениями – орогенами (ОГ, с. 142); б) **молодая платформа** возникает на позднедокембрийском, палеозойском или

мезозойском складчатом основании и соответственно возрасту этого основания именуется эпибайкальской, эпикаледонской, эпигерцинской, эпикиммерийской (ОГ, с. 143).

Плита – структурная форма первого порядка платформ, характеризующаяся сплошным развитием осадочного чехла на складчатом фундаменте (ОГ, с. 148).

Поднятие локальное – мелкая овальная в плане положительная структурная форма в осадочном чехле платформ величиной от нескольких до первых десятков км² с пологими углами падения слоев на крыльях.

Покров тектонический (шарьяж) – система пологих пластин горных пород, лежащих друг на друге и смещённых в разной степени одна под другой по отношению к нижележащему более молодому основанию, с большой суммарной амплитудой перемещения в горизонтальном направлении (СТТ, с. 329).

Прогиб – опущенный или прогнутый участок земной коры, выполненный осадочными, осадочно-вулканогенными или вулканогенными толщами. Прогибы сопряжены с поднятиями и развиваются вдоль шовных (разломных) зон. Термин «прогиб» используется преимущественно для вытянутых (соотношение ширины и длины 1:3) отрицательных структур (ОГ, т. 2, с. 144).

Прогиб краевой или передовой – очень крупный и нередко сложный прогиб, расположенный на границе между типичными платформенной и складчатой областями и являющейся переходной зоной между платформой и геосинклиналью. Промежуточное положение прогиба краевого выражается в том, что нередко крылья, примыкающие к платформе, сложены платформенными формациями, а примыкающие к складчатым зонам – мощными формациями геосинклинального типа (ОГ, с. 133; МГС, с. 59).

Прогиб межгорный – отрицательная структурная форма между горными хребтами, имеющая тектоническое происхождение, образованная в

результате прогибания земной коры одновременно с подъёмом окружающих хребтов (ОГ, с. 134; СТТ, с. 225).

Прогиб переклиальный – отрицательная структурная форма, образующаяся в раннеорогенную стадию развития геосинклинальной системы на её окончании, где сохраняются погружения земной коры (ОГ, с. 130; СТТ, с. 227).

Прогиб предгорный – прогиб, возникающий вдоль края складчатой системы в результате её поднятий под воздействием тектонических движений, на орогенной стадии развития геосинклиналей (ОГ, с. 134; СТТ, с. 228).

Раздвиг – разрыв, в котором перемещение крыльев происходит перпендикулярно к поверхности отрыва (ОГ, с. 245).

Разлом глубинный – зона подвижного сочленения крупных блоков земной коры и подстилающей части верхней мантии, обладающая протяжённостью до многих сотен и тысяч км при ширине, достигающей несколько десятков км. Продолжительность развития и существования глубинного разлома измеряется периодами и эрами. Глубинный разлом служит граничной структурой между отдельными элементами земной коры, через которую осуществляется связь верхней мантии и глубоких частей коры с поверхностью (ОГ, т. 1, с. 175).

Режим эндогенный – термодинамическая обстановка в литосфере, отраженная в определенных масштабах, форме и последовательности тектонических движений, магматических и метаморфических процессах и рельефе, существующая в той или иной области, на протяжении того или иного отрезка геологического времени. В.В. Белоусов выделяет следующие классы материковых эндогенных режимов: геосинклинальный, платформенный, орогенный, рифтовый и др.

Рифт континентальный – структура раздвига континентального масштаба, морфологически выраженная простыми или сложными грабенами с утоненной корой и литосферой, с выступами разуплотнённой мантии

(астеносферы) в основании, обладающая повышенным тепловым потоком, а также вулканической и сейсмической активностью (ОГ, с. 170).

Рифт океанский – элемент структуры срединно-океанического хребта, представляющий собой узкий (25-30 км) щелевидный грабен в его осевой зоне, имеет сложное внутреннее геологическое строение; здесь происходят базальтовые излияния и выходят горячие источники (гидротермы), выделяющие сульфиды и сульфаты тяжелых металлов; является зоной активного раздвигания, повышенного теплового потока и сейсмичности (ОГ, с. 76).

Сброс – разрывное нарушение, в котором поверхность сместителя наклонена в сторону опущенных пород. Из соотношения движений блоков, разделённых сбросом, устанавливается, что между крыльями этих структур образуется «зияние» (горизонтальная амплитуда), другими словами, разорванные слои как бы отходят друг от друга, что возможно лишь в условиях растяжения (ОГ, с. 241-242).

Свод – крупная (до 500 км в диаметре) изометричная куполовидная платформенная структура, в некоторых случаях осложняющая антеклизу, а в других – составляющая самостоятельную положительную структуру плит (СТТ, с. 156; ОГ, с.150).

Сдвиг – разрыв, смещение по которому происходит в горизонтальном направлении по простиранию сместителя (ОГ, с. 244).

Синеклиза – крупная впадина на платформе с очень пологим падением слоёв на крыльях, увеличенной мощностью осадочного чехла (3-5 км) и наиболее полным разрезом осадочных пород (ОГ, с. 149).

Складчатая область (система) – основная тектоническая структура земной коры континента очень сложного строения, образующаяся на месте геосинклинальной системы, где последний период геосинклинального развития закончился более или менее одновременно (СТТ, с. 194).

Складчатость экзогенная – образование складчатых нарушений в приповерхностных толщах горных пород, вызванное динамикой различных

экзогенных процессов. Среди них выделяют: подводно-оползневые складки, складки уплотнения, разбухания, оседания, выпирания, гляциодислокации и др. (ОГ, с. 237-240).

Складчатая эндогенная – образование складчатых нарушений залегания слоев в осадочной толще, вызванное тектоническими напряжениями, связанными с движениями масс горных пород под действием эндогенных процессов. Из эндогенных складок наиболее распространены: складки регионального сжатия, облекания, гравитационные, диапировые (складки нагнетания), приразломные складки и др. (ОГ, с. 211-228).

Стадия развития земной коры раннегеосинклинальная – период зарождения и начального развития геосинклинальной системы, характеризующийся началом компенсации растяжения сжатием земной коры по её периферии, связанным с движениями литосферных плит по сверхглубинным наклонным разломам, результатом чего является тектоническая дифференциация коры на приподнятые и погруженные блоки, в пределах которых происходит: а) накопление мощных (до 10 км) толщ осадочных и вулканогенных пород, объединяемых в сланцевую (аспидную), спилит-кератофировую формации; б) складчатость; в) габбро-перидотитовый и плагиогранитный магматизм (ОГ, с. 122-123).

Стадия развития земной коры позднегеосинклинальная (островодужная) – период в развитии геосинклинальной системы, характеризующийся сжатием земной коры вдоль зон субдукции, приводящим к образованию островных дуг, более интенсивному вулканизму и складчатости, нарастанию тектонической дифференциации, трансгрессии моря на окраину континента, что отражается: а) в образовании флишевой и известняковой осадочной формаций; б) смене толеит-базальтового вулканизма андезитовым; в) региональном метаморфизме; г) образовании больших гранитных интрузий (ОГ, с. 123-130).

Стадия развития земной коры позднеорогенная – период в развитии геосинклинальной системы, когда последняя превращается в горы; для этой

стадии характерно: а) дальнейшее разрастание складчатого сооружения в высоту и ширину; б) развитие крупных пологих надвигов и шарьяжей; в) накопление в предгорных, поперечных и межгорных прогибах мощных толщ грубокластических осадков, объединяемых в верхнемолассовую формацию; г) внедрение щелочных гранитоидов и наземные излияния базальтовых лав (ОГ, с. 134-138).

Стадия развития земной коры раннеорогенная – период в развитии геосинклинальной системы, заключающийся в завершении превращения океанской коры в континентальную, начале образования горно-складчатого сооружения, который характеризуется: а) накоплением в краевых, переклиналильных и тыловых прогибах, обломочных, соленосных или угленосных осадочных пород, объединяемых в нижнемолассовую формацию; б) продолжением формирования гранитоидных интрузий и некоторым ослаблением эффузивного вулканизма; в) интенсивной складчатостью и метаморфизмом (ОГ, с. 130-134).

Стадия авлакогенная – стадия развития древних платформ, характеризующаяся заложением и развитием авлакогенов, впоследствии перерождающихся в прогибы (ОГ, с. 153-154).

Стадия кратонизации – начальная стадия развития древних платформ, характеризующаяся преобладанием поднятий и довольно сильным магматизмом (интрузивным и эффузивным), свидетельствующим о высоком тепловом потоке (ОГ, с. 152).

Стадия плитная – стадия развития платформ, характеризующаяся слиянием синеклиз и накоплением сплошного осадочного чехла, подразделяющегося на циклично построенные комплексы (ОГ, с. 154).

Структура кольцевая – элемент тектонического строения различного происхождения, имеющий отчётливо выраженную округлую, овальную или дугообразную форму (действующие и потухшие вулканы, интрузивные массивы, гранито-гнейсовые купола, метеоритные кратеры, соляные купола и

т.д.). Термин свободного пользования, характеризующий только морфологию структурных форм или форм рельефа (ОГ, с. 203-210).

Структура тектоническая – конкретный, в большей или меньшей степени обособленный от других участков земной коры, отличающийся от смежных участков определенным сочетанием состава и условий залегания слагающих его пород (ОГ, с. 455).

Тафрогенез – процесс образования грабенов, излияния базальтов и малых интрузий, связанных с блоковым расчленением эпигеосинклинальных орогенов в стадию становления на их месте молодых платформ (ОГ, с. 138; СТТ; с. 411).

Фация – определенный тип горных пород, возникший в определенных физико-географических и физико-химических условиях (ОГ, с. 43-47).

Формация (геоформация) – это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры (ОГ, с. 61).

Формация аспидная – мощная (до тысяч м), в разной степени метаморфизованная алевро-пелитовая толща с прослойками песчаников, превращённая в результате метаморфизма в глинистые или аспидные (кровельные) сланцы. Накопление формации происходит в раннегеосинклинальную стадию (ГС, т.2, с. 375).

Формация базальная континентальная платформенная – комплекс осадочных пород, образующихся на первой (ранней) стадии развития платформы, генетически связанный с размывом кор выветривания, состоящий из глин, алевролитов, песчаников и конгломератов различной окраски с каолинитовым цементом, лимническими углями при гумидном климате и красноцветных, иногда гипсоносных при аридном; характеризуется быстрой фациальной изменчивостью, крупной

ритмичностью, линзовидностью строения и мощностью в несколько десятков или сотен метров (ОГ, с. 154).

Формация верхнемолассовая – мощная толща осадочных пород, характерная для позднеорогенной стадии развития геосинклинальных областей. Породы: конгломераты (галечники), гравелиты, песчаники, алевролиты, глины (бурые, красные, реже серые), суглинки, раковинные известняки (пресноводные или слоноватоводные), глины (ОГ, с. 135; СТТ, с. 80).

Формация карбонатная (платформенная) – комплекс карбонатных пород, представленный известняками и мергелями в гумидных зонах осадконакопления и преимущественно доломитов в аридных, сформированный во время максимальной трансгрессии моря на платформу и характеризующий среднюю стадию её развития в каждом из тектонических циклов (ОГ, с. 155).

Формация кимберлитовая – комплекс основных и ультраосновных магматических пород, возникающий в фазы тектоно-магматической активизации древних платформ, залегающий в виде трубок взрыва и даек вдоль разломов. Ассоциируется с трапповой и щелочно-базальтовой формациями, алмазоносна (ОГ, с. 159; СТТ, с. 90-91).

Формация коры выветривания – зонально построенная, достаточно мощная рыхлая толща в значительной степени или полностью изменённых химическим выветриванием изверженных, метаморфических и осадочных пород, образующаяся в стадию перехода эпигеосинклинальной складчатой области в материковую платформу или на щитах и массивах в плитную стадию развития материковых платформ; состав: каолинитовые, нонтронитовые, монтмориillonитовые глины, охры с гидрослюдами, опалом, бурые железняки и т.д.; мощность площадных кор – первые десятки метров, линейных – свыше 100м (СТТ, с.91).

Формация лагунная (параллическая) – комплекс осадочных пород, представленный глинами, алевролитами, песками, конгломератами с

прослоями углей, отложившийся в лагунах, мелководных заливах гумидных зон при трансгрессии моря на ранней стадии материковой плиты и при регрессии моря на поздней стадии развития каждого из тектонических циклов (ОГ, с. 154).

Формация лагунная (эвапоритовая) – комплекс осадочных пород, представленный красноцветными глинами, алевролитами, песками, песчаниками, конгломератами вверху с прослоями солей, отложившийся в лагунах и мелководных заливах при трансгрессии моря на ранней стадии развития материковой плиты и при регрессии моря на поздней стадии её развития в каждом из тектонических циклов (ОГ, с. 154).

Формация нижнемолассовая – мощная толща морских отложений терригенного происхождения песчано-глинистого состава, включающая соли, угли, вулканогенные образования, накапливающаяся в краевых прогибах на раннеорогенной стадии развития геосинклинальных систем (ОГ, с. 133).

Формация порфировая – формация наземных вулканогенных пород, которая образуется в подвижных поясах в раннеорогенный этап её развития или в активизированных зонах и состоит главным образом из лав и вулканокластических пород липаритового, щелочно-липаритового, липарито-дацитового, реже дацитового или тархитового состава; наряду с кислыми породами в них могут присутствовать также андезиты и базальты, но в подчинённом количестве (ОГ, с. 130; ГС, т.2, с. 384).

Формация спилит-кератофировая – естественная ассоциация лав, пирокластитов и субвулканических интрузивных пород основного и кислого состава, образующаяся на ранней стадии формирования геосинклиналей (ОГ, с. 123).

Формация терригенная регрессивная – комплекс осадочных пород, представленный сероцветными глинами, алевролитами, кварцевыми песчаниками с углями, сидеритом в гумидных зонах и пестроцветными глинами, песками, песчаниками с карбонатами, иногда гипсом в аридных

зонах, образующихся в морских условиях при регрессии на материковой платформе в заключительные стадии развития каждого из тектонических циклов (ОГ, с. 154-156; СТТ, с. 108).

Формация терригенная трансгрессивная – комплекс осадочных пород, представленный сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками с глауконитом и желваковыми фосфоритами при гумидном климате и пестроцветными глинами, песками, алевролитами с карбонатами, иногда гипсом при аридном климате, образовавшийся в начальную стадию развития материковой платформы при трансгрессии моря на пенепленизированную складчатую область (ОГ, с. 154-155; СТТ, с.108-109).

Формация трапповая – мощная толща эффузивных и интрузивных пород основного состава, покрывающих и прорывающих осадочный чехол материковых плит, образовавшаяся в стадию тектоно-магматической активизации платформ; состав: толеитовые базальты, липариты, габбро-долериты, габбро, диабазы и др.; площадь распространения значительна, мощность до первых тысяч метров (ОГ, с. 158-159; СТТ, с. 109).

Формация флишевая – относительно мощная серия морских терригенно-карбонатных осадочных образований, характеризующихся ритмичным чередованием по меньшей мере двух или трёх (и реже четырёх или пяти) основных литологических разновидностей слоёв. Образуется на позднегеосинклинальной стадии развития земной коры (ОГ, с. 125-126).

Фундамент платформы – основание платформы, сложенное интенсивно дислоцированными, метаморфизованными осадочными и вулканогенными формациями геосинклинального типа, пронизанными интрузиями (ОГ, с. 144-147; СТТ, с.159).

Цикл тектонический – значительный временной интервал в направленном развитии структуры земной коры с грубосинхронными границами, в течение которого в подвижных геосинклинальных поясах происходит закономерная смена совокупности геологических явлений (осадконакопление, магматизм, складчатость, метаморфизм, орогенез;

пенепленизация), приводящих к формированию консолидированной континентальной земной коры и превращению геосинклинали в платформу; в позднедокембрийско-фанерозойский этап развития выделяют шесть циклов продолжительностью свыше 100 млн лет: гренвильский, байкальский, каледонский, герцинский, мезозойский (киммерийский) альпийский (ОГ, с. 109-111).

Цикл тектонический альпийский – продолжительный по времени отрезок тектонического развития в 100 млн лет, в течение которого крупные участки земной коры проходят различные стадии геосинклинального процесса (переход океанской коры в континентальную, складчатость, магматизм, метаморфизм, орогенез) и формируется складчато-глыбовая тектоническая структура и горный рельеф в Тихоокеанском и Средиземноморском геосинклинальных поясах (ОГ, с. 109-111).

Цикл тектонический байкальский – значительный по времени отрезок тектонического развития продолжительностью в 450 млн лет, охватывающий рифей – ранний кембрий, в течение которого земная кора в подвижных поясах того времени завершила все стадии геосинклинального процесса, что привело к созданию складчато-глыбовой структуры, наблюдаемой ныне в современных горных районах и фундаменте молодых платформ Евразии (ОГ, с. 109-111; СТТ, с.417).

Цикл тектонический герцинский – этап тектонического развития земной коры продолжительностью около 200 млн лет от раннего девона до позднего триаса, приведший во всех подвижных геосинклинальных поясах к частичной или полной переработке океанской коры в консолидированную континентальную со сложной складчато-глыбовой структурой, шарьяжами и значительными по объёму магматическими образованиями (ОГ, с. 109-111; СТТ, с. 417).

Цикл тектонический каледонский – длительный по времени интервал тектонического развития в 150 млн лет, охватывающий средний кембрий – ранний девон, в течение которого земная кора в части подвижных

геосинклинальных поясов завершила все стадии геосинклинального процесса и превратилась в консолидированное складчатое сооружение с корой континентального типа (ОГ, с. 109-111; СТТ, с. 417-418).

Цикл тектонический мезозойский (киммерийский) – период тектонической структуры протяженностью свыше 100 млн лет, протекавший в мезозойскую эру, начиная с позднего триаса и кончая поздним мелом, когда отдельные системы подвижных геосинклинальных поясов завершили все стадии геосинклинального процесса и превратились в складчатые области со сложной тектонической структурой и горным рельефом (ОГ, с. 109-111).

Чехол платформенный – верхний структурный этаж платформы, сложенный формациями платформенного типа, среди которых резко преобладают осадочные породы; магматические образования в его строении играют весьма подчинённую роль, а если развиты, то представлены особыми типами пород, отличными от магматических пород геосинклинальных областей (щелочные интрузии, базальтовые излияния и т.д.). Породы чехла платформенного, как правило, лишены метаморфизма и нарушены дислокациями платформенного типа. Чехол платформенный обычно отделяется от фундамента крупным региональным угловым несогласием (ОГ, с. 148-149; СТТ, с. 159).

Щит – структурная форма первого порядка платформ, представляющая собой значительный по площади (до 1000 и более км в поперечнике) выход на поверхность кристаллического фундамента (ОГ, с. 148).

Этаж (ярус) структурный – комплексы толщ или серий горных пород различного стратиграфического объёма, связанных между собой единством структурного плана, специфическими формами тектонических нарушений, вполне определённой связью с типом и характером проявления магматизма, а также степенью метаморфизма. Обычно отделяются друг от друга региональными угловыми несогласиями (СТТ, с.459-460).

Этап тектонического развития земной коры новейший – активные тектонические движения олигоцен-четвертичного времени (около 40 млн лет), приведшие на платформах и в древних складчатых областях континентов к изменению сложившихся или созданию новых пликативных и дизъюнктивных структур, отражённых в основных чертах современного рельефа (ОГ, с. 28, 34-42; СТТ, с. 444).

В связи с тем, что геотектоника переживает в настоящее время интенсивное развитие и становление мобилистских идей, некоторые термины и понятия у советских и зарубежных исследователей имеют отличную приведенным в настоящем разделе трактовку и толкование. Это явление закономерно и не должно вызывать сомнений при выполнении задания.

Практическая работа №1

Основным источником геотектонической информации в практических занятиях являются учебные геологические карты. Из набора крупномасштабных и среднемасштабных карт, масштаб которых варьирует от 1:10000 до 1:200000, наиболее подходящими являются карты двухсоттысячного масштаба, т.к. они охватывают большую площадь и содержат более широкий набор фактов. Предпочтение должно быть отдано тем листам, на которых изображены не одна, а несколько крупных структурных форм или основных структурных элементов. Могут использоваться карты масштаба 1:100000 со сложным геологическим строением и разнообразной тектонической информацией (несколько структурных ярусов, различных формаций, форм дизъюнктивной тектоники и т.п.).

Возможно использование учебных карт, так как учебные карты являются реальными геологическими картами определенных регионов СССР и зарубежных стран, они имеют значительный объём геологических и геоморфологических фактов, которые возможно использовать при изучении геотектоники.

При описании карты необходимо описать данные об условиях залегания слоёв осадочных, метаморфических пород, вулканогенных, интрузивных образований и их возраста. На геологической карте изображены контуры выхода на поверхность горных пород различного вещественного состава и возраста. Сама их конфигурация и соотношение друг с другом дают возможность определить условия их залегания. В породах единого возраста углы падения пластов подчеркнуты специальными значками, анализ расположения которых отражает количественную характеристику углов падения и позволяет судить о морфологии складок, их протяженности, простирации и т.д.

Неотъемлемой частью тектоники любого района являются дизъюнктивные нарушения. Разломы и разрывы различны по размеру, морфологии, кинематике, значимости в геологическом строении отдельных территорий. На учебных геологических картах имеются почти все их разновидности от глубинных до небольших местных, секущих маломощные толщи. Это сбросы, взбросы, сдвиги, надвиги, а также структурные формы, связанные с их комбинациями: сбросо-сдвиги, горсты, грабены и т.п. Анализ расположения, протяжённости разрывов, совмещения их крыльев с пликативными формами, а также определение времени заложения имеют первостепенное значение при структурном анализе территории, т.к. пространственно-временное соотношение разрывов разного порядка позволяет восстановить геодинамику и эволюцию структуры приповерхностных слоёв земной коры.

Основное место в изучении тектоники подвижных поясов, складчатых областей занимает изучение форм залегания магматических горных пород и их временного соотношения с вмещающими и перекрывающими породами. Эти, установленные по геологическим картам факты, повышают достоверность геотектонических построений. Имеет значение для геотектоники и внутренняя структура интрузивных и эффузивных массивов, а также характер изменений на контактах с вмещающими породами. Данные

показаны на некоторых учебных геологических картах. Большое научное содержание имеет прилагаемый к карте геологический разрез. Практически он суммирует не только данные о современной структуре территории. Последовательное рассмотрение деформаций слоёв, пликативных и дизъюнктивных нарушений, взаимоотношений между отдельными возрастными комплексами осадочных, вулканогенных и интрузивных пород позволяет собрать факты для восстановления формирования современной структуры в прошлые геологические эпохи, т.е. наметить и уяснить некоторые элементы эволюции формирования малых и крупных структурных форм.

Наиболее существенными для выяснения истории формирования структурных форм является собственно палеотектонический анализ. Геологическая карта содержит многочисленные факты, которые можно собрать для его проведения. Они отражены не только в разрезе, на самой карте, но также в прилагаемой стратиграфической колонке.

Анализ мощностей отложений даёт количественную характеристику о движениях земной коры в бассейнах седиментации за определённые интервалы геологического времени. Значительными мощностями осадочных пород обладают впадины, а также прогибы, расположенные на границах положительных и отрицательных крупных структурных форм. Это предгорные, межгорные прогибы эпигеосинклинальных и эпиплатформенных орогенов, зоны сочленения платформ и складчатых областей, синеклизы, авлакогены и др. Наоборот, сокращёнными мощностями обладают антиклизы, массивы, антиклинории складчатых областей и т.д. Источником такой информации на учебных геологических картах являются геологический разрез и стратиграфическая колонка. На разрезе видны участки сокращения мощности, выклинивания отдельных слоёв и свит или выпадение из разреза толщ на одних участках и присутствие их на других. Все эти факты имеют первостепенное значение при анализе тектонических движений и их восстановления на отдельных участках

исследуемой территории. Об усилении погружений или поднятий в отдельные отрезки геологического времени дают сведения, имеющиеся в сводной стратиграфической колонке. На ней показана в метрах мощность отложений систем, отделов, ярусов, свит, которые распространены в исследуемом районе. Совместное рассмотрение данных с учётом распространения по площади является надежным источником информации о знаке, направленности и скорости тектонических движений в определённые отрезки геологического времени.

Анализ мощностей на практике всегда одновременно сопровождается анализом фаций, т.е. восстановлением условий образования осадочных толщ, которые запечатлены в породах. Горные породы обладают целым рядом признаков, характеризующих условия их образования. Главными из них являются: гранулометрический, минералогический, химический состав, тип слоистости, структура и текстура, цвет породы, минеральные включения, а также следы жизни организмов и их остатки. Такие данные, как правило, отражены в условных обозначениях и в описании пород на стратиграфической колонке. Их обязательно нужно использовать при анализе мощностей. Они внесут коррективы в выводы о гипсометрическом уровне отложения осадков как в морских, так и в континентальных условиях.

Большое значение в палеотектонических построениях имеет анализ формаций. Он лежит в основе выделения основных геоструктурных элементов материков и океанов и стадий их развития.

Формация – это комплекс (ассоциация) осадочных, метаморфических и магматических пород, возникающих при определенных эндогенных режимах, закономерно и последовательно сменяющих друг друга в разрезе земной коры. Это своеобразное закономерное сочетание строго определённых фаций. По самой карте, стратиграфической колонке и разрезу можно выяснить, к каким формациям принадлежат залегающие на поверхности и на глубине породы. Конфигурация распространения, элементы залегания, мощность и специфические черты (вещественный

состав, ритмичность строения и пр.), а также определённая последовательность в разрезе и современное гипсометрическое положение позволяют определить, к какому геоструктурному элементу относится территория, охватываемая планшетом карты, и какие стадии тектонического развития она пережила.

Большая тектоническая информация содержится на карте, в колонке и разрезе, если рассматривать совместно стратиграфическую последовательность и условия залегания толщ и комплексов во взаимоотношении друг с другом, т.е. если провести анализ перерывов и несогласий. Отсутствие в разрезе отдельных свит, ярусов, систем говорит о том, что в геологическое время территория была областью сноса, а не осадконакопления или же осадконакопление было маломощным и в последующем породы определенного возраста были размыты. Перерыв в осадконакоплении свидетельствует о положительных движениях земной коры, приходящихся на этот отрезок геологического времени и связанного с ними размыва ранее накопившихся толщ.

Наоборот, отсутствие перерывов показывает на направленное погружение и непрерывность осадконакопления на территории. Время перерыва – это, как правило, и время перестройки или усложнения структуры, поэтому совместное рассмотрение залегания толщ выше и ниже перерыва на карте и на разрезе дают возможность выяснить несогласное залегание между ними. Несогласия вызываются разными причинами, поэтому они имеют несколько разновидностей: а) параллельные или стратиграфические, которые связаны с поднятиями прибрежной суши или эвстатическим понижением уровня моря; б) краевые несогласия связаны с региональными поднятиями и погружениями, они отражены в трансгрессивном перекрытии, иногда прилегании перекрывающих толщ в случае отрицательных движений побережья или, наоборот, в регрессивном прилегании при поднятии прибрежной суши; в) географические или картографические несогласия отражены в срезании разновозрастных толщ

перекрывающими отложениями, свидетельствуют о перестройке структуры региона; г) угловые несогласия – один из самых важных видов несогласий – говорят о значительных различиях в формировании структуры в разделяемых несогласием толщах горных пород.

Угловые несогласия могут быть местными, связанными с проявлением локальных тектонических движений и формированием малых структурных форм, и региональными, когда до перерыва в осадконакоплении была сформирована определенная структура, отличная от таковой в перекрывающей толще на значительной площади. Например, различия в структуре складчатого фундамента и чехла на древних и молодых платформах.

Перерывы и несогласия четко фиксируются на геологических картах, и их анализ позволяет выделить структурные ярусы – толщи, обладающие индивидуальными, только для них присущими чертами структуры, отличными от подстилающих и перекрывающих толщ.

Особая роль в формировании структуры земной коры принадлежит глубинным разломам. Они являются основой, а впоследствии канвой, которой определяется эволюция структурных форм, унаследованное развитие последних, а также зарождение и в последующее геологическое время длительное существование новых структурных форм разного ранга.

Геологическая карта часто содержит информацию о наличии и морфологии таких крупных структур, как глубинные разломы. Глубинные разломы по-разному проявляются в геологическом строении. Главными критериями их выделения являются наличие вдоль разлома интрузий ультраосновных пород, большое количество сопутствующих разрывных нарушений, разграничение участков с различной морфологией складчатых деформаций, и т. д.

Такая информация на учебных геологических картах содержится, и вместе с анализом разрезов дает возможность определить и трассировать зоны глубинных разломов.

Научное значение геологической карты для понимания основных вопросов геотектоники не ограничивается только познанием крупных структурных форм. В практике чаще, приходится оперировать со структурными формами более мелкого ранга. При этом очень важными элементами их познания служит морфология и генезис деформаций.

Данные о мелких структурах на геологических картах заключены в указаниях определенными знаками углов падения слоев, их горизонтальном, моноклиналином залегании, показе мелких разрывных нарушений, конфигурации выходов геологических тел на поверхность и т.д. Все эти факты помогают, помимо морфологических различий, вместе с другими геологическими фактами, также отраженными на карте, в разрезе и на колонке определить - (иногда очень гипотетично) генезис малых структурных форм.

Происхождение (генезис), в приложении к структуре — это выяснение причин возникновения тех или иных нарушений первоначального залегания. Таких причин много, они могут быть эндогенного характера (боковое давление, вертикальное движение блоков с разной амплитудой, пластическое перемещение вещества, разность потенциалов силы тяжести на отдельных участках и др.) и экзогенного (подводные оползни, уплотнение и разбухание осадков, ледниковое сгущение вещества и др.).

Лабораторная работа №1.

Для выполнения лабораторной работы необходимо выбрать геологическую карту (учебную или изданную).

1. Определение принадлежности к основному структурному элементу

Главными критериями отнесения территории листа геологической карты к основному структурному элементу служат условия залегания пластов, их мощность, наличие интрузивных, эффузивных магматических пород, количество и тип разрывных нарушений, возраст пород, затронутых складчатостью а также геоморфология местности. Правильное решение этой

задачи может быть проведено только при последовательном рассмотрении всех перечисленных признаков, ибо каждый из них, взятый в отдельности, характерен для всех основных структурных элементов материков и не может дать однозначного решения без рассмотрения других. Так, например, эпигеосинклинальный ороген характеризуется следующими показателями, которые запечатлены на геологической карте:

а) все породы собраны в линейные складки, протяженные по простиранию и узкие вкрест него;

б) мощность свит, подъярусов, ярусов достигает сотен метров;

в) складчатостью захвачены очень молодые (палеогеновые, неогеновые и даже четвертичные отложения;

г) на территории имеются очень молодые интрузивные и эффузивные образования;

д) много дизъюнктивных нарушений, в том числе и очень молодых;

е) гипсометрические отметки водоразделов на территории превышают 500-600 м и могут достигать несколько тысяч метров, рельеф представляет собой систему хребтов и впадин с глубоко и густо расчлененными склонами.

В противоположность эпигеосинклинальным орогенам древние и молодые платформы имеют другие признаки, запечатленные в их геологическом строении и изображении на карте.

Главными из них являются:

а) горизонтальное, почти горизонтальное или полого моноклинальное залегание пластов, контуры границ которых по своей рисовке совпадают с конфигурацией горизонталей;

б) складчатые деформации в чехле почти отсутствуют, а если и имеют место, то локализованы на небольших участках, примыкающих чаще всего к, разрывным нарушениям;

в) на разрезе четко видно двухярусное строение: древний фундамент - собранные в складки древние докембрийские и палеозойские породы, прорванные интрузиями и разбитые многочисленными дизъюнктивными

нарушениями и чехол - слабдеформированные пласты более молодых осадочных образований;

г) мощность свит, подъярусов, ярусов достигает десятков, реже - первых сотен метров;

д) на платформах (устойчивых) не проявлен интрузивный и эффузивный магматизм; эффузивный магматизм является неотъемлемой частью подвижных платформ;

е) платформы древние (устойчивые) и молодые характеризуются равнинным рельефом с малыми абсолютными высотными отметками на водоразделах (до 400-500м); на подвижных - древних платформах высоты могут достигать 1000 м, и они представляют собой вулканогенные плато. Области эпиплатформенного орогенеза в своем строении, а также и изображении на геологических картах содержат элементы старого и нового, т. е. признаки платформенного строения и наступившего орогенеза.

На поверхность здесь выходят, в зависимости от величины денудационного среза, древние (чаще всего палеозойские), собранные в складки; разбитые дизъюнктивными нарушениями и прорванные интрузиями породы. Очень часто на самых высоких отметках водораздельных пространств сохранились почти горизонтально залегающие осадочные образования чехла, когда-то перекрывавшего всю площадь территории.

Абсолютные высотные отметки, как правило, превышают 500м и могут достигать так же, как и у эпигеосинклинальных орогенов, нескольких тысяч метров. Новейшие структурные формы наследуют от древних эпох складчатости местоположение и форму.

Некоторые территории отличаются своеобразным соотношением тектонической структуры и гипсометрии местности. Так складчатая и складчато-глыбовая структура выходящих на поверхность пород характеризуется низкими (до 300 - 400 м) высотными отметками водоразделов.

Подобные территории должны быть отнесены к платформам, а в более мелком структурном плане - к щитам (если породы имеют архейский или протерозойский возраст) или массивам (если возраст моложе протерозойского). В геоморфологии подобные территории трактуются как пенеплены - выровненные эпигео-синклинальные орогены, перешедшие в платформенную предчехольную стадию развития. В то же время другие территории с горизонтально залегающими слоями на больших площадях и имеющие значительные (до 1000-1200 м) гипсометрические отметки к эпиплатформенным орогенам в современной геотектонике не относятся. Их считают сводовыми поднятиями, активизированными частями платформ и т. п. Поэтому при таком сочетании структуры и рельефа подобные территории без проявления молодого магматизма следует считать материковыми платформами, а при появлении магматизма эпиплатформенными орогенами.

2. Выделение крупных структурных форм

Территории, охватываемые учебными геологическими картами, не представляют собой участки однородной структуры, они являются частями более мелких структурных форм-платформ и орогенов: синеклиз, антеклиз, сводов, впадин, прогибов, антиклинорий, синклинорий и т. д.

Некоторые из них включают зоны сочленения структур более мелкого ранга. Это должно быть отражено на тектонической схеме, т.е. на схеме определенными условными знаками должны быть выделены и показаны площади, принадлежащие к одной из достаточно крупных структурных форм платформ, эпигеосинклинальных или эпиплатформенных орогенов. Сочленяются эти крупные структурные формы, как правило, вдоль глубинных или коровых разломов, представляющих собой надвиги, сбросы, взбросы.

Так, например, как отмечалось выше, антеклизы, своды, валы на платформах характеризуются сокращенным разрезом осадочных толщ чехла (здесь отсутствуют отдельные ярусы, подъярусы, свиты), в их пределах на поверхность выходят более древние породы. Это можно прочесть на любом

из разрезов на листе геологической карты. В орогенных областях, в осевых частях антиклинорий выходят на поверхность очень древние породы, часто не только сформированные в предыдущий, но и более ранние циклы развития. В то же время в отрицательных гомологах (синеклизах, впадинах, прогибах) разрез наиболее полный, в осевых частях широко развиты очень молодые породы. Это же характерно и для синклинорий эпигеосинклинальных орогенов.

Несколько сложнее выделять крупные структурные формы в пределах эпиплатформенных орогенов, т. к. классификация структурных форм для них слабо разработана. Хребты - антиклинали и межгорные впадины - синклинали выражаются не в изображении структуры (она часто на современном денудационном срезе отражает более древние структурные планы), а в гипсометрии рельефа, когда вся территория имеет значительные по величине высотные отметки.

Отдельные блоки, обычно вытянутые по простиранию древних толщ и разграниченные разрывными нарушениями, имеют вскрест простирания значительный перепад высот, подчеркнутый речной сетью. Именно эти блоки и являются хребтами и межгорными впадинами, и главным критерием их выделения служат геоморфологические данные. Они часто наследуют в своем развитии древние крупные положительные и отрицательные структуры.

Еще более мелкие структурные формы (мегантиклинали, мегасинклинали, небольшие антиклинальные и синклинальные, складки), а также разрывные нарушения чехла отражены на геологических картах очень четко и их выделение не составляет большого труда. Все эти формы усложняют строение более крупных геоструктурных единиц и составляют основу для их выделения. Количественные характеристики элементарных структурных форм или берутся непосредственно с карты (углы падения слоев на крыльях) или определяются путем несложных вычислений с учетом истинных мощностей слоев, толщ, заложением между горизонталями

топографической основы (амплитуда перемещения отдельных блоков по сбросам, взбросам и надвигам).

3. Выделение формаций.

Формация (геоформация) – это закономерное и устойчивое сочетание (парагенез) определенных генетических типов горных пород, связанных общностью (близостью) условий образования и возникающих на определенных стадиях развития основных структурных элементов земной коры.

Формация аспидная – мощная (до тысяч м), в разной степени метаморфизованная алевро-пелитовая толща с прослойками песчаников, превращённая в результате метаморфизма в глинистые или аспидные (кровельные) сланцы. Накопление формации происходит в раннегеосинклинальную стадию.

Формация базальная континентальная платформенная – комплекс осадочных пород, образующихся на первой (ранней) стадии развития платформы, генетически связанный с размывом кор выветривания, состоящий из глин, алевролитов, песчаников и конгломератов различной окраски с каолиновым цементом, лимническими углями при гумидном климате и красноцветных, иногда гипсоносных при аридном; характеризуется быстрой фациальной изменчивостью, крупной ритмичностью, линзовидностью строения и мощностью в несколько десятков или сотен метров.

Формация верхнемолассовая – мощная толща осадочных пород, характерная для позднеорогенной стадии развития геосинклинальных областей. Породы: конгломераты (галечники), гравелиты, песчаники, алевролиты, глины (бурые, красные, реже серые), суглинки, раковинные известняки (пресноводные или слоноватоводные), глины.

Формация карбонатная (платформенная) – комплекс карбонатных пород, представленный известняками и мергелями в гумидных зонах осадконакопления и преимущественно доломитов в аридных,

сформированный во время максимальной трансгрессии моря на платформу и характеризующий среднюю стадию её развития в каждом из тектонических циклов.

Формация кимберлитовая – комплекс основных и ультраосновных магматических пород, возникающий в фазы тектоно-магматической активизации древних платформ, залегающий в виде трубок взрыва и даек вдоль разломов. Ассоциируется с трапповой и щелочно-базальтовой формациями, алмазоносна.

Формация коры выветривания – зонально построенная, достаточно мощная рыхлая толща в значительной степени или полностью изменённых химическим выветриванием изверженных, метаморфических и осадочных пород, образующаяся в стадию перехода эпигеосинклинальной складчатой области в материковую платформу или на щитах и массивах в плитную стадию развития материковых платформ; состав: каолинитовые, нонтронитовые, монтмориллонитовые глины, охры с гидрослюдами, опалом, бурые железняки и т.д.; мощность площадных кор – первые десятки метров, линейных – свыше 100м.

Формация лагунная (параллическая) – комплекс осадочных пород, представленный глинами, алевролитами, песками, конгломератами с прослоями углей, отложившийся в лагунах, мелководных заливах гумидных зон при трансгрессии моря на ранней стадии материковой плиты и при регрессии моря на поздней стадии развития каждого из тектонических циклов.

Формация лагунная (эвапоритовая) – комплекс осадочных пород, представленный красноцветными глинами, алевролитами, песками, песчаниками, конгломератами вверху с прослоями солей, отложившийся в лагунах и мелководных заливах при трансгрессии моря на ранней стадии развития материковой плиты и при регрессии моря на поздней стадии её развития в каждом из тектонических циклов (ОГ, с. 154).

Формация нижнемолассовая – мощная толща морских отложений терригенного происхождения песчано-глинистого состава, включающая соли, угли, вулканогенные образования, накапливающаяся в краевых прогибах на раннеорогенной стадии развития геосинклинальных систем.

Формация порфировая – формация наземных вулканогенных пород, которая образуется в подвижных поясах в раннеорогенный этап её развития или в активизированных зонах и состоит главным образом из лав и вулканокластических пород липаритового, щелочно-липаритового, липарито-дацитового, реже дацитового или тархитового состава; наряду с кислыми породами в них могут присутствовать также андезиты и базальты, но в подчинённом количестве.

Формация спилит-кератофировая – естественная ассоциация лав, пирокластитов и субвулканических интрузивных пород основного и кислого состава, образующаяся на ранней стадии формирования геосинклиналей.

Формация терригенная регрессивная – комплекс осадочных пород, представленный сероцветными глинами, алевролитами, кварцевыми песчаниками с углями, сидеритом в гумидных зонах и пестроцветными глинами, песками, песчаниками с карбонатами, иногда гипсом в аридных зонах, образующихся в морских условиях при регрессии на материковой платформе в заключительные стадии развития каждого из тектонических циклов.

Формация терригенная трансгрессивная – комплекс осадочных пород, представленный сероцветными глинами, алевролитами, песчаниками с глауконитом и желваковыми фосфоритами при гумидном климате и пестроцветными глинами, песками, алевролитами с карбонатами, иногда гипсом при аридном климате, образовавшийся в начальную стадию развития материковой платформы при трансгрессии моря на пенепленизированную складчатую область.

Формация трапповая – мощная толща эффузивных и интрузивных пород основного состава, покрывающих и прорывающих осадочный чехол

материковых плит, образовавшаяся в стадию тектоно-магматической активизации платформ; состав: толеитовые базальты, липариты, габбро-долериты, габбро, диабазы и др.; площадь распространения значительна, мощность до первых тысяч метров.

Формация флишевая – относительно мощная серия морских терригенно-карбонатных осадочных образований, характеризующихся ритмичным чередованием по меньшей мере двух или трёх (и реже четырёх или пяти) основных литологических разновидностей слоёв. Образуется на позднегеосинклинальной стадии развития земной коры.

Лабораторная работа №2.

Вынести на контурную карту мира современные зоны субдукции (островодужную, андийского типа), зоны коллизии (кавказкого и гималайского типа), зоны современного континентального и океанического рифтинга и спрединга.