**Тектоника океанов**

**Введение**

Условия залегания горных пород на дне океана трудно еще поддаются изучению, но существует обстоятельство, которое значительно облегчает эту задачу. Накопление осадков и процессы разрушения в глубинах океана настолько замедленны, что результаты вертикальных тектонических движений хорошо выражаются в рельефе дна и это их выражение в течение долгого времени сохраняется. Области тектонического поднятия выражены выпуклостями дна, области тектонического прогибания – его впадинами: глыбовая тектоническая структура характеризуется сложно расчлененным рельефом дна. Точно также и вулканические формы хорошо сохраняются в рельефе дна, если они скрыты под толщей воды.

Следовательно, мы вполне можем использовать рельеф океанического дна для характеристики тектонических и вулканических структур. Следует, однако, отметить, что таким образом в основном могут быть выявлены тектонические структуры, образованные вертикальными движениями земной коры. Структуры, связанные с горизонтальными движениями, могут быть установлены только в том случае, если эти движения привели к заметным горизонтальным смещениям отдельных частей ранее образованных единых форм рельефа.

Рассмотрение рельефа дна океана само по себе не дает указания на возраст той или иной структуры и для того, чтобы понять историю океанических структур, необходимо искать дополнительные данные.

**Структуры океанического дна**

Структуры, наблюдаемые на дне океана, могут быть разделены по их размерам и значению на несколько категорий. К структурам первой категории, наиболее крупным, следует отнести океанические котловины и срединно-океанические хребты. Они противопоставляются друг другу почти также, как на материках противопоставлены платформы и геосинклинали. Первые своим строением указывают на тектоническую стабильность, вторые, напротив, своим обликом свидетельствуют о большой подвижности земной коры.

Океанические котловины занимают большую часть площади ложа Мирового океана. В Атлантическом океане они протягиваются двумя полосами по обе полосы срединного хребта. Наиболее крупные котловины, расположенные к западу от хребта, - это Северо-Американская, Бразильская и Аргентинская. К востоку от хребта крупными являются Канарская, Ангольская и Капская котловины. В Индийском океане имеется семь крупных котловин: Аравийская, Сомалийская, Мадагаскарская, Мозамбикская, Центральная, Западно-Австралийская, Крозе. Основную площадь Тихого океана занимают котловины: Северо-Западная, Северо-Восточная, Центральная, Южная, Перуанская. Ряд крупных котловин известен в Северном Ледовитом и Южном океанах.

Особенностью всех указанных котловин является почти совершенно горизонтальное положение их дна всюду, где имеются осадки и где котловины не усложнены структурами второй и третьей категории – “асейсмичными” хребтами или отдельными более мелкими поднятиями. Сейсмические данные указывают на такое же совершенно горизонтальное залегание слоев внутри осадочной толщи под плоским дном.

Рассматривая “асейсмичные” хребты и мелкие поднятия как вторичные структурные осложнения котловин и приняв во внимание, что спокойные участки занимают занимают значительно большую площадь, чем эти вторичные осложнения, которые всегда имеют локальный характер, мы можем считать котловины своеобразными “океаническими платформами”, которые почти не подвергались дислокациям после своего образования.

Срединно-океанические хребты в рельефе представляют в целом пологие валы шириной от 1000 до 3000 км и высотой над соседними котловинами в 2-3 км. На склонах срединных хребтов были обнаружены невысокие – до сотни метров – уступы, которые мы можем истолковать как сбросы или взрезы. Сильно рассеченный рельеф типичен для осевой зоны почти всех срединных хребтов (за исключением Восточно-Тихоокеанского). Вдоль оси срединного хребта протягивается цепочка узких и длинных впадин, ширина которых достигает нескольких десятков километров, а дно опущено относительно окаймляющих зон хребта на 1,5-2 км. Склоны этих впадин очень круты. К впадинам по обе стороны примыкают наиболее высокие зоны хребта, которые характеризуются и наиболее сложным рельефом: они разделены на множество небольших по протяжению выпуклостей и впадин с резкими перепадами высот, измеряемыми сотнями метров. Все эти особенности строения осевой полосы срединных хребтов следует, очевидно понимать как проявление интенсивной глыбовой тектоники, причем осевые впадины представляют собой грабены, а по обе стороны от них срединный хребет разрывами разбит на поднятые и опущенные глыбы.

Вся совокупность структурных особенностей, характеризующих срединно-океанические хребты, позволяет видеть в них аналоги материковых рифтовых поясов. Ширина сводов, их высота, ширина и глубина грабенов материковых рифтовых поясов близки к соответствующим размерам океанических срединных хребтов.

Связь срединно-океанического хребта с континентальным рифтовым поясом выражается не только в тектонической структуре, но и в вулканизме. Срединные океанические хребты сложены базальтами, и вдоль осевой их зоны во многих местах расположены вулканы, активные до сих пор, извергающие как толеитовые, так и щелочные базальты. Базальтовые излияния интенсивны и в континентальных рифтовых поясах, в которых, однако, щелочные базальты резко преобладают.

Следовательно, имеется достаточно оснований считать, что срединно-океанические хребты – это океанические рифтовые пояса.

Своды, на которых расположены грабены, входящие в состав Аравийско-Африканского пояса, формировались в конце мезозоя и палеогена. Грабены начали опускаться с конца палеогена, но главным образом в миоцене, а наиболее интенсивное их опускание происходило в конце плиоцена и в плейстоцене.

Исходя из непосредственной связи системы срединных океанических хребтов с материковым рифтовым поясом, можно предполагать, что подьем срединного хребта происходил также в позднем мезозое и палеогене, а формирование грабенов вдоль его оси – в неогене и в четвертичное время.

Следует специально отметить, что самый большой континентальный рифтовый пояс имеет протяженность несколько больше 6000 км, то общая протяженность океанического рифтового пояса, объединенного в сквозную систему срединных хребтов, достигает 60000 км.

К следующей по значению категории структур океанического дна относятся прежде всего “асейсмичные” хребты. Это Китовый хребет в Атлантическом океане, Маскаренский, Мальдивский, Восточно-Индийский и Западно-Австралийский в Индийском океане, ряд очень длинных широтных хребтов-разломов в восточной части Тихово океана (Мендосино, Меррей, Кларион, Клиппертон), хребты Кокосовый, Сала-и-Гомес, Наска, Западно-Чилийский в юговосточной части того же океана. Возможно, что к этому же отряду надо отнести ряд хребтов Меланезии. В Ледовитом океане “асейсмичными” являются хребты Ломоносова и Менделеева.

Прямолинейность почти всех перечисленных хребтов хорошо указывает на связь их с разломами земной коры. Другим указанием на ту же связь указывает то, что обычно такие хребты разделяют участки дна разной глубины. Например, Мальдивский хребет протянулся вдоль границы между глубокой Аравийской котловиной и более мелким участком Индийского океана. Западно-Австралийская котловина к северу от Западно-Австралийского хребта много глубже, чем к югу от него.

Еще одним указанием на связь этих хребтов с разломами является характер их структурных продолжений на материках. На простирании Китового хребта в Юго-Западной Африке и Анголе на протяжении почти 1500 км известно одиннадцать кольцеобразных вулканических структур, сложенных щелочными лавами. На том же простирании лежит грабен Лукапа, к которому приурочены интрузии основных пород и кимберлитов. Все эти вулканические породы образовывались после перми, но до позднего мела. Они, несомненно, лежат в одной системе разломов. Поскольку их полоса является наземным продолжением Китового хребта, следует думать, что и последний связан с разломом и первоначально образовался перед поздним мелом.

Если продолжить простирание Мальдивского хребта на север, то мы попадем на огромное поле платобазальтов Декана в районе Бомбея. Платобазальты должны были вытекать на поверхность по глубоким трещинам. Возраст базальтов – поздний мел – эоцен. Хотя прямая связь подводного хребта с Деканом не доказана, весьма вероятно предположение, что и подводный хребет и платобазальты связаны с одной системой базальтов.

Дугообразная форма Маскаренского хребта также не противоречит связи его с разломом. Этот хребет вполне может соответствовать разлому, окаймляющему Маскаренскую впадину и отделяющему ее от окружающих участков дна Индийского океана.

Все перечисленные до сих пор “асейсмичные” хребты имеют плоскую вершину и крутые склоны. Учитывая это, а также их связь с разломами, следует считать их горстами, приуроченными к разрывным швам между крупными участками океанических котловин.

Широтные “асейсмичные” хребты-разломы в восточной части Тихого океана, судя по их рельефу, являются односторонними горстами, поскольку у них один склон пологий, а другой крутой. Хребет Меррей состоит из двух односторонних горстов, разделенных грабеном. По крайней мере два хребта имеют свое продолжение на материке Северной Америки. Хребет-разлом Кларион продолжается на территории Мексики. На его простирании лежит большой тектонический разрыв, отделяющий палеозойские метаморфические породы, расположенные к югу от него, от молодых вулканических пород, развитых к северу. Вдоль разлома вытянулись цепью вулканы, как активные до сих пор, так и недавно угасщие.

Двойной хребет Меррей по простиранию соответствует широтному Поперечному хребту Южной Калифорнии, замыкающему с юга Калифорнийскую долину. Если мы сравним рельеф подводного хребта Меррей с геологическим строением Поперечного хребта, то обнаружим заметное сходство. Северное и Южное крылья Поперечного хребта пологи. Они сложены меловыми и эоценовыми отложениями, падающими в сторону соседних депрессий. А осевая зона хребта занята грабеном, в котором сохранились миоценовые и плиоценовые осадки. Следовательно, мы наблюдаем здесь два обращенных друг к другу крутыми флангами односторонних поднятия, разделенных грабеном. Рельеф хребта-разлома Меррей отражает такую же структуру. Только размах рельефа здесь меньше, чем амплитуда тектонического рельефа на суше. Поперечный хребет начал подниматься в конце позднего мела и до миоцена сохранял форму свода. Продольный грабен вдоль оси хребта образовался в конце миоцена. Исходя из непосредственной связи этих двух структур естественно предположить, что и подводный разлом-хребет Меррей имеет ту же историю.

На простирании хребта Мендосино вся система Кордильер пересечена полосой плиоценовых вулканических лав. Это лавы плато Малер и бассейна р. Снейк. К северу и к югу отсюда зона, занятая лавами, сильно сужается и преобладание переходит к миоценовым и эоценовым лавам. Не исключена возможность, что Кордильеры на простирании хр. Мендосино пересекаются поперечным разломом, скрытым под лавами.

К этой же категории структур принадлежат многочисленные подводные поднятия округлой, овальной или неправильной формы. Это возвышенность Рио-Гранде в Атлантическом океане, возвышенности Крозе и Кергелен в Индийском океане, вероятно, ряд подводных возвышенностей в Меланезии в юго-западной части Тихого океана. Все они имеют крутые склоны и в общем ровную поверхность.

Представителями той же категории структур являются линейные гряды подводных и надводных вулканов, объединенных общим подножием в форме пологого вала. Такие гряды развиты в Тихом океане. К ним относятся гряда Гавайских островов с большим числом принадлежащих к ней подводных вулканов, гряда Императорских подводных гор, гряды островов и подводных гор Маршалловых, Лайн, Туамоту, Кука, Тубуаи и др. Правда, внешнее выражение этих стуктур имеет не столько тектоническое, сколько вулканическое происхождение. Но линейность вулканических гряд свидетельствует об их связи с тектоническими разломами земной коры. Возраст извержения в этих грядах – четвертичный и плиоценовый. Следовательно, и разломы должны быть относительно молодыми. Интересно отметить, что гряды вулканов и центральной части Тихого океана в целом протянулись единой полосой вдоль оси океана от южной оконечности Южной Америки на юго-востоке до Камчатки на северо-западе. На юго-востоке эта полоса пересекла (у о. Пасхи) Восточно-Тихоокеанское поднятие, являясь образованием более молодым, чем это поднятие.

От “асейсмичных” хребтов эти вулканические гряды отличаются пологими склонами, незаметно сливающимися с дном окружающих котловин, и узким гребнем, покрытым цепочкой вулканов.

Наконец в последнюю категорию структур океанического дна следует зачислить океанические горы и гийоты, беспорядочно рассыпанные по всем океанам и особенно многочисленные в Тихом океане. Эти структуры имеют уже полностью вулканическую природу.

При описании материковых окраин необходимо вернуться к глубоководным желобам. На склонах желобов были выявлены нормальные сбросы, свидетельствующие об участии растяжения в образовании этих структур. Слои осадков на дне желобов залегают совершенно горизонтально и упираются своими краями в крутые склоны.

Данные о времени образования глубоководных желобов несколько противоречивы. Развитие их происходило вплоть до самого последнего геологического времени, поскольку в некоторых местах ими срезаны плейстоценовые материковые структуры, что наблюдается, например, на Филиппинах и в Японии. Но начало образования глубоководных желобов надо отнести на более раннее время, вероятно на начало неогена.

**Палеогеографические данные**

На материках, окаймленных окраинами атлантического типа, имеются косвенные геологические признаки того, что за пределами их окраин, там, где сейчас находятся океанические впадины, в палеозое и начале мезозоя существовали континентальные условия. Эти признаки выражаются, во-первых, в форме приноса обломочного материала сиалического состава со стороны современного океана в сторону современного материка, во-вторых, в форме обмена фауной и флорой между материками, для чего требовались сухопутные связи.

Признаки первого типа указывают на то, что по крайней мере на части территории, занятой в настоящее время океаном, раньше существовали участки суши, подвергавшиеся размыву, причем сиалический состав сносимого с них обломочного материала свидетельствует, что земная кора на этих участках имела континентальное строение. Например, из размещения раннепалеозойских осадочных пород в Скандинавских горах можно сделать вывод, что во время их отложения значительный принос обломочного материала осуществлялся с северо-запада, т.е. из области, занятой водами Атлантического океана. Ордовикские отложения, представлены в районах, удаленных от океана, преимущественно известняками, по направлению к побережью становятся все более терригенными.

По другую сторону того же океана – в Аппалачах – есть признаки приноса сиалического обломочного материала в палеозое с юго-востока, т.е. опять же со стороны современного океана.

В Южной Африке во время позднепалеозойского оледенения часть ледников, судя по направлению штрихов на погребенных бараньих лбах, двигалась с востока – со стороны Индийского океана и, что особенно важно, приносила с собой гранитные валуны. Принос гранитных валунов в верхнем палеозое со стороны океана отмечается также в Южной Австралии.

Каспийские горы, занимающие крайний юг Африки, сложены преимущественно континентальными отложениями верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, содержащими тиллиты (формация Карру). Отложения носят характер молассовой формации. Они имеют большую мощность (до 7000 м) и накопились в зоне прогибания, которая по своей форме и истории является типичным передовым прогибом. Но поднятие, перед фронтом которого этот передовой прогиб развивался, находилось за пределами современного материка – южнее его. На это указывает направление приноса обломочного материала. По простиранию к востоку полоса континентальных отложений формации Карру срезается краем Индийского океана. Совершенно очевидно, что эти отложения должны были продолжаться туда, где сейчас океан.

Признаки второго типа, как известно, уже давно привели к идее существования в позднем палеозое и раннем мезозое единого южного материка Гондваны, который объединял древние платформы Южной Америки, Африки, Аравии, Индостана, Австралии и Антарктиды. Представление о Гондване возникло в связи с большим сходством широко развитых на перечисленных материках позднепалеозойских и раннемезозойских континентальных отложений, в связи с большой общностью наземной фауны крупных рептилий и флоры глоссоптерисов и хвощей, а также в связи со сходством климатических условий, приведших на всех южных материках к почти одновременному позднепалеозойскому и раннемезозойскому оледенению.

Однако, по мнению ряда исследователей, аргументы в пользу существования в то время единого сплошного материка Гондваны не могут считаться исчерпывающими. Основываясь на анализе распространения отдельных семейств, родов и видов, они приходят к выводу, что, хотя в конце палеозоя и начале мезозоя между южными материками существовала гараздо лучшая наземная связь, чем позже, эта связь все же не была абсолютной. Например, Симпсон указывает, что из триасовых рептилий, известных в Южной Америке, только 43% семейств и 8% родов обнаружены и в Африке, тогда как одинаковых видов нет вовсе. Таким образом, миграция осуществлялась, но на ее пути стоял некий “фильтр”, который ее ограничивал. Поэтому вместо цельного материка вероятнее предположить наличие временных “мостов” между материками, например в форме архипелагов. Но возможно и другое решение: более или менее единый материк, расчлененный на части мелководными морскими бассейнами. Последнее толкование тем более вероятно, что палеозойское гондванское олединение, как указывал, например, Л. Б. Рухин, не могло осуществиться, если внутри Гондваны не было внутренних холодных бассейнов в качестве источников влаги. Что касается сходства развитых на этих материках континентальных формаций, то оно обуславливалось сходством физико-географических условий и само по себе для своего объяснения не требует представления об едином материке.

Связи между отдельными частями Гондваны были нарушены в средней юре, а в течение мелового периода океаны приобрели современные контуры.

Иной характер имеет Тихий океан. Каких либо палеогеографических указаний на существование в палеозое участков суши на месте этого океана нет. Напротив, все трансгрессии на окраинах Тихого океана распространялись со стороны океана. Так было в Кордильерах Северной Америки, в Андах Южной Америки, в Японии, в Восточной Австралии. Поэтому следует думать, что уже в палеозое на месте Тихого океана существовал большой морской бассейн.

Для более позднего времени – мезокайнозоя – в некоторых районах, окружающих Тихий океан, есть признаки приноса обломочного материала со стороны современного океана. Такие наблюдения были сделаны в Андах, Кордильерах, Японии, на Камчатке.

Но поскольку глубоководные отложения того же мезокайнозойского возраста обнаружены на дне океана неподалеку от берега, нет основания предполагать существование и для мезокайнозоя каких-либо крупных массивов суши на месте Тихого океана. Размыву могли подвергаться небольшие окраинные поднятия, затем опустившиеся.

Крупные участки суши находились до недавнего геологического прошлого на месте многих краевых и внутренних морей. Это устанавливается из анализа направления сноса и состава осадков, а также на основе более общих палеогеографических реконструкций.

По ряду признаков было установлено, что краевые моря, расположенные вдоль западной окраины Тихого океана, опустились в течение неогена и что раньше на их месте находилась суша с корой континентального состава.

**Заключение**

До нижнемезозойского времени включительно на месте тех океанов, которые окаймлены перефериями атлантического типа, существовали участки суши, сложенные сиалическими породами, в том числе гранитами. Такие участки суши существовали на месте современных Атлантического и Индийского океанов. В Тихом океане, окаймленном периферией тихоокеанского типа, признаков былого существования крупных участков суши нет.

В связи с этим уже давно возникла идея о наличии двух типов океанов: Тихий океан считают “первичным” или во всяком случае очень древним, возникшим еще до фанерозоя, а Атлантический и Индийский океаны относят к категории “вторичных” океанов, образовавшихся в начале мезозоя на месте бывшей суши. Однако механизм “вторичного” образования этих двух океанов в разное время трактовался по-разному. Сначала предполагалось опускание суши с превращением ее в океан. В последнее время многие исследователи придерживаются той точки зрения, что Атлантический и Индийский океаны до мезозоя не существовали, потому что окаймляющие их материки были сближены и объединены в один целый материк. Образование же океанов было связано с раскалыванием этого целого материка и с горизонтальным раздвижением в стороны отколовшихся материковых глыб, которые и стали современными материками. Первичный единый материк, по этой точке зрения, со всех сторон омывался водами Тихого океана. После раскола материка и раздвижения его частей площадь Тихого океана сократилась.

Следующий вывод заключается в том, что в начале мезозоя области, занятые сейчас океанами, стали ареной, колоссальной по интенсивности, но химически однообразной вулканической деятельности, приведшей к тому, что все дно океанов оказалось покрытым толщей платобазальтов. Нам достоверно неизвестен состав третьего слоя. Но весьма вероятно, что он составляет со вторым слоем одно генетическое целое и сложен из гипабиссальных интрузивных основных и ультраосновных пород, образующих совокупность глубинных “корней” излившихся платобазальтов.

Повсеместное излияние базальтов должно было закончиться к средней юре, когда на поверхности базальтов в некоторых районах океанов начали отлагаться осадки. Но излияние базальтов продолжалось и после этого, только площадь, охваченная вулканическими процессами, постепенно сокращалась. Вулканизм концентрировался во все более узкой зоне вдоль срединно-океанических хребтов. Параллельно с сокращением площади вулканизма площадь отложения осадков расширялась, и все более молодые осадки поднимались выше по склону срединных хребтов. Вдоль гребня хребтов развиты наиболее молодые базальты – плиоценовые и четвертичные, а осадки там почти полностью отсутствуют.

В течение мезозоя и позже со дна океанических котловин поднимались отдельные возвышенности, а также вулканические конусы в форме подводных гор и гийотов. Все эти структуры осложнили строение котловин, но все же огромные площади последних оказались совершенно не затронутыми этими осложнениями и на них сохранилось исключительно спокойное залегание осадочных слоев.

Все перечисленные явления протекали на фоне гораздо более общего процесса углубления океана. Признаки такого углубления видны в строении гийотов и каралловых островов, в разрезах многих участков дна, где более молодые глубоководные осадки подстилаются более древними мелководными.

Размер углубления океанов в разных местах различен. За время с раннего мела океанический бассейн стал глубже примерно от 2 до 6 км.

Прогибание дна во внутренних областях океана в течение мелового периода и позже мы можем поставить в один ряд с процессом опускания океанической периферии. Это опускание происходило в целом спокойно на перифериях атлантического типа и значительно более бурно на тихоокеанских перифериях. Но для периферий обоих типов опускание определяло основную направленность геологического развития. Теперь мы видим, что опускание земной коры свойственно не только перифериям, но и всей площади океанов.

Суммируя все более кратко, можно видеть в океанах обширные области отсутствия сиалических пород, обычных для континентов, области опускания земной коры, массового проявления базальтового вулканизма и интенсивного раскалывания. Эти особенности своего развития океаны проявляли в течение мезозоя и кайназоя.

Внутренние и окраинные моря также обнаруживают в строении своего дна признаки опускания земной коры. На месте многих из них геологически совсем недавно были участки суши, сложенные континентальными породами. Образование базальтового слоя коры и превращение суши в глубокие морские впадины происходило преимущественно в неогене и только в некоторых из морей началось еще в мезозое.

**Список литературы**

В.В. Белоусов “ГЕОТЕКТОНИКА” изд-ва МГУ г. Москва 1976 г.

Хайн-Ламизе “ГЕОТЕКТОНИКА” изд-ва “НЕДРА” г. Москва 1984 г.