

III. СТРОЕНИЕ И СОСТОЯНИЕ ЗЕМЛИ ПО ДАННЫМ СЕЙСМОЛОГИИ

Определение науки сейсмологии. Классификация землетрясений по происхождению, глубине очага и силе. Способы оценки силы землетрясений: 12-балльная шкала, шкала магнитуд, и др. Географическое распределение (главные пояса сейсмичности и отдельные области). Прогнозирование землетрясений, сейсмическое районирование и сейсмостойкое строительство.

Землетрясение, его очаг, гипоцентр, эпицентр и эпицентральный расстояние. Характер деформаций в очаге по теории упругой отдачи и за его пределами (Магницкий, 1965; Касахара, 1985). Сейсмичность Земли и физика землетрясений (Кузнецов, 2000).

Распространение упругих колебаний в теле Земли, понятие об изосейсмической поверхности и изосейсте, фронте волны и сейсмическом луче. Объемные (продольные и поперечные) и поверхностные (Релея, Лява и Стоунли) волны, скорости их распространения в Земле и последовательность прихода к точке записи на ее поверхности. Годографы различных типов сейсмических волн, их траектории внутри Земли (Стейси, 1972).

Определение скорости распространения сейсмических волн в Земле с помощью уравнения Гергольцта - Вихерта. Анализ данных о скоростях распространения продольных и поперечных волн по радиусу Земли, выделение границ раздела скоростей 1-го и 2-го рода и разделение Земли на земную кору (слой "А"), мантию (верхнюю, переходную область и нижнюю - слои "В", "С" и "Д") и ядро (внешнее, переходная зона и внутренне - слои "Е", "F" и "G") (Магницкий, 1965; Стейси, 1972).

Проявление внешнего и внутреннего ядер Земли в особенностях выхода объемных сейсмических волн на поверхность Земли (Магницкий, 1965).

Состояние слоев вещества Земли по данным сейсмологии. Распределение скоростей и сейсмических волн в земной коре (континентов и океана), типы земной коры (на данным сейсмологии). Скоростная модель земной коры континентов с инверсионным слоем, свойства последнего (Магницкий, 1965).

Сейсмология и глобальная тектоника (Гуттенберг, 1963; Ле Пишон, Францито, Боннин, 1977; Новая глобальная тектоника, 1974).

Определение науки сейсмологии. Классификация землетрясений по происхождению, глубине очага и силе. Способы оценки силы землетрясений: 12-балльная шкала, шкала магнитуд, и др. Географическое распределение (главные пояса сейсмичности и отдельные области). Прогнозирование землетрясений, сейсмическое районирование и сейсмостойкое строительство. Сейсмология – это наука, изучающая особенности распределения землетрясений, процессов, протекающих в их очагах, и распространение упругих волн в недрах Земли. В перечне наук о Земле наиболее тесно сейсмология «граничит» с тектоникой и физикой недр Земли.

Под землетрясением или трясением Земли обычно подразумевается трясение земной поверхности. В сейсмологии под землетрясением понимают не только трясение земной поверхности, но и процесс разрушения, нарушения сплошности Земли в некоторой области (*области очага*), при котором потенциальная упругая энергия, запасенная в недрах планеты, переходит в кинетическую энергию колебаний, уносимую из очага сейсмическими волнами.

В развитии мировой сейсмологии наша страна занимает видное место. Русский академик Б.Б. Голицын является одним из основателей сейсмологии как точной науки.

Задолго до создания сейсмологии М.В. Ломоносов указывал, что землетрясение есть следствие процессов, происходящих внутри Земли и связанных с горообразованием и изменениями в глубинных горных породах. И.В. Мушкетов и А.П. Орлов составили и

опубликовали в 1893 г. «Каталог землетрясений Российской империи», который стимулировал разработку Особой комиссией при Императорском Русском географическом обществе программы наблюдений за землетрясениями и, как следствие, начало создания сети сейсмических станций на территории России (Мушкетов, Орлов, 1893).

Одна из таких станций начала свою работу в Петропавловске-Камчатском в 1915 г., удаленном в то время от научных центров на максимально возможное расстояние. Первый наблюдатель А.А.Пурин, чиновник радиотелеграфа, в 1917 г. в Петропавловске-Камчатском опубликовал брошюру «О землетрясениях на Камчатке и их регистрация». Всего в России в 1915 г. насчитывалось 15 сейсмических станций, что составляло около ¼ всех сейсмических станций мира (Пурин, 1917). Российские станции были оснащены лучшими в то время сейсмографами, сконструированными Б.Б. Голицыным (Голицын, 1912).

Землетрясения – грозное явление природы. Достаточно сказать, что от землетрясений на планете, в среднем, из каждых 8000 человек один погибает и примерно десять - в большей и меньшей степени страдают.

Землетрясения происходят вследствие движения земной коры (тектонические землетрясения), извержения вулканов (вулканические землетрясения), обвалов и оползней (денудационные землетрясения) и деятельности человека – в результате взрывов, сооружения значительных сооружений (плотин и появления водоемов) и разработки месторождений (наведенная сейсмичность). Всем этим типам землетрясений присущи как общие черты – излучение сейсмических волн разной интенсивности, так и отличия. Ниже мы будем касаться только землетрясений, происходящих в земных недрах в результате движения слагающих их блоков.

Основные географические закономерности распределения землетрясений планеты можно видеть из данных, представленных на рис. 3.1. Видно, что землетрясения, как правило, происходят вдоль границ тектонических плит; десять крупнейших плит планеты представлены на этом рисунке. Плиты перемещаются относительно друг друга по поверхности подстилающих их более мягких пород.

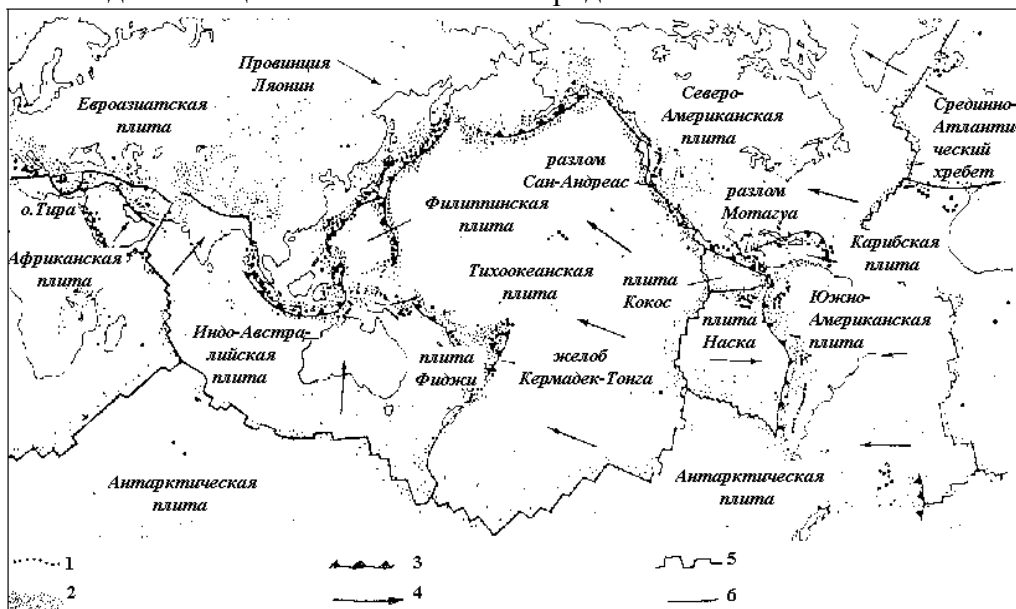


Рис. 3.1 Карта мира, показывающая расположение основных тектонических плит, а также места недавних землетрясений, вулканических извержений. Эпицентра землетрясений обозначены мелкими точками, вулканы – крупными точками.

1- вулканы. 2 – зоны землетрясений. 3 – зоны субдукции (подвига). 4 – направление движения плит. 5 – зоны разрастания дна вдоль океанических хребтов, смещенные трансформными разломами. 6 – зоны столкновения плит.

В краевых частях каждой плиты, там, где она соприкасается с другими плитами, горные породы оказываются под действием больших деформирующих (*тектонических*) сил, вызывающих в них физические и даже химические изменения. Именно на краях плит геологические структуры Земли подвергаются наибольшему воздействию сил, возникающих в результате движения и столкновения плит, и именно там происходят самые крупные геологические преобразования.

К наиболее активным относятся Тихоокеанский и Альпийско-Гиммалайский сейсмические пояса, в пределах которых выделяется примерно 80-85% и 10-15% всей сейсмической энергии планеты.

Распределение землетрясений по глубинам гипоцентров можно видеть на сейсмических разрезах, построенных по сейсмическим данным, полученным на Камчатке (рис. 3.2). Видно, что землетрясения происходят в пределах тонкого слоя, простирающегося под Камчатку под углом примерно 45° . Отметим, что на Камчатке и Курилах происходят землетрясения с глубиной гипоцентра до 600-700 км. Для других участков тихоокеанского пояса распределения землетрясений может отличаться.

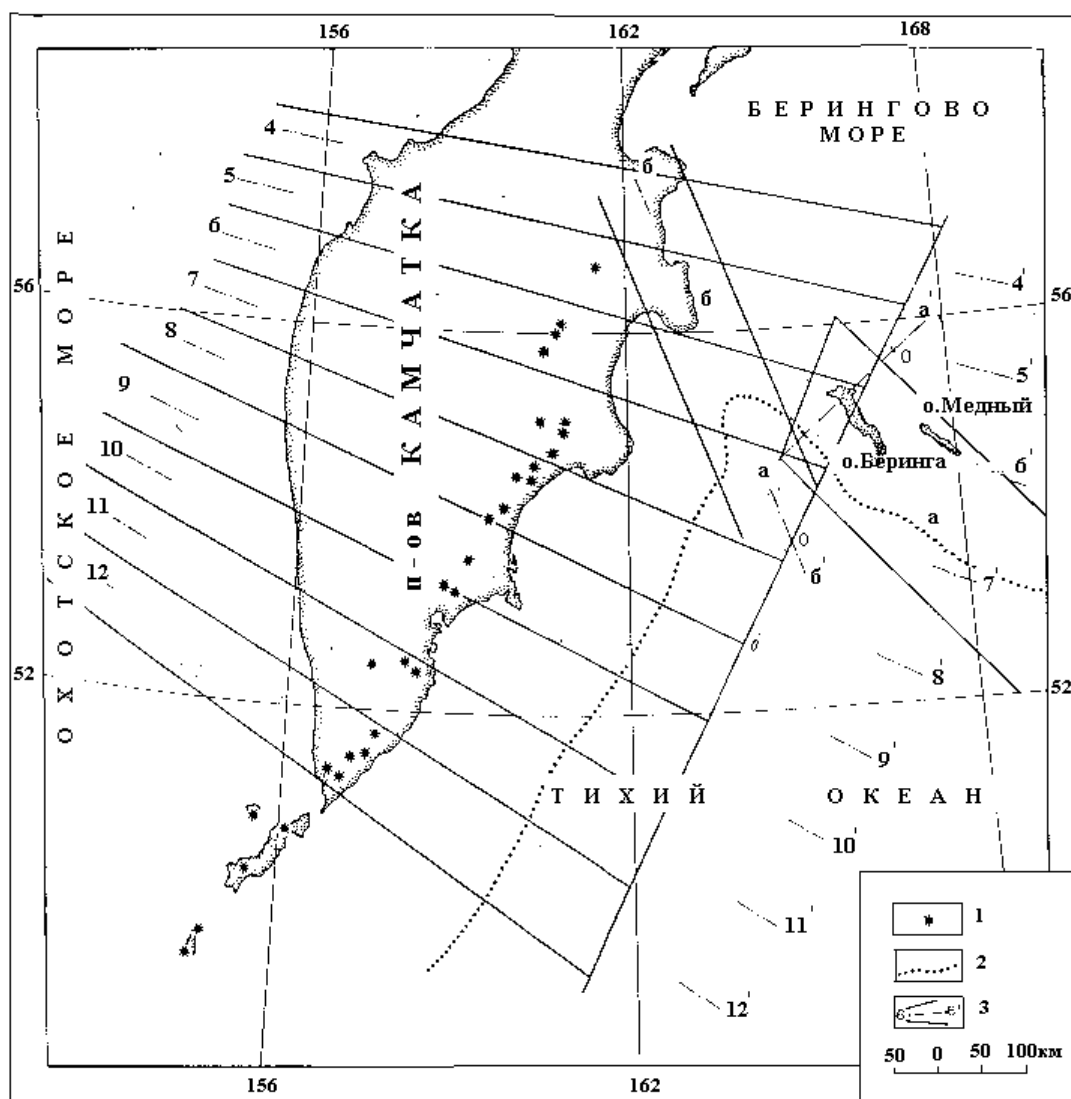


Рис. 3.2.а Схема расположения разрезов сейсмоактивного блока по данным за 1964-1972 гг. 1 – вулканы; 2 – ось глубоководного желоба; 3 – секторы и осевые линии, по которым построены разрезы рис.2.

Принято называть землетрясения с глубинами очагов до 30-50 км – коровыми, с глубинами в диапазоне 30 – 300 км – промежуточными и с глубинами больше 300 км – глубокими.

Для классификации землетрясений по интенсивности их восприятия были разработаны макросейсмические шкалы. Первые такие шкалы появились в конце XIX – начале XX веков: шкалы Росси-Фореля (10 балльная) в Европе, Меркали (12 балльная) в

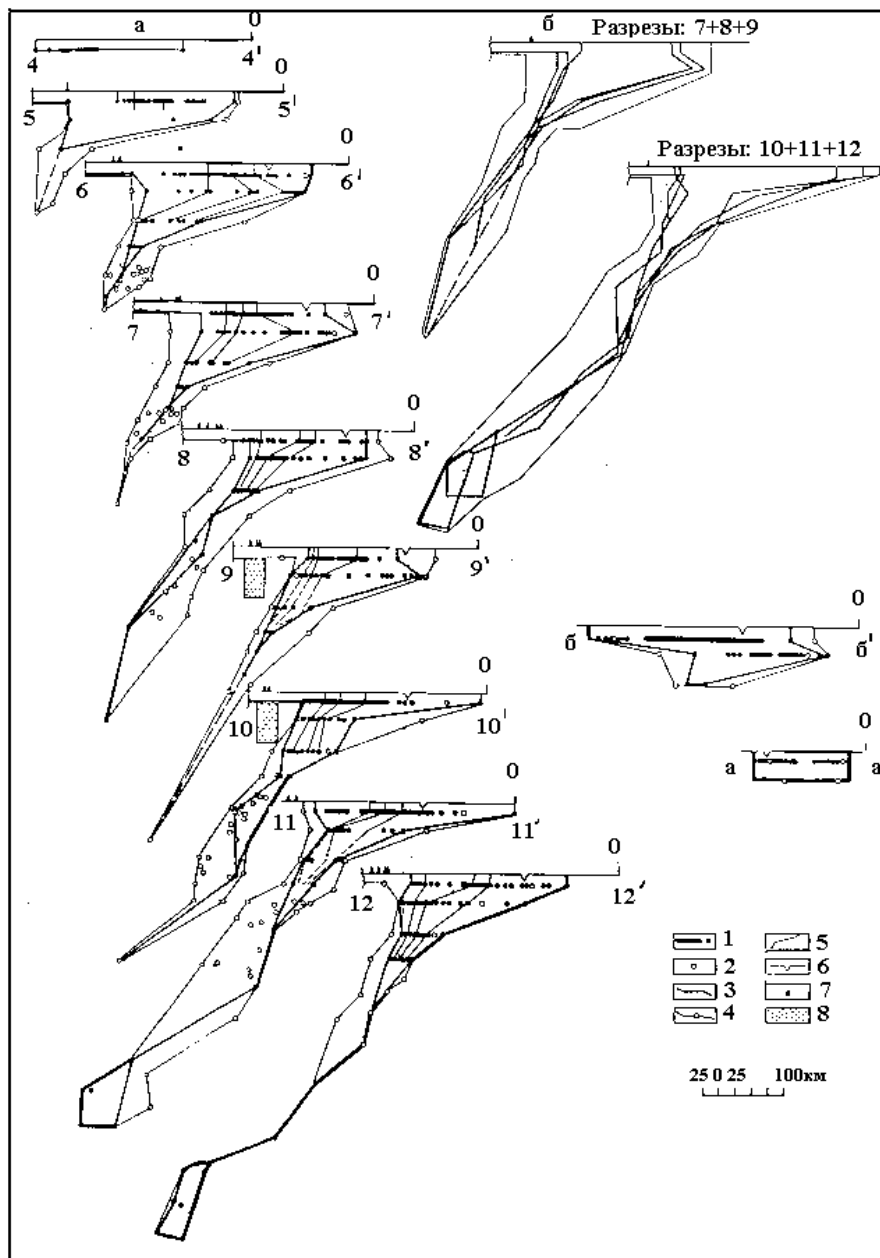


Рис. 3.2.б. Разрезы сейсмоактивного блока. а – вертикальные разрезы по секторам;

б – совмещенные разрезы. 1 – очаги землетрясений с $K \geq 11.0$; 2 – очаги землетрясений с $K 9 \div 10.0$; 3 – граница сейсмоактивного блока по землетрясениям с $K > 11.0$; 4 – границы по землетрясениям с $K > 9.0$; 5 – линии, отделяющие справа налево 25, 50, 75% землетрясений с $K > 11.0$; 6 – ось глубоководного жолоба; 7 – вулканы; 8 – гипотетический магматический очаг Авачинского вулкана.

США и JMA (Japan Meteorological Agency, 10 балльная) в Японии. В России принята 12 балльная шкала MSK – 64, которая является близкой шкале Меркали (Медведев, 1968).

Краткая характеристика интенсивности землетрясений по шкале MSK-64 сводится к следующему.

1 балл – колебания почвы отмечаются только приборами;
2 балла – землетрясение ощущается в отдельных случаях людьми, находящимися в спокойном состоянии;

3 балла – колебания отмечаются немногими людьми;

4 балла – землетрясение отмечается многими людьми; возможно дребезжание стекол;

5 баллов – качание висячих предметов, многие спящие просыпаются;

6 баллов – многие люди пугаются и выбегают из зданий, легкие повреждения в зданиях, тонкие трещины в штукатурке, в немногих случаях в сырых грунтах возможны трещины до 1 см, в горных районах отдельные случаи оползней, наблюдаются изменения дебита источников и уровня воды в колодцах;

7 баллов – большинство людей испуганы и выбегают из помещений, многие люди с трудом удерживаются на ногах, колебания отмечаются лицами, ведущими автомашины, звенят большие колокола, трещины в штукатурке и откалывание отдельных кусков, тонкие трещины в стенах, в немногих случаях возникают новые или пропадают существующие источники воды;

8 баллов – испуг, паника, кое-где обламываются ветви деревьев, сдвигается и иногда опрокидывается тяжелая мебель, часть висячих ламп повреждается, большие трещины в стенах, падение карнизов, дымовых труб, трещины в грунтах достигают нескольких сантиметров, возникают новые водоемы;

9 баллов – всеобщая паника, большие повреждения мебели, животные мечутся и кричат, в некоторых зданиях обвалы, трещины в грунте достигают 10 см, скалы обваливаются;

10 баллов – всеобщее разрушение зданий, трещины в грунте могут достигать 1 м, в прибрежных районах перемещаются большие песчаные и илистые массы, возникают новые озера;

11 баллов – катастрофа, серьезные повреждения даже зданий хорошей постройки, значительные повреждения почвы в виде широких трещин, разрывов, и перемещений в вертикальном и горизонтальном направлениях, многочисленные горные обвалы;

12 баллов – изменения рельефа, сильное повреждение или разрушение практически всех наземных и подземных сооружений, радикальные изменения земной поверхности.

Необходимо отметить, что эта шкала справедлива для классификации только не сейсмостойких зданий.

С целью предупреждения возможных последствий предпринимаются попытки предсказания землетрясений. В этом направлении намечены некоторые успехи, однако, практических результатов пока не достигнуто. В значительно большей степени развито направление сейсмического районирования, т. е. разбиение территории на области с различной интенсивностью колебаний.

С целью более тщательного районирования территории в случае сооружения на ней особо важных объектов (атомные электростанции, плотины и т. п.) проводится детальное сейсмическое районирование (ДСР) и микросейсмическое районирование (МСР). В соответствии с этими картами инженерами – строителями разрабатываются соответствующие сейсмостойкие конструкции, которые способны учесть специфику землетрясений и выдержать колебания соответствующей интенсивности (Сейсмическое..., 1977, 1980; Сейсмическая..., 1979).

Для территории Камчатки такое районирование (общее сейсмическое районирование – ОСР) выполнялось многократно (рис. 3.3) (Проблемы..., 2000). Из данных, приведенных на этом рисунке, видно, что с увеличением наших знаний о сейсмическом процессе допустимое картой ОСР значение наибольшей интенсивности колебаний почвы для территории г. Петропавловска-Камчатского, в среднем, один раз в двадцать лет увеличивалось на единицу: 7 баллов в 1938 г., 8 баллов в 1963 г., 9 баллов в 1978 г. и более 9 (10) баллов в 1997 г.

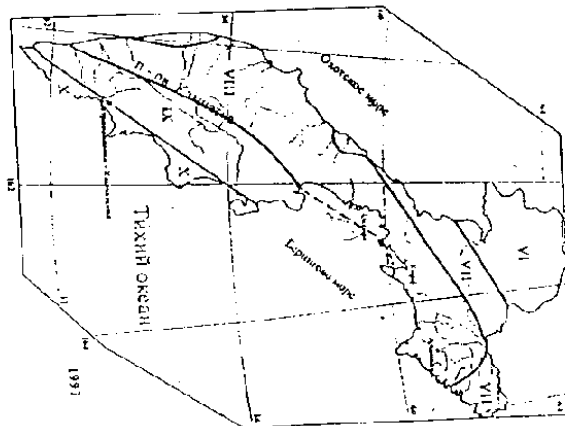
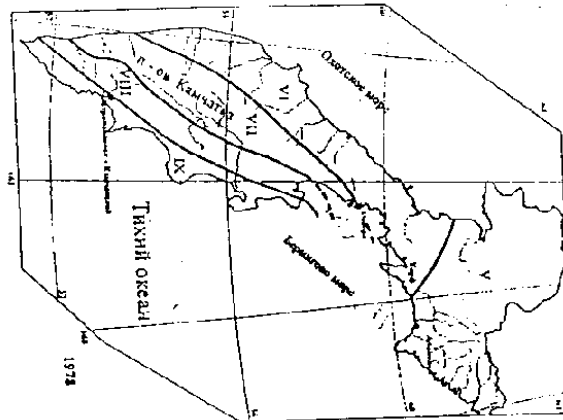
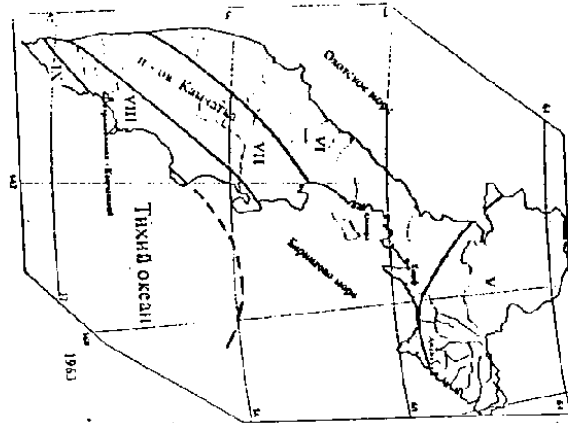
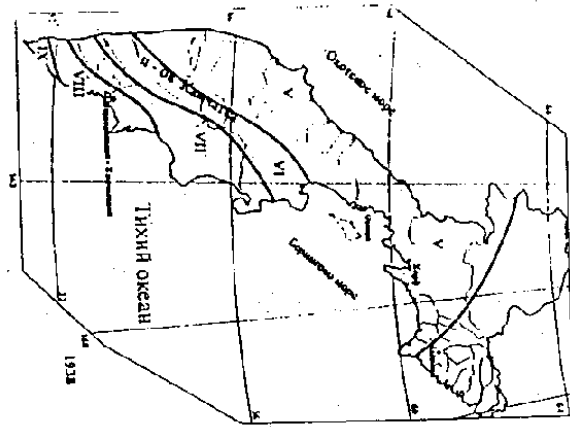


Рис.3.3.Карты общего сейсмического районирования (ОСР) территории Камчатки, построенные в 1938,1963,1978 и 1997 гг

Землетрясение, его очаг, гипоцентр, эпицентр и эпицентральное расстояние. Характер деформаций в очаге по теории упругой отдачи и за его пределами (Магницкий, 1965; Касахара, 1985). Всякое землетрясение возникает вследствие внезапного высвобождения значительного количества энергии в некотором объеме внутри Земли. Как правило, при этом в некоторой области в теле Земли происходят разрушение и другие необратимые деформации горных пород. Эта область называется очагом землетрясения, а ее центр – гипоцентром землетрясения. Проекция гипоцентра на земную поверхность называется эпицентром, а проекция очага – эпицентральной областью.

Вне очага землетрясения деформации носят преимущественно характер упругих и распространяются от него по законам распространения упругих волн. В данном случае эти волны называются сейсмическими. К ним применяются обычные понятия фронта и луча. Расстояние до данной точки от эпицентра, измеряемое в линейной мере или соответствующим центральным углом, называется эпицентральной расстоянием. Поверхность, во всех точках которой плотность потока сейсмической энергии одинакова, называется изосейсмической. Пересечение изосейсмических поверхностей с поверхностью Земли образуют линии, называемые изосейстами. Для однородной изотропной Земли при значительном удалении от очага изосейсмические поверхности будут сферами, а изосейсты – окружностями.

При расхождении от очага землетрясения сейсмическая энергия распределяется на все большую поверхность. Это ведет к уменьшению плотности потока сейсмической энергии с увеличением расстояния r от гипоцентра. Явление это называется геометрическим расхождением. В однородном изотропном полупространстве для значительно превосходящего размеры очага r расхождение волн изменяется по закону $1/r^2$, для распространяющейся в плоском слое цилиндрической волны – по закону $1/r$. Фактически спад плотности потока сейсмической энергии происходит гораздо сложнее из-за неоднородности Земли, особенностей излучения из очага, поглощения энергии в процессе внутреннего трения, рассеяния на различных неоднородностях и границах.

С целью количественного определения выделяющейся в очаге землетрясения энергии была разработана шкала магнитуд. Отметим, что макросейсмические шкалы позволяют классифицировать только интенсивность колебаний в точке, которая может быть одинаковой для землетрясений разной магнитуды, удаленных от точки наблюдения на разные расстояния. Магнитуда же землетрясения количественно связана с процессом изменения энергии в его очаге.

Под магнитудой землетрясения понимается величина, определяемая формулой

$$M = \lg(A/T)_{\max} + f(\Delta),$$

где A – максимальное значение амплитуды смещения почвы; T – соответствующий такой амплитуде период; $f(\Delta)$ – эмпирическая калибровочная функция, дающая ход изменения A/T в зависимости от эпицентрального расстояния Δ для волн разных типов. Связь энергии E , выделившейся в очаге, с магнитудой дается соотношением

$$\lg E = 11 + 1,6M \text{ (Гутенберг, Рихтер, 1961).}$$

Существуют и другие такого же типа зависимости между энергией и магнитудой. В нашей стране также используется понятие энергетического класса, который линейно связан с магнитудой и численно равен показателю степени десятичного логарифма от величины сейсмической энергии, выделившейся в очаге землетрясения, выраженной в эргах.

Обследование большого землетрясения в Сан-Франциско в 1906 г. позволило выявить ряд черт, которые впоследствии были заложены в модель очага землетрясения. Было показано, что движение при землетрясении можно интерпретировать в виде горизонтального смещения двух блоков земной коры по разделяющему их разрыву Сан-Андреас. Эти смещения оказались сильно убывающими по мере удаления от линии разрыва. Анализ смещений позволил предложить теорию возникновения землетрясений, получившую название *теории упругой отдачи* (Reid, 1910). Суть теории заключается в следующем. Пусть на рис. 3.4 AA – линия разграничения блоков коры I и II. В результате

тектонических процессов эти блоки начали смещаться в направлении, указанном стрелками. Пусть линия $ВВ$ обозначает момент начала движения. Так как между блоками имеется сцепление, то в процессе их перемещения в пограничной зоне возникнут деформации сдвига (угловые), которые характеризуются деформацией линий $ВВ$ и $В'ОВ'$. Угловые деформации приведут к возникновению скальвающих напряжений, убывающих по мере удаления от $АА$. Когда напряжения достигнут предела прочности пород на скальвание или силы сцепления по шву $АА$, произойдет нарушение сплошности (разрыв) и пограничные части блоков распрямятся, так что $ОВ$ займет положение $В'b'$ (так как не вся деформация была упругой, то распрямление будет несколько неполным). Если $ВОВ$ прямая вкрест разрыва, проведенная к моменту землетрясения, то после скачка она займет положение $b'В$. Сплошная линия $b'В$ покажет величину векторов смещения в процессе землетрясения. (Подобная схема справедлива и для вертикальных смещений).

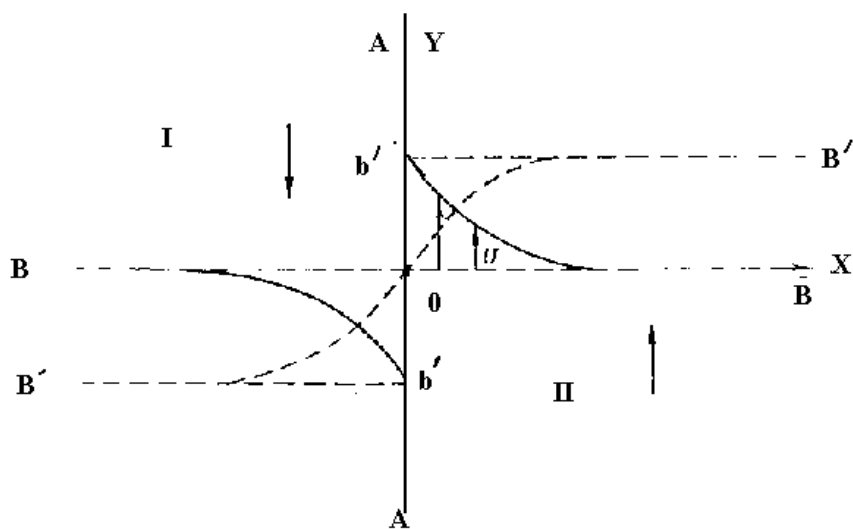


Рис. 3.4. Схема, поясняющая механизм упругой отдачи.

Примерно такая же картина дается векторами смещений, например, при землетрясении в районе Танго (Япония) в 1927 г., которая приведена на рис. 3.5, где жирной линией показан разрыв Гомура.

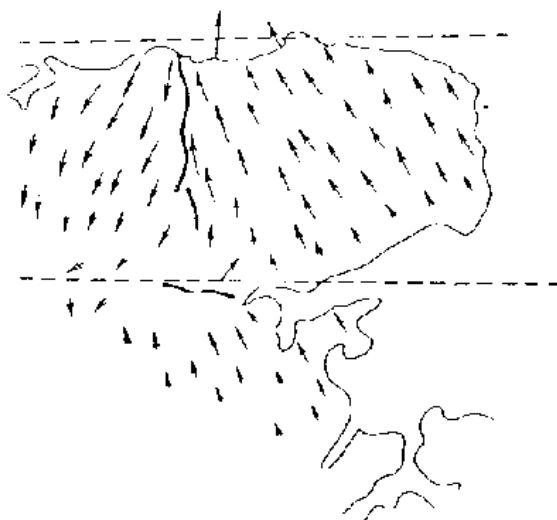


Рис. 3.5. Вектора смещений поверхности грунта (стрелки) и положение разлома Гомура (жирная линия) в очаге землетрясения Танго (Япония) в 1927г.

Сейсмичность Земли и физика землетрясений (Кузнецов, 2000, с. 230).

«Сейсмичность Земли и способ ее реализации - тектонические землетрясения, является общепланетарной особенностью. Сейчас доказано, что аналогичные явления происходят и на Луне. Принято считать, что при помощи землетрясений реализуется “сброс” накопившейся в Земле тектонической энергии. Похоже, что другим способом для Земли “избавиться” от этой энергии можно с помощью вулканизма. В основе этих грандиозных диссипативных процессов лежат два различных элементарных акта: образование трещины и возникновение расплава. И тот, и другой являются реакцией среды на внешнюю нагрузку. Первый ведет к сейсмичности, второй - к вулканизму. Основная причина возникновения подобных явлений на Земле состоит в реализации принципа минимизации её потенциальной гравитационной энергии. Еще Ньютон заметил, что форма Земли соответствует расплавленному состоянию ее недр. По-видимому, присутствие на Земле вулканических процессов определяет это соответствие. Однако, не только вулканизм “отслеживает” соответствие формы Земли принципу минимизации энергии. Совсем недавно авторы (Chao et al., 1995) пришли к заключению, что землетрясения могут приводить к тому, что наша планета становится в большей степени сферической и более компактной, а ее гравитационная энергия уменьшается (не совсем ясным способом), “перекачиваясь” в тепло. Более того, эти авторы утверждают, что землетрясения не столько «сбрасывают» тектонические напряжения, сколько перераспределяют их влияние по литосфере Земли. (Аналогичный вывод следует и из ротационной волновой модели сейсмотектонического процесса, развиваемый автором в следующем IV разделе книги. – А.В.)

Сейсмичность Земли является результатом действия на Земле процессов самоорганизации. По-видимому, сейсмичность, в этом плане, является неотъемлемой частью этих процессов, неся на себе своеобразную роль «диффузии» (перколяции) напряжений. Роль переноса в этих процессах выполняет, в таком случае, движение (дрейф, растекание) литосферы. По-видимому, понять природу самоорганизующихся процессов, происходящих на Земле, можно только после того, как будет достигнута необходимая ясность в физике движения (геодинамике) литосферы и физике самого землетрясения. (Автор может согласиться с этим выводом В.В. Кузнецова с той только разницей, что, во-первых, механизм самоорганизации определяет не процесс «диффузии», а волновые процессы: разные типы описывающих эти процессы уравнения. Более того, во-вторых, следствием ротационного подхода является вывод о том, что самосогласованное упругое поле Земли является коллективным результатом движения всех блоков и плит планеты. – А.В.).

Физика землетрясения изучается в различных научных центрах мира более 80 лет. Начало этим исследованиям было положено Х.Ф.Рейдом (Reid, 1911), когда он выдвинул свою “теорию упругой отдачи”, которая сохранила основную суть и используется сейсмологами до настоящего времени. Эта теория базировалась на хорошо заметной аналогии между разломом, возникшим в момент землетрясения в Сан-Франциско в 1908 г., и разломом Сан-Андреас, на котором построен этот город, оказавшийся практически разрушенным этим землетрясением. Суть модели Рейда состояла в том, что трещина, разрушившая город, распространялась с глубины в несколько десятков километров к поверхности Земли. Идея Рейда практически не нашла такого яркого, как в Сан-Франциско, подтверждения в большинстве других произошедших с того времени землетрясений. Прошло много лет, за эти годы было высказано много идей, однако, физика землетрясения так и осталась неясной.

В последние годы разработано несколько моделей сейсмичности. К их числу относится модель Барриджа-Кнопфа (Burrige, Knopoff, 1967), предложенная для объяснения повторных ударов (афтершоков) и в последнее время получившая большое развитие. Суть модели можно пояснить на примере санок, стоящих на поверхности с трением, которые тянут веревкой с пружиной. В начале натягивается пружина, а санки

стоят, затем, когда усилие становится больше чем сила трения, санки начинают движение скачком. Если таких “санок” много, то взаимное влияние дискретных элементов (санки, “прыгая”, дергают за собой другие) может приводить к тому, что одновременно в модели могут “прыгнуть” сразу несколько элементов. Это и есть “главный удар” - землетрясение, в то время как “прыжки” других блоков, это повторные удары, или афтершоки. Заложенные в Б-К модели идеи в дальнейшем использовались при построении других моделей *самоорганизации* (Вак et al., 1987; Olami et al., 1992). Среди такого рода моделей следует также отметить модель «Ансамбль излучающих трещин»».

Модель очага со множеством неровностей (Гусев, 1993; с. 24-36). «Широкополосный эмпирический закон масштабирования очаговых спектров землетрясений. Впервые закон масштабирования очаговых спектров (ЗМОС), определяющий закономерности изменения колебаний энергии разных частот (в том числе высоких) в зависимости от "величины" (магнитуды или сейсмического момента) землетрясения, предложил Хаскелл (1966) в виде известного закона ω^{-3} . Аки (1967) улучшил согласование этого ЗМОС с наблюдениями, введя теперь уже классический закон ω^{-2} . Оба эти ЗМОС исходили из стохастической модели источника, и предполагали, что выполняется общее геометрическое и кинематическое подобие (автомодельность) очагов. Еще более реалистичский ЗМОС, также типа ω^{-2} , предложил Брун (1970). Бруновский ЗМОС широко применялся для анализа некогерентных колебаний (хотя Брун исходил из детерминистской модели). Аки (1972) улучшил согласие своего ЗМОС с наблюдениями, ценой отказа от подобия (автомодельности) спектров.

С появлением работ Тэтчера и Хэнкса (1973) и Канамори и Андерсона (1975) вопрос о существовании приближенного геометрического и кинематического подобия очагов был однозначно решен положительно в отношении параметров очагов, определяемых из длинопериодных колебаний, а также в отношении характерной ("корнер") частоты спектра. С другой стороны, эмпирический закон масштабирования Фурье-спектров акселерограмм (Трифунак, 1976) впервые дал основу для надежного эмпирического описания общей картины очаговых спектров в полосе 0,5-10 Гц. Имелась также разрозненная, но очень важная информация о трендах ЧИСС-спектров, полученная группами К.К. Запольского и Т.Г. Раутиан. Существенная информация о реальном ЗМОС содержалась также в уже выявленных эмпирических связях между магнитудами $m_b - M_S$, $M_S - M_W$ и т.п.

В статьях (Гусев 1979; 1983; 1984) эта информация была сведена в единую систему, что впервые позволило построить в первом приближении эмпирический ЗМОС в широкой полосе частот. Его отличительной новой чертой являлось, в первую очередь, использование в качестве опорной шкалы сейсмического момента M_W (ранее при построении эмпирических законов масштабирования в основном использовали магнитуду M_L или энергетический класс K). Переход к шкале M_0 позволил уверенно сравнивать и сопоставлять данные разных регионов, использующие разные магнитудные шкалы. Впервые создалась возможность интерполяции и экстраполяции параметров колебаний в диапазоне $M = 7 - 8,5$, где из-за явления насыщения ненадежны все традиционные магнитуды, и лишь шкала M_0 дает надежную опору.

При построении ЗМОС была также устранена традиционная в 70 гг. неточность - применение формул для полупространства при расчетах очаговых спектров. Были использованы частотно-зависимые импедансные поправки. Эти методические приемы позволили нам в рамках единой схемы, с одной стороны, обсуждать эмпирические очаговые спектры в собственном смысле (то есть приведенные к непоглощающей и однородной среде), а, с другой стороны, полностью сохранять возможность прогноза воздействия на поверхность.

Важным новым параметром предложенного А.А. Гусевым семейства очаговых спектров является верхняя частота среза очагового спектра ускорений. Сама идея наличия такого верхнего среза в спектрах акселерограмм тривиальна, так как эта черта прекрасно видна в средних эмпирических спектрах. Новой является идея очаговой природы этого феномена. Практически одновременно то же явление было специально рассмотрено Хэнксом (1982), но он не стал приписывать это явление именно очагу, склоняясь к объяснению через поглощение в среде. Затем Пападжорджу и Аки (1983; 1985) поддержали идею очаговой природы максимальной частоты и отметили ее медленный спад с магнитудой. Само существование зависимости максимальной частоты от магнитуды является прямым указанием на ее очаговую природу.

Изложенные результаты представляют основу для решения прямых и обратных задач для нестационарного протяженного некогерентного излучателя в рассеивающейся среде.

О вероятностной природе процессов генерации некогерентного излучения. Первые попытки формального описания стохастической природы некогерентного излучателя (Хаскелл, 1966; Аки, 1967), а также более продвинутая теория Андрюса (1981) вводили случайную функцию скачка смещения на разломе $b(x,y,t)$ и автокорреляционную функцию для ее производных. Менее строгий подход - описать очаг как совокупность элементарных излучателей (субочагов) со случайными фазами - восходит к Хаузнеру (1955), он был развит Шебалиным (1971), Бландфордом (1975) и Хэнксом (1979). Все эти авторы предполагали, что субочаги представляют собой иерархическое семейство с широким набором размеров. Этому разнообразию размеров соответствует широкий спектр генерируемых характерных частот, так что порождаются реалистические широкополосные спектры. При этом под субочагом обычно подразумевалась элементарная трещина, и ясно не формулировалось, смыкаются ли эти трещины при формировании единого очага.

Второе поколение моделей с субочагами отошло от идеи иерархии субисточников. Первая важная модель этого рода - специфическая барьерная модель Аки-Пападжорджу (1983; 1985) предполагает, что очаг - разлом покрыт системой однотипных субочагов-трещин, причем эти трещины отделены друг от друга прочными барьерами, которые не разрушаются (по крайней мере, в процессе формирования данного очага землетрясения). Эта модель впервые позволила провести количественную интерпретацию акселерограмм ряда сильных землетрясений в широкой полосе частот, определить предположительные параметры трещин - субочагов. Построенный на этой основе теоретический ЗМОС качественно напоминает определенное выше семейство эмпирических средних очаговых спектров ускорения.

Другие исследователи связывают генерацию высокочастотных волн с разрушением прочных пятен-неровностей (*asperity*) на (в остальном) малопрочной поверхности разрыва-разлома. Костров и Дас выдвинули идею пятен контакта-неровностей, и детально исследовали случай одиночной неровности (1983; 1986), а затем провели численное динамическое моделирование разлома с сеткой неровностей (1988). Идею набора неровностей в очаге далее развил Боутрайт (1988). Однако до работ А.А. Гусева (1986; 1988; 1989) не предпринималось попыток интерпретировать на основе подобных представлений наблюдательный материал по сильным движениям (в первую очередь акселерограммы и их спектры) и тем более изучать свойства реальных неровностей на разломе. А.А. Гусев выдвинул и применил для этой цели "модель очага со множеством неровностей". Такое название отражает главное характерное свойство модели - наличие неровностей и тот факт, что число неровностей в ней может быть весьма велико (сотни уже при магнитуде $M = 7,5$).

Модель исходит из того, что сопротивление разлома сдвигу сконцентрировано в неровностях. Поэтому распространение сейсмического разрыва ("вспарывание разлома") фактически сводится к более или менее последовательному разрушению дискретных неровностей, импульсы, генерируемые при разрушении каждой из неровностей, можно

рассматривать как случайный импульсный процесс; его свойства и определяют свойства короткопериодного излучения (акселерограммы). Используя результаты Кострова и Дас, мы полагаем, что каждый такой импульс соответствует включения на поверхности разлома некоторой силы ("сейсмической силы неровности") с характерным временем нарастания порядка $2R_a/c$, где R_a - радиус условно круговой неровности, c – скорость сейсмической волны.

Таким образом, совокупность наблюдаемых свойств очагов землетрясений в широкой полосе частот может быть объяснена как в частотной, так и во временной области на основе представления о множестве дискретных субочагов – прочных неровностей, последовательно разрушающихся при распространении сейсмического разрыва, причем импульсы от неровностей складываются в некогерентный сигнал».

Модель процесса землетрясения (Мишин, 1993). «Землетрясение можно рассматривать как естественный кратковременный процесс возбуждения сейсмического излучения в сплошной среде земных недр. Измерения в источниках излучения, в очагах землетрясений, никогда не проводились, поэтому заключения о характере процессов в очагах до настоящего времени носят умозрительный характер. Вся информация о процессе землетрясения складывается из наблюдений за сотрясениями, вызываемыми сейсмическими волнами на поверхности Земли. Поэтому неизбежно сосуществование разных представлений о процессах в очаге, нередко противоречащих друг другу. Сначала мы остановимся на модели, следующей из предыдущего рассмотрения сейсмических процессов, а затем коснемся содержания других.

В качестве модели процесса землетрясения рассмотрим следующее положение: землетрясение - *это перемещение блока горных пород и удар при его торможении*. В самой общей форме об этом говорили Э. Зюсс, Б.Б. Голицын и другие исследователи прошлого. Рассмотренные в предыдущих главах экспериментальные результаты позволяют дополнительно аргументировать положения этой модели.

Как отмечалось раньше, причиной возбуждения сейсмических волн в системах связанных масс всегда является торможение движущейся массы на контакте с неподвижной средой. С точки зрения рассматриваемой модели землетрясения имеют ту же природу, что и удары, взрывы, обвалы горных пород. Энергия сейсмического излучения, формируемого в очаге, определяется кинетической энергией объектов, входящих во взаимодействие с неподвижной средой. Отличие землетрясений от этих процессов заключается главным образом в том, что процесс землетрясения до настоящего времени остается невоспроизводимым и о его параметрах приходится судить только по последствиям».

Сильным аргументом в пользу «ударной» модели С.В. Мишина являются результаты, связывающие сейсмическую энергию землетрясений с гравитационной энергией планеты, полученные в работе (Chao, Gross, 1995). (См. раздел V, с. 156).

Ударно-волновая концепция сейсмического разрушения сооружения (Смирнов, 1992). «Экспериментальное обоснование новой концепции сейсмического разрушения здания. По многочисленным наблюдениям большинство сейсмических разрушений зданий происходит сразу после первых наиболее мощных поперечных толчков. Результатом таких толчков, которые, конечно же, не успевают раскачать здание, т. е. вызвать в нем появление опасных сил инерции, является почти мгновенный срез колонн или стен здания, вследствие чего происходит разрушение здания до попадания его в резонанс.

Известно, что при землетрясениях появлению инерционных сил всегда предшествует появление в вертикальных элементах зданий волн поперечного сдвига, вызванных горизонтальными толчками, т. е. толчки и сдвиговые волны первичны, а инерционные силы - вторичны. Логично было бы считать именно эти толчки и волны сдвига одной из главных причин сейсмического разрушения зданий, тем не менее,

единственной общепринятой причиной сейсмических разрушений сооружений до сих пор считаются инерционные силы.

Такой весьма надуманный и противоречащий всем экспериментам подход был оправдан лишь в начале формирования сейсмической науки, когда она вынужденно строилась на теории колебаний. Однако при современном развитии теории волновых процессов и теории ударной прочности материалов такой подход заводит в тупик теорию и практику сейсмозащиты здания и от него следует отказаться.

Традиционный сейсмический расчет зданий заключается в определении значения статической силы, «эквивалентной» указанным инерционным силам, которая прикладывается к массивным элементам и дискам перекрытий. При этом для определения прочности и неразрушимости элементов здания используются обычные статические прочностные константы материалов. Однако всесторонний и тщательный анализ многочисленных реальных схем разрушения зданий показывает, что во многих случаях они никак не согласуются с инерционной концепцией разрушения и, как правило, противоречат ей. Множество типов реальных сейсмических разрушений невозможно объяснить, используя эту концепцию расчета, т. е. только воздействием инерционных сил. Это значит, что есть очень существенный изъян в существующей теории сейсмического расчета зданий, который требует исправления.

Выводы из реальных схем разрушения. Поскольку фундаментальные теоретические положения строительной механики и теории предельного равновесия обоснованы многократными экспериментами и неопровержимы, то из анализа многочисленных примеров следует принципиально важный общий вывод: во всех рассмотренных случаях инерционные силы не могли вызвать такие сейсмические разрушения зданий. Все они были вызваны совершенно иным по своей природе, волновым ударно-сдвиговым воздействием, приложенным к зданиям, что привело к их разрушению еще до появления инерционных сил. До сих пор это воздействие почти не принималось во внимание при прочностном расчете и не было детально исследовано.

Мало того, среди множества реальных случаев сейсмического разрушения практически невозможно найти примеры, которые бы прямо свидетельствовали о том, что эти разрушения вызваны появлением опасных инерционных сил. Дело в том, что почти все реально возникавшие случаи изгибного разрушения колонн, высоких стен и ядер жесткости, похожие на разрушение от сил инерции, могут быть вызваны действием изгибных напряжений, появление которых сопровождается прохождением волн сдвиговых напряжений по вертикальным элементам зданий. Если волны сдвига имеют длину, превышающую высоту здания, указанные изгибные напряжения достигают очень больших значений и приводят к изгибному разрушению зданий, которое внешне выглядит точно так же, как и разрушение от инерционных сил. Однако такое разрушение происходит раньше появления инерционных сил.

Если учесть еще, что подавляющее большинство сейсмических разрушений происходит сразу же после первого толчка, когда здание не успевает раскачаться, а о появлении резонансных инерционных сил не может быть и речи, можно сделать общий достаточно смелый, но единственно возможный вывод о том, что подавляющее большинство сейсмических разрушений происходит не от инерционных сил, а от волнового воздействия, которое будет описано ниже.

Обоснование малой вероятности появления разрушающих инерционных сейсмических сил. Общепринятая концепция сейсмических разрушений зданий состоит в следующем. В грунте при землетрясениях возникает очень широкий спектр гармонических колебаний с разными частотами, но здание всегда «улавливает» в этом спектре именно свою частоту и, резонируя только с ней, разрушается, никак не реагируя на другие частоты. Однако эта концепция не имеет ничего общего с реальностью. Дело в том, что сейсмические перемещения вообще не являются колебаниями, и тем более, гармоническими. При гармонических колебаниях должны были бы происходить

возвратно-поступательные перемещения грунта, изменяющиеся по закону синуса или косинуса (как это происходит при колебаниях зданий). На самом же деле землетрясения создают множество хаотичных толчков, т. е. скачкообразных перемещений, которые вызваны происхождением наиболее опасных поверхностных волн сжатия в грунте. (См. выше модель А.А. Гусева (1993) – А.В.) Во фронте этих волн скачком появляется скорость перемещения грунта, а за волной она исчезает. Ясно, что попадание собственных колебаний здания в резонанс с хаотичными толчками весьма маловероятно. Если еще учесть, что при пластических деформациях и начальных разрушениях здание сразу «уходит» от резонанса, но при этом никак не может уйти от опасного разрушающего воздействия волн среза, то станет ясно, что вероятность разрушения от действия сейсмических инерционных сил близка к нулю.

Реальная причина сейсмических разрушений. Автором статьи найдено и описано то достаточно очевидное сейсмическое воздействие, которое позволяет логично объяснить все случаи реальных сейсмических разрушений, не укладывающиеся в инерционно-силовую концепцию. Причиной таких разрушений являются волны напряжений сдвига, которые возникают в стенах, диафрагмах и других вертикальных элементах зданий от прохождения горизонтальных сейсмических волн сжатия (или горизонтальных толчков) под зданиями.

Прочностной расчет вертикальных железобетонных элементов зданий на воздействие волн сдвига. Сущность прочностного расчета вертикальных железобетонных элементов зданий на воздействие ударных касательных напряжений во фронте волн сдвига такая же, как при расчете защитных железобетонных оболочек АЭС на их пробивание при ударе самолета, хотя скорость перемещений в первом случае на два порядка ниже, чем в случае удара самолета. При расчете на сейсмические воздействия необходимо ввести и использовать такие новые понятия ударно-скоростного разрушения, как скорость разрушения бетона и его мгновенная прочность.

При составлении методики прочностного расчета железобетонных стен и колонн на воздействие волн сдвига придется описывать процесс формирования и развития волнового поля напряжений сдвига, а затем анализировать и описывать вызванный им процесс скоростного разрушения бетона в стенах, диафрагмах и колоннах.

Подавляющее большинство существующих конструктивных мер защиты зданий АЭС и ГЭС от сейсмических разрушений (кроме сейсмоизоляции) направлено лишь на нейтрализацию опасного воздействия инерционных сил и поэтому абсолютно бесполезно при воздействии ударно-волновых напряжений среза (что и подтверждается почти во всех случаях достаточно интенсивных землетрясений). Поэтому нужны совершенно иные, новые антисейсмические меры, которые будут эффективны в борьбе с описанным реальным и наиболее опасным ударно-волновым сейсмическим сдвиговым воздействием.

Использование существующей резонансной инерционно-силовой концепции сейсмических разрушений особенно опасно при прочностных расчетах мощных конструкций зданий АЭС и ГЭС.

Считается, что очень толстые железобетонные стены, типичные для этих сооружений, должны успешно противостоять воздействию сил инерции. В результате часто создается обманчивое впечатление сейсмической надежности АЭС и ГЭС. На самом деле, толстые стены зданий и сооружений этих объектов так же плохо сопротивляются воздействию горизонтальных сейсмических толчков и волн среза, как и тонкие колонны, и потому требуются качественно новые меры сейсмозащиты и сейсмоизоляции, в том числе конструктивные решения, учитывающие суть реального процесса сейсмического разрушения».

Можно видеть, что в представленных выше моделях землетрясений понимание их взаимосвязанности становится главным содержательным моментом. Однако, сама физика процесса, происходящего в очаге отдельно взятого землетрясения, как правило, остается

неизменной – упругая отдача Ф. Рейда (1910; 1911). На наш взгляд, и это обстоятельство тоже привело В.В. Кузнецова (2000) к столь категоричным выводам о несоответствии модели упругой отдачи реально наблюдаемым фактам. Более детально эта мысль развивается автором в начале следующего IV раздела книги.

Распространение упругих колебаний в теле Земли, понятие об изосейсмической поверхности и изосейсте, фронте волны и сейсмическом луче. Объемные (продольные и поперечные) и поверхностные (Релея, Лява и Стоунли) волны, скорости их распространения в Земле и последовательность прихода к точке записи на ее поверхности. Годографы различных типов сейсмических волн, их траектории внутри Земли (Стейси, 1972). Распределение колебаний в упругой среде описывается волновым уравнением второго порядка:

$$(\lambda + \mu) \operatorname{grad} \operatorname{div} U + \mu \nabla^2 U + \rho F = \rho \frac{\partial^2 U}{\partial t^2}, \quad (3.1)$$

где U - смещение, λ и μ - упругие постоянные среды, ρ - ее плотность, F - сила, действующая на среду. В случае отсутствия действующих на тело сил решением уравнения (3.1) являются волновые движения - объемные (продольные и поперечные) и поверхностные волны, скорости которых определяются упругими постоянными среды и ее плотностью.

Объемные волны распространяются внутри среды. Смещения в продольной (V_P) и поперечной (V_S) волне ориентированы вдоль и ортогонально распространению волны соответственно, их скорости равны:

$$V_P = \sqrt{\frac{\lambda + 2\mu}{\rho}}, V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \quad (3.2)$$

Видно, что величина продольной скорости всегда больше поперечной (примерно в два раза):

$$V_P > V_S. \quad (3.3)$$

Основная задача сейсмологии состоит в изучении внутреннего строения Земли. Потому очень важно знать, как отклонение от однородности влияет на распространение сейсмических волн. Различают три типа неоднородностей:

1. Постепенное изменение плотности и упругих параметров с глубиной под действием давления температуры в химически однородном веществе.

2. Резкие границы между средами, различающимися по составу и физическим свойствам (под "резким" подразумевается достаточно большое по величине (скачкообразное) изменение на расстоянии порядка длины сейсмической волны).

3. Изменение химического состава или фазовые переходы, которые хотя не так резки, чтобы их можно было отнести к типу 2, но и не столь плавны, чтобы отнести к типу 1.

Все три типа неоднородностей приводят к преломлению сейсмических волн, а на резких границах, кроме того, возникают отраженные и обменные волны, т.е. происходит переход волн P в S и S в P . Законы преломления и отражения волн определяются геометрической сейсмокой, аналогичной геометрической оптике. Основу этой теории образует принцип наименьшего времени Ферма, согласно которому свет или сейсмическая волна распространяются из одной точки в другую по пути, для которого время распространения меньше, чем для всех соседних путей, соединяющих эти точки, т.е. луч соответствует кратчайшему пути. Распространение волн можно изображать при помощи лучей, ортогональных волновым фронтам. По принципу Гюйгенса каждая точка волнового фронта действует как источник вторичных волн, огибающая которого представляет собой положение фронта в последующий момент времени. Вторичные волны имеют одинаковую фазу только на огибающей, и в результате их интерференции распространение волны происходит по нормали к ее фронту.

Движение в Р - волнах происходит в продольном направлении и поэтому они не могут быть поляризованными. При рассмотрении падения волн на резкую границу следует различать S - волны поляризации SH и SV, которые ведут себя по разному. Поперечные волны со смещениями, перпендикулярными плоскости падения, т.е. волны SH, испытывают обычное преломление, т.е. без образования продольных волн. Волны SV со смещениями, лежащими в плоскости падения, кроме преломленной и отраженной волн S, возбуждают волны Р (рис. 3.6). Волна при падении на границу возбуждает только волну SV, волна SH не образуется. Распределение энергии между преломленными и отраженными волнами зависит от угла падения.

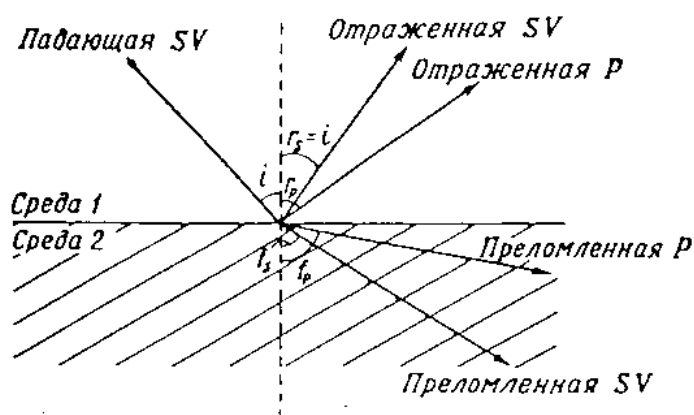


Рис. 3.6. Преломленные и отраженные лучи при падении волны SV на плоскую границу раздела. Граница предполагается жестко сжатым, т.е. смещения на ней непрерывны.

Как и в геометрической оптике, отражение и преломление сейсмических волн подчиняется закону Снелиуса:

$$\sin i/V_{S1} = \sin r_S/V_{S1} = \sin r_P/V_{P1} = \sin f_S/V_{S2} = \sin f_P/V_{P2}. \quad (3.4)$$

Жидкие среды, к которым относятся земное ядро, составляют частный случай сред с модулем сдвига $\mu = 0$. Поэтому S - волны не могут распространяться в жидкости. Конечно, они могут отражаться от границы ядра, а волны SV, падающие на границу ядра, возбуждают Р - волны, проходящие сквозь ядро.

Поверхностные волны распространяются вдоль поверхности тела или в приповерхностном волноводе, в котором скорость и плотность растут с глубиной. Наиболее распространенной является волна Релея (R). Частицы в волне движутся в вертикальной плоскости, ориентированной по направлению распространения волны, и описывают в этой плоскости эллипсы. Движение частиц по эллипсам при обычной слоистости Земли происходит в направлении, противоположном распространению волны. Большая ось эллипса обычно вертикальна. (В некоторых средах вертикальной может оказаться малая ось. Неупругость среды приводит к тому, что оси эллипса наклоняются по отношению к указанным направлениям.) Амплитуда таких движений в релеевской волне затухает экспоненциально с глубиной. Большая часть энергии, переносимой волной, сосредоточена в слое, толщина которого порядка длины волны. Значение скорости волны Релея всегда удовлетворяют условию:

$$V_R < V_S \quad (3.5)$$

и при значении коэффициента Пуассона $\nu = 0,5$ составляет

$$V_R = 0,92V_S. \quad (3.6)$$

В случае слоистого полупространства вопрос о поверхностных волнах усложняется. Появляется дисперсия волн, зависящая от числа слоев, их толщины и механических свойств.

Волны Стоунли представляют собой разновидность волн Релея и могут распространяться вдоль двух упругих сред при условии, что свойства сред не слишком сильно отличаются друг от друга и одна из сред - жидкость (как на дне океана).

Волны Лява (L) представляют собой разновидность волн типа SH, смещения в которых горизонтальны и ориентированы перпендикулярно направлению распространения. Волны Лява могут распространяться только в волноводах. Обычно одной из границ волновода служит свободная поверхность Земли, а другая образуется за счет возрастания скорости распространения поперечных волн V_S с глубиной. Кроме того волны Лява могут распространяться по каналам пониженной скорости, расположенным внутри Земли. К таким каналам относится широко распространенный, возможно охватывающий всю Землю, слой пониженных скоростей поперечных волн в верхней мантии, на глубинах от 100 до 200 км. Значение скорости Лява будет определяться упругими параметрами полупространства (V_S) и слоя (V_S'), его толщиной и всегда будет удовлетворять неравенству:

$$V_S' < V_L < V_S. \quad (3.7)$$

Т.о., наибольшие и наименьшие значения скоростей поперечных волн V_{Smax} и V_{Smin} в слоистой среде следующим образом ограничивают значения скоростей волн Релея и Лява:

$$V_{Smax} > V_L > V_{Smin}; 0,92V_{Smax} > V_R > 0,92V_{Smin}. \quad (3.8)$$

В соответствии с полученными данными, последовательность прихода волн от источника (эпицентр землетрясения или взрыва) на сейсмостанцию будет следующая: P, S и затем поверхностные волны (рис. 3.7).

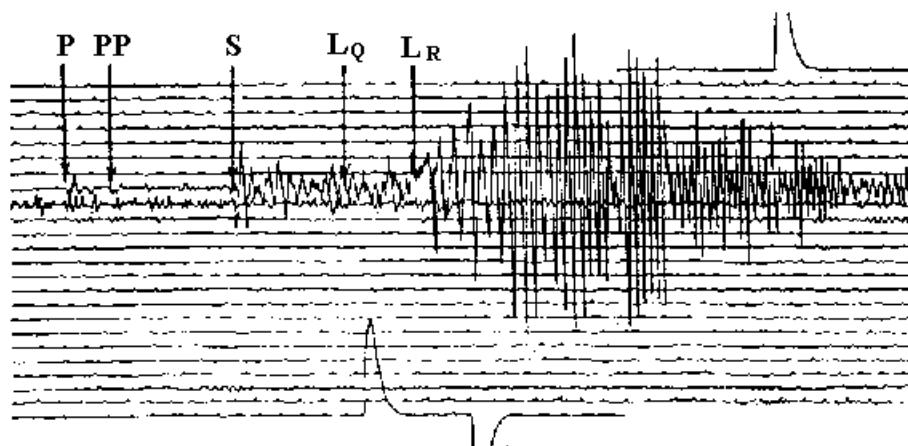


Рис. 3.7. Сейсмограмма, полученная на станции Чартерс-Тауэрс в Квинсленде (Австралия). Видны вступления волн P, PP, S и поверхностные волны L_Q и L_R от землетрясения с магнитудой 5.9, происшедшего у берегов северной части о-ва Суматра 21 августа 1967 г. (эпицентрального расстояния 6100 км, $\Delta = 54.9^\circ$). Последовательные кривые – это участки непрерывной спиральной записи на бумаге, закрепленной на вращающемся барабане. Запись составляющей W-E длиннопериодного прибора. Отклонения вверх соответствуют движению почвы в восточном направлении. Максимальное смещение на сейсмограмме соответствует 200 мкм. На ленте нанесены минутные марки времени. Видно, что между вступлениями волн P и S прошло около 8 минут. На нижней и верхней трассах записаны калибровочные импульсы.

Если бы скорости волн в Земле были постоянны, то сейсмические лучи были бы прямыми (как хорда на рис. 3.8). Время пробега сейсмической волны от поверхностного источника до станции, расположенной на расстоянии Δ , определялось бы формулой:

$$T = 2 \frac{R}{V} \sin \frac{\Delta}{2}, \quad (3.9)$$

где V - скорость сейсмической волны. Практически все подробные сведения о внутреннем строении Земли получены сейсмологией непосредственно из наблюдаемых значений времен пробега сейсмических волн.

Существенная особенность наблюдаемых времен пробега состоит в том, что они возрастают с расстоянием не так быстро, как это следует из (3.9). Наблюдаемые годографы (кривые $T(\Delta)$) искривлены сильнее (рис. 3.9).

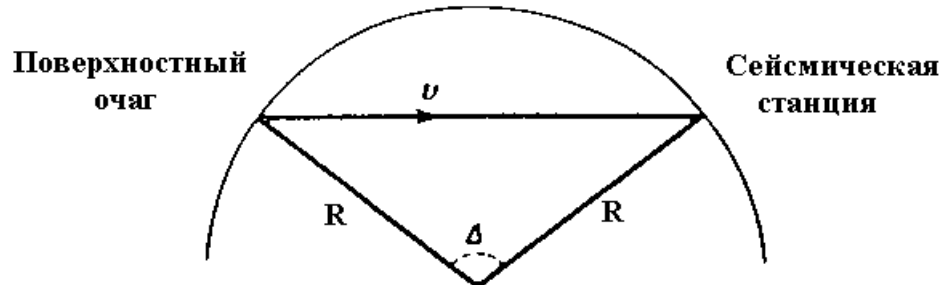


Рис. 3.8. Сейсмический луч в гипотетически однородной Земле. В сейсмологии расстояние между двумя точками на земной поверхности обычно выражается через угол Δ , под которым они видны из центра Земли.

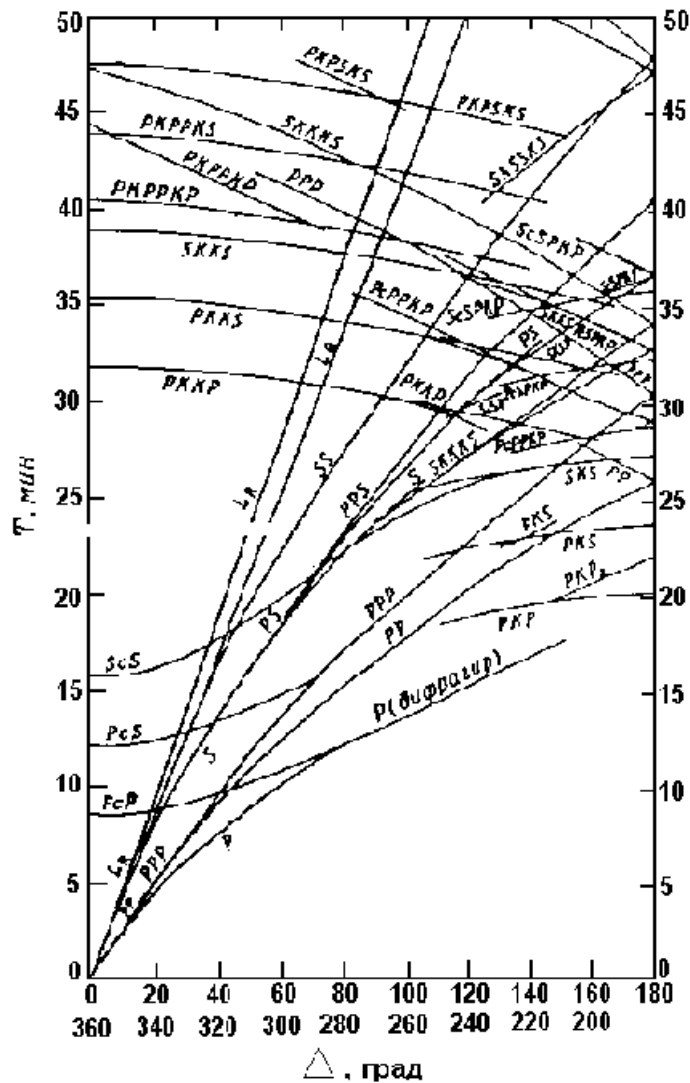


Рис. 3.9. Годографы Джеффриса – Буллена.

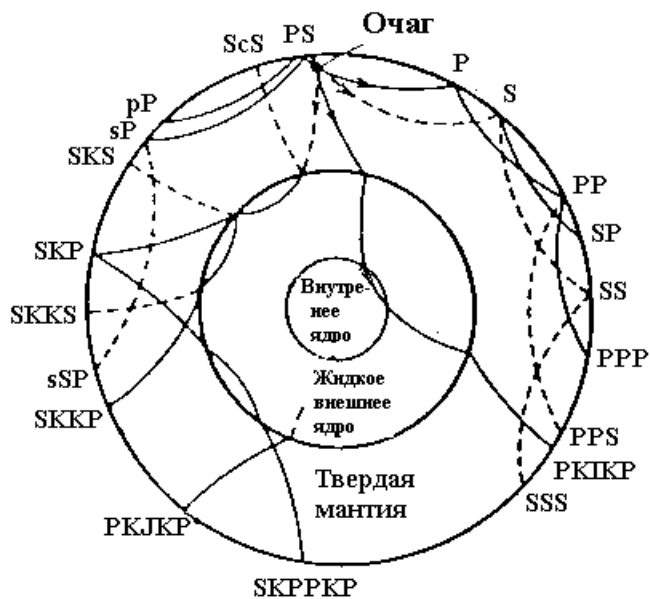


Рис. 3.10. Сейсмические лучи, соответствующие годографам на рис.3.9, по Буллену.
 ----- лучи P, - - - лучи S.

Следовательно, скорость в недрах Земли больше, чем на поверхности, и сейсмические лучи изогнуты, как показано на рис. 3.10 - 3.14.

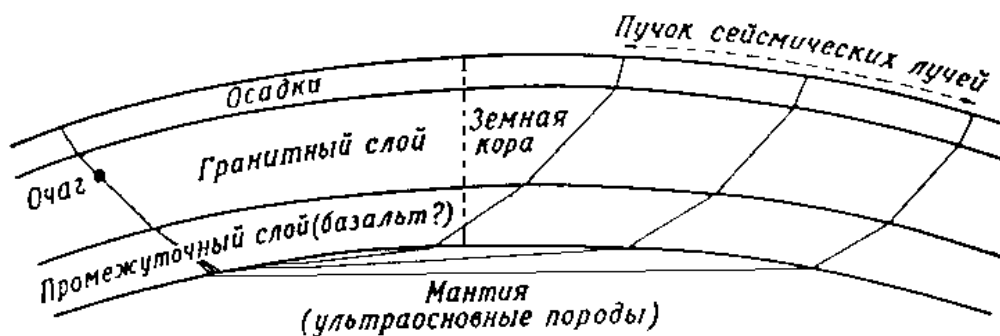


Рис. 3.11. Сейсмические лучи от близкого землетрясения в слоистой Земле. Показано преломление в слоях земной коры.

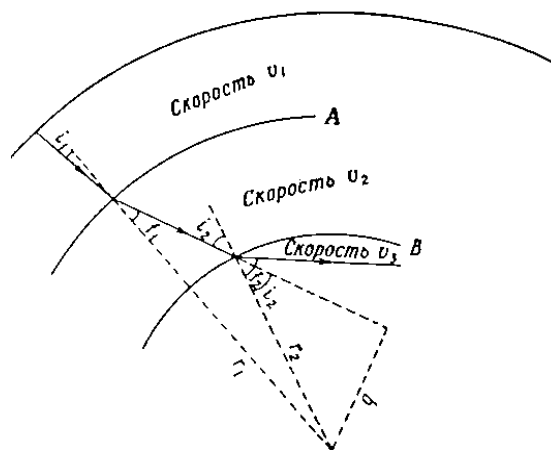


Рис. 3.12. Луч от удаленного землетрясения в трехслойной Земле. Пост роение показывает геометрический смысл параметра p сейсмического луча.

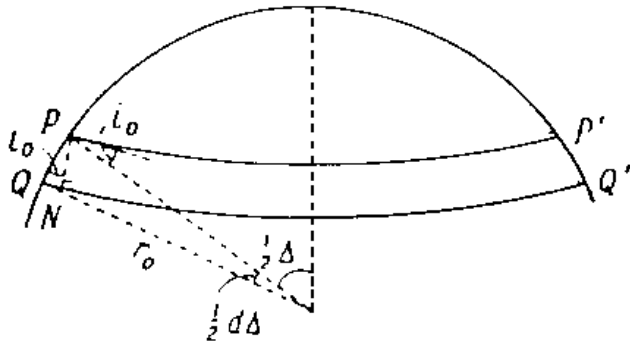


Рис. 3.13. Схема двух близких лучей, используемая для вывода формулы (3.17)

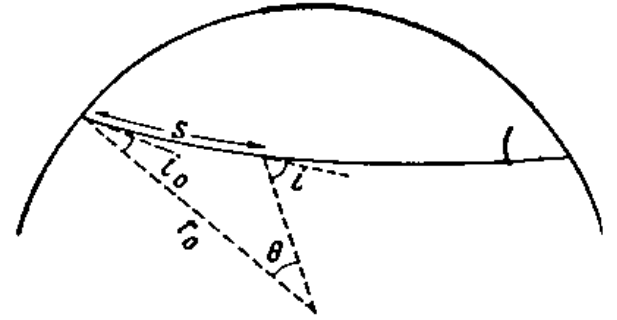


Рис. 3.14. Схема, используемая для вывода формулы (3.18)

Для определения скоростного строения Земли достаточно установить зависимость скорости сейсмической волны как функции ее радиуса. Для этого выведем уравнение сейсмического луча.

Рассмотрим три слоя, представленные на рис. 3.12. Применяя закон Снеллиуса к границам А и В, получим:

$$\sin i_1/V_1 = \sin f_1/V_2, \quad (3.10)$$

$$\sin i_2/V_2 = \sin f_2/V_3. \quad (3.11)$$

Из двух треугольников

$$Q = r_1 \sin f_1 = r_2 \sin i_2. \quad (3.12)$$

Таким образом,

$$R_1 \sin i_1/V_1 = r_2 \sin f_1/V_2 = r_2 \sin i_2/V_2 = r_2 \sin f_2/V_3. \quad (3.13)$$

Формулу (3.13) можно распространить на случай преломления на любом числе границ и на случай рефракции в слое с непрерывным нарастанием скорости с глубиной. Т.о., вдоль каждого луча

$$r \sin i/V = \text{const} = p. \quad (3.14).$$

Здесь i - угол между лучом и радиусом в данной точке. Величина p называется параметром луча. Определяя параметр луча, мы тем самым находим величину r/V в точке, где $\sin i = 1$, т.е. в точке наибольшего проникновения луча. Или, учитывая равенство $\text{ctg} i = dr/r d\Delta$, получаем уравнение луча в дифференциальном виде:

$$\frac{dr}{d\Delta} = \pm \frac{r}{p} \sqrt{\frac{r^2}{V^2} - p^2}. \quad (3.15)$$

Определение скорости распространения сейсмических волн в Земле с помощью уравнения Гергольца – Вихерта (Стейси, 1972). Другая важная формула для параметра p получается из простого геометрического рассмотрения бесконечно близких лучей PP' и QQ' (рис. 3.13). Отрезок PN - нормаль, опущенная из PP' на QQ' , т.е. фронт волны. Разность времен пробега по PP' и QQ' будет равна:

$$DT = 2QN/V_0, \quad (3.16)$$

где V_0 - скорость сейсмических волн у поверхности. Но

$$QN = p r_0 \sin i_0 = 1/2 r_0 d\Delta \sin i. \quad (3.17)$$

Отсюда:

$$\frac{dT}{d\Delta} = \frac{r_0 \sin i_0}{V_0} = p. \quad (3.17)$$

Для получения значения скорости в точке проникновения сейсмического луча на максимальную глубину r_1 можно воспользоваться методом Герглоца - Вихерта, суть

которого заключается в использовании уравнения луча в дифференциальном виде (3.15). В результате получаем интегральное уравнение:

$$\int_0^{\Delta_1} \text{arch}\left(\frac{P}{P_1}\right) d\Delta = \pi \ln\left(\frac{r_0}{r_1}\right), \quad (3.18)$$

где r_0 - радиус Земли. Полученная формула удобна для численного интегрирования по таблицам времен пробега, заданным с равным шагом Δ , так как P , согласно (3.17), - известная функция от Δ , а P_1 - значение P при $\Delta = \Delta_1$. Таким образом, (3.18) позволяет найти значение r_1 , соответствующее Δ_1 , и, следовательно, $\eta = r_1/V_1$. Таким образом, получается зависимость $V(r)$ для интервала r вплоть до самой глубокой точки проникновения сейсмического луча.

Анализ данных о скоростях распространения продольных и поперечных волн по радиусу Земли; выделение границ раздела скоростей 1-го и 2-го рода; разделение Земли на земную кору (слой "А"), мантию (верхнюю, переходную область и нижнюю - слои "В", "С" и "Д") и ядро (внешнее, переходная зона и внутренне - слои "Е", "F" и "G") (Магницкий, 1965; Стейси, 1972). На основе полученных годографов строят кривые изменения скоростей P и S с глубиной; такие кривые представлены на рис. 3.15. Данные, представленные на этом рисунке, позволяют подразделить недра Земли на основные слои (рис. 3.16): А - земная кора, простирающаяся до глубин 30-40 км, на которые приходятся первые максимумы значений скоростей; мантию - слои В, С и D, простирающуюся до глубин 2900 км; ядро - слои Е, F и G.

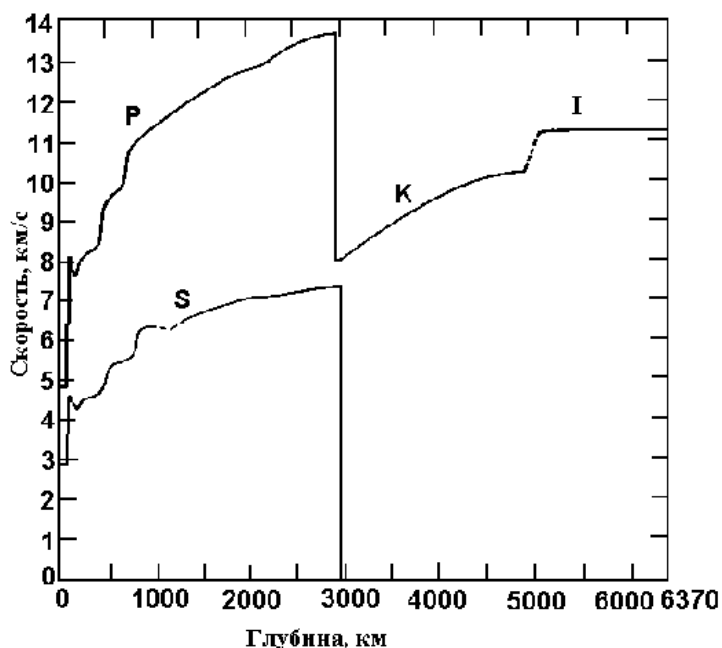


Рис. 3.15. Скорости продольных и поперечных волн в Земле.

Границам между корой, мантией и внутренним ядром (слой G) соответствуют скачки значений скоростей продольных и поперечных волн (границы первого рода).

Слой В включает область глубин, связанных с первым минимумом скоростей и простирается на глубине около 200 км, где скорости волн P и S снова достигают значений, существовавших выше минимума. Слой С включает глубины достаточно быстрого увеличения скоростей и заканчивается перегибом графиков скоростей на глубинах около 900 км. Слои В и С образуют "верхнюю мантию". Слой D характеризуется более медленным, по сравнению со слоем С, увеличением скоростей.

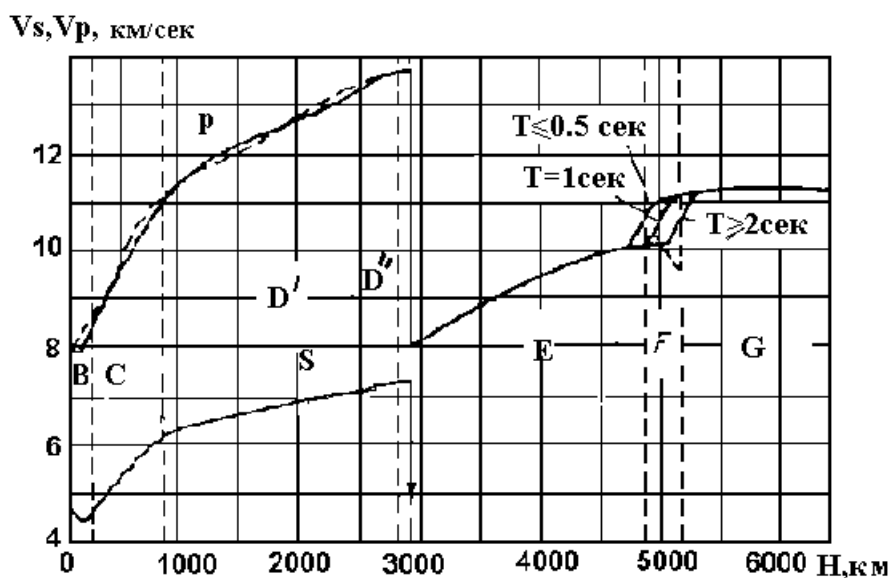


Рис. 3.16.

Проявление внешнего и внутреннего ядер Земли в особенностях выхода объемных сейсмических волн на поверхность Земли (Магницкий, 1965). Наиболее четкой является граница между мантией и ядром. Четкость этой границы доказывается интенсивными, отраженными от нее волнами PcP и ScS. При вертикальном падении волн условием отражения будет $\left| 2\pi \frac{\delta}{T} \frac{1}{\Delta V} \right| \ll 1$, где δ - толщина переходного слоя между средами, ΔV - разность скоростей в средах, T - период колебаний. Для случая границы ядра и продольных волн имеем $\Delta V = 5,5$ км/сек, $T \approx 10$ сек. Это составляет толщину переходного слоя $\delta \ll 10$ км.

Состояние слоев вещества Земли по данным сейсмологии. Распределение скоростей и сейсмических волн в земной коре (континентов и океана), типы земной коры (по данным сейсмологии). Скоростная модель земной коры континентов с инверсионным слоем, свойства последнего (Магницкий, 1965). На основании изложенных выше данных можно сделать ряд выводов о свойствах и состоянии основных оболочек Земли.

Прохождение поперечных волн через слои В, С и D позволяет сделать вывод, что вещество их находится в эффективно твердом состоянии. Факт не обнаружения волн S, прошедших через ядро Земли (слой E), позволяет предполагать, что слой E или находится в жидком состоянии, или обладает очень сильным поглощением. Однако это поглощение не может быть вызвано внутренним трением в твердых телах.

Знание скоростей V_P и V_S на разных глубинах позволяет определить важные механические характеристики вещества Земли:

$$\frac{\mu}{\rho} = V_S^2;$$

$$\frac{K_s}{\rho} = V_P^2 - 4/3 V_S^2;$$

$$\frac{K_s}{\mu} = \left(\frac{V_P}{V_S}\right)^2 - \frac{4}{3}; \quad (3.19)$$

$$v = \frac{1 - \frac{2\mu}{3K}}{2 + \frac{2\mu}{3K}}.$$

Здесь K_s - адиабатический модуль сжатия, ν - коэффициент Пуассона. Анализ данных, полученных с помощью этих соотношений, позволяет сделать следующие выводы.

Переходный слой на границе мантия - ядро, по-видимому, весьма однороден по составу, вероятно, представляет смесь окислов Mg, Al, Si, Ti, Fe, а градиент температуры в слое мало отличен от адиабатического.

Слой С нельзя рассматривать как однородный. В нем происходит или изменение химического состава, или фазовые переходы (или то и другое).

Что касается слоя В, лежащего непосредственно под земной корой, то, скорее всего, здесь тоже имеет место некоторая неоднородность и он состоит из таких пород, как дунит, перидотиты, эклогиты.

При изучении землетрясения, происшедшего в 40 км от Загреба (Югославия), А. Мохоровичич 1910 г. заметил, что на расстоянии больше 200 км от источника первой на сейсмограмме вступает продольная волна другого типа, чем на более близких расстояниях. Он объяснил это тем, что в Земле на глубине порядка 50 км существует граница, на которой скорость внезапно возрастает. Это исследование было продолжено его сыном С. Мохоровичичем после Конрада, который в 1925 г. обнаружил еще одну фазу продольных волн P^* при изучении волн от землетрясений в восточных Альпах. Соответствующая фаза поперечных волн S^* была идентифицирована позже. Фазы P^* и S^* указывают на существование, по крайней мере, одной границы - "границы Конрада" - между подошвой осадочной толщи и границей Мохоровичича.

Волны, возникшие при землетрясениях и искусственных взрывах и распространяющиеся в земной коре, в последние годы интенсивно изучались. Использовались методы как преломленных, так и отраженных волн. Некоторые результаты приводятся в таблице 3.1. Значения скоростей для континентальных областей, данные в первых двух колонках этой таблицы, находятся в пределах, характерных для гранитов (табл. 3.2 и 3.3), и приписываются так называемому гранитному слою, хотя состав вещества в этом слое различается от места к месту. Кроме того, в различных областях были получены указания на существование волн с другими скоростями и границами внутри гранитного слоя. С другой стороны, под океаническим дном за пределами шельфов не имеется указание на существование гранитного слоя. Во многих континентальных областях подошвой гранитного слоя является граница Конрада. В табл. 3.1 буквой С (Congrad) отмечены те случаи, когда под океанами граница Конрада принимается как подошва осадочной толщи.

Часто бывает трудно обнаружить границу Конрада с помощью метода преломленных волн (включая времена пробега волн от землетрясений), так как во многих районах отсутствуют участки, на которых волны P^* с наибольшей глубиной проникновения в "базальтовом слое" вступают раньше продольных волн, распространяющихся в гранитном слое. Поэтому в отдельных континентальных областях граница Конрада не обнаружена (хотя и может существовать).

Таблица 3.1.

Современные данные о скорости продольных V и поперечных v волн (в км/сек) в земной коре и непосредственно под корой. С – глубина границы Конрада (под океанами – подошва осадочного слоя); М – глубина границы Мохоровичича; а – метод отраженных, б – преломленных волн; А – использование взрывов, Б – землетрясений.

Большинство значений только приближенные. Звездочка в последнем столбце указывает, что значения получены путем обобщения нескольких опубликованных данных.

Гранитные слои		С, км	Слои «габбро»		М, км	Слой ультраосновных пород		Область	Метод	Ссылка
V	v		V	v		V	v			

Е В Р О П А

6.0	3.7	14	6.6	3.9	27	8.2	-	Северо-запад Германии	Аб	[64]
6.0	3.4	20	6.6	3.7	31	8.2	4.8	Блэк-Форест	Аб	[64]
5.9	3.4	20	6.5	3.7	30	8.2	4.4	Блэк-Форест	Аб	[127]
-	-	-	-	-	30	-	-	Шампань	Аа	[53]
-	-	17	-	-	37	-	-	Рошелл	Аа	[16]
5.6	3.3	15	6.4	3.7	30	8.1	4.7	Юго-запад Германии	Бб	[80]
-	-	20	-	-	28	-	-	Ульм (Германия)	Аа	[119]
6.1	3.5	25	6.7	-	-	-	-	Западные Альпы	Ааб	[137]
5.6	-	20	6.5	-	30	8.2	-	Северные Альпы	Ааб	[120]
5.9	3.4	20	6.5	3.7	30	8.2	4.4	Баварские Альпы	Аа	[121]
5.7	3.4	(35)	6.6	3.6	45	8.0	4.4	Южные Альпы	Бб	[27]
5.5	3.0	24	6.4	3.6	60	8.2	-	Абруцци (Италия)	Бб	[32]
5.1	3.1	14	6.1; 6.9	4.2	32	8.2	4.5	Долина р.По (Италия)	Бб	[29]
-	-	19	-	-	24	-	-	Дебрецен (Венгрия)	Аа	[48]
-	-	20	-	-	25	-	-	Пекс (Венгрия)	Аа	[130]
5.6	3.3	11	6.4	3.7	31	8.2	-	Богемия	Аб	[86]
5.6	3.4	9	6.2	3.8	35	8.1	4.5	Венгрия и Южная Словакия	Бб	[144]

К О Н Т И Н Е Н Т А Л Ь Н А Я А З И Я

-	-	-	-	-	40	-	-	Коркино (Урал)	Аб	[64]
5.6;6.0	3.2;3.4	15±	6.7	4.0	49	8.0	4.7	Куринская депрессия (Кавказ)	Аб	[6]
-	-	-	-	-	50-67	-	-	Центральный Кавказ	Аб	[6]
5.6	3.4	25	6.6	3.9	46	7.9	4.5	Северо-Восточная Индия	Бб	[4]
5.7	3.4	20	6.2	3.6	50	8.0	-	Центральная Азия	Аб	[23]
5.5	-	15	6.4	-	55	8.1	-	Озеро Иссык-Куль		[49]
5.5	-	20	6.4	-	35	8.1	-	Южнее восточной части озера Балхаш		[49]
Гранитные слои		С, км	Слои «габбро»		М, км	Слой ультраосновных пород		Область	Метод	Ссылка
V	v		V	v		V	v			
5.5	-	16	6.4	-	38	8.1	-	200км к Северо-западу от оз.Иссык-Куль	Бб	[49]
5.5	-	18	6.4	-	40	8.1	-	Южнее западной части озера Балхаш	Бб	[49]
-	-	45	-	-	60±	-	-	Северный Памир	Аб	[64]

С Е В Е Р Н А Я А М Е Р И К А

6.1	-	-	-	-	33	-	8.1	Центральное Атлантическое побережье	Аб	[64]
6.0	-	15	≥6.5	-	40	8.1	-	Центральные Аппалачи	Аб	[64]
6.3	3.6	35	-	-	36	8.1	4.7	Нью-Йорк	Аб	[64]
6.1	3.6	32	-	-	34	8.2	4.7	Пенсильвания	Аб	[64]
6.2	3.5	30	7.1	3.9	37	8.2	4.8	Канадский щит	Аб	[64]
6.0	-	-	(7.0)	-	40	8.2	-	Висконсин	Аб	[64]
5.9	-	10	6.8	-	37	8.2	-	Южная часть Калифорнийской долины	Аб	[49]
-	-	26	-	-	32	-	-	Южная часть Калифорнийской долины	Аа	[128]
6.4	3.8	28	7.1	4.1	35	8.1	4.5	Южная часть Калифорнийской долины	Баб	[61]
5.6	-	13	6.6	-	31	8.1	-	Центральная Калифорния	Бб	[26]
6.0	-	25	7.2	-	43±	8.2	-	Альберга(Канада), равнина	Аб	[123]
6.1	-	-	-	-	31	8.1	-	Аляска	Аб	[3]

Ю Ж Н А Я А М Е Р И К А

-	-	-	-	-	34	-	-	Арекипа (Перу)	Аб	[138]
-	-	-	-	-	55	8.0	-	Анды (Чили)	Аб	[133]

А Ф Р И К А

6.2	3.7	-	-	-	34	8.2	4.7	Иоганнсбург	Аб	[50]
-----	-----	---	---	---	----	-----	-----	-------------	----	------

А В С Т Р А Л И Я , Н О В А Я З Е Л А Н Д И Я

6.1	3.7	-	-	-	37	8.2	4.7	Западная Австралия	Аб	[34]
6.0	3.6	-	-	-	35	8.2	4.7	Западная Австралия	Аб	[18]
6.1	3.6	-	-	-	35	8.2	4.7	Западная Австралия	Аб	[22]
6.0	-	9	6.3	-	20	8.1	-	Новая Зеландия	Ааб	[36]

ЯПОНИЯ

6.1	3.4	24	7.4	-	32	8.2	-	Северо-Запад Хонсю	Аб	[122]
5.8	3.4	22	7.0	4.0	32	8.1	4.7	Киото	Бб	[88]

Продолжение таблицы 3.1

Толщина слоя воды, км	С, км	Слой «габбро»		М, км	Слой ультраосновных пород		Область	Метод	Ссылка
		V	v		V	v			

АТЛАНТИЧЕСКИЙ ОКЕАН

1.5-4	5.5	6.6	-	14	7.9	-	Восточная Атлантика	Аб	[79]
4-5	7	6.6	-	10	7.9	-	Восточная Атлантика	Аб	[79]
4-5	7.5	6.8	-	13	8.1	-	Западная Атлантика	Аб	[79]
>5	8	6.7	-	11	8.0	-	Западная Атлантика	Аб	[79]
5	7	6.6	-	10	7.9	-	Бассейн Северной Америки	Аб	[45]
5	8	6.7	-	13	8.1	-	Восточное о-ва Барбадос	Аб	[46]
> 5	8	6.3	-	12	8.0	-	Впадина Пуэрто-Рико	Аб	[104]

ТИХИЙ ОКЕАН

3.5	4	6.5	-	9	8.0	-	У берегов Сан-Диего, Калифорния	Аб	[114]
4	5	7.0	-	9	8.4	-	У берегов Нижней Калифорнии	Аб	[115]
1.5-4	6	6.7	-	12	7.9	-	Тихий океан	Аб	[79]
4-5	7	6.8	-	12	8.3	-	Тихий океан	Аб	[79]
>5	7	6.6	-	12	8.2	-	Тихий океан	Аб	[79]
4-5	7	6.8	-	12	8.2	-	15 ⁰ ± с.ш., 160-120 ⁰ в.д.	Аб	[115]
4-5	6	6.8	-	12	8.2	-	15 ⁰ ± с.ш., 170-110 ⁰ в.д.	Аб	[115]
6	8	6.5	-	12	8.2	-	60 км восточнее впадины Тонга	Аб	[117]
9	12	6.5	-	20	8.1	-	Впадина Тонга	Аб	[117]
-	10	6.9	-	17	8.1	-	Эниветок	Аб	[116]

Таблица 3.2.

Скорости продольных V и поперечных v волн (в км/сек), определенные с помощью лабораторных экспериментов: а) Хьюс и Моретт [82], б) Берч [17]
Значения температур T и давлений p даны для различных глубин h в земной коре.

h, км T, °C p, бар	(а)						(б)		
	1	5	10	15	20	25	11	23	32
V, км/сек	45	135	225	290	350	400	220	420	520
	260	1300	2600	3900	5300	6700			
Гранит	5.96	6.16	6.15	6.11			6.22	6.26	6.27
Габбро	6.7	6.9	6.96	6.95	6.88	6.8	6.85	6.84	6.83
Базальт	5.44	5.68	5.74	5.79					
Дунит	7.35	7.5	7.22						
v, км/сек									
Гранит	3.36	3.48	3.5	(3.5)					
Габбро	3.47	3.51	3.52	3.51	3.47	3.44			
Базальт	3.21	3.22	3.23	3.23					
Дунит	3.77	3.9	3.68						

Таблица 3.3.

Скорости продольных V и поперечных v волн (в км/сек) в различных типах горных пород при давлении 1 атм и комнатной температуре, полученные из лабораторных экспериментов и определенные в полевых условиях на обнажениях.

(а) Лит и Берч [91]; (б) Мейселуэйн [96, стр.233,237]; (в) Бауле и Мюллер [12, стр.195]; (г) Берч [17]; (д) Хьюс и Моретт [82]

Тип породы	(а)		(б)	(в)		(г)	(д)	
	V	v	V	V	v	V	V	v
Гранит	4.0-5.7	2.1-3.3	4.5-5.6	5.2	3.0	5.2		3.4
Базальт	5.6		5.6	6.4	3.2		5.4	3.2
Габбро						6.3	6.4-6.7	3.5
Дунит							7.4	3.8
Эклогит				8.0	4.3			

Примечание: ссылки в табл. 3.1 – 3.3 приведены согласно (Магницкий, 1965).

В настоящее время имеются указания на дополнительные ясно выраженные границы между поверхностями Конрада и Мохоровичича; для нескольких континентальных областей даже указаны слои со скоростями продольных волн от 6,5 до 7 и от 7 до 7,5 км/сек. В табл. 3.1 все слои между границей Конрада и Мохо объединяются в "габбро" и "базальтовый" и приводится наименьшее значение скорости, найденное для этого слоя в данном районе. Было предположено, что могут существовать слой "диорита" ($V = 6,1$ км/сек) и слой "габбро" ($V = 7$ км/сек). Многие значения скоростей, приведенные в табл. 3.1 для слоев "габбро", выше, чем скорости, измеренные в образцах базальта (табл. 3.2, 3.3), но находятся в допустимых пределах значений, полученных в образцах "габбро". Это справедливо также для слоя, залегающего под границей Мохоровичича в океанических областях. Однако существуют, вероятно, заметные различия в составе этих слоев "габбро" под различными областями и на разных глубинах.

Во многих океанических областях глубина границы Мохо под дном океана меньше 10 км. Для большинства континентов ее глубина увеличивается с увеличением расстояния от побережья и под высокими горами может достигать более 50 км. Эти "корни" гор впервые были обнаружены по гравитационным данным.

В большинстве случаев определения скоростей ниже границы Мохо дают одни и те же цифры: 8,1 - 8,2 км/сек для продольных волн и около 4,7 км/сек для поперечных. Сначала для многих районов сообщались меньшие значения скоростей (около 7,8 и 4,4 км/сек), но с повышением чувствительности приборов вычисленные скорости постепенно приближались к более высоким значениям и в настоящее время представляются гораздо лучше согласованными. Некоторые различия еще остаются, и они частично могут быть вызваны причинами, связанными с предположением о горизонтальности слоев, когда в действительности слои наклонны.

Сейсмология и глобальная тектоника (Гутенберг, 1963; Ле Пишон, Францито, Боннин, 1977; Новая глобальная тектоника, 1974). Рассмотрен вопрос о внутренней согласованности и глобальной совместимости деформаций вдоль мировой рифтовой системы, островных дуг и главных горных поясов. Основной вывод заключается в том, что эти движения довольно точно можно описать в рамках концепции *взаимодействия и относительного движения системы литосферных плит*. То, что современные деформации на поверхности Земли концентрируются в узких вытянутых поясах, известно давно. Эти пояса, обычно совпадающие с главными сейсмическими зонами земного шара, включают мировую рифтовую систему, островные дуги и такие дугообразные структуры, как активные горные пояса и активные континентальные окраины. Эти крупные

тектонические структуры не имеют резких окончаний; по-видимому, они связаны воедино в глобальную тектоническую систему.

Данные, приведенные на рис. 3.1 показывают, что большая часть мировой сейсмической активности сконцентрирована в довольно узких поясах и что эти пояса могут рассматриваться как непрерывные. Интерпретация глобальной тектоники при помощи модели взаимодействия нескольких крупных плит литосферы позволяет считать, что большая часть мировой сейсмической активности обусловлена процессами, происходящими на окраинах плит или вблизи них. На рис. 3.1 показано также, что землетрясения значительно чаще происходят в зонах конвергенции (дугах и дугообразных структурах), чем в зонах дивергенции (океанических хребтах). Вдоль океанических хребтов, где осуществляются, по-видимому, менее сложные тектонические процессы, эти зоны узкие; на континентах, где данные процессы наверняка более сложны, зоны шире и отдельные структуры в них выделить нелегко. Зоны глубокофокусных землетрясений (рис. 3.1, 3.2) соответствуют зонам поддвижения. Следовательно, все главные особенности мировой карты эпицентров землетрясений вполне согласуются с новой глобальной тектоникой. Ни одной другой гипотезе не удавалось столь хорошо объяснить распределение землетрясений.

Дугообразная форма активных зон – одна из проблем дисциплины, которую можно назвать механикой литосферы.

Одна из основных проблем сейсмологии – изучение различий между континентальными и океаническими областями.

То, что сейсмология поставляет многочисленную и важную информацию для проверки новой глобальной тектоники, показано многократно. Именно такова направленность проводящихся в настоящее время в связи с этой проблемой сейсмологических исследований. Необходимо, однако, и обратное воздействие новой глобальной тектоники на сейсмологию с целью определения новых направлений сейсмологических исследований.

Важнейшее направление сейсмологии – изучение землетрясений – одним из первых испытывает на себе влияние новой глобальной тектоники. Все еще ждет решения ряд фундаментальных вопросов: почему землетрясения происходят в основном в узких зонах, разделенных крупными стабильными глыбами (плитами); почему эти зоны развиты в глобальных масштабах; почему сейсмические и связанные с ними тектонические зоны приобрели свою современную конфигурацию; и т. д.

Сейсмология уже давно служит главным источником информации о структуре глубинных частей Земли и, по-видимому, таковым и останется, будь то с участием или без участия новой глобальной тектоники. Обычно применяемым и весьма эффективным методом сейсмологии является использование упрощенных моделей Земли для предсказания некоторых наблюдаемых явлений. Новая глобальная тектоника предусматривает совершенно новый тип модели. Слоистые модели со сферически симметричными оболочками для многих районов земного шара ныне представляются устаревшими.

На некоторые из поставленных выше вопросов, сформулированных авторами новой глобальной тектоники в конце 60-х годов прошлого века, мы постараемся дать ответ ниже.

ЛИТЕРАТУРА

1. Голицын Б.Б. Лекции по сейсмометрии. Российская АН. СПб. 1912.
2. Гусев А.А. 1979. Докл. АН СССР. Т. 244. С. 544-548
3. Гусев А.А. 1984. Вулканология и сейсмология. №1. С. 3-22
4. Гусев А.А. 1988. Вулканология и сейсмология. №1. С. 41-55
5. Гусев А.А. 1993. Свойства и природа короткопериодного излучения очага землетрясения. // Автореферат диссерт. на соиск. уч. ст. д. ф. – м. н. М.: ИФЗ РАН. 43 с.

6. **Гутенберг Б.** Физика земных недр. М.: Из-во Иностран. лит-ры. 1963. 264 с.
7. **Гутенберг Б., Рихтер К.Ф.** Магнитуда, интенсивность, энергия и ускорение как параметры землетрясений. (I). (II) // Слабые землетрясения. М.: Из-во Иностран. лит-ры. 1961. С. 45-71. С. 72-119.
8. **Касахара К.** Механика землетрясений. М.: Мир, 1985, 264 с.
9. **Кузнецов В.В.** Физика земных катастрофических явлений. 1992. Новосибирск Наука. 96с.
10. **Кузнецов В.В.** Физика горячей Земли. Новосибирск. 2000. 365 с.
11. **Ле Пишон К., Франшто Ж., Боннин Ж.** Тектоника плит. М.: Мир. 1977. 288 с.
12. **Магницкий В.А.** Внутреннее строение и физика Земли. М.: Недра. 1965. 380 с.
13. **Манк У., Макдональд Г.** Вращение Земли. М.: Мир. 1964. 384 с.
14. **Медведев С.В.** Международная шкала сейсмической интенсивности // Сейсмическое районирование СССР. М.: Наука. 1968. С. 151 – 162.
15. **Мишин С.В.** Элементы сейсмометрии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН. 1993. 167 с.
16. **Мушкетов И.В., Орлов А.П.** Каталог землетрясений Российской империи. СПб. 1893. 536 с.
17. **Новая** глобальная тектоника. М.: Мир. 1974. 472 с.
18. **Новый** каталог сильных землетрясений на территории СССР (ред. Н.В.Кондорская, Н.В.Шебалин). М.: Наука. 1977. 536 с.
19. **Проблемы** сейсмичности Дальнего Востока. Петропавловск-Камчатский: КОМСП ГС РАН. 2000. 318 с.
20. **Пурин А.А.** Землетрясения Камчатки и их регистрация. Петропавловск-Камчатский. 1917. 23 с.
21. **Сейсмическое** районирование территории СССР. М.: Наука. 1980. 308 с.
22. **Сейсмическая** сотрясаемость территории СССР. М.: Наука. 1979. 192 с.
23. **Сейсмическое** микрорайонирование. М.: Наука. 1977. 248 с.
24. **Смирнов С.Б.** Ударно-волновая концепция сейсмического сооружения // Энергетической строительство. 1992. № 9. С. 70-73.
25. **Стейси Ф.** Физика Земли. М.: Мир. 1972. 344 с.
26. **Шебалин Н.В.** 1971. Вопросы инж. Сейсмологии. Вып. 15. М.: Наука. С. 50-78.
27. **Aki K.** 1967. J. Geophys. Res. V. 72. P. 1217-1231.
28. **Aki K.** 1972. Geophys. J. V. 72. P. 3-25.
29. **Andrews D. J.** 1981. J. Geophys. Res. V. 86. P. 3867-3877.
30. **Bak P., Tang C., Wiesenfeld K.** Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise. Phys. Rev. Lett. 1987. V. 59. P. 381-384.
31. **Blandford A.A.** 1975. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 75. P. 1385-1405.
32. **Boatwright J.** Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 78. P. 489-508.
33. **Brune J. N.** 1970. J. Geophys. Res. V. 75. P. 4997-5009.
34. **Burridge R., Knopoff L.** Model and theoretical seismicity. Bull. Seism. Soc. Am. 1967. V.57. N.3. P. 341-372.
35. **Chao B. F., Gross R.S.** Changes in Earth's rotational energy induced by earthquakes // Geophys. Int. 1995. 122. P.776-783.
36. **Das S., Kostrov B.V.** 1983. J. Geophys. Res. V. 88. P. 4277-4288.
37. **Das S., Kostrov B.V.** 1986. Earthquake Source Mechanics (eds. S. Das, a.o.). Washington. Amer. Geophys. Union. 91-96.
38. **Das S., Kostrov B.V.** 1988. J. Geophys. Res. V. 93. P. 8035-8050.
39. **Gusev A.A.** 1983. Geophys. J. Poy. Astr. Soc. V. 74. P. 787-808.
40. **Hanks T.S.** 1979. J. Geophys. Res. V. 84. P. 2235-2242.
41. **Hanks T.C.** 1982. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 72. P. 1867-1879.
42. **Haskell N.A.** 1966. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 56. P. 125-140.

43. **Housner G.W.** 1955. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 45. P. 197-218.
44. **Kanamori H., Anderson D.L.** 1975. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 65. P. 1073-1096.
45. **Olami Z., Feder H.J.S., Christensen K.** Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automaton modeling earthquakes. Phys. Rev. Lett. 1992. V. 68. N. 8. P. 1244-1247.
46. **Papageorgious A.S., Aki K.** 1983. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 73. P. 953-978.
47. **Papageorgious A.S., Aki K.** 1985. Pure Appl. Geophys. V. 123. P. 353-374.
48. **Reid H.F.** The elastic-rebound theory of earthquakes. University of California Publ. Geol. Sci. 1911. V. 6. 413-444.
49. **Reid H.F.** The California earthquake of April 18 1906. V.2 // The mechanics of the earthquake. The Carnegie Inst. Washington, 1910.
50. **Thatcher W., Hanks T.** 1973. J. Geophys. Res. V. 78. P. 8547-8576.
51. **Trifunac M.D.** 1976. Bull. Seismol. Soc. Amer. V. 66. P. 1343-1373.

