Контрольная работа №1

по общей и региональной геотектонике

**Оглавление**

1. Микроконтиненты
2. Позднесинклинальная стадия развития.
3. Описание типов разломов земной коры

Список литературы

**1. Микроконтиненты**

Микроконтиненты – совершенно особый тип поднятий. В пределах океанских плит образуют те поднятия, которые подстилаются не океанской, а *континентальной корой*. Они обычно обладают выровненной поверхностью, лежащей на глубинах 2-3 км и менее, и морфологически выражены подводными плато с банками или даже островами в наиболее повышенной части. Обнажения на этих островах, драгирование на уступах плато, сейсмические исследования и в отдельных случаях бурение показывают, что в основании этих плато залегает континентальная кора с её гранитно-гнейсовым слоем. Мощность этой коры обычно не превышает 25-30 км. Микроконтиненты могут либо более или менее непосредственно прилегать к подводной окраине континентов, представляя как бы глубоко опущенную часть шельфа – так называемые *краевые плато,* либо отделяться от континента узким желобом с океанской корой, либо более широким (многие сотни, даже более тысячи километров) океанским пространством. К их числу относят плато Хаттон-Роколл в Северной Антлантике, Фолклендское краевое плато и плато Агульяс в Южной Антлантике, Сейшельский архипелаг в Индийском, Новозеландское плато в Тихом океане, хребет Ломоносова в Северном Ледовитом океане. Возраст континентальной коры от раннедокембрийского (Хаттон-Роколл) до мезозойского (Новозеландского плато).

Кора океанов принципиально отлична от коры материков. Каким образом произошло превращение континентальной коры в океанскую, либо наоборот – океанской в материковую? Чем было вызвано погружение, и было ли погружение?

Для объяснения подобного явления А.Д. Архангельский, а затем и В.В. Белоусов выдвинули идею об «океанизации» или «базификации» континентальной коры. По мнению В.В. Белоусова подъём из астеносферы огромных масс базальтового расплава вызывает его внедрение в континентальную кору, её распад на отдельные глыбы и, в конечном счёте расплавление и растворение в базальте. Начальную стадию подобного процесса можно усматривать в образовании «переходной» коры, подстилающей континентальные склоны и подножия в полосе не более 100-120 километров.

По данной гипотезе (ссылка на американского геолога А. Мейерхофа) приводится пример растворения континентальной литосферы в срединно-океанических хребтах в настоящее время. А. Мейерхоф указывает, что на гребне срединно-океанического хребта в Атлантике на 450 с.ш. значительную площадь занимают такие породы континентальной коры, как гнейс, гранито-гнейс, гранит и др. Возраст их по радиоактивным данным, 1550-1690 млн. лет, то есть протерозойский.

Исландия, предполагается тем местом, где возможно обнаружение не ассимилированных мантией глыб древней континентальной коры.

Но применению этой гипотезы для объяснения образования всех океанов противоречат петрографический и химический составы магматических (и метаморфических) пород ложа океана, ныне хорошо изученный. Анализ показывает отсутствие следов ассимиляции сиалических пород континентальной коры.

Иная гипотеза была предложена ранее А.Вагенером. Отталкиваясь от теории древнего глобального материка Гондвана, он предположил, что она раскололась на несколько частей. На эту мысль его натолкнуло визуальное сходство очертаний материков, ныне разделённых Атлантическим океаном (Южная Америка и Африка). Распад Гондваны вернее Пангеи, которая включала и северные материки, сопровождался раздвигом этих материков, обнаживших базальтовый слой коры, составлявший их ложе. Причина распада Гондваны усматривалась в силе вращения Земли.

В настоящее время принято считать, что рифтовые зоны срединно-океанических хребтов являются осью раздвига, от которых шло разрастание – СПРЕЙДИНГ ложа океанов.

С той же позиции раздвиговой теории образования океанов хорошо объясняются особенности строения и развития пассивных окраин континентов.

Характер спрейдинга носил порой не строго локализованный, а «диффузный» рассредоточенный характер, и результат тому – отсутствие линейных магнитных аномалий и наличие блоков с континентальной корой на примере Японского моря. Таким образом, существуют моря, в которых не произошло полного разрыва континентальной коры, а возникла кора «переходного» типа.

Возникновение теории геосинклиналей позволило создать ещё более полную версию происхождению и развитию микроконтинентов. В «окраинно-континентальных обстановках» новые геосинклинальные системы могут возникать двумя способами:

Первый из них близок к способу образования внутриконтинентальных систем. Он состоит в заложении рифта в осевой части орогена, простирающегося вдоль континентальной окраины и образовавшегося либо на месте предшествующей геосинклинальной системы либо в результате активизации краевой части ещё более древней платформы. Этот рифт, как и в предыдущем случае, развивается вначале в континентальных условиях, а затем превращается в окраинное море либо с утонённой и переработанной континентальной корой (субокеанской), либо с настоящей океанской корой. Отделённая же этим окраинным морем пластина континентальной коры образует микроконтинент или – срединный массив. Пример Японского моря и системы его островных дуг включает зоны более ранней – « байкальской» и позднекиммерийской консолидации. Любопытно, что в пределах самого Японского моря сохранилась погруженная глыба континентальной коры - подводная возвышенность Ямато.

Второй путь образования окраинно-материковой геосинклинальной системы принципиально отличен от первого. В этом случае геосинклиналь возникает не за счёт континента, а за счёт океана, в связи, с чем данным путём в принципе могут образоваться и внутриокеанские (межокеанские) геосинклинали.

Основу этого развития составляет зарождение на океанской коре, как правило вдоль разлома, часто трансформного, *вулканической островной дуги.* Доказательством её внутриокеанского происхождения может служить химический состав и петрографический анализ (пример Марианской дуги)

Отделение от океана части пространства с океанской корой, образование окраинного моря другого типа характеризуется примером возникновения в конце мела Алеутской островной дуги с обособлением её в тылу впадины Берингова моря. В этом случае предгеосинклинальной стадией является океанская стадия, которая может сменить рифтогенную. Это значит, что геосинклиналь может возникнуть либо непосредственно на основе континентального рифта, либо на месте окраины рифтогенного океана.

Так или иначе, итогом предгеосинклинальной стадии всегда является создание относительно ограниченного пространства развития океанской коры, новообразовнной или реликтовой, занимающей межконтинентальное или окраинно-континентальное положение. Именно этой коре и отвечает офиолитовая ассоциация, залегающая в основании геосинклинальных комплексов.

В настоящее время предпринимаются попытки получить достоверные петро-химические данные, которые бы позволили с большей степенью точности отличать океанскую кору (офиолиты), возникшую одним из вышеуказанных способов. Это дало бы основание получить более стройную, логически и научно обоснованную теорию возникновения МИКРОКОНТИНЕНТОВ.

**2. Позднесинклинальная стадия развития**

Начало процесса геосинклинального развития знаменуется началом компенсации растяжения геосинклинальной системы *сжатием,* большей частью по периферии. Это сжатие связанно в, свою очередь, с образованием и функционированием самого важного элемента любой настоящей геосинклинали – сверхглубинных наклонных разломов - подвигов, сейсмофокальных зон Беньофа, вернее Вадати-Заварицкого-Беньофа. (ВЗБ).

В рамках данной работы, минуя предшествующие стадии, перейду к рассмотрению вопроса *позднесинклинальной стадии развития.*

Начало этой стадии совпадает с прекращением общего расширения геосинклинальной системы и переходом к преобладанию сжатия, концентрирующегося вдоль зон ВЗБ.

Число этих зон возрастает, и над ними, в их висячем боку, формируются всё более мощные вулканические островные дуги. Существующее название данной стадии - островодужная.

Зоны сверхглубинных наклонных разломов и соответственно островные вулканические дуги могут возникать в следующих сочетаниях:

* По одной стороне микроконтинента, т.е. со стороны океана (наиболее обычное положение)
* По обеим сторонам микроконтинента. Т.е. со со стороны океана и континента, или окраинного моря, над более древней дугой, образованной в предыдущую стадию.

В позднесинклинальную стадию развития проявления толеит-базальтового вулканизма сменяется в основном адезитовым. Большую роль начинает играть пирокластический материал, образуются вулканогенные обломочные толщи. Проявление интрузивного вулканизма выражается в образовании относительно небольших **плутонов** (штоков) гранитоидов, в химическом составе которых натрий всё ещё преобладает над калием; это кварцевые диориты, тоналиты, гранотоиды.

Отсюда определяется, какая часть верхней мантии вовлечена в дифференциацию, так как ранее эмпирически было просчитано, что для образования таких литофильных элементов, как натрий, требуется подъем мантийного материала с глубины 180 км в сравнении с калием – 130 км (последняя цифра особенно выразительно указывает на связь состава материковой земной коры с очень глубокими недрами Земли).

К экзоконтактам плутонов (штоков) гранитоидов приурочены месторождения магнетитовых и некоторых других руд. Установлено на примере современного «андезитового кольца» вокруг Тихого океана, что очаги андезитообразования лежат над участками зон сверхглубинных наклонных разломов глубиной 100=150 км. Возникновение андезитовых расплавов рассматривается по-разному: либо как результат подтока снизу вдоль разлома растворов щелочей и кремнезёма, способствующих плавлению мантии в висячем крыле зоны ВЗБ, либо как продукт переплавления затянутой в зону подвигов разломов океанской коры, испытавшей эклогитизацию в связи с погружением на большие глубины. Там, где зоны ВЗБ наклонены под континенты, андезиты могут генерироваться за счёт контаминации мантийной магмой древней континентальной коры; это можно объяснить широким распространением андезитового вулканизма на срединных массивах и в мезогеосинклиналях. Пример – современная западная окраина Южной Америки или срединные массивы (микроконтиненты), расположенные в зоне Фолкленских островов, в районе Новой Зеландии, в Северном Ледовитом океане.

Помимо вулканических островных дуг в эту же стадию образуются невулканические дуги. Одни из них занимают более внешнее положение в геосинклинальной системе, протягиваясь с океанской стороны между вулканической дугой и глубоководным желобом; они формируются за счет смятия, скучивания осадочной (осадочно-вулканогенной) толщи, накапливающейся в промежутке между дугой и желобом. Само это скучивание является результатом поддвига вулканической коры под континентальную в зонах ВЗБ. Примерами подобых невулканических дуг могут служить дуга Малых Зондских островов в Индонезии или подводный хребет, увенчанный остром Барбадос в Антильско-Карибской области. Другой тип невулканических дуг занимает в геосинклинале более внутреннее положение. Дуги данного типа возникают в краевых или центральных частях окраинных морей, также ближе к оси последних по отношению к вулканическим дугам. К данному типу принадлежала, очевидно, центральная антигеоклиналь Большого Кавказа, образованная в начале средней юры в процессе смятия раннеюрской аспидной формации Бльшекавказского окраинного моря и отделившая эпиконтинентальный бассейн северного склона Большого Кавказа от глубоководного бассейна (желоба) южного склона.

Становление вулканических и невулканических островных дуг – геоантиклиналий – рассматривается В.В. Белоусовым как проявление ***частной инверсии*** (инверсия – изменение знака движения на противоположный) в развитии геосинклиналий, так как оно представляет новообразование поднятий в пределах ранее существовавших более широких прогибов.

Вулканические и невулканические дуги, вероятно, в основном последнее, служат поставщиками обломочного материала, слагающего характернейшую осадочную формацию поздней геосинклинальной стадии – ***флишевую формацию.*** Впервые установленная в Альпах (флиш – народное название), где она имеет поздний меловой раннепалеогеновый возраст, эта формация широко распространена по всему альпийскому Средиземноморскому поясу от Пиренеев до Гималаев, появляясь как на Большом Кавказе уже в верхней юре. На Урале известен флиш возраста поздний палеозой, в Южном Тянь-Шане – средний палеозой, в Центральном Казахстане – ранний палеозой. Имеются сведения и о позднепротерозойском флише. Флишевая формация состоит из терригенных, или карбонатно-терригенных пород и выделяется, прежде всего, по своему строению – при мощности в несколько км., её слагают тысячи дециметровых циклитов, закономерно сменяющих друг друга слоёв гравелитов, песчаников, алевролитов, неизвестковистые глины. Песчанистые и пелитоморфные известняки, мергели присутствуют только в карбонатном флише.

Обломочные породы нижней части циклита связаны постепенным переходом и в целом имеют очень характерную текстуру – с постепенным убыванием размера обломков вверх. Это так называемая градационная текстура – свидетельства отложения обломочного материала из мутьевых турбидных потоков; соответственно, такие обломочные породы называются ***турбидитами.*** Одновременно это свидетельство глубоководного образования флиша (до установление этой особенности флиш обычно считался мелководным).

Происхождение мелкой флишевой цикличности наиболее логично связывать с периодическим сбросом мутьевыми потоками в глубоководный желоб обломочного материала, накапливающегося на склоне островной дуги (промежуток – дуга - жёлоб). Сейсмическая активность могла служить толчком для начала деятельности мутьевых потоков. Поступивший на дно обломочный материал разносится течениями, на что указывают борозды, обычно покрывающие нижнюю поверхность гравелитов или песчаников – основания циклитов.

Образование флиша начинается, как правило, в более внутренних зонах геосинклинальной системы, часто за счёт сноса с вулканических дуг, возникших на океанском офеолитовом основании. В дальнейшем, по мере сжатия геосинклинальноцй системы и роста, а нередко слияния (коллизии) островных дуг, зона флишеобразования мигрирует в сторону континента. Иногда флиш присутствует поверх шельфовых формаций. Обычно же шлиф в направлении континентального шельфа замещается карбонатной, реже песчаной глинистой формацией.

Иногда в данной стадии имеет место процесс, обратный коллизии островныхдуг- ращепление и образование внутридуговых (междуговых) грабен-прогибов- вторичных поздних интрагеосинклиналей.

Примером может служить Аджаро-Триалетский прогиб, возраста - палеоген, на малом Кавказе. К более позднему времени приурочен – Марианский трок внутри Марианской дуги в Тихом океане.

Конец поздней геосинклинальной стадии и тем самым всего этапа является главным рубежом в развитии геосинклинальных систем, с которым обычно совпадает основная эпоха складчато-надвиговых деформаций. К этому времени охватываются не только внутренние, но и только внешние зоны геосинклиналий, превращая прогибы – в синклинории, поднятия – в антиклинории, создавая тектонические покровы в шарьяжи и формируя складчатые сооружения (системы). По В.В. Белоусову, это начало общей инверсии в развитии геосинклинальной системы, когда она превращается из области погружения в область поднятия. При этом офиолитовый комплекс, нередко превращённый в тектоническую брегчию – меланж, оказывается надвинутым и часто шарьированным с большой (до 200-300 км) горизонтальной амплитудой на образование внешних мезо- или миогеосинклинальных зон, а иногда даже платформ (Сирия, Аман), то есть. Присходит надвиг океанской коры на континентальную – **обдукция,** или подвиг континентальной коры под океанскую – **субдукция.** Некоторые исследователи считают, что обдукция лишь разновидность субдукции – результат расщепления океанской литосферы при её поддвиге под континентальную, которому способствует меньшая плотность океанской коры. Так как астеносфера находится ближе к поверхности Земли под океанской корой и ввиду меньшей мощности последней, океанская кора находится в более разогретом состоянии по сравнению с материковой. Это подтверждается присутствием в подошве надвинутой офеолитовой пластины гранатовых амфиболитов – продуктов контактного мктаморфизма.

Существует мнение, достаточно обоснованное, что обдукция начинается часто уже во внутриокеанских условиях, как надвиг океанской коры на океанскую на склонах срединных хребтов. (Н.А.Богданович).

В результате субдукции может происходить почти полное исчезновение океанской коры с поверхности и свидетелем былого её развития в данной геосинклинальной системе оказывается лишь приуроченная к разлому узкая полоска **меланжа** – так называемый офиолитовый шов. Пример- Восточные Карпаты.

Процесс обдукции характерен «захлопыванием» океанского пространства с образованием тектонических окровов. При этом более лёгкая континентальная кора, да ещё погруженная в зону более высоких температур всплывает из под океанской , образуя гранитно-гнейсовые купола и создавая ложное впечатление о том , будь то офиолитовая ассоциация накапливалась на континентальной коре. Подобную картину можно наблюдать наУрале, в Альпах и др. местах.

Дальнейшее развитие деформаций, вызванных общим сжатием, регионального метаморфизма, причём низкотемпературного в условиях высокого давления даёт происхождение фации голубых сланцев.

Наконец завершение формирования гранитных батолитов, которые в отличие от более ранних гранитоидов характеризуются заметным преобладанием калия знаменуют развитие континентальной коры в процессе геосинклинального развития.

**3. Описание типов разломов земной коры**

Деление по глубине проникновения позволяет разделить глубинные разломы на три группы:

* Общекоровые
* Литосферные
* Мантийные

*Общекоровые разломы*, достигающие поверхности Мохо, возникают в результате реакции на напряжения, охватывающие всю толщу земной коры, в то время, как обычные приповерхностные разрывы нарушают строение складчатых и других форм залегания осадочных и магматических горных пород верхней части коры и не проникают глубже двух – трёх десятков км. Их существование на больших глубинах по-видимому невозможно, так как при давлениях, существующих на этих глубинах, разрывы сменяются поверхностями пластического течения пород. Приповерхностные разрывы, в отличие от глубинных, связаны с конкретными складчатыми структурами, нарушая их строение. Глубинные разломы, вероятно представляют на глубине зоны диффузных перемещений и сами генерируют широкую гамму структур. Нередко к приповерхностным разрывам приурочены тела магматических пород, или иные явления, связанные с глубинным магматизмом, но во всех подобных случаях эти разрывы лишь создают зоны повышенной проницаемости пород, в которые устремляются глубинные расплавы, направляясь к верхним частям земной коры.

*Литосферные разломы –* нарушают строение всей литосферы и «затухают» в астеносфере. Вероятно они являются наиболее распостранёнными. Помимо геофозических данных их надёжным признаком является связь с современным вулканизмом (палеовулканизмом). Важное значение имеет также концентрация в литосферных разломах гипоцентров землетрясений и приуроченность к ним тел гипербазитов.

*Мантийные глубинные (сверхглубинные разломы) –* устанавливаются по глубине расположения очагов землетрясений. Они уверенно определяются по окраинам континентов или островных дуг в виде сейсмофокальных зон ВЗБ, наиболее глубокие очаги, которых находятся на глубине 650-720 км.

Менее надёжны пока ещё недостаточно разработанные методы позволяющие устанавливать горизонтальные неоднородности физических параметров мантийного вещества.

*По кинематическим и динамическим признакам глубинные разломы подразделяются на:*

* Глубинные сбросы - возникают при растягивающих напряжениях и потерей земной корой гравитационной устойчивости, приводящей к погружению отдельных блоков. Глубинные сбросы ограничивают крупные впадины и авлакогены в фундаменте платформ. (Прикаспийская впадина, Днепровско-донецкий авлакоген). Наиболее обычны в пределах крупных сводовых поднятий на платформах где они обрамляют рифтогеные структуры (рифты Красного моря, Верхнерейнского грабена, озера Байкал). Узкие «щелевидные» рифты могут рассматриваться как глубинные раздвиги.
* Глубинные взбросы и надвиги - широко распостранены в фанерозойских складчатых областях и в областях эпиплатформенного орогенеза. Они отражают сжатие земной коры и развиваются вдоль границ соприкасающихся мегаблоков земной коры с различным типом развития или неодинаковыми направлениями и скоростями движений. В зонах глубинных взбросов образуются приразломные линейные складки, интенсивный кливаж, сланцеватость. Примером может служить краевой глубинный шов Сибирской платформы в Северо Байкальском нагорье.

Особым типом глубинных надвигов - вернее шарьяжей, являются офиолитовые покровы, образующиеся при обдукци. Эти покровы нередко заключают в своём основании ультраосновные породы верхов мантии, т.е. срыв происходил несколько ниже поверхности Мохо. Олиофитовый покров в Омане, на краю Аравийской континентальной плиты - классический тому пример.

* Глубинные сдвиги – наиболее распостранённый тип глубинных разломов в складчатых областях. Они развиваются как граничные вертикальные поверхности горизонтально перемещающихся блоков коры и литосферы; обычно сопровождаются раздвиговыми составляющими смещений. Сильнейшее влияние на развитие складчатых структур позволяют их выделять в особую форму «сдвиговую тектонику». Многие глубинные сдвиги проявляют активность на протяжении сотен миллионов лет и вплоть до настоящего времени. Современные горизонтальные смещения коры по сдвигам составляют до 2 см в год.

В глубинных сдвигах, сопровождающихся взбросовой составляющей движений возникает интенсивный кливаж, сланцеватость, появляются динамосланцы. (Иртышская зона смятия)

При раздвиговой составляющей в зоне разлома появляются продольные или диагональные линейные складки, узкие интрузивные щелевидные тела, многочисленные дайки. В местах резкого излома линии сдвига образуются более крупные ромбовидные раздвиговые впадины. (Калифорния, Сан-Андреас)

Ведущими исследователями: В.Е. Хаиным, А.И. Суворовым, Н.А.Белявским и др. предложена следующая классификация глубинных разломов:

* Разломы первого порядка – определяют границы главных литосферных плит
1. дивергентные - раздвиги океанских рифтов
2. конвергентные – зоны ВЗБ
3. трансформные – главные из магистральных разломов.
* Разломы второго порядка – разграничивают малые плиты и микроплиты, отделяют континентальные и океанские мегаблоки литосферных плит, т.е. отделяющие пассивные окраины континентов от океанского ложа (сквозные разломы).
* Разломы третьего порядка – образуют все остальные разломы внутри континентов и океанов.

Это разломы, ограничивающие менее значительные рифты и палеорифты (авлакогены) в фундаменте континентальных платформ.

Разломы, разделяющие основные структурно-формационные зоны геосинклинальных систем (граничные разломы).

Региональные трансформные разломы внутри океанов.