

Глава 3. ОКЕАНЫ И КОНТИНЕНТЫ

Все небесные тела по их массе можно разделить на 3 типа:

- астероиды – $<10^{17}$ т;
- планеты – 10^{17} - 10^{26} т;
- звезды $>10^{26}$ т.

Согласно законам физики, любая замкнутая система стремится к минимуму потенциальной энергии. Форма космических тел в соответствие с этим законом должна стремиться к шарообразной. Но это возможно только в случае, если собственное гравитационное поле создаст напряжения, превышающие прочность пород, слагающих космическое тело. Такая напряженность гравитационного поля достигается лишь при массе тел, превышающих 10^{17} т. До этого предела тела могут сохранять свою первозданную, часто остроугольную форму миллиарды лет, что соответствует понятию – астероид.

Если масса тела превышает 10^{17} т, то в нем под действием сил гравитации возникают напряжения, превышающие предел прочности горных пород, и они постепенно приобретают формы, соответствующие минимальной потенциальной энергии, т.е. форму, близкую к шарообразной. Кроме того, в этих телах начинают происходить процессы перемещения вещества: более тяжелые компоненты под действием гравитации постепенно перемещаются ближе к центру масс, т.е. к центру шара, а более легкие занимают верхние оболочки. Это явление называется гравитационной дифференциацией вещества. Оно сопровождается выделением большого количества тепла, разогревающего недр небесного тела. Такие небесные тела относятся к планетам.

Наконец, если масса небесного тела превысит 10^{26} т., в его недрах под действием сил гравитации создаются не только высокие температуры, но и давления, приводящие к возникновению термоядерных реакций. Колоссальная энергия, выделяющаяся в результате термоядерного синтеза, разогревает недра таких небесных тел до температур в миллионы градусов, а поверхность – до нескольких тысяч градусов. Такие небесные тела называются звездами.

Масса Солнца составляет около $2 \cdot 10^{27}$ т., т.е. это типичная звезда. Масса Земли – около $5.958 \cdot 10^{21}$ т, что соответствует планетам. Для сравнения, масса крупнейшей планеты Солнечной системы – Юпитера, составляет около $1.9 \cdot 10^{24}$ т., т.е. Юпитеру не хватило около двух порядков по величине массы, чтобы стать еще одной звездой Солнечной системы.

3.1. Размеры и форма Земли

Под действием гравитации Земля стремилась принять фигуру, соответствующую минимальной потенциальной энергии, т.е. близкую к шарообразной. Однако, за счет вращения вокруг своей оси, под действием центробежной силы Земля приобрела форму, которая в первом приближении соответствует эллипсоиду вращения.

Установлено, что скорость вращения Земли вокруг своей оси в геологическом прошлом была больше современной. Соответственно, иначе выглядел и эллипсоид вращения, аппроксимирующий фигуру Земли. На рис.3.1 приведены параметры эллипсоида вращения (экваториальный и полярный радиусы и сжатие эллипсоида), соответствующие современной скорости вращения Земли.

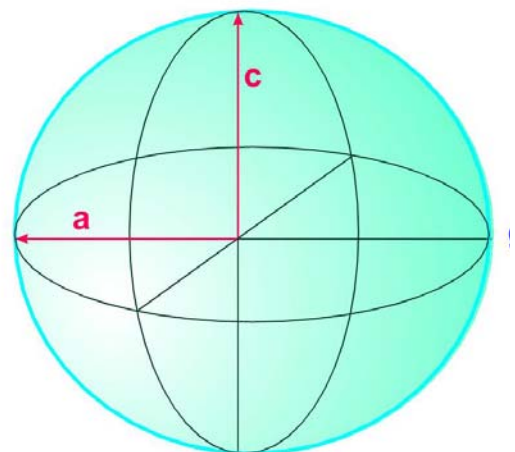


Рис.3.1. Эллипсоид вращения, аппроксимирующий фигуру Земли:
 $a = 6378.245$ км (экваториальный радиус);
 $c = 6356.863$ км (полярный радиус);
 $(a - c) / a = 1 / 298.25$ (сжатие эллипсоида).

Любое тело, обладающее массой, имеет собственное гравитационное поле. Основной характеристикой гравитационного поля является *гравитационный потенциал*, который для данной точки поля численно равен энергии, которую нужно затратить для перемещения единичной массы из данной точки в бесконечность, т.е. однозначно зависит от потенциальной энергии единичной массы в данной точке гравитационного поля.

Гравитационное поле любого материального тела, в том числе и Земли, принято характеризовать поверхностями с равными значениями гравитационного потенциала (равными значениями потенциальной энергии), называемых *уровенными поверхностями*. Одна из уровенных поверхностей Земли, совпадающая с невозмущенной поверхностью Мирового океана и ее продолжение под континентами соответствует понятию *геоид*. От поверхности геоида идет исчисление высот рельефа земной поверхности. Осредненная фигура геоида практически совпадает с эллипсоидом вращения, характеризующим первое приближение фигуры Земли, отличаюсь от него не более чем на первые десятки метров (рис.3.2).

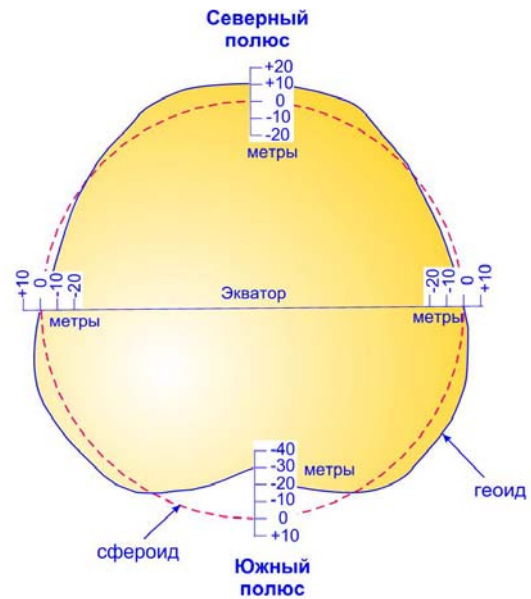


Рис.3.2. Осредненная фигура геоида.

Более детальная карта отклонений геоида от эллипсоида вращения свидетельствует о достаточно сложной структуре геоида и наличии сравнительно высокоамплитудных региональных аномалий (рис.3.3). Так, наиболее значительные отрицательные аномалии наблюдаются у южного окончания полуострова Индостан (до -112 м) и западнее Калифорнии (до -56 м), максимальные положительные аномалии – в районе Новой Гвинеи ($+78$ м) и в Северной Атлантике ($+68$ м).

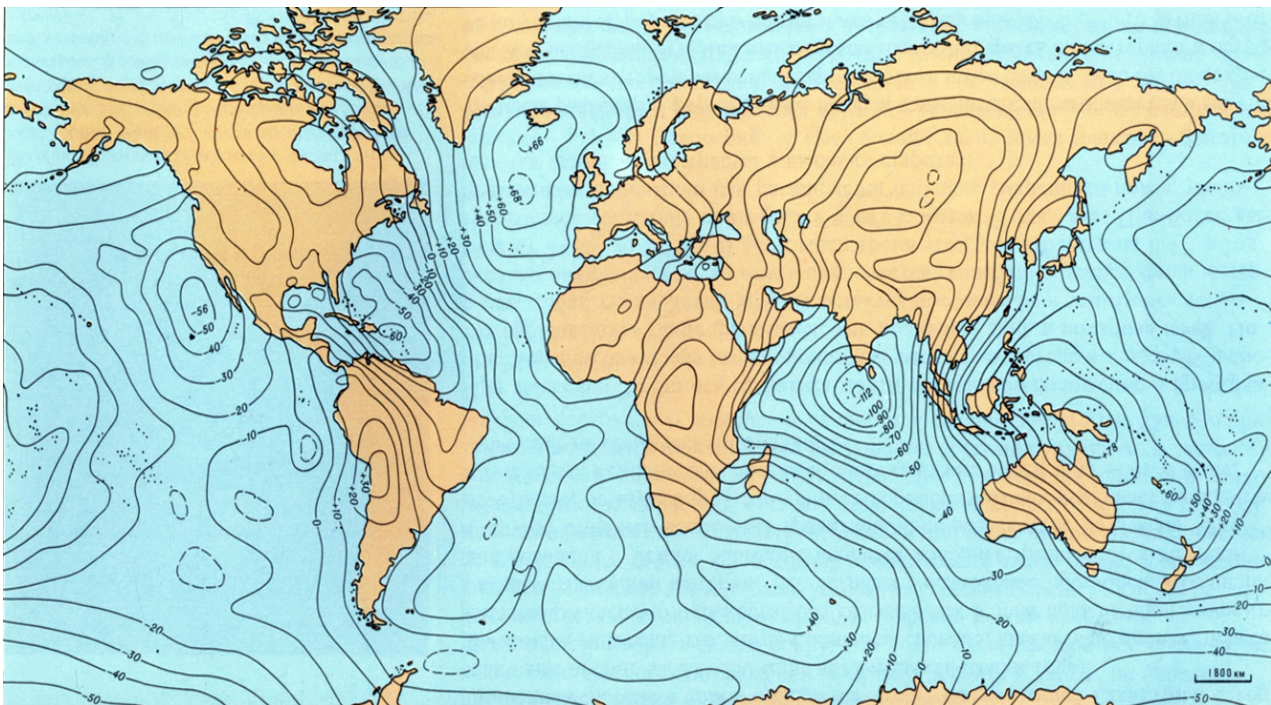


Рис.3.3. Карта отклонений геоида от эллипсоида вращения (в метрах).

Отклонения геоида от эллипсоида вращения связано с плотностными неоднородностями и современными геодинамическими процессами внутри Земли.

Методами спутниковой альтиметрии выявлены и более мелкие неровности геоида, амплитудой от нескольких сантиметров до долей метра, которые связаны с плотностными неоднородностями, обусловленными рельефом дна океана.

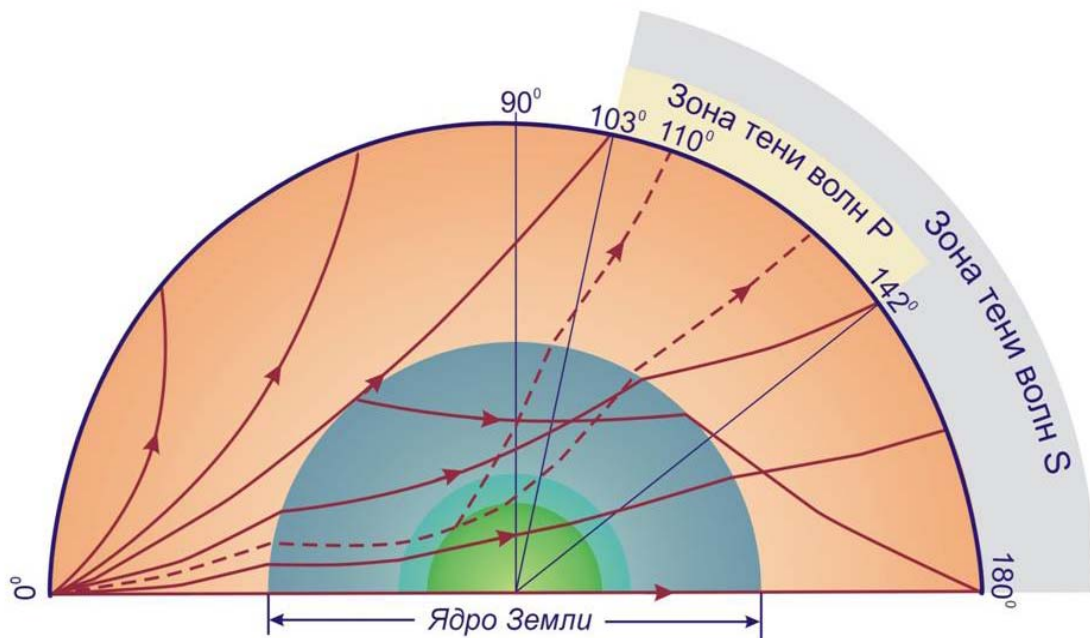
3.2. Внутреннее строение Земли

Наши представления о строении и составе внутренних оболочек Земли основаны на знаниях об их плотности и скорости сейсмических волн.

На основе данных о размерах, форме, массе и моменте инерции средняя плотность нашей планеты оценивается в 5.5 г/см^3 , в то время, как средняя плотность горных пород на поверхности Земли составляет около 2.7 г/см^3 , что указывает на значительное увеличение плотности вещества Земли с глубиной.

Почти вся информация о строении Земли глубже нескольких километров получена на основе анализа геофизических, в основном, сейсмологических данных. Изучение распространения сейсмических волн позволило получить сведения о положении границ раздела внутри Земли, изучить упругие свойства разделяемых ими слоев и природу вещества, слагающего внутренние части планеты.

В 1914 году немецкий сейсмолог Бено Гутенберг на основе анализа особенностей распространения продольных (P) и поперечных (S) сейсмических волн внутри Земли (рис.3.4) пришел к выводу о существовании на глубине 2900 км границы, разделяющей недр Земли на части не только с резко различными физическими свойствами, но и различным фазовым состоянием. Эта граница, названная границей Гутенберга, разделяет твердую мантию и жидкое (внешнее) ядро Земли. В 1936 году датским сейсмологом Инге Леманн на основе анализа сейсмологических данных было открыто внутреннее (твердое) ядро Земли, кровля которого залегает на глубине около 5000 км.



3.4. Схема распространения сейсмических волн внутри Земли (Ботт, 1974).

Несколько раньше, в 1909 году, хорватский сейсмолог Андрей Мохоровичич выявил резкое увеличение скоростей продольных сейсмических волн с глубиной (от 6 – 7 до 8 – 8.2 км/с) в приповерхностной оболочке Земли. Граница раздела, соответствующая этому пе-

репаду скоростей, получила название границы Мохоровичича (границы «Мохо» или границы «М»), которая соответствует подошве земной коры.

К настоящему времени разработано несколько моделей внутреннего строения Земли, различающихся в деталях. Все они основаны на уточнении и детализации модели, составленной К.Е. Булленом в 60-х годах прошлого века. Для дальнейшего изложения мы воспользуемся именно этой моделью, явившейся основой для всех последующих вариантов.

На рис.3.5 представлена схема внутреннего строения Земли и физических свойств ее оболочек - скоростей продольных (P) и поперечных (S) волн, плотности и предполагаемой температуры. Рассмотрим несколько подробнее строение и физические свойства оболочек Земли на основе существующих представлений.

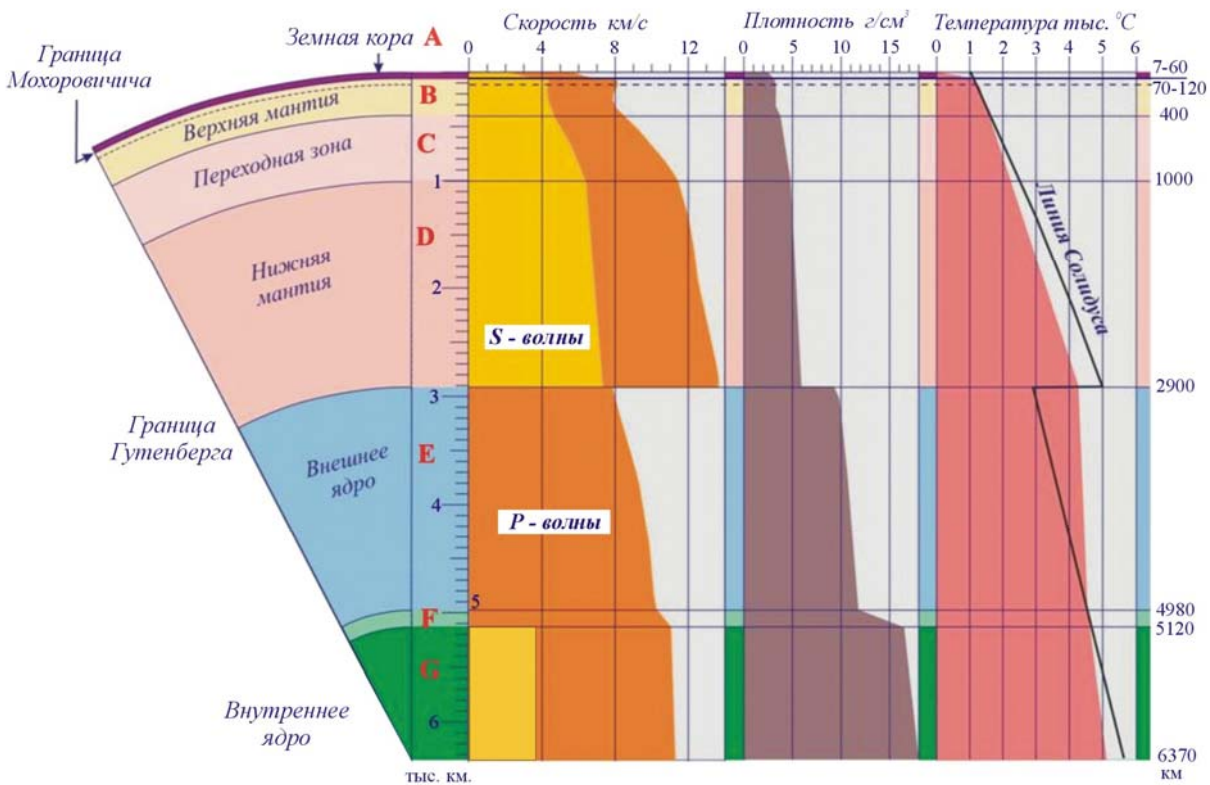


Рис.3.5. Схема внутреннего строения Земли (по К.Е. Буллену, с дополнениями автора).

Земная кора. Самая верхняя оболочка Земли – земная кора (слой А на рис.3.5). Ее подошвой, как уже отмечалось, является граница Мохоровичича. Структура, мощность, состав и возраст земной коры под континентами и океанами существенно различны. На континентах средняя мощность земной коры составляет 35-40 км, увеличиваясь до 60-70 км под крупными горными сооружениями. Континентальная кора сложена, в основном, метаморфическими и осадочными породами различного возраста. Возраст наиболее древних участков континентальной коры измеряется миллиардами лет.

В океанах мы имеем совершенно иную ситуацию. Подошва земной коры (граница Мохоровичича) здесь залегает на глубине 5-7 км под дном, а возраст пород колеблется от современных до верхнеюрских, т.е. возраст наиболее древних пород океанической коры не превышает 160-170 млн. лет. Строение океанической коры определяется магматическими породами основного состава и сравнительно маломощным чехлом осадков. Плотность горных пород как континентальной, так и океанской земной коры постепенно возрастает вниз по разрезу от 1.8 – 2.5 г/см³ в верхних горизонтах, до значений порядка 2.8 – 3.1 г/см³ у ее подошвы (над границей Мохоровичича). Аналогичным образом, изменяются и скорости распространения сейсмических волн: для продольных волн – от 2 – 2.5 км/с у поверх-

ности Земли до 6.8 – 7.2 км/с над границей Мохоровичича, для поперечных, соответственно, – от 1.2 – 1.5 до 3.5 – 4.0 км/с.

Температура земной коры возрастает с глубиной. Средний температурный градиент в верхней части земной коры по данным изучения в скважинах составляет около 33 °С/км. Сведения о возможных температурах и градиентах температур в более глубоких горизонтах земной коры и Земли в целом основаны на косвенных данных, согласно которым с глубиной температурный градиент становится значительно меньше из-за увеличения теплопроводности горных пород и проявлением, наряду с кондуктивным, других механизмов теплопереноса (лучевого и конвективного).

Мантия Земли. Мантия заключена между подошвой земной коры (границей Мохоровичича) и ядром Земли, кровля которого (граница Гутенберга) залегает на глубине около 2900 км от поверхности Земли. Мантия включает в себе две трети массы Земли и 84% ее объема. Судя по косвенным признакам, мантия состоит преимущественно из оливина, пироксена и, в зависимости от давления (глубины), содержит некоторые алюмосиликаты (полевые шпаты, шпинели, гранаты типа альмандин, гроссуляр, пироп, и т.п.). Эти минеральные ассоциации, взятые вместе, позволяют считать породы мантии по составу близкими к ультраосновной породе – *перидотиту*.

Согласно модели К.Е. Буллена, мантия Земли условно разделена на три оболочки (слоя) – *B*, *C* и *D* (рис.3.5), несколько различающихся по физическим свойствам.

Слой B – верхняя мантия. Простирается от границы Мохоровичича до глубины порядка 400 км. Непосредственно под границей Мохоровичича в верхней мантии наблюдается увеличение скоростей распространения сейсмических волн (до 8.0 – 8.2 км/с для продольных и до 4.1 – 4.3 км/с для поперечных волн). Однако, начиная с глубин порядка 100 – 120 км, тенденция увеличения скоростей сейсмических волн с глубиной исчезает. Более того, в отдельных районах наблюдается некоторое снижение значений этих параметров. Зону снижения скоростей сейсмических волн в верхней мантии, называемой волноводом, связывают с приближением температуры пород к точке плавления (1100-1200 °С) при существующем давлении, т.е. с частичным плавлением наиболее легкоплавких минералов пород верхней мантии. Для наблюдаемого изменения скоростей сейсмических волн достаточно, чтобы около 1% минералов, слагающих породы верхней мантии, под влиянием высоких температур перешли в жидкое состояние, образуя жидкую пленку, обволакивающую более тугоплавкие минеральные зерна, и тем самым заметно снижая вязкость и скорости сейсмических волн. Плотность пород верхней мантии с глубиной меняется незначительно, от 3.5 до 3.7 – 3.8 г/см³.

Слой C – переходная зона. Заключен в диапазоне глубин от 400 до 1000 км. Характеризуется весьма быстрым увеличением с глубиной плотности (от 3.8 до 5.0 г/см³) и скоростей сейсмических волн (от 8.1 до 11 км/с – для продольных, и от 4.3 до 6.5 км/с – для поперечных волн). Такое заметное изменение физических свойств связывают с фазовыми переходами ряда минералов под воздействием высоких давлений. Эти переходы характеризуются увеличением плотности и упругих свойств минералов за счет более плотной кристаллической структуры без изменения их химического состава. Так, на глубинах 350-400 км происходит фазовый переход оливин – β-фаза оливина, на глубинах 500-650 км – фазовый переход β-фаза оливина – шпинель – постшпинель. В широком диапазоне глубин, в зависимости от содержания окиси алюминия, проходят фазовые минеральные переходы плагиоклаза с образованием более плотных гранатов.

Слой D – нижняя мантия. Залегает в диапазоне глубин от 1000 до 2900 км от поверхности Земли. Нижняя мантия подстилается границей Гутенберга, разделяющей мантию и ядро Земли. Нижняя мантия характеризуется медленным ростом скоростей сейсмических волн и плотности пород с глубиной. Скорость продольных волн возрастает от 11 до 13.7 км/с, поперечных – от 6.5 до 7.3 км/с. Плотность горных пород нижней мантии увеличивается

от 5 г/см^3 в ее кровле до 6 г/см^3 у подошвы (над границей Гутенберга). Предполагается, что возрастание плотности и скоростей сейсмических волн с глубиной здесь связаны с увеличением давления и продолжающимися фазовыми переходами минералов.

Ядро Земли. Ядро Земли – это ее часть, находящаяся глубже границы Гутенберга, т.е. то, что находится между центром Земли и отметкой около 2900 км от ее поверхности. Предполагается, что ядро Земли состоит из раствора железа, никеля и серы, возможно, с участием кремния, кислорода и водорода. Т.е. ядро Земли отличается от вышележащей мантии не только по физическим свойствам, но и по химическому составу.

Согласно модели К.Е. Буллена, ядро Земли условно разделено на 3 части (слоя): *E* – внешнее ядро, *F* – переходная зона, *G* – внутреннее ядро.

Слой E – внешнее ядро. Залегает в диапазоне глубин от 2900 до 4980 км от поверхности Земли. По сейсмологическим данным внешнее ядро не пропускает поперечные волны и поэтому считается жидким. Скорость продольных волн во внешнем ядре резко уменьшается: от 13.7 км/с (в нижней мантии) до примерно 8 км/с (под границей Гутенберга). Плотность вещества внешнего ядра, по сравнению с мантией, напротив, резко возрастает от 6 г/см^3 (в нижних частях мантии) до 10 г/см^3 (под границей Гутенберга). С увеличением глубины плотность вещества внешнего ядра и скорость продольных волн постепенно увеличиваются, достигая с приближением к слою *F* значений порядка 11.5 г/см^3 и 10 км/с, соответственно.

Слой F – переходная зона. Заключен в диапазоне глубин 4980 – 5120 км от поверхности Земли. Является зоной постепенного перехода от внешнего жидкого к внутреннему твердому ядру. К подошве слоя плотность и скорость продольных волн возрастают, соответственно, до 16.5 г/см^3 и 11 км/с. Возрастает и вязкость вещества, которая с приближением к внутреннему ядру достигает значений, близких к величине порядка 10^{14} Пуаз.

Слой G – внутреннее ядро. Включает вещество земных недр, залегающее глубже 5120 км от поверхности Земли. Внутреннее ядро было открыто в 1936 году датским сейсмологом Инге Леманн на основе анализа сейсмологических данных. Ею было показано, что агрегатное состояние вещества внутреннего ядра – твердое, и в нем распространяются поперечные сейсмические волны. К настоящему времени известно, что скорость поперечных волн во внутреннем ядре составляет около 3.7 км/с, скорость продольных волн меняется от 11 км/с в кровле внутреннего ядра до 11.5 км/с в центре Земли, а плотность вещества, соответственно, от 16.5 до 18 г/см^3 .

3.3. Реологическая модель Земли

Кроме сейсмической и плотностной моделей Земли, большое значение для понимания геодинамических процессов представляют сведения о вязкости (или жесткости) вещества Земли, т.е. о его реологических свойствах.

Реологические свойства Земли двояки. С одной стороны, фигура Земли соответствует равновесному эллипсоиду вращения жидкого тела, с другой стороны, факт прохождения через мантию поперечных сейсмических волн с периодами до нескольких секунд говорит о ее эффективной жесткости по отношению к кратковременным механическим воздействиям. Совместить эти данные можно лишь в одном случае, считая, что вещество Земли ведет себя как очень вязкая жидкость. При кратковременных нагрузках у таких веществ проявляются свойства упругих, и даже хрупких тел, а при длительных воздействиях – свойства очень вязкой жидкости.

Реологические свойства вещества Земли при кратковременных механических воздействиях оцениваются по скорости распространения поперечных волн, которая весьма чувствительна к изменениям вязкости. Наибольший интерес представляют реологические свойства земных недр до глубин 600–700 км, контролирующих глобальные и региональные геодинамические процессы. На рис.3.6 представлены скорости распространения поперечных

сейсмических волн в горных породах в этом диапазоне глубин, которые, соответственно, дают представления об изменениях их реологических свойств.

Реологические свойства вещества характеризуются его вязкостью (или жесткостью). Единица измерения вязкости в системе СИ – $1 \text{ Н·с/м}^2 = 1 \text{ Па·с}$, а в системе СГС – $1 \text{ Пуаз (П)} = 1 \text{ дин·с/см}^2$. $1 \text{ Па·с} = 10 \text{ П}$. В дальнейшем изложении используются единицы измерения вязкости в системе СГС, т.е. в Пуазах (П).

Верхняя реологическая оболочка Земли – *литосфера*. Литосфера включает земную кору и часть верхней мантии. Это очень жесткая оболочка. Она отличается исключительно высокими значениями вязкости, которая оценивается величинами порядка $10^{23} - 10^{24}$ П.

Для сравнения: вязкость воды – 10^{-2} П, жидкой базальтовой лавы – 10^5 П, льда – 10^{13} П, каменной соли – 10^{18} П.

Мощность литосферы под океанами и континентами различна. Под океанами мощность литосферы, в зависимости от ее возраста, колеблется в широких пределах: от нескольких километров в осевых зонах срединно-океанских хребтов, до 100-120 км по периферийным частям океанов. Под континентами мощность литосферы возрастает. Наибольшей мощности (до 200 – 250 км и более) литосфера достигает под древними участками континентов (кратонами).

Литосфера подстилается *астеносферой* – реологической оболочкой Земли, которая отличается от литосферы пониженными значениями вязкости. Вязкость астеносферы оценивается величиной порядка $10^{19} - 10^{20}$ П, т.е. на 4 – 5 порядков меньше, чем в литосфере. Астеносфера простирается от подошвы литосферы до глубин порядка 650 км, при этом минимальные значения вязкости предполагаются до глубин около 400 км.

Астеносфера, в отличие от литосферы, не обладает пределом прочности и ее вещество способно к течению даже при малых избыточных давлениях. Этим обеспечивается изостатическое равновесие литосферы – при возрастании на нее нагрузок и погружении происходит отток астеносферы на глубине и ее нагнетание в соседние области.

Астеносфера подстилается *мезосферой*, простирающейся до внешнего ядра и составляющей основной объем планеты. Для мезосферы предполагаются значения вязкости в пределах $10^{22} - 10^{25}$ П, постепенно возрастающие с глубиной.

Ниже мезосферы залегает земное ядро, которое, как отмечалось, делится на внешнее (жидкое), внутреннее (твердое) и переходную зону между ними. По ряду косвенных данных значение вязкости вещества внешнего (жидкого) ядра предполагается в пределах $1 - 10^{-1}$ П. В переходной зоне, соответствующей слою *F* (рис.3.5), вязкость вещества с глубиной увеличивается, достигая на границе с внутренним ядром значений порядка 10^{14} П, характерных также и для внутреннего ядра. Скорость поперечных волн во внутреннем ядре оценивается величиной порядка 3.7 км/с.

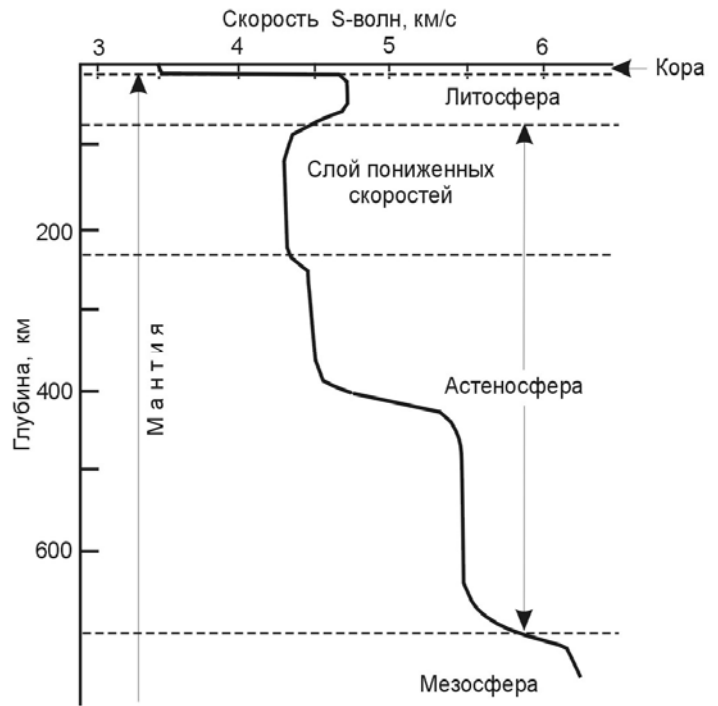


Рис.3.6. Скорости поперечных волн в литосфере и астеносфере (Dewey, 1972)

3.4. Изостазия и рельеф земной поверхности

Данные о том, что вес горного сооружения компенсируется более легкими массами на глубине, были получены еще в середине XVIII века. В 1749 году П. Бургер, проанализировав результаты геодезических измерений у подножия Анд в Южной Америке, обнаружил, что угол отклонения отвеса от вертикали значительно меньше того, который должны создавать массы этой горной системы. Первоначально это явление объяснялось снижением плотности пород под горными хребтами в результате их разогрева. Позднее, в середине XIX века аналогичные расхождения были обнаружены при проведении геодезических съёмок в предгорьях Гималаев под руководством английского геодезиста Дж. Эвереста.

В 1855 году английский астроном Дж. Б. Эри для объяснения этого расхождения предположил, что однородная по плотности земная кора тем глубже погружается в подстилающую мантию, чем больше толщина коры, т.е. чем больше возвышение гор, тем глубже уходят их корни (рис.3.7а).

Английский учёный Ф. Пратт в 1858 году предложил схему, в которой дополнительный вес гор компенсируется изменением плотности пород земной коры, при этом подошва коры плоская (рис.3.7б).

В обеих моделях кора плавает в вязкой мантии в соответствии с законом Архимеда, т.е. находится в состоянии гидростатического равновесия. Глубинные геофизические исследования показали существенное увеличение мощности земной коры под горными системами, т.е. реальное существование корней гор, что предполагалось в изостатической модели Эри. Однако более мелкие, локальные формы рельефа не находили соответствующего выражения в геометрии границы Мохоровичича.

В начале XX века по данным сейсмологии было показано, что часть верхней мантии, подстилающей земную кору (литосферная мантия), обладает высокой жесткостью и локальные поверхностные нагрузки могут длительное время поддерживаться за счёт этого свойства и не отражаться в геометрии границы Мохоровичича.

Голландский геофизик Ф. Венинг-Мейнес в 1931 предположил, что нижняя часть литосферы является не только жесткой, но и упругой, и представил модель изгиба под весом горного сооружения упругой плиты, плавающей на жидком основании (астеносфере). В этой модели (рис.3.8) область прогиба литосферы под действием веса горного сооружения оказывается меньшей амплитуды и несколько шире самого сооружения. В поверхности прогиба находят отражения лишь сравнительно крупные (размером сотни километров) региональные неровности рельефа. Более мелкие локальные неровности не отражаются в геометрии подстилающего слоя литосферной мантии и границы Мохоровичича.

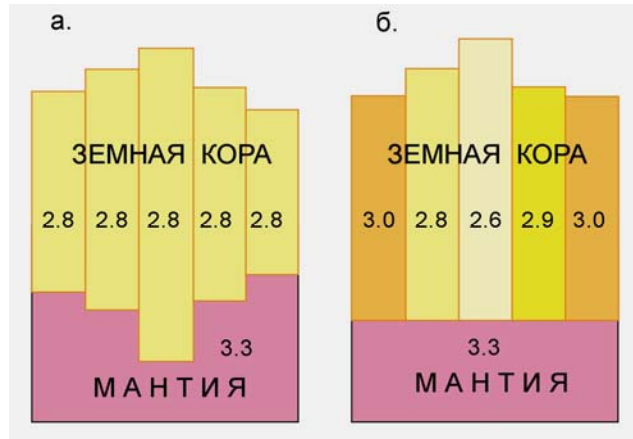


Рис. 3.7. Изостатические модели по Дж. Эри (а) и Ф. Пратту (б). Цифры – плотность в г/см^3 .

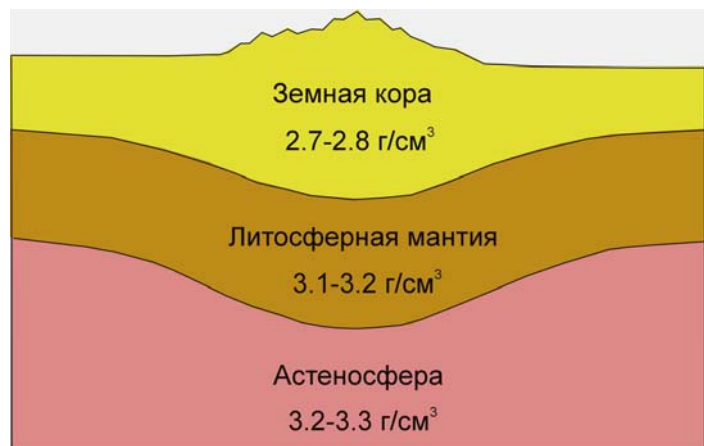


Рис.3.8. Схема изостатической модели (по Ф. Венинг-Мейнесу).

Изостатическая модель Венинг-Мейнеса наиболее близка к современным представлениям о строении верхней мантии, однако требует одного существенного уточнения. Граница между литосферой и астеносферой контролируется изотермой 1200 – 1300 °С. При формировании литосферного прогиба под весом горного сооружения часть пород литосферы погружается в условия температур и давлений, характерных для астеносферы, т.е. в зону частичного плавления и постепенно приобретает реологические свойства астеносферы. Фактически это соответствует смещению вверх подошвы литосферы и снижению амплитуды прогиба литосферной мантии за счет уменьшения ее мощности. Действительно, крупные формы рельефа земной поверхности, как правило, находят отчетливое выражение в геометрии границы Мохоровичича, но гораздо слабее выражены в подошве литосферы.

3.5. Океанская литосфера

Согласно тектонике литосферных плит, океанская литосфера зарождается при расколе и раздвижении древних континентальных литосферных блоков под воздействием восходящих потоков перегретого мантийного вещества (рис.3.9а). Континентальная литосфера имеет заметно меньшую плотность (2.9-3.0 г/см³) по сравнению с подстилающей астеносферой (3.2-3.3 г/см³) за счет мощной и сравнительно легкой континентальной земной коры, играющей роль своеобразного поплавка. Различие по плотности между ними составляет около 0.3 г/см³. Поэтому с момента своего образования континентальные литосферные блоки, согласно закону Архимеда, находятся над астеносферой, а их верхние кромки, как правило, заметно возвышаются над уровнем океана.

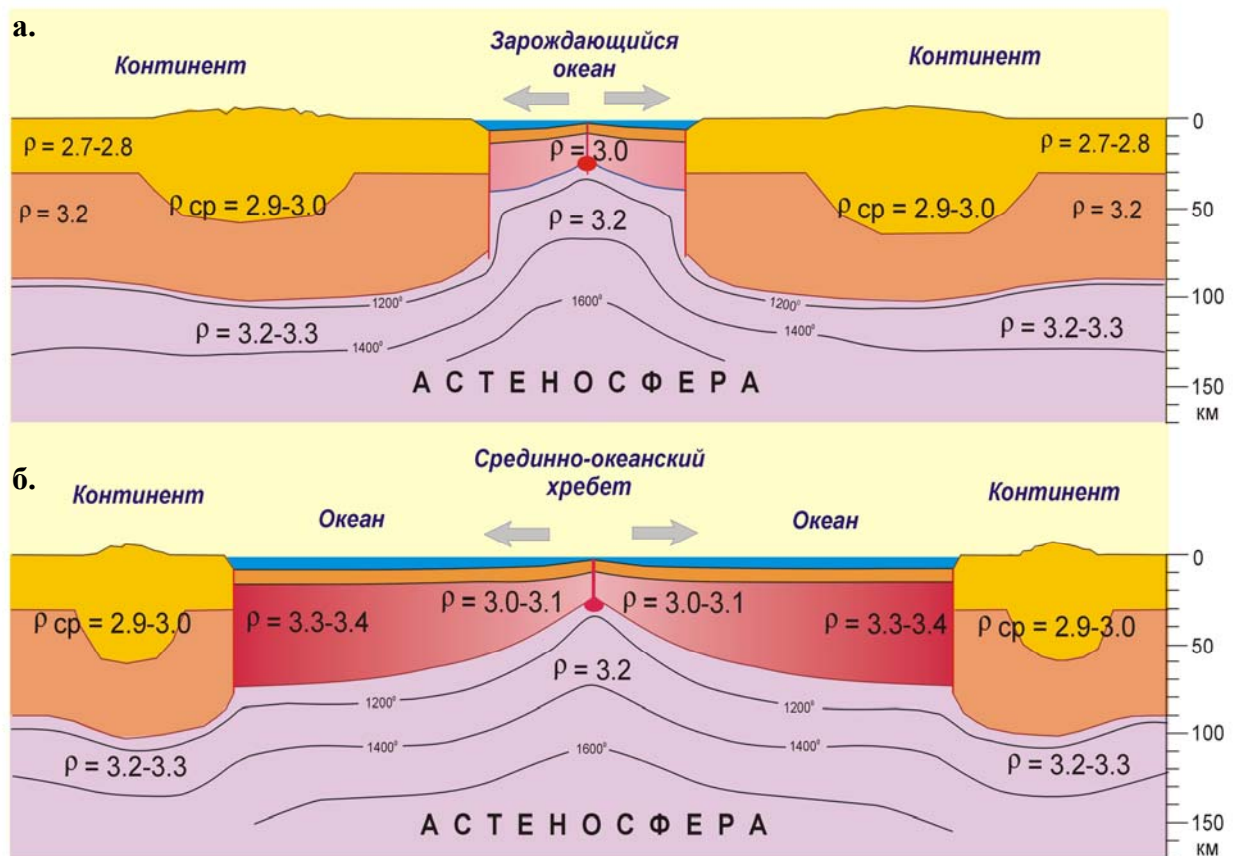


Рис.3.9. Схема формирования океанской литосферы:
а – начальная стадия, б – зрелая стадия.

Формирующаяся под срединно-океанскими хребтами океанская литосфера, аналогично континентальной, состоит из земной коры и литосферной мантии. Однако, мощности этих

оболочек у новообразованной океанской литосферы значительно меньше, чем у континентальной. Мощность океанской земной коры в среднем составляет около 5-7 км, а подстилающей литосферной мантии – порядка десяти километров. За счет незначительной мощности земной коры, плотность океанской литосферы в момент ее формирования несколько превышает среднюю плотность континентальных литосферных блоков, но уступает по плотности подстилающей астеносфере. По этой причине кровля изостатически уравновешенной молодой океанской литосферы находится гипсометрически ниже поверхности континентов и, как правило, ниже поверхности океана.

По мере удаления от оси срединно-океанского хребта и увеличения возраста океанская литосфера постепенно охлаждается и увеличивается в мощности за счет смещения вниз зоны частичного плавления (следовательно, и подошвы литосферы). Охлаждение литосферы сопровождается снижением значений теплового потока через дно океана. При этом, в результате термического сжатия постепенно возрастает плотность литосферы, что приводит к дальнейшему понижению ее гипсометрического уровня и увеличению глубины океана (рис.3.9б). Очевидно, что изостатическая компенсация океанской литосферы в значительной мере соответствует модели Пратта.

Дж. Склейтер и О.Г. Сорохтин вывели теоретические зависимости, связывающие значения теплового потока, глубины океана и мощности океанской литосферы с ее возрастом. Зависимость теплового потока от возраста литосферы, согласно упомянутым авторам, определяется соотношением:

$$q = 473.5 \cdot \frac{1}{\sqrt{T}},$$

где: q – тепловой поток в мВт/м²,

T – возраст литосферы в млн. лет.

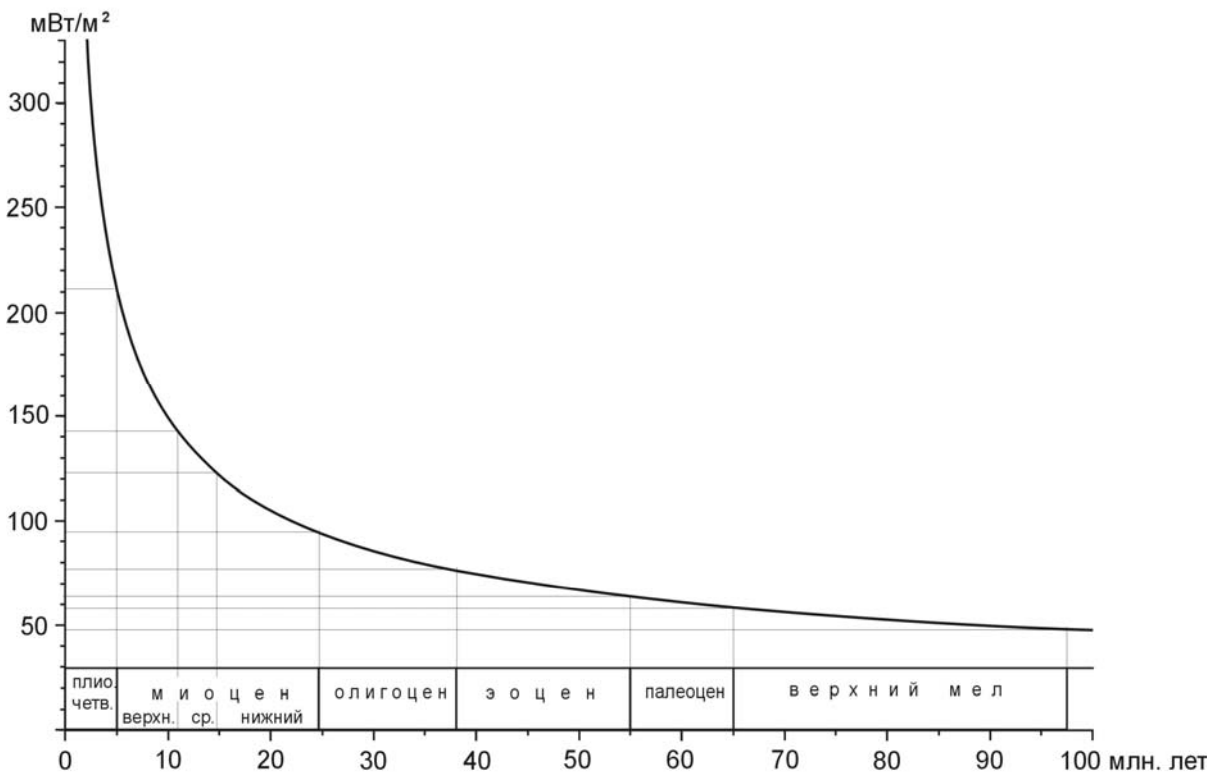


Рис.3.10. Теоретическая зависимость значений теплового потока от возраста океанской литосферы (по Дж. Склейтеру и О.Г. Сорохтину).

График этой зависимости представлен на рис.3.10. Необходимо отметить, что данная теоретическая зависимость для океанской литосферы возрастом более 5 млн. лет подтверждена многочисленными экспериментальными данными, в том числе данными глубоководного бурения. Для участков литосферы возрастом менее 5 млн. лет (плиоцен четвертичного возраста), значения теплового потока характеризуются значительным разбросом. Предполагается, что этот разброс обусловлен влиянием конвективной составляющей теплопереноса в результате современной гидротермальной циркуляцией океанских вод в молодых вулканических породах срединно-океанских хребтов.

Мощность литосферы в зависимости от ее возраста определяется соотношением:

$$H = b + k \cdot \sqrt{T}$$

где: H – мощность литосферы в км;

T – возраст литосферы в млн. лет;

$b = 15-20$ км – начальная мощность литосферы (под срединно-океанским хребтом);

$k = 6.5-8.5$ – коэффициент, зависящий от условий формирования литосферы.

При возрасте океанской литосферы порядка 45-50 млн. лет ее плотность достигает плотности подстилающей астеносферы и даже начинает ее превышать. Т.е. для сравнительно древних (зрелых) участков океанской литосферы, имеющих возраст более 50 млн. лет, создаются потенциальные возможности для их погружения в астеносферу под действием сил гравитации.

От возраста океанской литосферы зависит и гипсометрическое положение ее кровли относительно геоида, т.е. средняя глубина океана. Эта зависимость определяется выражением:

$$h = 2.5 + c \cdot \sqrt{T} ,$$

где: h – глубина океана в км;

T – возраст литосферы в млн. лет;

$c = 0.3 - 0.4$ – несколько меняется от океана к океану.

Зависимость глубины океана от возраста литосферы достаточно ярко выражена на акваториях Тихого, Атлантического и Индийского океанов. Так, в западной части Тихого океана южнее Японии океанская литосфера имеет наиболее древний (верхнеюрский) возраст – около 150 млн. лет, при этом акватории этой части океана отличаются максимальными глубинами, 6 – 6.5 км. В тоже время, в восточной части Тихого океана (ближе к берегам Американского континента) океанская литосфера имеет, в основном, неоген-верхнепалеогеновый возраст (менее 30 – 40 млн. лет) и, соответственно, средняя глубина океана здесь на 1.5 – 2 км меньше.

Глубины Атлантического океана в его центральной части, над Срединно-Атлантическим хребтом, примерно вдвое меньше, чем по его периферии, где литосфера имеет меловой возраст. Аналогичная закономерность наблюдается и для Индийского океана, где молодая литосфера слагает срединно-океанские хребты (Западноиндийский и Центральноиндийский хребты), которые возвышаются на 2 – 2.5 км над прилегающими котловинами с литосферой мелового возраста.

Убедительные свидетельства роста глубины океана с увеличением возраста океанской литосферы были получены при изучении подводных вулканических гор.

Дно Мирового океана буквально усеяно подводными горами вулканического происхождения. Многие из них надстроены коралловыми постройками мощностью сотни метров и более, выходящими на поверхность океана с образованием коралловых островов. Такие сооружения называются атоллами.

Первое объяснение происхождению этих сооружений было дано Чарльзом Дарвином еще в середине XIX века. Он предположил, что возникновение атоллов обусловлено ростом коралловых построек на вершинах постепенно погружающихся гор вулканического происхождения. Дальнейшие исследования атоллов показали верность этого предположения.

Позднее, во время Второй мировой войны, Гарри Хесс обнаружил на дне океана плосковершинные подводные горы, названные им гайотами. Образование плоских вершин гайотов явно контролировалось поверхностью океана, но находились они на значительных глубинах, достигающих 2 – 2.5 километров. Хесс объяснил происхождение атоллов и гайотов в концепции тектоники литосферных плит. Согласно Хессу, погружение древних вулканических построек, отпрепарированных волновой абразией, происходило вместе с литосферой по мере удаления от оси срединно-океанского хребта и соответствующего увеличения ее плотности за счет постепенного остывания. Там, где погружение подводных гор компенсировалось постоянным наращиванием коралловых построек, формировались атоллы. Если рост коралловой постройки не происходил или по каким-либо причинам был прерван – возникали гайоты.