

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	5
Глава 1. Землетрясения.....	7
1.1. Причины землетрясений.....	7
1.2. Внутреннее строение Земли.....	10
1.3. Земная кора.....	11
1.4. Основы тектоники литосферных плит.....	13
1.5. Сейсмические волны, их характеристики и свойства.....	15
1.6. Определение местоположения эпицентра землетрясения.....	18
1.7. Основные характеристики землетрясений.....	19
1.8. Шкалы балльности.....	21
1.9. Карты ОСР. Расчетная балльность землетрясения.....	22
1.10. Сейсмомониторинг. Предвестники землетрясений.....	23
Глава 2. Спектральные методы теории сейсмостойкости.....	25
2.1. Метод статической теории сейсмостойкости.....	25
2.2. Опыты Мононобе. Вынужденные колебания маятника.....	26
2.3. Коэффициент динамичности β	28
2.4. Частотные анализаторы. Опыты Сюэхиро.....	30
2.5. Маятниковый интегратор А.Г. Назарова. Спектры ответов.....	32
2.6. Опыты М. Био. Метод стандартной спектральной кривой.....	34
Глава 3. Методы расчета сейсмических сил.....	36
3.1. Формы собственных колебаний сооружения.....	36
3.2. Спектральный метод решения динамической задачи.....	37
3.3. Коэффициент формы $\eta_{i,k}$	38
3.4. Обобщенная сейсмическая сила.....	39
3.5. Линейно-спектральный метод расчета сейсмических сил.....	40
3.6. Альтернативные методы расчета периодов собственных колебаний.....	44
3.7. Сейсмическое давление воды на напорную грань плотины.....	49
3.8. Критерии сейсмостойкости.....	52
Библиографический список.....	54
Приложения.....	56

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время строительство сложных инженерных сооружений ведется повсеместно, часто в зоне высокой сейсмичности или на ослабленных грунтах основания. Такой прогресс стал возможным благодаря достижениям в области расчетного обоснования строительства сооружений и разработке новых строительных материалов и технологий строительства. Тем не менее проектирование сооружений в зоне высокой сейсмичности до настоящего времени остается одним из наиболее сложных вопросов. Это вызвано тремя причинами:

- неопределенностью задания самой сейсмической нагрузки;
- недостаточной изученностью динамических свойств сооружения и грунтовых условий основания;
- сложностью математического описания работы сооружения на подвижном основании, особенно когда решаются задачи о совместной работе с водной и грунтовой средой.

Сейсмостойкость сооружений является разделом научно-технических дисциплин, включающим в себя строительную механику сооружений и механику грунтов, инженерную сейсмологию и инженерную геологию, аналитические и численные методы расчетов сооружений, вероятностные методы обоснования надежности и безопасности конструкций и многие другие разделы инженерного проектирования и строительства.

Одной из центральных задач теории сейсмостойкости сооружений является задача определения и обоснования величин и характера сейсмического воздействия, оказываемого на сооружение во время землетрясения. При этом главной особенностью такого воздействия является то, что непосредственного контакта сооружения с движущимся телом нет, но есть движение самого основания под сооружением. В этом случае динамические нагрузки в сооружении возникают как инерционные силы, вызванные кинематическим возмущением основания, и решение динамической задачи осуществляется совместно для сооружения и его основания, колебания которого чаще всего задаются в виде записей ускорений во времени — *акселерограмм*, реже — в виде *сейсмограмм* — записей смещений основания или *велосиграмм* — записей скоростей движения основания.

Конечно, землетрясения и связанные с ними движения основания носят случайный характер, но в своих бесчисленных повторениях в разных точках земного шара все записи сейсмических колебаний имеют общие характерные признаки и различия, по которым их можно классифицировать. Понимание причин и условий возникновения землетрясений позволяет зонировать поверхность Земли по уровню сейсмической активности, выражающейся не только в силе сейсмических проявлений, но и в частоте их возможных повторений. Эти данные наносят на карты общего сейсмического районирования территорий разных государств. В Российской Федерации в проектировании используется комплект карт общего сейсмического районирования (ОСР-2015), в которых интенсивность землетрясения задается в баллах, а выбор карты зависит от класса ответственности (капитальности) сооружения и расчетной вероятности землетрясения.

С понятием степени ответственности и капитальности сооружений связаны также и применяемые расчетные методы. Эти методы различаются не только степенью проработанности математического аппарата описания поведения сооружения при землетрясении, но и полнотой (ограниченностью) задания исходной информации по возможному землетрясению.

Все расчетные методы можно разделить на два основных типа: динамические и квазидинамические методы. В первом случае сейсмическое воздействие задается в виде функции, изменяющейся во времени и, соответственно, расчет сооружения производится во времени. По окончании землетрясения состояние сооружения оценивается согласно выбранным критериям надежности.

К **расчетным методам динамического анализа** сейсмостойкости сооружений относятся: волновой метод, динамические методы прямого интегрирования уравнений движения, спектральные методы, вероятностный метод. *Волновой метод* основан на решении волновой задачи распространения нестационарного сейсмического поля, продуцируемого источниками воздействия в глубине основания. *Динамические методы* решают задачи напряженно-деформированного состояния массивов основания и сооружения в ходе прямого интегрирования динамических уравнений движения совместно с физическими уравнениями, описывающими деформирование материалов расчетной области согласно принятым моделям грунта [1–5]. *Спектральный метод* динамического анализа основан на решении динамических уравнений движения на основе преобразований Релея [6], которые позволяют упростить решение систем уравнений за счет разложения колебательного процесса

по формам собственных колебаний, при этом реакция сооружения на сейсмическое воздействие может определяться согласно принятым математическим моделям грунта [7–9]. Спектральные методы расчетов позволяют анализировать динамические параметры реакции сооружений с точки зрения возможных резонансных явлений, помогают в поиске наилучших решений по антисейсмическому демпфированию. *Вероятностный метод* основан на статистическом анализе записей землетрясений и вероятностных методах обработки случайных величин.

Группа **квазидинамических методов** включает в себя метод коэффициента сейсмичности, метод спектра реакции и линейно-спектральный метод (ЛСМ). В квазидинамических методах сейсмическая нагрузка на сооружение определяется как максимально возможная величина и учитывается в расчетах прочности и устойчивости сооружений в составе нагрузок особого сочетания как условно статическая величина.

В рамках каждого расчетного метода решение задачи сейсмостойкости сооружений сводится к трем последовательным шагам:

- определение сейсмического воздействия на сооружение в виде силового или напряженного поля, изменяющегося или не изменяющегося во времени;
- расчет сооружения на динамическое воздействие с определением в нем динамических усилий или его напряженно-деформированного состояния;
- оценка состояния сооружения после землетрясения согласно принятым критериям прочности и устойчивости, допустимому трещинообразованию и остаточным смещениям.

Расчет зданий, сооружений и их оснований с учетом сейсмического воздействия проводится *по первому предельному состоянию*, по несущей способности, которая определяется прочностью и устойчивостью сооружения как во время землетрясения, так и после него. Расчеты *по второму предельному состоянию* выполняются для оценки остаточных смещений в сооружениях после землетрясения, для расчетов трещинообразования в конструкциях, где размеры трещин, ширина их открытия лимитируются нормами проектирования.

ГЛАВА 1. ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

1.1. Причины землетрясений

Ежегодно на поверхности Земли регистрируются сотни тысяч землетрясений, но всего несколько из них расцениваются как катастрофические. Наблюдения за землетрясениями в течение всей истории нашей цивилизации показали, что все они имеют некоторую периодичность и свойство повторяться в определенных местах с характерными сопутствующими явлениями: извержением вулканов, нарушением в движении подземных вод, атмосферными аномалиями.

История человечества накопила достаточно много сведений о произошедших землетрясениях. Наблюдения за землетрясениями ведутся с древнейших времен. Детальные исторические описания, надежно свидетельствующие о землетрясениях с середины 1 тыс. до н.э., даны японцами. Большое внимание сейсмичности уделяли и античные ученые — Аристотель, Эмпедокл и др. Первый дошедший до нас сейсмограф был изобретен в Китае в 132 г. н.э., а прототип современных сейсмографов был изобретен князем Б.Б. Голицыным в конце XIX в. [10]. Систематические инструментальные наблюдения, начатые с этого времени, привели к выделению сейсмологии в самостоятельную науку, основоположниками которой стали Б.Б. Голицын, Э. Вихерт, Б. Гутенберг, А. Мохоровичич, Ф. Омори и др. [5].

В последние 100 лет ведется активная инструментальная запись землетрясений, во многих странах мира существуют службы сейсмометрических наблюдений, всего на планете насчитывается свыше 2000 стационарных сейсмостанций, используются также экспедиционные сейсмографы, в том числе устанавливаемые на дне океанов. Получаемые от них данные собираются и обрабатываются в целях глобального мониторинга за состоянием планеты и публикуются в сейсмологических каталогах и бюллетенях. Карты с расположением мест произошедших землетрясений позволяют поновому взглянуть на особенности строения Земли, понять законы геологической эволюции планеты, увидеть скрытые причины землетрясений [11].

Распределение сейсмоактивных зон по поверхности Земли неравномерное и в подавляющем большинстве случаев приурочено к *геосинклинальным поясам* (высокоподвижным районам горной складчатости), расположенным между древними платформами, вулканическими островами, глубоководными желобами [12]. Вместе с тем существуют места, где происходят катастрофические по своим последствиям дислокации земных масс. Несмотря на то что располагаются они на значительном удалении от эпицентра землетрясения, но особенности геологического строения, при которых даже не очень сильное сотрясение Земли может вызвать нарушение равновесия огромных масс грунта, оползни и наводнения, определяют подобные регионы как *сейсмоопасные зоны* [13].

Землетрясение — это колебания земной коры, вызванные нарушением ее равновесия в некоторой области, называемой *очагом* (*гипоцентром*, *фокусом*) землетрясения.

Очаг землетрясения может быть расположен как в земной коре, так и в верхней мантии и представлять собой некоторую область в недрах Земли, в которой произошел разрыв сплошности. Механизм развития процессов нарушения сплошности материи в очаге землетрясения сложен и является одним из коренных вопросов современной сейсмологии. По записям сейсмических волн на разных сейсмостанциях могут быть определены координаты гипоцентра землетрясения, откуда началось излучение этих волн. Часто землетрясения возникают при движении пород вдоль разломов в земной коре, но скольжению пород вдоль разлома препятствует трение, из-за этого энергия накапливается в форме упругих напряжений в породах. Когда напряжения достигают критической величины и сдвигающие усилия превосходят силы трения в разломе, происходит резкий сдвиг, разлом открывается и, как говорят сейсмологи, оживает.

Анализ физики очага землетрясения, выполненный учеными, показал, что в подавляющем большинстве случаев, очаг землетрясения представляет собой разрыв, в плоскости которого происходит скольжение. В более редких случаях, на больших глубинах, разрыв происходит, когда концентрация напряжений достигает предельных величин по прочности материала на сжатие, а выделившаяся энергия идет на изменение физико-химических свойств пород, фазовые превращения, связанные с изменением объема и давления, повышение температуры. Изменение термодинамических параметров среды в некоторой области может стать причиной землетрясения вследствие снижения прочностных свойств минералов.

Подготовительный период землетрясения — длительный процесс, характеризующийся определенной цикличностью. Тектонических моделей землетрясений много, но основные их положения сходны, и процесс может быть описан в несколько стадий:

- 1) под действием нарастающих тектонических напряжений появляются трещины в породе;
- 2) лавинное трещинообразование — концентрация трещин растет, перемычки между ними разрушаются, происходит слияние трещин в разрывы;
- 3) неустойчивое деформирование — движение масс в зоне разрыва, при этом напряжения падают, а в зоне упругих деформаций трещины закрываются [13, с. 33].

По глубине расположения очага землетрясения в земной коре землетрясения классифицируют следующим образом:

- мелкофокусные — менее 15 км;
- нормальные — до 70 км;
- промежуточные — 70–300 км;
- глубокофокусные — 300–700 км.

Глубже 720 км землетрясения не происходят. Неглубокие землетрясения с очагом, расположенным в литосфере, распространены наиболее часто, и на их долю приходится подавляющая часть выделяющейся при землетрясениях энергии.

Проекция гипоцентра землетрясения на поверхность земной коры называется *эпицентральной областью* землетрясения, а местоположение наибольших нарушений в эпицентральной области связывают с понятием *эпицентра* землетрясения. Область вблизи эпицентра землетрясения с нарушениями при землетрясении геологическими структурами, часто выходящую за границы эпицентральной области, называют зоной сейсмодислокаций или *плейстосейстовой зоной*.

Причины всех землетрясений кроются в особенностях внутреннего строения и глобальной неоднородности, сформированной еще на этапах образования Земли как планеты около 4,5 млрд лет назад. Существует несколько теорий о происхождении и формировании геосфер Земли. Первая — научная космогоническая теория Канта—Лапласа о космическом происхождении Земли как *сгустка огненной материи*, которая впоследствии стала остывать. Поверхностная, остывшая часть планеты сформировалась в земную кору, внутренняя, замкнутая часть сохраняется в расплавленном состоянии. Эта теория просуществовала несколько столетий, до тех пор пока в начале XX в. не был открыт радиоактивный распад элементов как один из основных источников внутреннего тепла в мантии.

Второй теорией происхождения Земли была *теория газопылевого облака*, в котором происходили процессы аккумуляции, гравитационной конденсации и сжатия вещества, в результате этих процессов начался радиоактивный разогрев недр. Эта теория была разработана советским ученым О.Ю. Шмидтом и позже получила название *теории гомогенной аккумуляции* [14].

В свете современных данных космохимии, геохимии и астрофизики ученые считают, что образование Земли связано с *гетерогенным способом аккумуляции* вещества, определившим с самого начала главные черты строения земного шара, — наличием в первичной Земле металлического ядра и мантии. Современными исследованиями доказано, что в первичной туманности под влиянием сил магнитного притяжения первыми аккумуляровались железоникелевые сплавы. Таким образом, при аккумуляции металлических частиц сначала возникло ядро, затем на него осели более поздние газопылевые конденсаты в виде силикатов, образовав мощную мантию первичной планеты. Эта аккумуляция определила первоначальную химическую неоднородность Земли, ее термодинамическую неустойчивость, которая в дальнейшем предопределила ход развития Земли *по пути дифференциации* ее материала.

Со временем произошло четкое обособление границ между мантией и ядром, между внутренним и внешним ядром. В ходе процессов радиоактивного распада элементов (уран, торий, калий и др.), гравитационной дифференциации вещества и конвективного массопереноса происходил разогрев недр с формированием внешнего (расплавленного) и внутреннего ядер, находящихся под большим давлением в твердом состоянии, несмотря на высочайшую температуру (рис. 1.1).

Неоднородность земной материи вызывает непрерывное движение вещества в недрах планеты. Движение материи под действием гравитационных сил направлено к центру Земли и сопровождается выделением тепла, которое идет на плавление вещества. Повышение температуры недр Земли с глубиной обусловлено также повышением с глубиной доли тяжелых элементов и энергией их радиоактивного распада. Кроме этого, суточное вращение Земли вызывает значительные касательные

напряжения в подкорковых слоях верхней мантии, что также сопровождается выделением энергии. Таким образом, основными источниками тепла в глубинах Земли являются:

- тепло, выделяющееся при гравитационном движении масс (силы трения);
- энергия радиоактивного распада элементов;
- вязкое трение вещества на границе земной коры и мантии.

Расплавленное вещество, приобретая текучесть, выдавливается погружающимися в него масса-ми частично расплавленной породы, порождая конвективное движение, направленное вверх. Более тяжелые элементы в расплавах опускаются ниже, где при больших давлениях происходит перекристаллизация минералов с изменением их кристаллической решетки и температуры плавления, что проявляется в скачкообразном увеличении плотности вещества. Скачкообразное изменение структуры мантийного вещества на глубине 650–900 км было установлено русским геофизиком Б.Б. Голицыным в 1916 г. по резкому увеличению скоростей распространения сейсмических волн, и этот слой получил имя его открывателя — *слой Голицына*.

Процессы конвективного и гравитационного движения вещества продолжают и сегодня, являясь, в частности, причиной происходящих глубокофокусных землетрясений. Таким образом, землетрясение на поверхности Земли — это отголосок тех гигантских тектонических процессов, которые происходят в ее недрах под воздействием гравитационных и конвективных движений вещества.



Рис. 1.1. Основные геосферы Земли

Современными учеными доказано, что земная кора в большей части находится в состоянии сжатия, причем напряженность этого поля изменяется в процессе суточного вращения Земли. Существуют годовые колебания, соответствующие движению Земли по орбите вокруг Солнца, месячные — за счет изменения сил притяжения Луны. Искривление водной поверхности в океане под действием сил притяжения Луны достигает 2 м, а сухие лунные приливы на поверхности песчаных дюн в пустынях составляют до 40 см. Существует отмеченная закономерность в сейсмических проявлениях на восходе Солнца, когда происходит наиболее существенное изменение атмосферного давления. Земля, будучи космическим телом, в процессе своей эволюции испытала многократные сейсмические катаклизмы, вызванные падениями космических тел, во многом неоднородность материала земной коры связана с метеоритными аномалиями.

Часто происходящие землетрясения связывают с техногенными причинами. Это случается, когда в результате человеческой деятельности происходит изменение напряженного состояния участка земной коры, разделенного на блоки трещинами и разломами. Тектоническим напряжениям, сформировавшим предпредельное состояние массивов, достаточно даже небольшого дополнительного воздействия, чтобы массив пришел в движение по ожившим трещинам и разломам. Так случается с эффектом наведенной сейсмичности в случае заполнения карьеров, горных выработок, водохранилищ большими массами воды. При этом следует учесть и тот факт, что обводнение трещин и разло-

мов вызывает уменьшение прочностных свойств этих контактов, повышение в них порового давления. В целом активное взаимодействие человека с геологическими структурами в процессе добычи полезных ископаемых, строительства, взрывных работ и другой деятельности требует оценки сейсмонапряженного состояния геологических структур и прогнозирования возможных изменений их сейсмичности [15].

1.2. Внутреннее строение Земли

Оболочки Земли разделяются на основные геосферы.

Литосфера включает в себя земную кору и область верхней мантии. Границей земной коры считают поверхность, характеризующуюся скачкообразным увеличением плотности породы с 2,9 до 3,5 г/см³ и соответственно скоростей распространения продольных волн с 7 до 8,2 км/с, а поперечных — с 4 до 4,5 км/с. Скачкообразное изменение свойств связано с изменением минерального состава породы — от преобладающих в земной коре кислых силикатов (кремнезем) и глинозема до пород основного состава с повышенным содержанием железа и магния.

Переходный слой в 1909 г. установлен хорватским геофизиком и сейсмологом А. Мохоровичичем и назван в честь его открывателя. Положение *поверхности Мохоровичича* определяется по всему земному шару на глубине, изменяющейся от 5 до 70 км, причем наибольшая глубина относится к горным участкам рельефа, наименьшая — к океаническому дну.

Для исследований строения земной коры, выяснения геологической природы полученных различий в скоростях сейсмических волн, изучения пограничной зоны между гранитами и базальтами, исследования вопросов рудообразования и других задач в СССР в 1970 г. было начато бурение сверхглубокой скважины на Кольском полуострове. К 1990 г. глубина скважины достигла 12 262 м, а в 1994 г. бурение было остановлено (в 1997 г. скважина попала в книгу рекордов Гиннеса). Результаты бурения добавили исследователям не только новые ценные знания, но и новые вопросы. Например, было установлено, что с увеличением глубины густота трещин в породах увеличивалась, в трещинах присутствовала вода. На глубине 5 км температура составила 70 °С, 7 км — 120 °С, 12 км — 220 °С. Анизотропность пород с глубиной уменьшалась, а высокая анизотропность на средних глубинах позволила предположить высокую тектоническую подвижность слоев. У полученных образцов гранита по всей глубине скважины из-за разниц температуры и давления сильно менялись физические свойства, быстро поднятые из колонны керны от активного газовыделения рассыпались в шлам. Хроники бурения сверхглубокой скважины крайне интересны и поучительны [16].

Мантия — силикатная оболочка Земли, занимает огромный диапазон глубин и простирается от границы с земной корой (поверхность Мохоровичича) до ядра на глубине 2900 км. Мантия занимает до 80 % объема Земли и составляет около 2/3 ее массы. Ниже поверхности Мохоровичича, связанной с границей земной коры, начинается область верхней мантии. Изменения свойств пород почти не наблюдается до некоторой глубины, на которой отмечается *геологическая аномалия* — понижение скоростей сейсмических волн, падение плотности вещества. Эта граница, также названная в честь своего открывателя *слоем Гутенберга*, является нижней границей литосферы и часто называется астеносферой.

Изменение физических параметров в недрах Земли с глубиной по данным сейсмометрических и геофизических методов представлено на рис. 1.2.

Астеносфера — слой вещества, находящегося в аморфном и частично расплавленном состоянии, это область магматических резервуаров, расположенная на глубине 100–200 км (до 350 км), причем ее толщина в верхней мантии не постоянна и возможно прерывиста. Неоднородность материала астеносферы и пониженные параметры скоростей распространения в ней поперечных волн приводят к тому, что, согласно законам акустики, сейсмическая волна, зародившаяся в слоях астеносферы, может очень долго двигаться вдоль оси сейсмического волновода, искривляясь (отражаясь) от более плотных слоев на границе, а большой угол подхода волны к границе препятствует ее проникновению в толщи более прочной породы. Сейсмический волновод — термин, которым часто характеризуют специфические свойства этого материала в подкорковом уровне верхней мантии.

Границей между верхней и нижней мантией на глубине около 600–900 км считают слой Голицына. С увеличением давления мантийное вещество приобретает все более плотную структуру, плотность в нижней мантии составляет около 6 т/м³, большей частью находится в кристаллическом состоянии, несмотря на температуру, превышающую точку плавления.

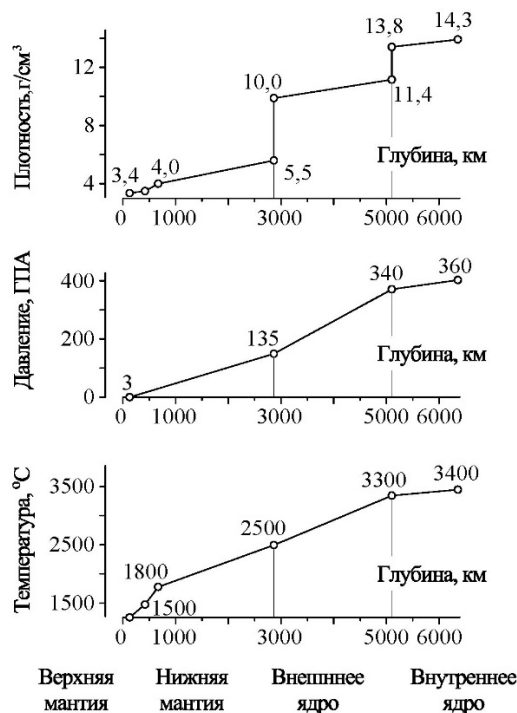


Рис. 1.2. Свойства недр

Ядро Земли, состоящее из железоникелевых сплавов, разделяется на внешнее и внутреннее. Внутреннее ядро находится в твердом состоянии с предполагаемой плотностью 25 т/м^3 и температурой около $5000 \text{ }^\circ\text{C}$. Во внешнем ядре, находящемся в расплавленном состоянии, конвективное движение металлических расплавов, подобное движению тока в проводнике, порождает электромагнитное поле, которое простирается вокруг Земли на десятки тысяч километров в космическое пространство.

1.3. Земная кора

Земная кора — внешняя твердая оболочка Земли, в строении которой геологи условно выделяют верхнюю и нижнюю кору, при этом верхний слой покрыт прерывистым чехлом осадочных пород. К верхней земной коре относят гранитные породы, к нижней — базальтовые. В земной коре выделяют *платформенные образования* в виде щитов и плит, у первых осадочный чехол отсутствует и кристаллические породы фундамента с возрастом в 2–4 млрд лет выходят на дневную поверхность, у плит фундаментные породы перекрыты осадочным чехлом. Другой класс образований земной коры — *геосинклинальные пояса*, появившиеся в ходе протяженных на тысячи километровых разломов земной коры.

Современная поверхность земной коры состоит из обломков древних платформ, разделенных геосинклинальными поясами. Наиболее протяженными являются *Тихоокеанский пояс*, сливающийся с ним *Средиземноморский пояс*, в пределах нашей страны — *Урало-Монгольский* геосинклинальный пояс, выходящий также к Тихоокеанскому поясу. Некоторые платформенные образования земной коры отделены друг от друга и существуют в виде мозаики подвижных литосферных плит. Их мощность (толщина) различна, основанием плит служит вязкий слой частично расплавленного вещества астеносферы, входящей в состав верхней мантии.

Земную кору разделяют на два типа: *материковую*, ее толщина колеблется от 10 до 80 км (в среднем 30–40 км), и *океаническую*, ее образование и рост происходит в *рифтовых зонах* Земли, она более тонкая, толщиной от 3 до 8 км. Главное различие в составе океанической и материковой коры заключается в наличии *гранитного слоя* у последней.

Материковая кора имеет в своем строении три основных слоя:

- *осадочный чехол*, который может быть небольшой толщины, но практически повсеместен;
- *гранитный слой*, представляющий собой метаморфические породы осадочного чехла и магматические породы, переплавленные и выброшенные на поверхность Земли в результате вулканических извержений;

– *базальтовый слой*, представленный также магматическими породами основного и ультраосновного состава, более тяжелыми и прочными породами по сравнению с гранитом.

Граница гранитного и базальтового слоя носит название *поверхности Конрада*. Базальтовые породы присутствуют в земной коре повсеместно и являются нижним слоем в строении как континентальной, так и океанической земной коры.

Магматические породы земной коры различаются по химическому строению, их подразделяют на четыре группы: кислые, средние, основные и ультраосновные. К *кислым* относятся легкие породы, содержащие большое количество кремнезема (SiO_2) — более 70 %. Типичный представитель таких пород — гранит. В средних по составу породах кремнезема меньше, а в основных породах — не более 50 %. К основным породам относят базальтовые интрузивные и эффузивные породы. В ультраосновных породах (перидотиты) кремнезема всего до 40 %, но содержание магния и железа ($\text{MgO} + \text{FeO}$) возрастает до 50 %.

Земная кора насчитывает несколько десятков тектонических плит (рис. 1.3). Литосферные плиты могут быть сложены исключительно океанической земной корой, как в случае Тихоокеанской плиты, либо континентальной корой и могут иметь на своих окраинах — океанический тип земной коры (*базальт материковых окраин*), причем четкой границы между континентальной и океанической земной корой на литосферных плитах не выявлено. Тем не менее литосферные плиты, имеющие в своем составе континентальную кору, называют *материковыми плитами* и связывают их названия с названиями земных континентов, хотя их границы очень отдаленно напоминают очертания материков.

Самыми древними и крупными материковыми плитами являются Евразийская, Африканская, Северо- и Южно-Американские, Индо-Австралийская, Антарктическая. Поскольку в строении материковых плит есть одно существенное отличие от океанических — присутствие гранитного слоя, то по этому признаку ученые, исследующие историю Земли, определяют принадлежность обломков тектонических плит. По выражению В.И. Вернадского, «Гранитный слой — это область былых геосфер», область метаморфически измененных осадочных пород, прошедших горнило верхней мантии [17].

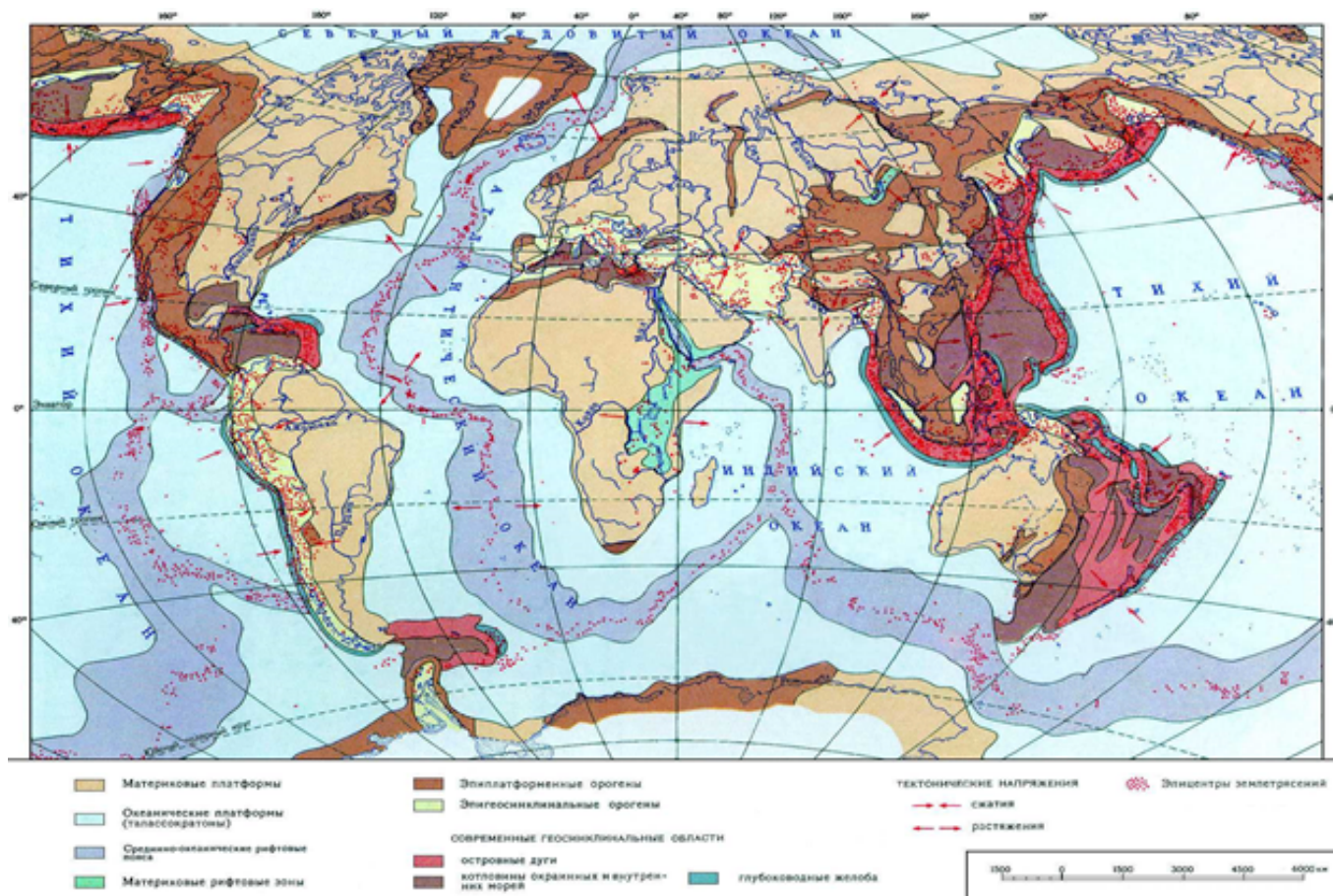


Рис. 1.3. Тектонические плиты земной коры

Океанические плиты — молодые и тонкие. Основным материалом океанической плиты — базальтовый слой (габбро), прикрытый небольшим чехлом осадочных отложений, не превышающим 1–2 км.

Крупнейшая океаническая плита — Тихоокеанская, по всему ее периметру, за исключением южных и восточных границ, наблюдается столкновение с континентальными плитами (Северо-Американской, Евразийской и Индо-Австралийской). Меньшая по масштабам, но тем не менее очень крупная океаническая плита — Наска, она расположена в восточной части Тихого океана, на ее восточной границе образовалась *зона субдукции* за счет наплывания на нее Южно-Американской литосферной плиты. Небольшая океаническая плита Кокос простирается от полуострова Калифорния до Панамского перешейка и взаимодействует с материковой Карибской литосферной плитой и океаническими плитами Наска и Тихоокеанской.

1.4. Основы тектоники литосферных плит

Очаги землетрясений на земном шаре расположены в пределах сейсмических зон основных типов, положение которых связано со строением земной коры. С позиции тектоники литосферных плит эти зоны подразделяются на четыре типа: зоны сжатия, зоны растяжения, зоны субдукции, зоны сдвига. Тектонические плиты имеют разные размеры, толщину и строение. На некотором историческом этапе формирования земной коры они начали взаимное смещение. Наука, изучающая механизмы и причины движения тектонических плит, — *геотектоника*, она выделяет четыре основных вида этого движения.

1. *Надвиг плит*, формирующий зоны сжатия, — имеет место при встречном или сонаправленном движении материковых плит. На границах плит происходит увеличение напряжений. Когда они достигают критических значений, образуются трещины, порода разрушается, происходят землетрясения. Эти землетрясения, как правило, имеют фокус, расположенный в зоне наибольшего взаимодействия плит в толще земной коры на глубине до 70 км. Подобное взаимодействие плит ведет к процессам горообразования, формированию тектонических разломов, цепи вулканов, в этих областях происходит рост толщи материковых плит за счет магматического материала, поступающего на поверхность Земли (Памир, Тянь-Шань).

2. *Расхождение плит*, формирующее зоны растяжений, — имеет место при разнонаправленном движении плит. Существующие на границе плит разломы расширяются, из недр Земли по ним поднимается мантийное вещество, которое, застывая, расклинивает трещины. Такие зоны Земли называются *рифтовыми зонами* и зонами *спрединга* (поднятия) (рис. 1.4).

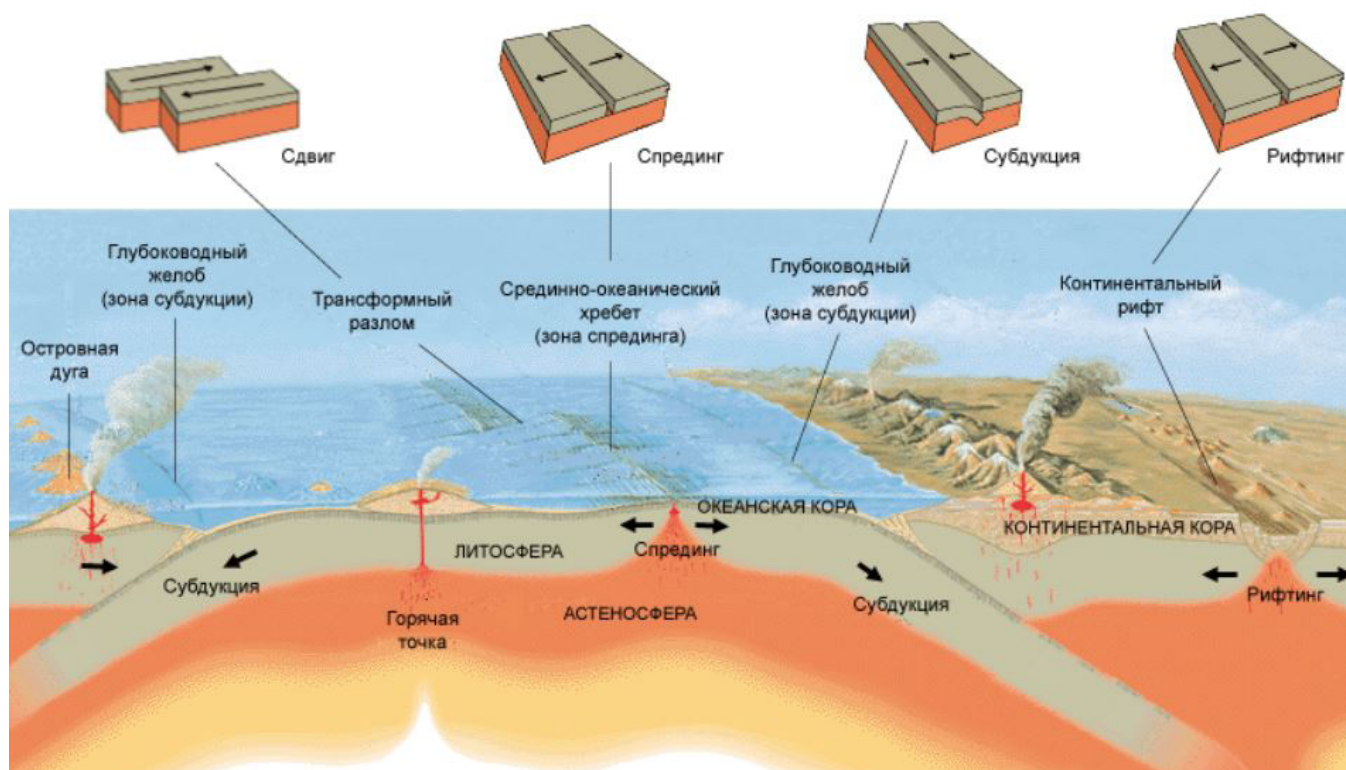


Рис. 1.4. Тектоника плит земной коры

Рифт — геологическая структура в виде рва шириной несколько десятков километров, длиной сотни и тысячи километров. На континентах к рифтовым зонам относятся глубокие и узкие *депрессии*, заполненные водой — озера (Байкал, Иссык-Куль, Мертвое море, Виктория и др.). В рифтовых зонах происходит рост земной коры, более тонкой по сравнению с расходящимися литосферными плитами, поэтому они расположены на океаническом дне во впадинах и были открыты сравнительно недавно, в начале XX в., при измерении глубин Мирового океана и построении карт морского дна. Крупнейшие *срединно-океанические рифтовые пояса* расположены в Срединно-Атлантическом хребте, Аравийско-Индийской рифтовой зоне, к ним также относится спрединговый хребет Южного и Восточно-Тихоокеанского поднятия.

Эти хребты, являясь окраинами литосферных плит, обрамляют с двух сторон молодое плато застывшей магмы, которое растет, раздвигая от себя литосферные плиты в разные стороны. Рифтовые пояса существуют и на континентальных плитах в зонах крупных тектонических разломов. Такими зонами являются байкальский разлом, который входит в Памиро-Байкальский пояс, а также Восточно-Африканский разлом с цепью крупнейших африканских озер и Красным морем. По мнению многих ученых, именно рост земной коры в рифтовых разломах является первопричиной тектонического движения континентов, которое началось 1,5–2 млрд лет назад.

Взаимные смещения плит происходят и сегодня со средней скоростью 1–3 см/г., в некоторых областях — до 10 см в год. Исходя из средней скорости смещения материков сделан вывод о том, что геологический цикл дрейфа континентов составляет около 250 млн лет (галактический год — 150–200 млн лет).

3. *Подныривание* океанической плиты под материковую — так называемые *зоны субдукции* литосферных плит. Такой вид взаимодействия литосферных плит имеет место практически по всей северо-западной границе Тихоокеанской плиты. Впервые идею подныривания плит выдвинул советский геолог А.Н. Заварицкий, предположив, что более тонкая океаническая плита на своих границах подминается материковой, при этом она прогибается, трескается, за счет активной вулканической деятельности вдоль разломов формируются цепи океанических островных дуг, идут процессы горообразования.

В месте прогиба океанической плиты формируются самые глубоководные зоны мирового океана — *тихоокеанские впадины и желоба*. Глубина тихоокеанских желобов достигает 8–10 км. Огненное кольцо вулканов по тихоокеанскому побережью включает крупнейшее горное образование Северной Америки — Кордильеры, простирающиеся по всему тихоокеанскому побережью, Аляскинские хребты, Алеутские островные дуги, Курильские, Японские, Марианские острова, острова Меланезии, Новозеландский архипелаг.

Здесь тектоническая деятельность сопровождается частыми и сильными землетрясениями. При подныривании под материковую плиту материал океанической плиты, опускающийся на глубину 100 км и более, начинает плавиться и пополнять магматический резервуар верхней мантии. Очаги землетрясений в зонах субдукции располагаются, как правило, на небольших глубинах (до 20 км) в краевых морях, но по мере продвижения под континентальную плиту глубина очагов увеличивается, формируя наклонные *сейсмофокальные плоскости*, направленные под углом 40–50°, именуемые *зонами Заварицкого—Беньофа*. Чем глубже расположен очаг в зоне субдукции, тем больше внутренней энергии взаимодействия плит концентрируется в этой области, тем сильнее будет его проявление на поверхности Земли в случае разрушения породы и нарушения равновесия земных пластов.

4. *Сдвиг плит* по контакту — имеет место при смещении плит вдоль разлома, может быть как в горизонтальной (сдвиги), в вертикальной (сбросы), так и в наклонной плоскостях. Этот вид взаимных деформаций обусловлен касательными напряжениями, концентрирующимися в плоскости контакта между плитами. Крупнейшим сейсмогенерирующим разломом этого типа является разлом Сан-Андреас в Калифорнии и Анатолийский разлом в Северной Турции. Здесь, как правило, происходят землетрясения с глубиной очага не более 20 км.

Геологи и геофизики не имеют единого мнения о том, что послужило причиной первоначально движения литосферных плит. Существуют мнения, что конвективные движения в недрах Земли дали толчок к локальным поднятиям земной коры (теория *фиксизма*), а есть мнение, что первоначальным было горизонтальное расклинивающее воздействие от поднимающихся по трещинам и застывающих магматических лав (теория *мобилизма*). Гипотезы о движении материков были впервые высказаны еще в 1620 г. в трудах английского философа и политического деятеля Ф. Бэкона, основателя английской школы эмпиризма в науке. Только почти через 300 лет, в 1912 г., это предполо-

жение было научно доказано немецким геофизиком А. Вегенером после экспедиции в Гренландию. На основе массы научных доказательств о сходстве флоры и фауны побережий двух континентов Африки и Южной Америки, подобии в очертаниях материков и сходстве геологического строения была сформулирована *теория дрейфа континентов*. В настоящее время теория дополнена данными палеомагнетизма, палеонтологическими подтверждениями и пр. Съемки со спутников и данные компьютерного моделирования позволяют определить, что в начале Юрского периода все материки были соединены в одном континенте Пангея, который с началом океанической эпохи начал расходиться на отдельные материки, омываемые водами мирового океана. Считается, что океаническая эпоха в своем развитии связана с ростом океанической земной коры, при этом континентальный рельеф сглаживается за счет процессов выветривания и водной эрозии.

Крупнейшие сейсмоактивные зоны Земли приурочены к границам литосферных плит и геосинклинальным поясам и являются зонами периодических сильных землетрясений.

Основные сейсмоактивные зоны Земли:

- Тихоокеанский пояс — огненное кольцо с островными дугами и архипелагами;
- Памиро-Байкальская зона Центральной Азии;
- Средиземноморский пояс, смыкающийся с активной зоной Юго-Восточной Азии;
- зоны разломов и рифтовые системы как на границе плит, так и на континентальной коре.

1.5. Сейсмические волны, их характеристики и свойства

При разрыве сплошности земной коры или при сдвиге по тектоническим трещинам накопленная энергия, выделяясь в окружающее пространство, вызывает разогрев пород, часть энергии идет на физико-химические процессы их перекристаллизации, а часть (от 5–10 %) выделяется в окружающую среду в виде волн. Гул недр, доносящийся при извержениях вулканов и при землетрясениях — это тоже упругие волны, распространяющиеся в воздушной среде с частотой, доступной для восприятия человека (звуковые волны в диапазоне от 10–20 Гц до 10–20 кГц).

Сопротивление твердых тел механическому воздействию происходит в виде изменения объема тела и в виде изменения формы тела без изменения объема. В первом случае мы говорим об объемных деформациях, во втором — о деформациях сдвига.

При нарушении равновесия в некоторой точке сплошной среды появляется область повышенного давления, которое при взаимодействии частиц среды между собой передается на соседние частицы. За областью повышенного давления следует область пониженного давления, что формирует упругую механическую волну, представляющую собой чередование областей сжатия и растяжения, при этом частицы среды, участвующие в передаче энергии, колеблются около положения своего равновесия. Сейсмические волны передают от точки к точке состояние вещества, но не само вещество, это способ передачи энергии, но не массы.

При землетрясении от очага во все стороны распространяются *глубинные упругие волны* двух типов: продольные V_p и поперечные V_s . Глубинные волны, связанные с изменением объема (безвихревое сжатие-растяжение), называются *продольными р-волнами* (от фр. *primaire* — первичный), или быстрыми волнами. На регистрирующие землетрясения датчики эти волны приходят первыми. Характерным признаком этих волн является то, что колебания протекают в направлении распространения волны. Продольные волны могут распространяться в любых средах, где существует взаимодействие между частицами, но скорость их распространения зависит от упругих характеристик среды и ее способности восстанавливать первоначальный объем.

Для продольных волн существует зависимость:

$$V_p = \sqrt{\frac{E_0(1-\mu_0)}{\rho_0(1+\mu_0)(1-2\mu_0)}}$$

где E_0 — модуль упругости;

μ_0 — коэффициент Пуассона;

ρ_0 — плотность породы.

При деформациях сдвига в окружающей среде появляются сдвиговые колебания, которые распространяются в направлении, перпендикулярном направлению распространения (колебания струны) волны. Такие волны более энергозатратны по сравнению с продольными, поэтому они распро-

Конец ознакомительного фрагмента.

Приобрести книгу можно

в интернет-магазине

«Электронный универс»

e-Univers.ru