**Глава. 09. Сейсмология и сейсмические методы.**

В главе 9 рассмотрены: общие представления о сейсмологии, краткое описание катастрофических землетрясений, оценка интенсивности землетрясений. Описание сейсмографов, сейсмической службы, сейсмическая модель Земли, сейсмические волны и годограф. Функция Грина и уравнение Адамса-Вильямсона. Собственные колебания Земли, анизотропия скоростей и splitting-функции. Приводится взгляд на прогноз землетрясения.

**9. 1. Сейсмология** (Аки, Ричардс, 1983).

Сейсмология - это наука, в которой фактические данные представляют собой записи механических колебаний Земли, называемых сейсмограммами. Колебания могут быть вызваны искусственными взрывами или естественными причинами – землетрясениями и извержениями вулканов. Оба этих природных явления привлекали внимание человечества в течение многих веков, и даже сегодня они вызывают наравне с научным интересом чувство мистического страха.

Огромный прогресс, достигнутый сейсмологией в течение 100 лет, был стимулирован главным образом получением постоянно улучшающихся данных. Наиболее важные шаги в этом направлении были сделаны учеными, хорошо владеющими методами математической физики. Каждое поколение сейсмологов продвигалось к получению количественных данных, преодолевая барьеры на пути расчетов сначала с помощью механических калькуляторов, а в последнее время благодаря достижениям в области цифровых микропроцессоров. В течение прошедших двух десятилетий электронно-вычислительные машины стали достаточно эффективны, чтобы с их помощью извлекать большую долю информации, содержащейся в сейсмограммах. Таким образом, количественная картина современной сейсмологии складывается из тесного взаимодействия высококачественного исходного материала, детальных механизмов источников сейсмических волн и моделей внутреннего строения Земли.

Результаты современной сейсмологии используются в инженерном деле для проектирования сейсмостойких сооружений, в разведке полезных ископаемых и при поиске месторождений нефти и природного газа. Другая область использования сейсмологических данных связана с важнейшими политическими, экономическими и социальными проблемами, касающимися обнаружения ядерных взрывов (и распознаванием их среди естественных землетрясений). А также, и с сокращением возможного сейсмического риска, путем выявления сейсмически опасных участков при строительстве крупных промышленных сооружений и плотин. Принято считать, что в самое последнее время сейсмология достигла такого уровня развития, что надежный прогноз землетрясений становится доступной целью обозримого будущего. Острая необходимость развивать этот последний аспект исследований ясна уже из упоминания некоторых фактов: более 240 тысяч человек погибло при землетрясении 28 июля 1976 г. в Китайской Народной Республике; стоимость ущерба, нанесенного 4 февраля 1976 г. в Гвадемале, сравнима с годовым валовым национальным продуктом этой страны; даже сравнительно слабое землетрясение 9 февраля 1971 г. в Сан-Фернандо, Калифорния, вызвало убытки на сумму более 550 миллионов долларов. Подобные цифры делают надежное прогнозирование землетрясений столь важным, что в ближайшее десятилетие сам предмет сейсмологии, вероятно, претерпит значительные изменения и значимость его возрастет, подобно тому как она выросла в 60-е годы в ответ на необходимость контролировать любое соглашение о запрещении испытаний ядерного оружия, которое могло быть заключено между США и СССР. (Первая глобальная сеть калиброванных сейсмографов, а также несколько групп станций с большой апертурой были созданы

первоначально для того, чтобы улучшить возможности обнаружения и распознавания подземных ядерных взрывов по данным сейсмологии).

Сейсмология занимает особое место во всем спектре наук о Земле. Прежде всего, она имеет дело только с механическими свойствами и динамикой процессов в Земле. Во-вторых, она предлагает инструмент, с помощью которого можно изучать внутреннее строение Земли до самых больших глубин и с большей разрешающей способностью и надежностью, чем можно достичь в любой другой области геофизики. Высокая разрешающая способность и надежность достижимы по той причине, что из всех типов волн, которые могут наблюдаться после ослабления при прохождении через различные структуры внутри Земли, сейсмические волны являются наиболее короткими. Они подвержены наименьшим искажениям формы и наименьшему затуханию амплитуд по сравнению с другими объектами геофизических наблюдений, как, например, тепловой поток, статическое смещение, деформация, сила тяжести или электромагнитные поля.

Третьей отличительной особенностью сейсмологии является то, что она позволяет нам узнать *современное* состояние недр Земли. Сейсмология привлекает непосредственный интерес общества благодаря тому, что она нацелена на изучение тектонической активности, протекающей в *настоящее* время.

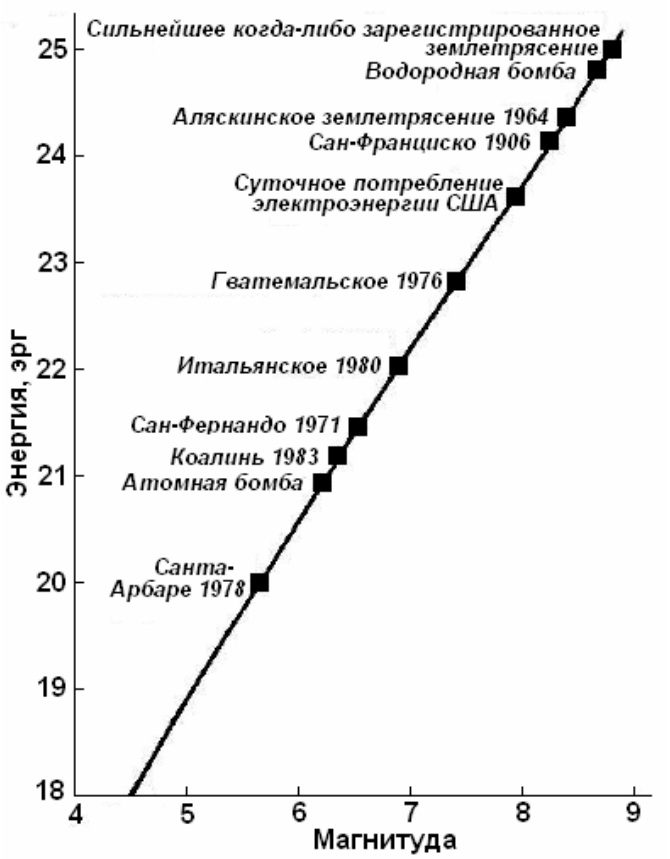


Рис. 9-1. Сравнение энергий землетрясений, потребления электроэнергии и ядерных взрывов.

Методы сейсмологии, подобно другим геофизическим методам, применимы в громадном диапазоне масштабов. Эти масштабы можно классифицировать по размерам сейсмических источников (как искусственных, так и естественных) и по размерам сейсмологической сети наблюдений. Взрывные заряды, применимые при сейсмологических наблюдениях, варьируют по величине от менее одного грамма до более одной мегатонны (диапазон $10^{12}$). Диапазон вариации энергии землетрясений ещё больше:

от самых слабых микроземлетрясений, - до таких грандиозных событий, как Чилийское землетрясение 22 мая 1960 г. Он достигает множителя примерно $10^{18}$ по силе эквивалентного точечного источника (сейсмическому моменту). Линейные размеры сети сейсмографов меняются от десятков метров при исследовании оснований промышленных сооружений до 10 000 км у глобальной сети сейсмических станций, т.е. в $10^6$ раз.

Интерпретация сейсмограмм развивалась обычным в науке путем, начиная с исходных догадок, которые позднее подтверждались или контролировались проверкой их соответствия новым данным. Мы упростим задачу интерпретации сейсмограмм, искусственно отделяя влияние источника от влияния среды. Исторически наши знания об источниках сейсмических волн и о строении Земли как среды, в которой эти волны распространяются, развивались способом «качелей». Например, на некоторой стадии источник может быть лучше изучен, чем среда, - в этом случае новые данные используются для уточнения знаний о среде в предположении, что источник известен. На следующей стадии новые данные объединяют с уточненными знаниями о среде, чтобы пересмотреть первоначальные знания об источнике.

В сейсмологии, как и во всех остальных областях геофизики, влияние источника и влияние среды тесно связаны между собой. Двойная ошибка – одна относительно источника и другая в отношении среды – может привести к результату, согласующемуся с наблюдениями. Требуется глубоко понимать физические принципы, чтобы не соблазниться видимым соответствием. Поучительным примером такой двойной ошибки служит история идентификации *P*- и *S*-волн. На заре сейсмологии велись споры о том, которые из волн – сжатия или сдвига вызывают основное смещение в случае локального землетрясения. Основное смещение было вызвано *S*-фазой, потому что оно наблюдалось вторым (*second*) и следовало за более слабой *P*-фазой, названной потому, что она вступала первой (*prime*). В 1906 г. Ф. Омори, основоположник сейсмологии в Японии, исследовал эту проблему, используя сейсмограммы одного землетрясения, записанные с помощью лучшей в то время местной сети станций. Пользуясь своими формулами, связывающими время между вступлениями *P*- и *S*-волн с расстоянием между сейсмографом и эпицентром землетрясения, а также зная относительные времена вступления волн по данным нескольких станций, он определил, что эпицентр расположен примерно в 500 км южнее острова Хонсю. Затем он обнаружил, что движение частиц у *S*-фазы имеет преобладающее направление север-юг, т.е. казалось очевидным, что *S*-фаза продольно поляризована. Если бы при этом он принял, что *S*-фаза должна быть сдвиговой волной, в которой частицы смещаются по перпендикуляру к направлению распространения, тогда он смог бы правильно поместить очаг землетрясения на глубину около 500 км под островом Хонсю и тем самым разрешить наблюдавшееся несоответствие. Вместо этого он сделал ошибочный вывод, что *S*-фаза не представляет собой сдвиговых волн. Действительно, эта двойная ошибка не противоречила господствующим тогда представлениям об очагах землетрясений и сейсмических волнах. В то время уже достаточно хорошо была известна концепция изостазии, которая использовалась при объяснении гравитационных наблюдений, и никто не предполагал, что очаги землетрясений могут существовать глубоко внутри зоны, которая считалась тогда пластичной. Вывод по поводу *S*-фазы находился в согласии также с так называемой доктриной Маллета, по которой считалось, что основное смещение в эпицентральной области вызвано продольными волнами. Роберт Маллет (который, кстати, первым измерил скорость сейсмических волн в полевых условиях при использовании взрывчатых веществ) пришел к этому выводу на основе проведенного им первого научного полевого исследования сооружений, поврежденных землетрясением, в эпицентральной области Неаполитанского землетрясения 1857 г.

В 1906 г. было хорошо известно существование волн сжатия и волн сдвига в твердом веществе. Со времен открытия закона Гука в 1660 г. основными достижениями в

теории упругости можно считать проведенные в 1821 г. Навье исследования общего уравнения равновесия колебаний, а также эксперименты Френеля, показавшие, что свет состоит из поперечно-поляризованных волн, проходящих через эфир. До этих экспериментов обычно считалось, что в безграничной сплошной среде могут распространяться только продольные волны. Успехи в теории распространения упругих волн были достигнуты благодаря исследованиям Коши (который к 1822 г. развил концепцию шести независимых компонент деформации) и Пуассона (который использовал ньютоновское представление о межмолекулярных силах в твердом веществе и предположил, что сила притяжения между любой парой молекул пропорциональна отклонению от их положения равновесия). Пуассон обнаружил два типа волн, которые мы знаем теперь как *P* и *S*, и на основе принятой им частной модели сделал вывод, что скорость *P*-волн в √3 раз больше скорости *S*-волн. Общую теорию дал Грин, который ввел функцию упругой энергии для произвольно анизотропного тела с 21 независимым коэффициентом. Для изотропного тела число коэффициентов сводилось к двум.

В введении к своему классическому учебнику (вышедшему в 1892 г. и переизданному в 1944 г.) Ляв дал блестящий исторический обзор развития теории упругости. Что касается ранней истории наблюдательной сейсмологии, то она хорошо описана Дьюи и Байкрли.

Объяснение рэлеевских волн, которые могут распространяться вдоль свободной поверхности упругого тела, было дано позже получения первой записи волн землетрясений. Первая теоретическая сейсмограмма была рассчитана Лэмбом для точечного импульсного источника, помещенного в однородное полупространство. Рассчитанная на поверхности сейсмограмма состоит из последовательности трех импульсов, соответствующих *P*-, *S*- и рэлеевской волнам, и она гораздо проще наблюдаемых записей.

Когда в начале 80-х годов XIX-века были записаны первые сейсмограммы землетрясений, сейсмологи поразились, почему колебания длятся так долго. Дело в том, что рэлеевские волны обладают свойством дисперсии (поэтому волны, имеющие различную частоту, распространяются с разной скоростью), и это является одной из причин длительных колебаний. Но, кроме того, наблюдаются колебания после вступления *P*- и *S*-волн и перед приходом поверхностных (например, рэлеевских) волн. Джеффрис изучил и отверг множество объяснений, сделав вывод, что «единственное предположение, которое выдерживает критику, состоит в том, что колебания вызваны отражениями первоначального импульса внутри поверхностных слоев». В 1969 г., когда была получена первая сейсмограмма с Луны, сейсмологи снова были поражены большой длительностью интервала времени, в течение которого продолжались колебания. И снова объяснение, вероятнее всего, лежит в рассеянии волн на неоднородностях.

Приложение методов Лэмба к реальным землетрясениям и взрывам внутри Земли пришлось отложить приблизительно до 1960 г., когда благодаря работам Беньоффа, М. Юинга, Ф. Пресса и других стали доступны высококачественные записи длиннопериодных сейсмических волн. Длиннопериодные волны усредняют мелкомасштабные неоднородности Земли, и в этом случае Земля ведет себя как эквивалентное однородное тело. Процесс в очаге землетрясения также проще для длинных периодов. По этой причине чрезвычайно простая модель задачи Лэмба может принести практическую пользу при интерпретации сейсмограмм длиннопериодных волн.

**9. 2. Катастрофические землетрясения** (Трухин и др. 2005).

Ежегодно на Земле сейсмографы фиксируют более 100 тысяч землетрясений. Из них людьми ощущаются около 10 тысяч и разрушительными бывают около 100 землетрясений. Эти подземные бури наносят большой ущерб жизнедеятельности и приводят к огромным человеческим жертвам. В то же время геофизикам они дают

возможность достаточно детально изучать внутреннее строение Земли. При этом одной из важнейших целей геофизических исследований является предсказание времени и места предстоящих землетрясений. В случае решения этой сложнейшей проблемы появилась бы возможность своевременного предупреждения населения о предстоящем землетрясении, что позволило бы уменьшить до минимума или исключить вовсе гибель людей.

Обратим внимание на наиболее крупные, катастрофические землетрясения, происшедшие во II тысячелетии.

Извержению вулкана Везувий в Италии 24 августа 79 г. предшествовала серия продолжительных землетрясений, в результате которых разрушались храмы, гибли люди. Во время извержения вулкана полностью погибли города Помпея и Геркуланум. Одним из самых разрушительных землетрясений за всю историю человечества является землетрясение на Среднем Востоке, происшедшее в 1201-1202 гг. Оно ощущалось на площади 2 млн. км2, включая Египет, Сирию, Малую Азию, Сицилию, Армению, Азербайджан. По данным историков погибло более 1 млн. человек.

В русских летописях упоминается о сильном землетрясении 1230 года, которое захватило Киев, Переяславль, Владимир, Новгород. В Киево-Печерской лавре церковь Пресвятой Богородицы распалась на четыре части, рухнула трапезная. В Переяславле церковь св. Михаила распалась на две части. О человеческих жертвах не сообщается. В Китае катастрофическое землетрясение с магнитудой М = 8,0 произошло в 1556 г. в провинции Сиань, расположенной на берегу реки Хуанхэ, где равнины наполнены рыхлыми осадками. По данным историков целые города погружались в грунт, разжиженный вследствие сейсмических колебаний. Землетрясение произошло в 5 часов утра, и число жертв было огромно - около 830 тыс. человек.

В Китае 28 июля 1976 г. под городом Таншан произошло одно из самых крупных землетрясений XX столетия. Землетрясение имело магнитуду 8,2, его разрушительная энергия была ужасной. Жилые дома, промышленные строения превратились в груду обломков. Были обрушены мосты, искривлены железнодорожные рельсы, перевернуты поезда, повреждены автострады, разорваны трубопроводы, разрушены плотины. В полуторамиллионном городе погибла почти половина населения.

Сильнейшее землетрясение произошло 1 ноября 1755 г. в Лиссабоне — столице Португалии. По современным оценкам сейсмологов его магнитуда была около 8,6, т. е. на максимальном энергетическом пределе. В 9 часов утра раздался звук, похожий на подземный гром. Это был первый их трех главных толчков, который продолжался 6 мин. Оставшиеся в живых пытались покинуть рушащийся город. Через час после первого толчка море отступило, обнажив приливную полосу, и нахлынуло на берег в виде нескольких волн цунами высотой от 5 до 7 м. Волны накрыли набережную и людей, после отступления волн от массивной каменной набережной не осталось и следа. Город Лиссабон превратился в груды развалин, погибло около 50 тыс. человек.

19 апреля 1906 г. в Калифорнии произошло одно из крупнейших землетрясений с магнитудой 8,3. В результате землетрясения на поверхности Земли образовался глубокий разлом шириной около 6 м и длиной 450 км (разлом Сан-Андреас). Во время землетрясения произошло три толчка, которые продолжались чуть более 1 мин. Были разрушены многие районы Сан-Франциско. Из-за разрывов газопроводов возникли пожары - сгорели все деревянные постройки, из которых, в основном, состоял город. Число погибших — около 700 человек.

В Турции во время землетрясения в 1939 г. (М = 7,9) в г. Эринджан погибло 40 тыс. человек. С тех пор в Турции произошло более 20 катастрофических землетрясений, унесших 20 тыс. человеческих жизней. Самым разрушительным было землетрясение, произошедшее 17 августа 1999 г. (М = 7,7). Его жертвами стали 14 тыс. человек.

В Чили 22 мая 1960 г. произошло катастрофическое землетрясение, оно разрушило город Консепсьон, а также крупные промышленные центры: Пуэрто-Монт, Валдивия,

Осорно. Без жилья остались миллионы чилийцев. Возникшее после землетрясения цунами смыло порт Анкунд и обрушилось практически на все Тихоокеанское побережье, достигло берегов Японии, где от цунами погибло 120 человек.

В Иране, где происходит много землетрясений, в 1972 г. произошло катастрофическое землетрясение с магнитудой 7,1. Был полностью разрушен город Кир, погибло 5400 человек. Еще более сильное землетрясение (М = 7,7) произошло в г. Тебесе в 1978 г. В городе и окрестностях погибло 15 тыс. человек.

На Аляске 26 марта 1964 г. произошло одно из самых мощных землетрясений (М = 8,5). Продолжительность главного толчка составила 4 мин. Разрушения охватили площадь более 65 тыс. км2. Погибло 130 человек. В результате образовавшегося цунами погибло еще 11 человек.

В Ташкенте 25 апреля 1966 г. произошло землетрясение средней энергии, 5,3 балла по шкале Рихтера. Город был почти полностью разрушен, так как не были соблюдены правила антисейсмического строительства.

В Армении 7 декабря 1988 г. произошло сильное землетрясение, около 7 баллов по Рихтеру. В зону землетрясения попали десятки городов Армении, Азербайджана и Грузии. Полностью был разрушен город Спитак, огромные разрушения были в Ленинакане, Кировакане. Погибло 25 тыс. человек, без жилья остались более 500 тысяч.

В Перу 1 мая 1970 г. произошло сильное землетрясение с магнитудой 7,8. Разрушения наблюдались на площади 100 тыс. км$^2$. Наиболее катастрофические последствия были в густонаселенной долине Уайлас. Менее чем за 30 секунд в городе Уарасе обрушилась большая часть зданий, погибла половина его населения - 10 тыс. человек. В г. Юнгай в результате схода снежных лавин погибло 15 тыс. человек.

В Мексике 19 сентября 1985 г. произошло сильнейшее землетрясение с магнитудой 8,2. Наиболее сильно пострадала столица Мехико - город с 17-миллионным населением. Целые жилые кварталы превратились в груду развалин, как карточные домики падали небоскребы, рухнула 100-метровая телебашня. Тысячи людей оказались заживо погребенными под развалинами домов, школ, церквей.

Новый сильный толчок последовал 20 сентября (М = 7,3), 30 сентября произошло третье землетрясение. В период с 19 по 30 сентября сейсмостанции зарегистрировали свыше 70 толчков интенсивностью от 4,5 до 7,8 по шкале Рихтера.

21 октября в Мехико вновь ощущались подземные толчки, а 29 октября произошло новое землетрясение интенсивностью 5,7 баллов по Рихтеру. Всего погибло 7,5 тыс. человек, 350 тысяч мексиканцев лишились крова.

В районе Японских островов активность земных недр настолько высока, что в среднем в год здесь случается 1500 ощутимых подземных толчков. Самые сильные из них в основном возникают в двух гигантских разломах земной коры - Суруга и Сагами, располагающихся в открытом океане вдоль японского побережья. Именно здесь находился эпицентр крупнейших сейсмических бедствий в 1498, 1605, 1707, 1854, 1923, 1944 гг.

Самое сильное японское землетрясение произошло 1 сентября 1923 г. Оно имело интенсивность М = 8,3. Землетрясение охватило область провинции Южный Конто (включая Токио и Иокогаму) — экономические, политические и культурные центры Японии. Эпицентр землетрясения, получившего название «Великого землетрясения в Конто», находился примерно в 80 км к юго-западу от Токио, возле острова Осима в заливе Сугами.

Мощнейший подземный удар буквально за несколько секунд полностью и частично разрушил более 254 тыс. домов. Остальное довершили вспыхнувшие пожары: легкие домики из дерева, фанеры и бумаги были уничтожены огнем в течение считанных часов. Водопроводы были повреждены и бездействовали, пламя бушевало беспрепятственно. Более половины Токио и практически вся Иокогама были сожжены дотла. Число жертв было ужасающим: 40 тыс. человек собрались в городском парке,

спасаясь бегством из горячих жилищ, и лишь 2 тысячи из них остались в живых, остальные задохнулись в дыму.

Многие маленькие города по берегу залива были уничтожены гигантскими волнами цунами, высота которых в ряде мест превышала 10-12 м. Жестокая подземная буря, разрушив Токио и Иокогаму, оставила без крова 3,5 млн человек и унесла 143 тыс. человеческих жизней. Ежегодно 1 сентября в день «Великого землетрясения в Конто» по всей Японии, особенно в Токио, проводятся учения с целью научить население правильному поведению во время буйства стихии.

Сильнейшие землетрясения происходили не только в историческое время, они с определенной, но далеко не всегда понятной, закономерностью взрывали и продолжают взрывать в разных географических регионах земную кору и верхнюю часть литосферы нашей планеты. Существует точка зрения, что пока это происходит, на Земле будут поддерживаться условия, необходимые для существования жизни. В заключение приведем краткие сведения о трех очень сильных землетрясениях, последовавших одно за другим с сентября по декабрь 2003 г.

25 сентября произошло сильнейшее землетрясение с магнитудой 8,3 на острове Хоккайдо (Япония). Глубина очага - 27 км. Были человеческие жертвы (589 человек), разрушения дорог, дамб, произошли оползни, обвалы. Образовавшееся цунами с высотой волн от 4 м прокатилось вдоль юго-восточного побережья Хоккайдо. Последнее такое же ужасное землетрясение в этом регионе произошло 4 марта 1952 г. с магнитудой 8,1.

Рис. 9-2. Последствия землетрясения на Алтае 27 сентября 2003 г (фото А.С. Гибшера).

27 сентября 2003 г. сильнейшее землетрясение с магнитудой 7,3 произошло в России на Алтае, недалеко от границы с Монголией (рис. 9-2). Глубина очага - 16 км. Были человеческие жертвы, большие разрушения. Землетрясение ощущалось в Прокопьевске, Новосибирске, Абакане, Барнауле, Кемерово, Красноярске и других городах Восточной Сибири. Последнее крупное землетрясение в этом регионе произошло 20 декабря 1761 г. с магнитудой 7,7.

26 декабря 2003 г. землетрясение с магнитудой 6,6 произошло в юго-восточном Иране. Глубина очага — 10 км. Огромное количество людей погибло (16 200 человек), разрушено около 85% зданий и другой инфраструктуры в окрестностях города Вам.

Максимум интенсивности землетрясения наблюдался в городах Баме (9 баллов по шкале Рихтера) и Баравате (8 баллов). Последнее катастрофическое землетрясение наблюдалось в этом регионе более 2 000 лет назад.

Все три землетрясения вызвали очень крупные разрывы в земной коре, протяженность которых достигала нескольких километров.

**9. 3. Сейсмичность Земли.**

Сейсмичность и вулканизм Земли, а так же способы их реализации, - тектонические землетрясения и вулканы, предназначенные для “сброса” накопившейся в Земле тектонической энергии, - являются общепланетарной особенностью. 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 (Глава 17). 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.

***Распределение землетрясений по земному шару*** (рис. 9-3). Наибольшая сейсмическая активность наблюдается в Тихоокеанском поясе. Согласно таблицам Гутенберга и Рихтера, в нем выделилось 75,4% энергии неглубоких землетрясений, происшедших с 1904 по 1952 г., 22,9% — в Трансазиатской, или Альпийской зоне, протянувшейся от Индонезии через Гималаи к Средиземноморью. На остальную часть земного шара приходится менее 2%. Энергия, выделяющаяся при промежуточных и глубоких землетрясениях, в еще большей степени концентрируется в Тихоокеанском поясе.

Наибольшая сейсмичность проявляется у дугообразных структур на земной поверхности. Такую форму в наиболее интересных случаях имеют расположенные рядом океанические желоба, цепочки вулканических островов. К последним приурочены аномалии силы тяжести, а очаги землетрясений располагаются здесь вдоль плоскости, уходящей в глубь Земли под углом 45°.

Вообще география землетрясений очень пестра. Даже в европейских странах, которые по современным представлениям стабильны в сейсмическом отношении, время от времени бушуют серьезные подземные бури. Прежде всего, это относится к странам побережья Северного моря, Бельгии, Швейцарии и другим странам Европы. До настоящего времени землетрясений не наблюдалось только в Антарктиде, несмотря на то, что там есть и молодые горы, и действующие вулканы. Это - своего рода сейсмологическая загадка.

Глубокофокусные землетрясения происходят реже и сконцентрированы в более ограниченных зонах, чем мелкофокусные. Практически все глубокие землетрясения происходят в Тихоокеанском поясе. Самый глубокий толчок зафиксирован на глубине 720 км; более глубокие части Земли абсолютно асейсмичны.

Создается впечатление, что все землетрясения вплоть до глубины 720 км связаны с общей системой движений, происходящих в мантии и коре. Распределение землетрясений по поверхности Земли показывает, что глубокие и поверхностные землетрясения

приурочены к одним и тем же географическим районам. Возможно, все они определяются общим глубинным механизмом.

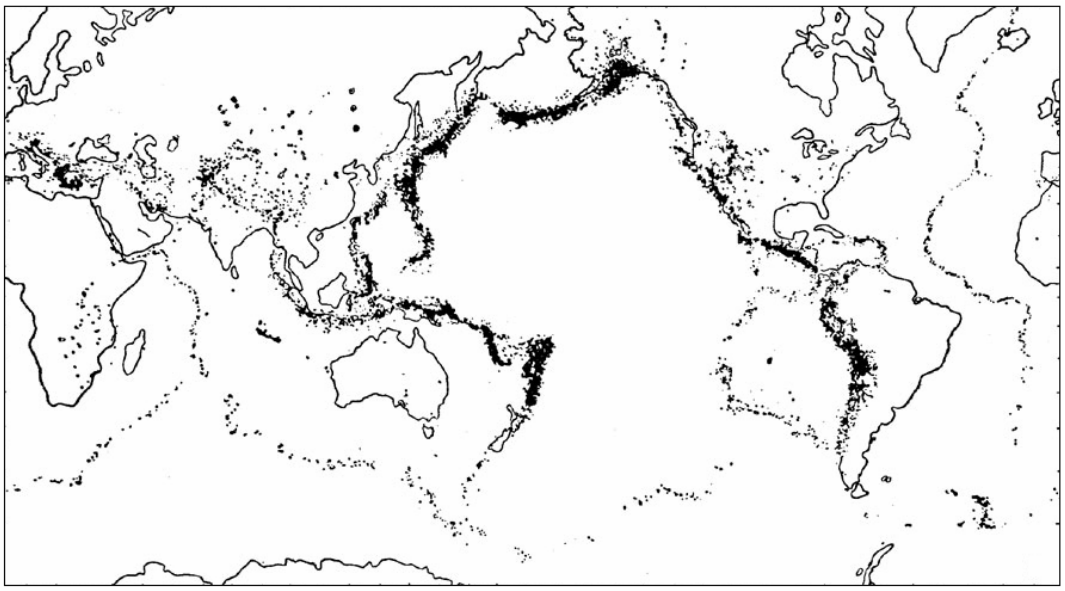

Рис. 9-3. Распределение сейсмичности на Земле.

***Пример локального размещения землетрясений в зоне субдукции.*** Субдукция представляет собой очень сложный геологический процесс. Даже взглянув на одно из проявлений субдукции - сейсмичность, можно смело утверждать об этом. Используемая сегодня модель субдукции сводит всю сейсмичность зон субдукции к зонам Беньофа (сейсмофокальным зонам) и приповерхностной зоне землетрясений. Однако, при изучении сейсмического каталога JMA (Japan Meteorological Agency) за период с 1989 по 1995 гг., авторами (Вадковский, Веселовский, 2000) был обнаружен факт существования скоплений очагов землетрясений, которые не могли быть отнесены ни к одной из известных сейсмических зон. За их характерную субцилиндрическую форму, ориентированную преимущественно вертикально с возможным отклонением в несколько градусов, - В.Н. Вадковский дал им название: «сейсмические гвозди».

Сводная характеристика «сейсмических гвоздей», полученная авторами в результате исследования трех из них, выделенных в пределах Японской зоны субдукции (о. Хонсю) (рис. 9-4).

1. «Сейсмические гвозди» образуются как в породах висячего крыла, так и в континентальной земной коре, причем в последней их значительно больше, что, по-видимому, связано с ее большей хрупкостью. Глубина их образования ограничена снизу значением 75 км.
2. «Сейсмические гвозди» состоят главным образом из очагов малоамплитудных землетрясений (порядка 2-3 баллов).
3. «Сейсмические гвозди» имеют следующие пространственные характеристики: высота - 50-70 км; максимальный поперечный размер ~4-6 км; количество очагов землетрясений, слагающих «сейсмический гвоздь» от 100 до 1000; время образования от 2 недель до нескольких месяцев, а возможно и больше. Стоит заметить, что «сейсмические гвозди» нужно рассматривать масштабно. Например, было замечено, что некоторые «сейсмические гвозди» состоят из нескольких более мелких «сейсмических гвоздей», подобных им.
4. Возникновение «сейсмических гвоздей» -процесс затухающий, но отличающийся от характера затухания афтершоков землетрясений.
5. Были замечены различия в морфологии «сейсмических гвоздей».

Существуют «сейсмические гвозди», начавшие образовываться над очагом относительно сильного землетрясения (на 1-2 балла превосходящее магнитуды землетрясений самого «сейсмического гвоздя». В противовес им наблюдаются гвозди без начального сильного землетрясения.

6. Землетрясения, очаги которых формируют «сейсмический гвоздь», происходят одновременно по всей его протяженности.

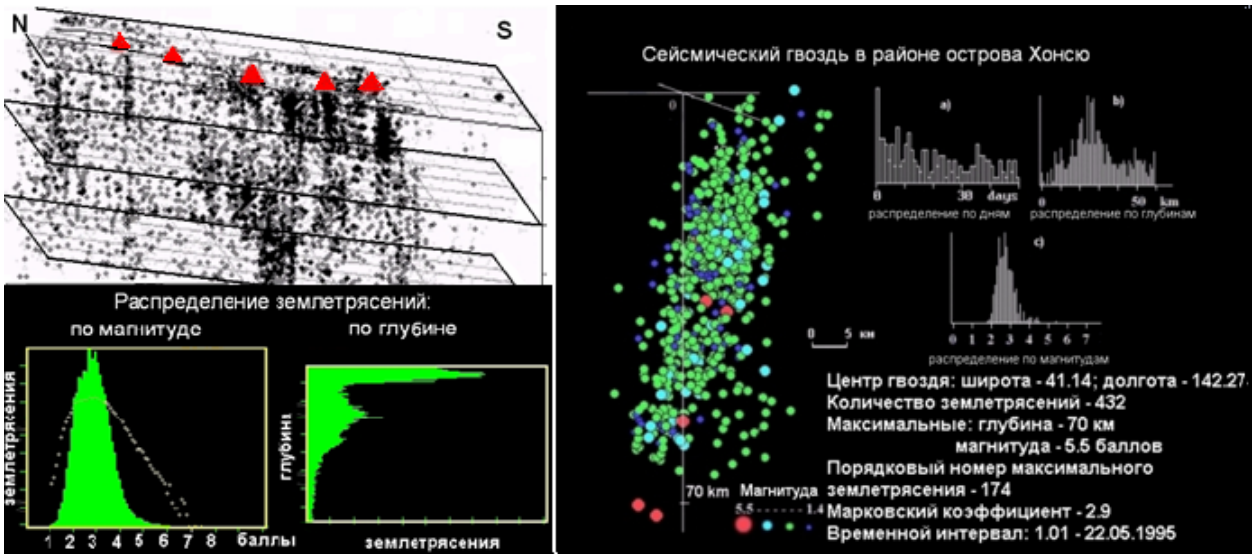


Рис. 9-4. Сейсмические гвозди в зоне субдукции Японии. Красные треугольники – вулканы (Вадковский, Веселовский, 2000).

***Сейсмичность Земли как процесс самоорганизации.*** Сейсмичность Земли является результатом действия на Земле процессов самоорганизации. По-видимому, сейсмичность, в этом плане, является неотъемлемой частью процессов самоорганизации, 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.

Принципиальный момент ударно-волновой модели землетрясения состоит в том, что в геологической среде, которая подвержена только литостатической нагрузке ($\sigma\downarrow$), землетрясение возникнуть не может. Только образование в напряженной геологической среде когерентности акустических свойств и возникновение дальнего порядка и, как следствие этого, - возникновение землетрясения, возможно только при векторном сложении литостатической и касательной нагрузок. Более того, должно соблюдаться вполне определенное их соотношение. На Земле возникновение тангенциальных (касательных) напряжений ($\sigma_\tau$) приводит к растеканию литосферы (движению плит), которое может служить своеобразным «переносчиком» напряжений на сравнительно большие расстояния (аналогично тому, как это происходит в гидравлике). Таким образом, в сейсмичности Земли можно выделить цепочку взаимодействующих друг с другом процессов: «возникновение $\sigma_\tau \rightarrow$ течение литосферы $\rightarrow$ смещение литосферных масс $\rightarrow$ возникновение соответствия: $\sigma_\tau + \sigma\downarrow \rightarrow$ землетрясение $\rightarrow$ смещение литосферных масс $\rightarrow$ изменение величины $\sigma_\tau \rightarrow$ течение литосферы и т.д.». В этой цепочке можно выделить два основных элемента: дрейф – течение литосферы и диффузия - перераспределение напряжений при землетрясениях. Сумма этих процессов, взаимодействующих между

собой и приводящих к их взаимному усилению, является необходимым условием для самоорганизации. В соответствии с обоснованным нами принципом минимизации гравитационного потенциала (минимизации высоты геоида), цель самоорганизующихся на Земле процессов подобного типа состоит в приведении зон глубоководных желобов и островных дуг (зон субдукции) к гравитационному (изостатическому) равновесию.

Рассмотрим в качестве примера самоорганизации результаты исследований эффекта миграции сейсмичности вдоль зон субдукции Тихого океана. Остановимся на двух недавних работах (Кузнецов, Кейлис-Борок, 1997; Рундквист и др., 1998), хотя таких исследований много больше. В первой работе авторы выделили цепочку сейсмической активности, начавшейся со второй половины 40-х годов в районе Новой Зеландии - Тонга и мигрирующей вдоль Тихоокеанического пояса по «часовой стрелке» до Южной Америки. Этот этап закончился известным сильнейшим Чилийским землетрясением 1960 г. Сейсмическая активность распространялась, по оценке авторов, со скоростью около 3000 км/год ($v \approx 10$ см/с). Во второй работе рассмотрен более поздний период времени (1963 – 1995 гг.) и выявлена миграция активности сейсмичности Тихоокеанического пояса в обратном (к первой работе) направлении, преимущественно «против часовой стрелки», примерно с такой же скоростью. Характерный размер кластера (сейсмоактивного сегмента) составляет ~ 1000 км ($l \approx 10^8$ см). Зная $v$ и $l$, можно оценить диффузионный параметр сейсмичности $\gamma$ ($\gamma \approx 10^9$ см$^2$/с).

Используем формулу фрактальной размерности $D$: $D = (\alpha/\gamma)\cdot l$ и оценим скорость течения литосферы $\alpha$ (скорость дрейфа): $\alpha \approx D^2\gamma/l$, т.к. $D \approx 1$. Величина $\alpha$ составляет примерно $10^{-7}$ см/с, что соответствует скорости растекания литосферы (до 10 см в год). Приведенная оценка показывает, что сейсмичность Тихоокеанического пояса (составляющая примерно 80 % полной сейсмичности Земли) непосредственно связана с растеканием литосферы (движением плит). Этот вывод тривиален и именно в таком виде он следует из плитной тектоники. В нашей модели он наполнен принципиально другим физическим смыслом. Суть его состоит в том, что на Земле в настоящее время реализуется принцип минимизации гравитационной энергии, происходят самоорганизующиеся процессы переноса и диффузии, направленные на минимизацию высоты геоида в районе островных дуг и зон субдукции. Результатом влияния этих процессов является возникновение пространственных кластеров-фракталов в виде сейсмоактивных зон (сегментов) и сейсмического фликкер-шума, фиксируемого как известный закон Гутенберга-Рихтера. Дрейф сейсмичности сначала по «часовой стрелке», а потом – «против», должен быть связан (по нашей модели) с изменением вектора течения (дрейфа плит). К сожалению, нам неизвестно точно, как изменялась скорость растекания литосферы за последние 50 лет, и поэтому нет возможности убедиться в правомерности (или ошибочности) нашей модели. Однако, можно попытаться получить эту информацию, например, анализируя вертикальные движения земной коры в зонах субдукции и изменения уровня Тихого океана.

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” (рис. 9-5), которая сохранила основную суть и используется сейсмологами до настоящего времени. Эта теория базировалась на хорошо заметной аналогии между структурами разлома, образовавшегося в момент землетрясения в Сан-Франциско в 1908 г., и разлома Сан-Андреас, на котором построен этот город, оказавшийся в 1908 г. практически разрушенным. Суть модели Рейда состояла в том, что трещина, которая привела к разрушению города, распространялась с глубины несколько десятков километров к поверхности Земли и оказалась внешне очень похожей на существовавший здесь разлом Сан-Андреас. Идея Рейда в других случаях сильных землетрясений не нашла такого яркого, как это было в Сан-Франциско, подтверждения. Прошло много лет после того, как Рейд сформулировал свою идею упругой отдачи. За

прошедшие с тех пор годы было высказано много похожих идей, однако, физика землетрясения так и осталась не ясной.

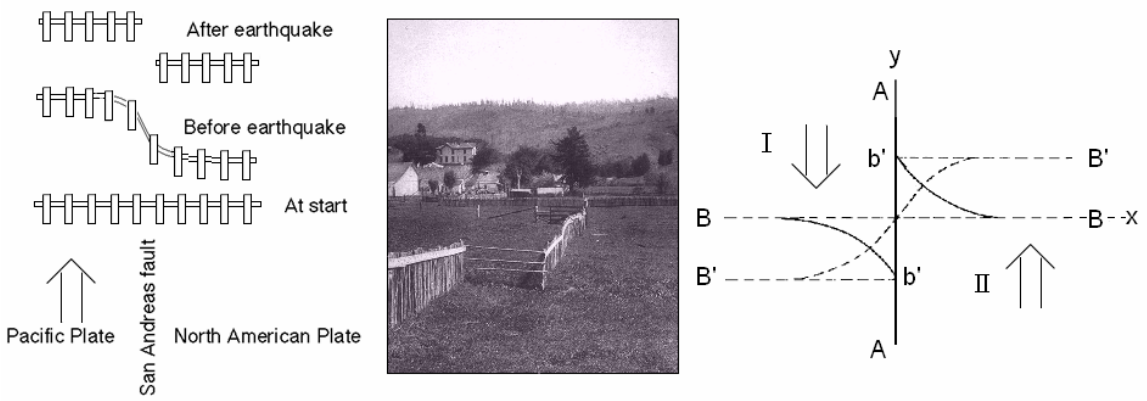


Рис. 9-5. Принцип упругой отдачи Рейда.

***Модели сейсмичности. Модель Барриджа-Кнопова.*** Модель Барриджа-Кнопова (Б-К) (Burridge, Knopoff, 1967), высказанная более 40 лет тому назад с целью объяснить появление повторных ударов землетрясений, в последние годы получила преобладающее над другими идеями развитие. К модели Барриджа-Кнопова проявляют интерес как геофизики (Ito, Matsuzaki, 1990; Brown, Scholz, 1991; Rundle, 1991; Nielsen et al., 1995), так и физики теоретики (Bak et al., 1987; Bak, Tang, 1989; Carlson et al., 1991; Knopoff et al., 1992; Olami et al., 1992; Klein, Rundle, 1993; Christensen, 1993; Ding, Lu, 1993; Sahimi et al., 1993; Carlson et al., 1994). Б-К модель в значительной мере базируется на т.н. идее “прерывистого скольжения” (stick-slip), высказанной Брайсом и Баерли (Б-Б) (Brace, Byerlee, 1966) за год до Б-К. Суть Б-К модели ясна из рис. 16-1 (Brown, et al., 1991), на котором показано, что движущаяся плита соединена с неподвижной плитой посредством *N*-дискретных элементов (блоков), связанных между собой и плитами, посредством “пружин” (реологических параметров). Идею stick-slip 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, как в Б-К модели, то взаимное влияние дискретных элементов (санки, “прыгая”, дергают за собой другие) может приводить к тому, что одновременно в spring-block модели могут “прыгнуть” сразу несколько элементов. Это, по Б-К, и есть “главный удар” землетрясения, в то время как “прыжки” других блоков, это повторные удары, или афтершоки. Модель Б-К исследовалась в лаборатории экспериментально и на компьютере, - численно (Burridge, Knopoff, 1967). В результате было показано, что модель проявляет свойства, присущие экспериментальному закону повторяемости землетрясений Гутенберга-Рихтера. В экспериментах наблюдалось подобие главного удара (main shock), форшоков и афтершоков.

Уравнение движения дискретных элементов в Б-К модели (Burridge, Knopoff, 1967):

$$m_j\, d^2x_j/dt^2 = T_j - T_{j-1} + T_j^* + F_j^*,\ j = 1, 2, \dots, N, \qquad (9.1)$$

где $m_j$ - масса дискретного элемента, $T_j = \mu_j(x_{j+1} - x_j)$ - напряжение в пространстве между двумя элементами: $j+1$ и $j$, $T_j^* = -\lambda_j(x_j - Vt)$ - сила, вызывающая “прыжок” $j$-того элемента, $V$ - его скорость, $\mu_j$, $\lambda_j$ и $m_j$ - положительные константы, $F_j^*$ - функция скорости $dx_j/dt$, в которую входят: сила трения, эффекты излучения и вязкости. Предполагается, что:

$$F_j^* = -E_j(dx_j/dt) + F_j(dx_j/dt), \qquad (9.2)$$

где - $E_j(dx_j/dt)$ - “отвечает” за излучение, а $F_j(dx_j/dt)$ - показывает комбинацию эффектов, связанных с вязкостью и трением.

При экспериментальном изучении поведения образцов горных пород при нагружении внешним давлением было обнаружено, что действующая на образец сила изменяется в зависимости от величины регистрируемого изменения длины образца в “виде пилы”. Б-Б модель нашла геологическое объяснение этим результатам как “прерывистое скольжение” (stick-slip) двух плит друг по другу вдоль разлома при наличии трения (Brown, et al., 1991).

Несмотря на то, что Б-К и Б-Б модели были высказаны еще 30 лет назад, интерес к ним у ученых возрос лишь в последние годы. Это объясняется тем, что наметились определенные успехи в физике нелинейных явлений, в частности, в области т.н. самоорганизующихся систем. Модель Б-К была признана как вполне подходящая основа для отработки этих идей. Кроме этого, в настоящее время принято считать, что эта модель, из всех других, наиболее адекватна землетрясению.

Все Б-К модели базируются на фундаментальном экспериментальном законе Гутенберга-Рихтера, согласно которому число землетрясений $N$ с энергией $E$:

$$N_{(Eo > E)} \sim E^{-B} . \qquad (9.3)$$

***Землетрясения и минимизация гравитационной энергии.*** Рассмотрим результаты работ, посвященных роли сильных землетрясений в изменении гравитационной энергии Земли (Chao, Gross, 1987; Chao, Gross, 1995-a; Chao et al., 1995-b). Авторы считают, что землетрясения, кроме энергии диссипации, выделившейся при разрушении, переносят значительное количество энергии и перераспределяют её между вращением Земли, упругим полем, гравитационным полем и теплом. Авторы вычислили косейсмическое изменение глобальной гравитационной энергии, индуцированной 11015 большими землетрясениями, которые произошли с 1977 по 1993, Чао и Гросс полагают, что землетрясения привели, за это время, к весьма заметному (около $2\times10^{12}$ Вт) уменьшению величины гравитационной энергии Земли. Это значительно больше, чем та доля энергии, которая пошла за это время на увеличение скорости вращения Земли ($6.7\times10^{9}$ Вт) и больше энергии сейсмических волн ($4.7\times10^{9}$ Вт).

Принято считать, что энергия землетрясения идет частично на разрушение, частично на нагрев, частично излучается в виде сейсмической волны. По мнению Чао и Гросса, всё это так, если не учитывать, что Земля самогравитирующая, вращающаяся система. Учет последнего обстоятельства приводит к необходимости принимать во внимание изменение статического поля деформаций Земли. Интегрированное по всему земному шару перераспределение масс, связанное с этим полем смещений, изменяет как момент инерции Земли, и скорость её вращения, так и гравитационное поле, и гравитационную энергию Земли. Изменение гравитационной потенциальной энергии равно работе, выполненной против силы тяжести веществом Земли при смещении $u(r)$:

$$\Delta E = - \int \rho(r)\, u(r)\, g(r)\, dV, \qquad (9.4)$$

где $\rho(r)$ - плотность, $g(r)$ - ускорение силы тяжести, интегрирование выполняется по объему Земли $V$.

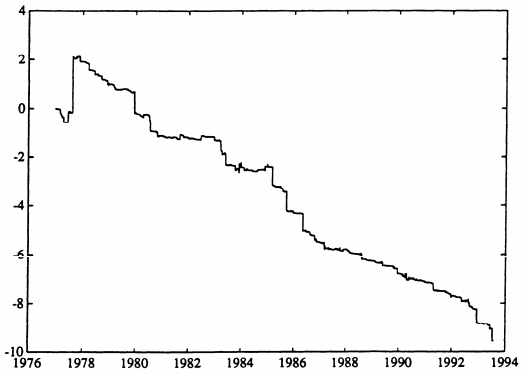


Рис. 9-6-а. Уменьшение кумулятивной гравитационной энергии Земли (в lg-масштабе) индуцированное 11015 землетрясениями в течение 1977 – 1993 г.г. (Chao et al., 1995-а).

Авторы использовали данные Гарвардского каталога о величинах тензора сейсмического момента центроида ряда землетрясений с магнитудой больше 5, произошедших с 1977 по 1993 г.г. Обнаружилось, что землетрясения имеют неслучайное поведение, характеризуемое тенденцией к уменьшению гравитационной энергии Земли (см. рис. 9-6-а). На этом рисунке показано кумулятивное изменение гравитационной энергии, обусловленное 11015 большими землетрясениями. То, что землетрясения стремятся уменьшить гравитационную энергию Земли, подтверждает факт, что именно сила тяжести является их причиной и управляющим механизмом. Чао и Гросс вычислили, пользуясь данными Гарвардского каталога, изменение кумулятивной энергии этих землетрясений в течение этого же периода времени (рис. 9-6-б). Оба рисунка находятся в хорошем согласии, из них видно, что увеличение энергии сейсмических волн землетрясений, за один и тот же промежуток времени, примерно на три порядка меньше, чем убыль гравитационной энергии Земли. Основной вывод авторов состоит в том, что землетрясения «делают» Землю более компактной и, как ни странно, более напряженной.

Оценим порядок величины гравитационной энергии, теряемой Землей благодаря “работе” землетрясений. В год это составляет примерно $10^{27}$ эрг, или, иначе (хотя эта оценка большого смысла не имеет), землетрясениям потребовалось бы примерно $10^{12}$ лет для полной диссипации всей гравитационной энергии Земли. “Потери” гравитационной энергии примерно в 10 раз меньше теплового потока Земли.

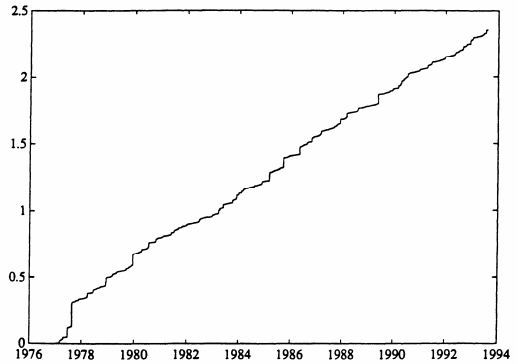


Рис. 9-6-б. Увеличение кумулятивной энергии сейсмических волн индуцированное 11015 землетрясениями в течение 1977 – 1993 г.г. (Chao et al., 1995-а).

***Ансамбль излучающих трещин.*** Идея самоорганизации ансамбля трещин, излучающих звуковой импульс при их раскрытии, была высказана автором (Кузнецов, 1992, Кузнецов, 2001), где изложена только феноменология явления. Ниже рассмотрим теорию

самоорганизации ансамбля раскрывающихся трещин. Суть нашей модели состоит в постулировании возможного механизма когерентного взаимодействия трещин друг с другом путем обмена излучаемых ими акустических волн. Как известно, при раскрытии трещины излучается звуковой импульс акустической эмиссии (АЭ). Этот импульс “несет” определенную долю энергии и, дифрагируя на микротрещине, передает ей энергию, “помогая” раскрыться. Трещина начинает расти и излучает при этом “свой” импульс, который взаимодействует со следующей трещиной и т.д. При этом может наблюдаться эффект лавинного образования трещин, звуковые импульсы которых когерентно складываются, обеспечивая при этом явление усиления звуковой волны (Ishido, Nishizawa, 1984) и возникновение фрактальных структур.

***Образование трещин и фрактальный характер акустической эмиссии.*** Приведем результаты наблюдения процесса образования трещин и связанной с ними акустической эмиссии, возникающей в образце горной породы при постоянной и плавно меняющейся нагрузке (Ishido, Nishizawa, 1984; Kusunose et al., 1991; Lei et al., 1992; Журков и др., 1980). В первых трех из перечисленных работ, испытания проводились на образцах из гранита в виде цилиндра, диаметром 50 мм и высотой 100. В (Ishido, Nishizawa, 1984) образцы нагружались одноаксиальным сжатием величиной 94 МПа. По торцам цилиндра и на его боковых стенках укреплялись ортогонально друг другу датчики, - излучатели и приемники ультразвука: пара датчиков - параллельно оси цилиндра и две пары - перпендикулярно ей. Частота зондирования 500 кГц. В процессе эксперимента измерялись: время прохождения звука от излучателя к приемнику (и вычислялись скорости звука: $v_{11}$, $v_1$ и $v_2$), относительные амплитуды сигнала зондирования ($A_{11}$, $A_1$ и $A_2$) и частота (интенсивность - $I_o$) сигналов акустической эмиссии (АЭ). Авторы показали, что интенсивность акустической эмиссии ($I$), после выдержки образца под постоянным давлением в течение примерно 50 часов, резко возрастает. Синхронно с этим явлением изменяются скорости звука и амплитуды сигналов зондирования: $v_{11}$ и $A_{11}$ - возрастают, а $v_1$, $v_2$ и $A_1$, $A_2$ - уменьшаются. После окончания пика активности АЭ, величины скоростей и амплитуд не восстанавливается до прежнего уровня (характерного для начала пика АЭ).

Несколько ранее аналогичные результаты по исследованию нестационарного характера акустической эмиссии были получены авторами (Журков и др., 1980). Правда, в отличие от работы (Ishido, Nishizawa, 1984), здесь не проводилось измерения скоростей и амплитуд зондирующего звукового сигнала. Скорость образования трещин ($I$), в этой работе, спонтанно возрастала в 10 - 15 раз относительно фонового уровня $I_o$ и затем так же резко убывала. Авторы не нашли убедительного объяснения наблюденному явлению. Они считают маловероятным, чтобы во всем объеме нагруженного образца резко повысилась активность образования трещин. По их мнению, это возможно лишь в некоторой его области, оказавшейся по каким-то причинам в особом положении. Авторы полагают замеченное явление интересным в том плане, что более детальное изучение кинетики развития такого локального разрушения может помочь в выяснении причин появления форшоков и афтершоков, а возможно, и объяснить причину некоторых предвестников землетрясений. Обратим внимание на то, что в обоих экспериментах, в момент усиления интенсивности АЭ ($I$), соблюдалась зависимость: $I_o \sim N$; $I \sim N^2$ , где $N$ - число образовавшихся трещин в ед. времени. Это свойство присуще сверхизлучению Дике.

Работы по исследованию особенностей АЭ в образцах гранита продолжены в (Kusunose et al., 1991; Lei et al., 1992) и др. В этих работах изучалась пространственная и временная структура распределения гипоцентров и механизмы излучения АЭ. Показано, что структура распределения гипоцентров имеет фрактальный характер. По мере увеличения объемного сжатия образца, местоположение гипоцентров АЭ постепенно изменялось: от случайного в начале процесса до объединения гипоцентров в группы (кластеры), на второй стадии, и объединения (нуклеации) их в единый “ансамбль” - на третьей (см. рис. П4-9). Авторы этих работ обнаружили, что в образцах гранита

(изучались два типа гранитов с различными размерами зерен: 2 микрона у “OG”- гранита и 5 микрон, у “IG”) происходит группирование гипоцентров АЭ в пространственно-временные фракталы. Одновременно, по мере увеличения сжатия, меняется размерность фракталов: *d* сначала возрастает, а к третьей стадии - уменьшается (рис. П4-9). Оказалось, что различные граниты имеют на начальном этапе различные величины *d:* чем больше размер зерна, тем меньше размерность фракталов.

Обратим внимание на достоверный экспериментально обнаруженный факт *уменьшения фрактальной размерности по мере увеличения степени организованности структуры.*

**9. 4. Интенсивность землетрясений** (Трухин и др. 2005).

Для изучения землетрясения необходимо определить инструментальным способом его силу, место возникновения и частоту происхождения этих явления в данном месте и преимущественные места их возникновения. Возбуждаемые землетрясением упругие колебания подобно лучу света от прожектора способны осветить детали строения Земли.

Землетрясения различают по интенсивности, происхождению, глубине очага.
Интенсивность землетрясений в России и в большинстве других стран оценивается по 12-бальной шкале. Землетрясение силой в 1 балл не ощущается, а отмечается только приборами. Землетрясение в 12 баллов является сильной катастрофой.
Наблюдаются тяжелые разрушения всех сооружений, изменение русел рек, образование водопадов. Происходят сильные изменения рельефа местности на больших пространствах. На поверхности грунта видны волны, подобные - морским. Иногда наблюдается подбрасывание отдельных предметов.

По происхождению землетрясения бывают тектонические, вулканические, обвальные. По глубинам очагов землетрясения делятся на обыкновенные (< 70 км), промежуточные (70-300 км) и глубокие (300-700 км).

Количественную оценку силы землетрясения можно выразить отношением $\alpha/g$ (коэффициент сотрясения), где $\alpha = 4\pi^2 \; a/T$ – амплитуда ускорения почвы при гармоническом колебании:

$$x = a \sin(2\pi/T)t \; .$$

($a$ — амплитуда смещения почвы); $\alpha$ может быть измерена непосредственно специальными приборами.

Б. Б. Голицын предложил оценивать энергию землетрясения на расстоянии $\Delta$ по формуле:

$$F_\Delta = \frac{E}{2\pi\Delta^2} e^{-k\Delta}, \qquad M = \lg\frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C, \tag{9.5}$$

где $E$ - энергия колебания в очаге, $k$ — эмпирическая константа.
Интенсивность проявления землетрясений на поверхности измеряется в *баллах* и зависит от глубины очага и магнитуды землетрясения, служащей мерой его энергии.

Интенсивность землетрясений оценивается в сейсмических баллах (таблица 1)

| Таблица<br>9.1. **ШКАЛА МЕРКАЛЛИ** | |
|---|---|
| I балл | Не ощущается людьми |
| II балла | Ощущается в спокойной обстановке на верхних этажах зданий. |
| III балла | Ощущается в помещениях; кажется, будто под окнами проезжает легкий грузовик. Качаются висячие предметы |

| | |
|---|---|
| IV балла | Кажется, будто проезжает тяжелый грузовик; звенят оконные стекла, посуда, скрепят двери. |
| V баллов | Ощущается на улице; просыпаются люди, выплескивается из посуды жидкость. |
| VI баллов | Ощущается всеми; испуганные люди выбегают на улицу; трескается штукатурка и кирпичная кладка; сдвигается и переворачивается мебель; лопаются оконные стекла. |
| VII баллов | Трудно стоять на ногах; ощущается водителями движущихся автомобилей; осыпается штукатурка, падают кирпичи, керамическая плитка и т.д.; звенят большие колокола; на поверхности водоемов возникают волны. |
| VIII баллов | Трудно вести автомобиль; падает штукатурка, рушатся некоторые кирпичные стены, дымовые трубы, башни, памятники; обламываются ветки деревьев; в сыром грунте образуются трещины. |
| IX баллов | Общая паника; лопаются каркасы строений и подземные трубы; образуются значительные трещины в грунте и песчаные воронки. |
| X баллов | Рушится большинство кирпичей кладки, каркасных сооружений и фундаментов; серьезные повреждения плотин и насыпей; рушатся мосты; мощные оползни. |
| XI баллов | Серьезная деформация железнодорожных путей; полностью выходят из строя подземные трубопроводы. |
| XII баллов | Практически полное разрушение; нарушение линии горизонта; взлетают в воздух отдельные предметы. |

Сейсмические волны проходят внутри земного шара в тех местах, которые недоступны наблюдению. Все, что они встречают на пути, так или иначе их изменяет. Поэтому анализ сейсмических волн помогает выяснить внутреннее строение Земли.

При помощи сейсмографа можно оценить энергию землетрясения. Слабые землетрясения высвобождают энергию порядка 10 000 кг/м, т.е. достаточную, чтобы поднять груз весом 10 тонн на высоту 1 м. Этот энергетический уровень принимается за ноль, землетрясению, имеющему в 100 раз больше энергии соответствует 1, еще в 100 раз более сильному соответствуют 2 единицы шкалы. Такая шкала называется шкалой Рихтера в честь известного американского сейсмолога из Калифорнии Ч. Рихтера. Число в такой шкале называется магнитудой и обозначается - *М*. В самой шкале верхний предел не предусмотрен, по этой причине шкалу Рихтера называют открытой. В действительности сама Земля создает практический верхний предел. Сильнейшие из зарегистрированных землетрясений имели магнитуду 8,9. Таких землетрясений с начала инструментальных наблюдений зарегистрировано два, оба под океаном. Одно произошло в 1933 у берегов Японии, другое – в 1906 у берегов Эквадора. Таким образом, магнитуда землетрясения характеризует количество энергии, выделяемой очагом во все стороны. Эта величина не зависит ни от глубины очага, ни от расстояния до пункта наблюдения. Сила проявления землетрясения зависит не только от магнитуды, но и от глубины очага (чем ближе очаг к поверхности, тем больше сила его проявления), от качества грунтов (чем более рыхлый и неустойчивый грунт, тем больше сила проявления). Имеет значение, конечно, и качество наземных построек. Сила проявления землетрясения на земной поверхности определяется по шкале Меркалли в баллах. Баллы отмечаются цифрами от I до XII (цифры римские, чтобы не было путаницы с магнитудой).

Под сейсмичностью подразумевается географическое распределение землетрясений, их связь со строением земной поверхности и распределение по энергиям или магнитудам.

***Очаг землетрясения*** - объем геологической среды, где происходят разрывы пород и высвобождение упругих напряжений. Размер области очага и величина сбрасываемых упругих напряжений обусловливает энергию сейсмических волн и магнитуду землетрясения. Так, протяженность очага землетрясения с магнитудой M = 7.0 и более превышает 50 км. Мерой величины очага является также сейсмический момент - произведение модуля сдвига горных пород на площадь разрыва и амплитуду смещения. Место в очаге, в котором начинается разрыв, называется гипоцентром (фокусом) землетрясения, а его проекция на земную поверхность - эпицентром. По типу смещения пород в очаге он может быть охарактеризован как сдвиг, сброс, надвиг или более сложная их комбинация. Очаги, в зависимости от глубины расположения, подразделяются на мелкофокусные - в пределах земной коры до глубины 70 км; промежуточные - в верхней мантии в интервале глубин 70-300 км и глубокофокусные на глубине от 300 до 600-700 км. Последние связаны с зонами субдукции (погружения) литосферных плит в мантию Земли.

Интенсивность в баллах (выражающихся целыми числами без дробей) определяется при обследовании района, в котором произошло землетрясение, или опросе жителей об их ощущениях при отсутствии разрушений, или же расчетами по эмпирически полученным и принятым для данного района формулам. Среди первых сведений о произошедшем землетрясении становится известной именно его магнитуда, а не интенсивность. Магнитуда определяется по сейсмограммам даже на больших расстояниях от эпицентра.

Интенсивность проявления землетрясений на поверхности измеряется в баллах и зависит от глубины очага и магнитуды землетрясения, служащей мерой его энергии. Магнитуда связана с полной энергией землетрясения, но эта зависимость не прямая, а логарифмическая, с увеличением магнитуды на единицу энергия возрастает в 100 раз, т. е. при толчке с магнитудой 6 высвобождается в 100 раз больше энергии, чем при магнитуде 5, и в 10 000 больше, чем при магнитуде 4.

Часто в средствах массовой информации, оповещающих о сейсмических катастрофах, отождествляется шкала магнитуд (Рихтера шкала) и сейсмическая шкала интенсивности, измеряемая в сейсмических баллах, т. к. журналисты, сообщающие о 12 баллах "по шкале Рихтера", путают магнитуду с интенсивностью.

Интенсивность тем больше, чем ближе очаг расположен к поверхности, так, напр., если очаг землетрясения с магнитудой, равной 8, находится на глубине 10 км, то на поверхности интенсивность составит 11-12 баллов; при той же магнитуде, но на глубине 40-50 км воздействие на поверхности уменьшается до 9-10 баллов.

Табл. 9.2. Примерное соотношение магнитуды и бальности в зависимости от глубины очага

| h, км | Магнитуда | | | |
|---|---|---|---|---|
| | 5 | 6 | 7 | 8 |
| 10 | 7 | 8 — 9 | 10 | 11 — 12 |
| 20 | 6 | 7 — 8 | 9 | 10 — 11 |
| 40 | 5 | 6 — 7 | 8 | 9 — 10 |

***Магнитудой землетрясения*** называется его численная характеристика, определяемая по амплитудам сейсмических волн, рождающихся в очаге. Магнитуда для поверхностных волн обозначается как *M*, для объемных волн - *m*. Впервые шкала магнитуд предложена

Рихтером. В дальнейшем она была усовершенствована. Магнитуду можно определить по формуле:

$$M = \lg\frac{a}{T} + f(\Delta, h) + C, \qquad (9.6)$$

где $a$ — амплитуда смещения почвы (в мкм) в поверхностных волнах, $T$ - преобладающий период (в с), $\Delta$ - эпицентральное расстояние, измеряемое углом между радиусами, проведенными из центра Земли через очаг землетрясения и через сейсмическую станцию, $h$ - глубина очага землетрясения. Функция $f(\Delta, h)$ является результатом обработки многочисленных записей и учитывает убывание амплитуды волны с расстоянием. Последний член $C$, - представляет собой «станционную» поправку, учитывающую условия установки регистрирующей аппаратуры. Функция $f(\Delta, h)$ приводит наблюдения к единому эпицентральному расстоянию, для которого можно уже непосредственно сравнивать амплитуды волн. Начало отсчета шкалы выбирается по достаточно малой стандартной амплитуде, которая считается соответствующей землетрясению с магнитудой, равной нулю. Самое сильное землетрясение — это Ассамское (1952 г.), его магнитуда 8,7. Современная аппаратура позволяет регистрировать землетрясения с магнитудой до - 2, - 3 с точностью ± 0,1.

Существует зависимость между магнитудой и полной энергией землетрясения $E$. Величина $a/T$ - служит мерой деформации грунта под действием сейсмической волны. Связь между $E$ и $M$ выражается эмпирической формулой:

$$\lg E = A + BM \qquad (9.7)$$

Коэффициенты $A$ и $B$ определяются сравнением магнитуды с энергией сейсмических волн от землетрясений той же магнитуды. Такое определение $A$ и $B$ связано с тем, что энергия волны в единице объема горной породы пропорциональна квадрату деформации. Если бы землетрясения разной магнитуды возбуждали цуги волн одинаковой формы, то коэффициент $B$ был бы равен 2. На самом деле спектр и длина цуга волн зависят от магнитуды.

По Гутенбергу и Рихтеру уравнение (9.7) записывается так:

$$\lg E = 11,8 + 1,50M \qquad (9.8)$$

или для объемных волн

$$\lg E = 6,5 + 2,3m, \qquad (9.9)$$

где магнитуда объемных волн $m$ равна 2,5 + 0,63$M$.

Если подставить в (9.8) $M$ = 8,7, то для самого сильного землетрясения получим $E = 5 \cdot 10^{24}$ эрг. Это громадная энергия, которая составляет 0,05% от полного количества тепла, теряемого за год всей Землей (~ $10^{28}$ эрг). Отсюда можно сделать вывод, что процессы, определяющие накопление такой большой энергии в очагах, должны определяться основными свойствами мантии, они не могут быть случайными.

Для сравнения укажем, что энергия, выделившаяся при взрыве атомной бомбы в Хиросиме, ~ $10^{20}$ эрг. Однако если взорвать все накопленные к настоящему времени ядерные заряды (Q > 5 • $10^{10}$ т), то это будет равносильно небывалому землетрясению с магнитудой больше чем 11,3: (Q —заряд в килотоннах). Эта формула применима при расчетах подземных ядерных взрывов.

Если подсчитать энергию, выделяющуюся всеми землетрясениями за год, то мы увидим, что наибольшую энергию производит катастрофическое (одно!) землетрясение, остальные добавляют еще 15% от величины 5 • $10^{24}$ эрг для M = 8,7.

Очаги землетрясений, ранжированные по магнитуде $M$, распределены упорядоченно не только по времени (закон Гуттенберга и Рихтера), но и в пространстве (Уломов, 1999). Как оказалось, среднестатистические расстояния $d_M$ (км) между эпицентрами ближайших пар сейсмических очагов размерами $L_M$ (км) и магнитуды $M$ описываются соотношениями:

$$d_M = 10^{(0.6M - 1.94)}; \; L_M = 10^{(0.6M - 2.5)}$$

Величина $d_M$ фактически характеризует средний размер геоблоков, способных генерировать землетрясения магнитудой $M$. Коэффициент 0.6 при $M$ свидетельствует об изменении размеров очагов $L_M$ и соответствующих межэпицентральных расстояний $d_M$ в 2 раза при каждом последовательном шаге в 0.5 единицы магнитуды. Величина $d_M/L_M$ равна 3.63 и не зависит от магнитуды землетрясения. К примеру, для магнитуды $M = 3$, $d_M \approx 700$ м, а $L_M \approx 200$ (см. рис. 1).

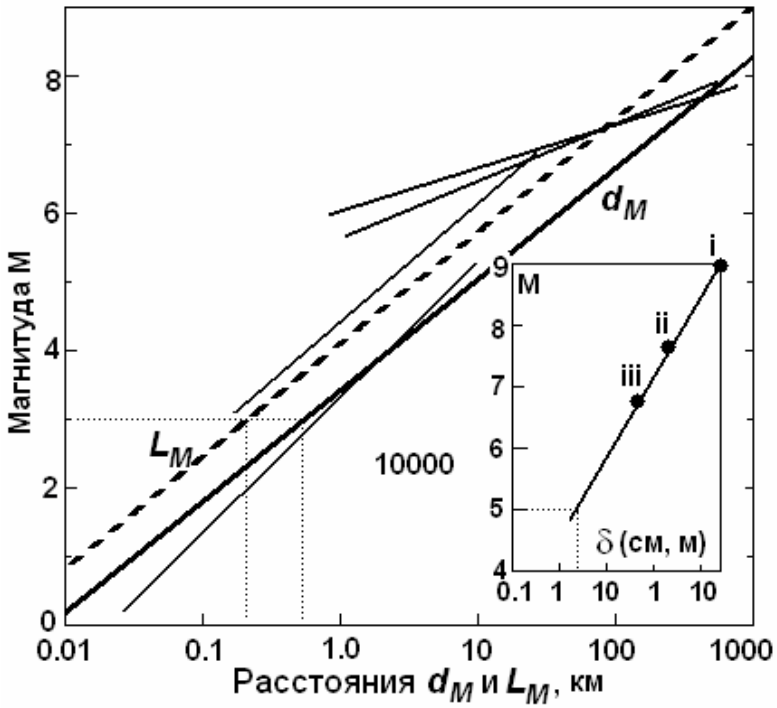


Рис. 9-7-а. Магнитуда землетрясения $M$ – размер геоблока $d_M$, длина разлома $L_M$ (Уломов, 1999). Тонкие линии – данные по длине разломов различных авторов. На врезке: зависимость $M$ – δ. Точки показывают параметры землетрясений на Суматре (i), Алтае (ii) и в Калифорнии (iii).

Многочисленные наблюдения сейсмологов позволили выявить связь между магнитудой землетрясений и длиной разлома (тонкие линии на рис. 1). Для ГУ – длина разлома связана с размером шахты (геоблоком). Согласно (Уломов, 1999), магнитуда $M = 4.7$ соответствует $L_M \approx 2.5$ км, а $d_M \approx 8$ км. Линейный размер очага техногенного землетрясения вполне мог достигать такой величины. Оценим максимально возможные величины $L_M$ и $d_M$ учитывая известные размеры этой шахты. Размеры шахтного поля шахты Распадская: по простиранию - 12,7 км, по падению - 4,3 км, площадь - 54,5 кв.км. (http://premier.gov.ru/visits/ru/11167/info/11170/). Естественно считать максимальный размер шахты – размером геоблока. Согласно рис. 9-7-*а*, при размере геоблока $d_M \approx 13$ км, максимальная магнитуда землетрясения может достигать $M = 5$, длина разлома при этом: $L_M = 3.8$ км. Это очень сильное землетрясение, напомним, что это максимально возможное его значение для шахты размером с Распадскую. Например, для землетрясения магнитудой $M = 6$, $L_M \approx 15$ км, а $d_M \approx 50$-60 км, что явно больше размеров среды, охваченной одной шахтой. В этом случае мы имеем дело уже с тектоническим землетрясением. Ещё один пример. Размер очага одного из самых сильных землетрясений, произошедших 26 декабря 2004 г. вблизи о. Суматра магнитудой $M = 9$, $L_M \approx 1000$ км.

Известно, что в момент землетрясения часть грунта разуплотняется и превышает прежний уровень на величину $\delta$. Оценим связь между $\delta$ и магнитудой $M$ из следующих соображений. По всей вероятности, она должна быть пропорциональна магнитуде

землетрясения $M$, предположим, что $M \sim lg\delta$. Из наблюдений, выполненных на Чуйском землетрясении 2003, $M = 7.5$, $\delta = 100$ см, на Нортриджском землетрясении (Калифорния) 1994: $M = 6.7$, $\delta = 50$ см. Для сравнения: при землетрясении на Суматре (2004) $M = 9$ разуплотнение достигало 20 м. Построим зависимость $M \sim lg\delta$, для трех известных землетрясений (врезка на рис. 7-9-*а*).

***Изучение землетрясений.*** Изучением землетрясений занимается сейсмология. Сейсмические волны, возникающие при землетрясениях, используются также для изучения внутреннего строения Земли, достижения в этой области послужили основой для развития методов сейсмической разведки. Наблюдения за землетрясениями ведутся с древнейших времен. Детальные исторические описания, надежно свидетельствующие о землетрясениях с сер. 1 тыс. до н.э., даны японцами. Большое внимание сейсмичности уделяли и античные ученые – Аристотель и др. Систематические инструментальные наблюдения, начатые во 2-ой пол. 19 в., привели к выделению сейсмологии в самостоятельную науку (Б.Б.Голицын, Э.Вихерт, Б.Гутенберг, А.Мохоровичич, Ф.Омори и др.).

***Длительность землетрясений.*** Продолжительность землетрясений различна, часто число подземных толчков образует рой землетрясений, включающих предшествующие (форшоки) и последующие (афтершоки) толчки. Распределение наиболее сильного толчка (главного землетрясения) внутри *роя* носит случайный характер. Магнитуда сильнейшего афтершока меньше на 1,2 чем у основного толчка, эти афтершоки сопровождаются своими вторичными сериями последующих толчков.

Суматра-Андаманское землетрясение стало не только одним из самых разрушительных, но и одним из самых затянувшихся природных катаклизмов за то время, пока ученые наблюдают за тектоникой планеты.

Международная группа сейсмологов с первого подземного толчка следит за развитием подземной динамики в этом регионе. Они утверждают, что случай Индонезии - уникальный. "Обычно землетрясения небольшой силы длятся не более секунды, толчки средней силы – около нескольких секунд, а Суматру трясло по 500-600 секунд (это почти 10 минут!)", - рассказывает ученый Чарльз Аммон.

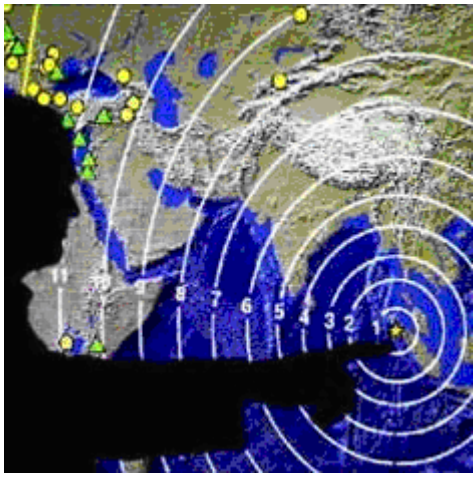


Рис. 9-7-*б*. Землетрясение на Суматре. 26.12.2004 00:58:50.7 UTC.

Профессор Университета Колорадо Роджер Билхам полагает, что "сила землетрясения была эквивалентна 100 гигатоннам взрывчатки!" Он также отмечает аномальную длительность подземных толчков.

Землетрясение, очаг которого находился в центре Индийского Океана, оставило в Земле гигантскую воронку диаметром почти 3 тыс. километров. Во многих местах острова грунт поднялся от 5 до 20 метров.

***Длительность фронта основного удара землетрясения*** составляет около секунды. На рис. 9-8 приведена запись толчка Спитакского землетрясения 7.12.88. Вслед за первым ударом следует ещё более мощный афтершок. Это далеко не единственный случай, например, сильнейший афтершок с M >> 5.8 Ташкентского землетрясения произошел всего через 43 секунды после главного толчка, имевшего магнитуду M = 6.8. Эпицентр главного афтершока находился в 5¸6 километрах к юго-западу от эпицентра главного толчка и имел несколько меньшую глубину очага. В силу этого сейсмические лучи от этого афтершока пришли к строениям заведомо с несколько другой стороны и с другим углом выхода. При этом колебания от афтершока «наложились» на колебания, созданные главным толчком. Основной удар землетрясения в Нортридже 17.01.1994 состоял из трех следующих один за другим перекрывающих по основанию друг друга импульса с общим основанием длительностью 8 секунд. Анализ этих и других импульсов главного удара сильного землетрясения показывает, что фронт импульса не длиннее одной секунды.

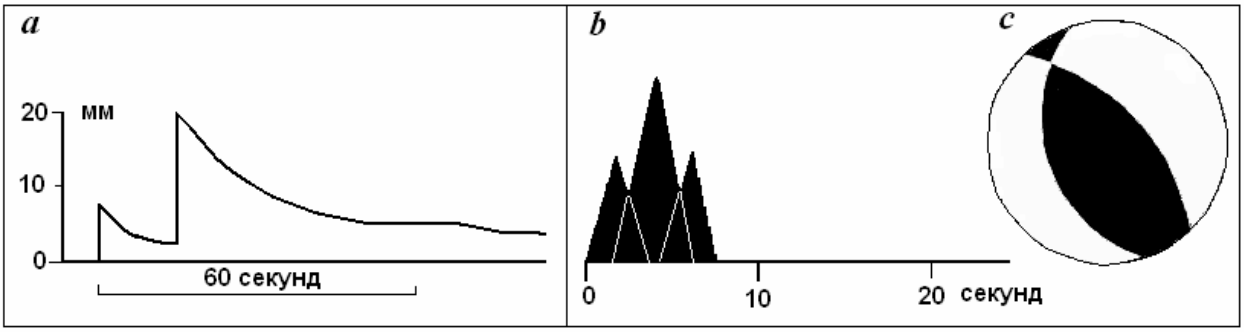


Рис. 9-8. Пример огибающих записей Спитакского землетрясения 7.12.88 с импульсным типом вступлений - *a*. Импульс Нортриджского землетрясения 17.01.1994 – *b*. Диаграмма первых вступлений (стереограмма) Нортриджского землетрясения (Механизм очага strike/dip/slip: 130/42/116) - *c* (Thio, Kanamori, 1996).

***Параметры землетрясений.*** Очаги землетрясений располагаются на глубинах до 700 км, но большая часть (3/4) сейсмической энергии выделяется в очагах, находящихся на глубине до 70 км. Размер очага катастрофических землетрясений может достигать 100 × 1000 км. Его положение и место начала перемещения масс (гипоцентр) определяют путем регистрации сейсмических волн, возникающих при землетрясениях (у слабых землетрясений очаг и гипоцентр совпадают). Проекция гипоцентра на земную поверхность именуется эпицентром. Вокруг него располагается область наибольших разрушений (эпицентральная, или плейстосейстовая, область)

***Диаграммы первых вступлений.*** Механизм очага землетрясения является одним из важнейших параметров, характеризующих сейсмическое событие. В современной сейсмологии он связывается с внезапной подвижкой горных пород, сопровождающейся излучением сейсмических волн по поверхности ослабленной прочности, и отражает одновременно пространственную ориентацию осей главных напряжений, возможных плоскостей разрывов и подвижек в очаге землетрясения.

История изучения механизма очага началась в начале 20-го века, когда профессор Сида из университета г. Киото (Япония) обнаружил, что на станциях, расположенных по разные стороны от эпицентра землетрясения, первые импульсы на сейсмограммах являются разнонаправленными и подчиняются некоторой закономерности. В разных азимутах первые смещения на сейсмограмме показывают либо направленность от очага

(сжатие на станции, или плюс), либо к очагу (растяжение на станции, или минус). Как правило, распределение импульсов противоположного знака позволяет провести две перпендикулярные линии, отделяющие области расширения (растяжения) от областей сжатия (модель двойного диполя). Эти линии получили название нодальных. Более того, достаточно закономерно "ведет себя" и амплитуда первых смещений: чем ближе станция расположена к нодальной линии, тем меньше амплитуда. Таким образом, нодальные линии образуют 4 квадранта, соседние квадранты имеют разные знаки вступлений, а противоположные - одинаковые.

В качестве входной информации используются, главным образом, знаки первых вступлений продольных волн (P). Выделить знаки вступлений поперечных волн (S) на фоне коды P-волн гораздо труднее. Кроме того, при определении механизма очага можно использовать отношения амплитуд разных типов волн (SV/P, SH/P, SV/SH).

Чтобы объяснить наблюдаемое распределение полярности первых вступлений сейсмических волн по азимуту, было предложено несколько теоретических моделей очага с разными системами сил, действующих в точечном источнике. Теория излучения упругих волн точечным источником начала разрабатываться еще в 19-ом столетии (теория упругости Лява); в сейсмологии основы теории сейсмических источников заложил Накано в 1923 г. Основными типами точечных источников являются: сосредоточенная сила, диполи (двойная сила) и центр расширения. Последний тип фактически не применим к тектоническим землетрясениям, т.к. механизм процесса разрушения в очаге представляется скольжением в плоскости разрыва (разлома). Многочисленные работы показали, что источник типа двойного диполя (комбинация двух диполей) с моментом или без момента наилучшим образом удовлетворяет наблюденным данным (рис. 9-9).

При графическом изображении механизма очага землетрясения, последний - представляется сферой единичного радиуса с центром в очаге. Учитывая центральную симметрию принятой теоретической картины излучения, при расчетах используют, как правило, половину фокальной сферы (верхнюю или нижнюю). Все точки, лежащие на верхней или нижней полусфере, проектируются на экваториальную стереографическую проекцию градусной сети шара, проходящую через центр последнего.

Стереограммы механизмов очагов, соответствующие основным типам смещений по разломам показаны на рисунке. Но чаще всего решение механизма очага представляет собой сочетание основных типов (например, сбросо-сдвиг, сдвиго-взброс и т.д.). Очень редко встречаются так называемые взрезы - тип смещений, при которых происходит вертикальное движение блоков друг относительно друга по вертикальной плоскости.

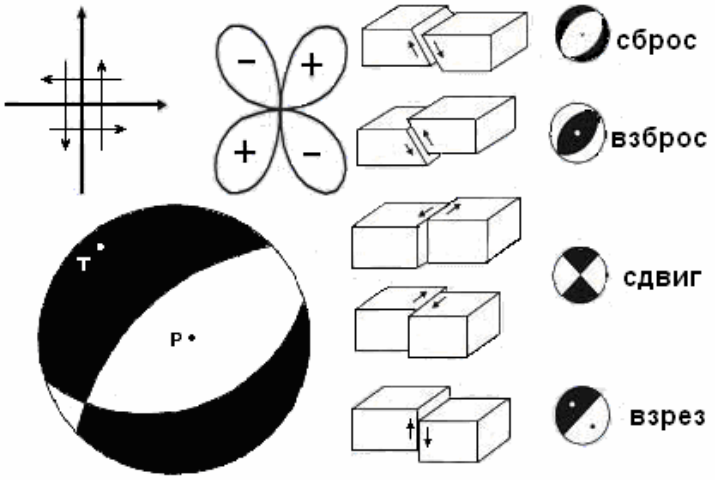


Рис. 9-9. Силовая модель очага землетрясения - двойная пара сил и диаграмма направленности для P-волн. Положение эпицентра и фокальный механизм землетрясения.

Типы смещений по разломам и соответствующие им стереограммы фокальных механизмов.

Помимо нодальных плоскостей механизм очага показывает ориентацию главных осей напряжений растяжения (T) и сжатия (P), под действием которых и происходит подвижка. Поскольку механизм очага оценивается ретроспективно, то ось сжатия P находится в квадранте минусов, а ось растяжения T - в квадранте плюсов. Оси напряжений характеризуются азимутом (AZ) и углом их погружения относительно горизонта (PL). В зависимости от ориентации осей напряжений выделяется несколько режимов напряженного состояния земной коры. При горизонтальном растяжении и вертикальном сжатии создаются условия растяжения, при горизонтальном положении обеих осей - условия сдвига, и при вертикальном растяжении и горизонтальном сжатии наблюдается режим сжатия. Очевидно, что в первом случае доминирующим типом смещения будут являться сбросы, во втором сдвиги и в последнем взбросы (надвиги).

**9. 5. Сейсмографы.**

Принцип действия сейсмических датчиков – сейсмометров, - образующих систему сейсмографа, в которую входят такие узлы - сейсмометр, преобразователь его механического сигнала в электрическое напряжение и регистратор - накопитель информации, основан сразу на первом и третьем законе Ньютона - свойстве масс к инерции и к тяготению. Главным элементом устройства любого сейсмометра является масса, имеющая некий подвес к основанию прибора. В идеале масса не должна иметь каких-либо механических или электромагнитных связей с корпусом. Просто висеть в пространстве! Однако это пока нереализуемо в условиях притяжения Земли. Различают вертикальные и горизонтальные сейсмометры. Во-первых, масса имеет возможность перемещения только в вертикальной плоскости и обычно вывешена с помощью пружины для противодействия силе притяжения Землей. В горизонтальных сейсмометрах масса имеет степень свободы только в горизонтальной плоскости. Положение равновесия массы сохраняется как с помощью гораздо более слабой пружины подвеса (как правило, плоские пластины) и возвращающей силой притяжения Земли, которая сильно ослаблена реакцией почти вертикально расположенной осью подвеса и действует в почти горизонтальной плоскости перемещения массы.

Наиболее древние устройства для фиксации актов землетрясения обнаружены и восстановлены в Китае (Саваренский, Кирнос, 1955). Прибор не имел средств записи, а только помогал определению силы землетрясения и направление на его эпицентр. Такие приборы называются сейсмоскопами. Древний китайский сейсмоскоп относится к 123 г. нашей эры и представляет собой произведение искусства и инженерной техники. Внутри художественно оформленного сосуда находился астатический маятник. Масса такого маятника располагается выше упругого элемента, который поддерживает маятник в вертикальном положении. В сосуде по азимутам расположены пасти драконов, в которых помещены металлические шарики. При сильном землетрясении маятник ударял по шарикам и они сваливались в маленькие сосуды в форме лягушек с открытыми ртами. Естественно, максимальные удары маятника приходились вдоль азимута на очаг землетрясения. По шарикам, обнаруживаемым в лягушках можно было определить, откуда пришли волны землетрясения. Подобные приборы называются сейсмоскопами. Они широко используются и сейчас, давая ценную информацию о сильных землетрясениях в массовых масштабах на большой территории. В Калифорнии (США) размещены тысячи сейсмоскопов с записью астатическими маятниками на сферическом стекле, покрытом сажей. Обычно, видна сложная картина движения острия маятника по стеклу, - в которой можно выделить колебания продольных волн, указывающие направление на очаг. А максимальные амплитуды траекторий записи дают представление о силе землетрясении. Период колебаний маятника и его затухание заданы таким образом,

чтобы моделировать поведение типичных построек и, таким образом, оценивать бальность землетрясений. Бальность землетрясений определяется по внешним характеристикам воздействия колебаний на человека, животных, деревья, типичные здания, мебель, посуду и т.п. Существую разные шкалы бальности. В средствах массовой информации применяется "бальность по шкале Рихтера". Это определение рассчитано на массового жителя и не соответствует научной терминологии. Правильно говорить - магнитуда землетрясения по шкале Рихтера. Она определяется по инструментальным измерениям с помощью сейсмографов и условно обозначает логарифм максимальной скорости записи, отнесенное к очагу землетрясения. Такая величина условно показывает выделившуюся энергию упругих колебаний в очаге землетрясения.

Подобный сейсмоскоп сделал в 1848 году итальянец Каччиаторе, в котором маятник и шарики заменены ртутью. При колебаниях грунта ртуть выливалась в сосуды, расположенные равномерно по азимутам. В России используются сейсмоскопы С.В.Медведева, в Армении разработаны сейсмоскопы АИС А.Г.Назарова, в которых применены несколько маятников, имеющих разные частоты. Они дают возможность грубо получать спектры колебаний, т.е. зависимость амплитуды записей от частот колебаний при землетрясении. Это ценная информация для проектировщиков антисейсмических построек.

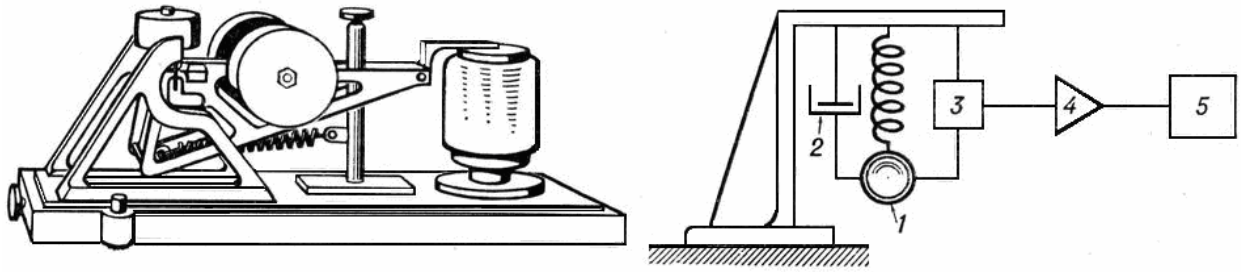


Рис. 9-10. Внешний вид сейсмометра СКМ-3 (слева). Схема сейсмографа: 1 — груз сейсмометра; 2 — демпфер (устройство для гашения собственных колебаний груза); 3 — преобразователь движения груза в электрический сигнал; 4 — фильтр-усилитель; 5 — самописец (справа).

Первый сейсмограф, имевший научное значение, был построен 1879 г. в Японии Юингом. В качестве груза для маятника было чугунное кольцо весом 25 кг, подвешенное на стальной проволоке. Общая длина маятника составила почти 7 метров. За счет длины получен момент инерции в 1156 кг·м$^2$. Относительные перемещения маятника и грунта записывались на закопченном стекле, вращающемся вокруг вертикальной оси. Большой момент инерции способствовал снижению влияния трения острия маятника о стекло. В 1889 г. японский сейсмолог опубликовал описание горизонтального сейсмографа, послужившего прототипом для большого числа сейсмографов. Подобные сейсмографы изготавливались в Германии в 1902-1915 гг. При создании механических сейсмографов задача повышения чувствительности могла быть решена только с помощью увеличительных рычагов Архимеда. Сила трения при записи колебаний преодолевалась за счет огромной массы маятника. Так сейсмограф Вихерта имел маятник с массой 1000 кг. При этом достигалось увеличение всего 200 для периодов записываемых колебаний не выше собственного периода маятника 12 сек. Наибольшей массой обладал вертикальный сейсмограф Вихерта, вес маятника которого был 1300 кг, подвешенный на мощных винтовых пружинах из 8 мм стальной проволоки. Чувствительность составила 200 для периодов сейсмических волн не выше 5 сек. Вихерт был великим изобретателем и конструктором механических сейсмографов и построил несколько разных и остроумных приборов. Запись относительного движения инертной массы маятников и грунта осуществлялась на закопченной бумаге, вращаемой непрерывной лентой часовым механизмом.

Переворот в технике сейсмометрии произвел блестящий ученый в области оптики и математики князь Б.Б.Голицын. Он изобрел способ гальванометрической записи землетрясений, т.о. Россия стала основоположницей в мире сейсмографов с гальванометрической регистрацией. Впервые в мире им разработана теория сейсмографа в 1902 году. Он создал сейсмограф и организовал первые сейсмические станции, на которых были установлены новые приборы. Германия имела опыт производства сейсмографов и первые сейсмометры Голицына были изготовлены там. Однако записывающий аппарат был спроектирован и изготовлен в мастерских Российской Академии Наук в Петербурге. И до сих пор этот аппарат носит все характерные черты первого регистрира. Барабан, на котором закреплялась фотобумага длиной почти 1 м и шириной 28 см, приводился во вращательное движение со смещением при каждом обороте на выбранное и сменяемое согласно задаче наблюдений расстояние вдоль оси барабана. Разделение сейсмометра и средства записи относительных движений инертной массы прибора было настолько прогрессивным и удачным, что подобные сейсмографы получили всемирное признание на многие десятилетия вперед. Б.Б.Голицын выделил следующие преимущества нового способа регистрации:

1. Возможность простым приемом получать большую по тем временам чувствительность .
2. Осуществление регистрации на расстоянии от места установки сейсмометров. Удаленность, сухое помещение, доступность к сейсмическим записям для дальнейшей их обработки придали новое качество процессу сейсмических наблюдений и исключение нежелательных воздействий на сейсмометры со стороны персонала сейсмической станции.
3. Независимость качества записи от *дрейфа* нуля сейсмометров.

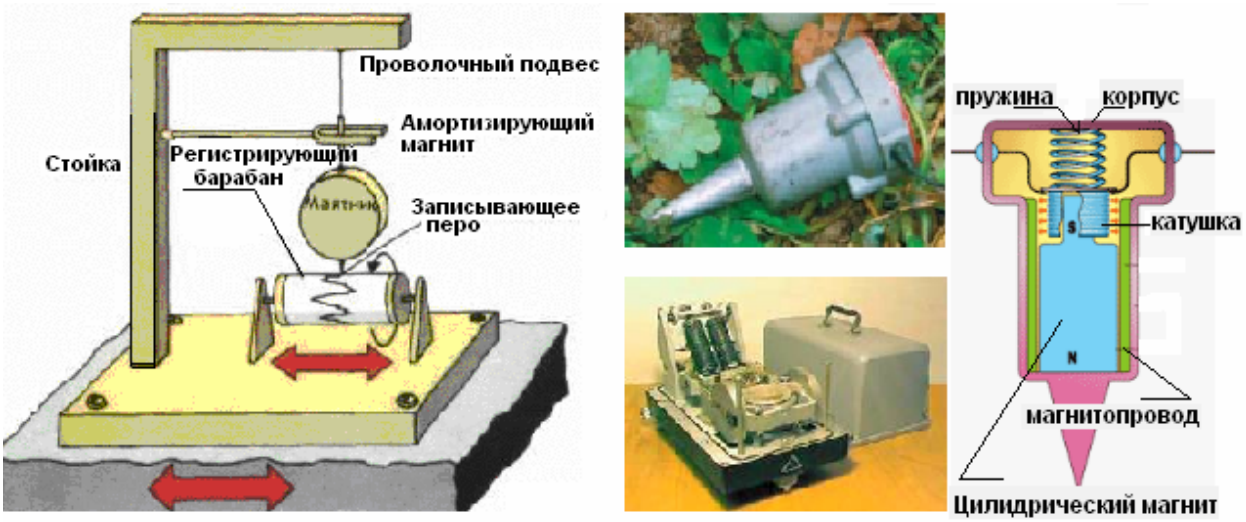


Рис. 9-11. Различные сейсмографы, внешний вид и устройство. Вертикальный сейсмометр установки КСЭШ-Р со снятым корпусом.

Эти главные преимущества и определили на многие десятилетия развитие и использование гальванометрической регистрации во всем мире.

Вес маятника не имел такого значения, как в механических сейсмографах. Было только одно явление, которое надо было учитывать - магнитоэлектрическая реакция рамки гальванометра, находящейся в воздушном зазоре постоянного магнита, на маятник

сейсмометра. Как правило, эта реакция уменьшала затухание маятника, что приводило к возбуждению лишних собственных его колебаний, искажавших волновую картину записываемых волн от землетрясений. Поэтому Б.Б.Голицын использовал массу маятников порядка 20 кг, чтобы пренебречь обратной реакцией гальванометра на сейсмометр.

***Сейсмическая служба*** http://slovari.yandex.ru/dict/bse/article/00069/81200.htm - выполняет комплекс работ по непрерывным наблюдениям за землетрясениями и обработке материалов по стандартным программам и методике. Наблюдения ведутся сетью сейсмических станций. Главная задача сейсмической службы (СС) - систематическое определение основных параметров очагов землетрясений (координаты гипоцентра, время возникновения удара в очаге, энергетическая характеристика и др.). Исходным материалом для обобщения являются сейсмограммы и первичные бюллетени сейсмических станций.

СС осуществляется в ряде стран мира: в России создана Единая система сейсмических наблюдений (ЕССН), в США — Национальная сейсмическая служба (NOS), в Японии — Японское метеорологическое агентство (JMA). Национальные сейсмологические центры обобщают материалы наблюдений сейсмических станций отдельных стран. Для детального изучения сейсмичности организуются региональные СС. Современные тенденции в развитии СС заключаются в создании сети автономных необслуживаемых сейсмических станций, систем группирования с телеметрической передачей информации, регистрации её в цифровом виде и широком обобщении данных с применением ЭВМ. Международная СС ведётся Международным сейсмологическим центром в Великобритании, где обобщаются данные большинства сейсмических станций мира. Первичная информация со станций передаётся в сейсмологический центр в виде данных о времени вступления и амплитудах сейсмических волн в специальном виде. Далее осуществляется обработка сейсмологических данных на ЭВМ. В результате систематически определяются координаты гипоцентра и магнитуда землетрясения.

Данные наблюдений СС используются для изучения сейсмичности и строения Земли, а также процессов в очагах землетрясений.

По мере развития представлений о строении Земли, очагах землетрясений, методов оценки сейсмической опасности задачи СС расширяются (например, вводится систематическое определение дополнительных параметров очагов землетрясений — механизма очага, его размеров и др.). Предполагается составление статистических обобщений о землетрясениях, специальных сейсмологических таблиц об особенностях распространения сейсмических волн и др.

Данные СС публикуются в "Сейсмологических бюллетенях сети опорных сейсмических станций России" (с 1962); "Землетрясениях в СССР" (Ежегодник, с 1964); "Bulletin of the International Seismological Centre" (Edin., с 1967); "The Seismological Bulletin of the Japan Meteorological Agency" (Tokyo, Japan, с 1951).

**9. 6. Сейсмические волны**.

***Функция Грина в динамической теории упругости*** (Аки, Ричадрс. 1983)**.** Для получения математического представления о смещениях, типичных для задач сейсмологии, - получено представление в виде формулы, выражающей смещение (в произвольной точке пространства и времени) через величины, вызвавшие движение. Согласно теореме единственности, таковыми являются объемные силы, напряжения, приложенные к поверхности рассматриваемого упругого тела, или смещения на этой поверхности. В разрывных движениях, связанных с землетрясениями, сейсмический источник сложный: он охватывает конечную часть плоскости разрыва (или конечный объем) и действует в течение конечного времени, и в общем случае ему

соответствуют движения (в очаге) различного направления и величины. Теорема представления — не что иное, как технический прием, при помощи которого смещение от реалистической модели источника синтезируется из смещений, вызванных простейшим из источников, а именно однонаправленным единичным импульсом, точно локализованным в пространстве и времени.

Смещение от такого простого источника - есть функция Грина динамической теории упругости. Если единичный импульс приложен в $x = \xi$ и $t = \tau$ в $n$-ом направлении, то мы обозначаем $i$-ю компоненту смещения в произвольных $(x, t)$ как $G_{in}(x, t; \xi, \tau)$. Очевидно, что эта функция Грина – тензор.

Она зависит от координат приемника и источника и удовлетворяет в $V$ уравнению

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} G_{in} = \delta_{in}\delta(x-\xi)\delta(t-\tau) + \frac{\partial}{\partial x_j}\left( c_{ijkl} \frac{\partial}{\partial x_i} G_{kn} \right) \tag{9.10}$$

В качестве начальных условий принято, что $G(x, t; \xi, \tau)$ и $\partial[G(x, t; \xi, \tau)]/dt$ равны нулю при $t \leq \tau$ и $x \neq \xi$. Чтобы однозначно определить $G$, необходимо только задать граничные условия на $S$; в различных приложениях мы будем использовать набор различных граничных условий.

Если граничные условия не зависят от времени (например, $S$ всегда абсолютно жестко), то начало отсчета времени можно произвольно сдвигать, и мы видим из (9.10), что $G$ зависит от $t$ и $\tau$ только в комбинации $(t - \tau)$. Отсюда

$$G(x, t; \xi, \tau) = \mathbf{G}(x, t - \tau; \xi, 0) = G(x, -\tau; \xi, -t), \tag{9.11}$$

что является соотношением взаимности для времен источника и приемника.

Если $G$ удовлетворяет на $S$ однородным граничным условиям, можно использовать (9.10), чтобы получить важные соотношения взаимности для пространственных положений источника и приемника. Пусть $f$ - единичный импульс, приложенный в $m$-ом направлении в $x = \xi_1$, в момент времени $t = \tau$, и $g$ - единичный импульс, приложенный в $n$-м направлении в $x = \xi_2$ в момент времени $t = -\tau_2$. Тогда

$$u_i = G_{im}(x, t; \xi_1, \tau_1) \quad \text{и} \quad v_i = G_{in}(x, t: \xi_2 \ -\tau_2),$$

так что непосредственно вытекает

$$G_{nm}(\xi_2, \tau + \tau_2; \xi_1, \tau_1) = G_{mn}(\xi_1, \tau - \tau_1; \xi_2, -\tau_1). \tag{9.12}$$

Пусть $\tau_1 = \tau_2 = 0$. Тогда

$$G_{mn}(\xi_2, \tau; \xi_1, \tau_1) = G_{mn}(\xi_1, \tau; \xi_2, 0) \tag{9.13}$$

что указывает на чисто пространственную взаимность. Принимая в (9.13) $\tau = 0$, получаем

$$G_{mn}(\xi_2, \tau; \xi_1, \tau_1) = G_{mn}(\xi_1, -\tau_1; \xi_2, -\tau_2), \tag{9.14}$$

что устанавливает пространственно-временную взаимность.

Практическое вычисление функции Грина динамической теории упругости может быть связано с большими трудностями. Этот вопрос рассматривается для простейших упругих тел (однородных, изотропных, неограниченных), а также для случая больших расстояний между источником и приемником в неоднородных средах.

***Теоремы единственности и взаимности.*** Рассмотрение вопросов единственности (для поля смещений $u$ в теле с объемом $V$ и поверхностью $S$) естественно начать с нескольких общих замечаний о способах определения движений. Мы покажем, что достаточно задать объемные силы внутри $V$ и напряжения по всей $S$, чтобы единственным образом определить поле смещений, возникающих в $V$, относительно заданных начальных условий. Другой возможный способ оценить влияние $S$ на поле смещений состоит в задании граничных условий для самих смещений (на поверхности $S$) вместо напряжений.

Например, $S$ может быть абсолютно жесткой. Может показаться, что напряжение на $S$ и смещение на $S$ — независимые характеристики поля смещений в объеме $V$. Однако это не так, важно осознать, что напряжения на S определяют смещения на $S$, и наоборот.

Смещение $u = u(x, t)$ внутри объема $V$ с поверхностью $S$ однозначно определяется, начиная с момента $t_0$ начальными значениями смещения и скорости частиц в момент $t_0$ в $V$ и значениями на всех временах $t \geq t_0$ следующих величин:
- объемных сил $f$ и тепла $D$ поступающего в $V$;
- напряжений $T$ в любой части $S_1$, поверхности $S$;
- смещений на $S_2$ (оставшейся части $S$, т.е. $S_1 + S_2 = S$) ($S_1$или $S_2$ может совпадать с $S$).

***Теорема взаимности.*** Сформулируем несколько общих соотношений между парой решений для смещений в упругом теле объемом $V$.

Положим, что $u = u(x, t)$ — одно из этих полей смещений, вызванное объемными силами $f$, граничными условиями на $S$ и начальными условиями в момент $t = 0$. Пусть $v = v(x, t)$ - другое поле смещений, порожденное объемными силами $g$ при граничных условиях на $S$ и начальных условиях при $t = 0$, в общем отличных от условий для $u$. Чтобы различить напряжения на поверхностях, нормальных к $n$ в этих двух случаях, мы будем использовать обозначения $T(u, n)$ для напряжений при смещениях $u$ и, аналогичным образом, $T(v, n)$ для напряжений при смещениях $v$.

Если существует такой момент $\tau_0$, до которого $u$ и $v$ равняются нулю по всему $V$ (и, следовательно, $du/dt = dv/dt = 0$ при $\tau \leq \tau_0$) то свертка

$$\int_{-x}^{x} \rho\{\ddot{u}(t)\cdot v(\tau - t) - u(t)\cdot v(\tau - t)\}dt\,, \tag{9.15}$$

равна нулю.

***Теорема Ламе.*** Если поле смещений $u = u(x, t)$ удовлетворяет условию:

$$\rho\ddot{u} = f + (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla\cdot u) - \mu\nabla\times(\nabla\times u) \tag{9.16}$$

И если объемная сила и начальные значения $du/dt$ и $u$ выражаются через потенциалы Гельмгольца как:

$$f = \nabla\Phi + \nabla\times\Psi; \dot{u}(x,0) = \nabla\times B; u(x,0) = \nabla C + \nabla\times D, \tag{9.17}$$

с нулевыми $\nabla\cdot\Psi.\nabla\cdot B.\nabla\cdot D$,
то существуют потенциалы φ и ψ для u, обладающие следующими четырьмя свойствами:

$$1)\ u = \nabla\varphi + \nabla\times\psi; \tag{9.18}$$

$$2)\ \nabla\cdot\psi = 0; \tag{9.19}$$

$$3)\ \ddot{\varphi} = \frac{\Phi}{\rho} + \alpha^2\nabla^2\varphi \quad \left(\alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho}\right); \tag{9.20}$$

$$4)\ \ddot{\psi} = \frac{\Psi}{\rho} + \beta^2\nabla^2\psi \quad \left(\beta^2 = \frac{\mu}{\rho}\right). \tag{9.21}$$

($\nabla\varphi$ и $\nabla\times\psi$ называются соответственно $P$ и $S$- компонентами $u$.

***Свойства P-волны в дальней зоне.*** Введем понятие P-волны в дальней зоне, для которой смещение $u^P$ в виде:

$$u_i^P(x,t) = \frac{1}{4\pi\rho\alpha^2}\gamma_i\gamma_j\frac{1}{r}X_o\left(t - \frac{r}{\alpha}\right). \tag{9.22}$$

Тогда вдоль данного направления $\gamma$ от источника эта волна:

1) затухает как $r^{-1}$;

2) имеет форму колебания, зависящую от пространствнно-временной комбинации $t - r/\alpha$, и, следовательно, распространяется со скоростью $\alpha$. Для $t = 0$ $r/\alpha$ - время прихода P-волны в $r$;

3) имеет амплитуду смещения, пропорциональную приложенной силе в задержанный момент времени;

4) направление смещения $u^P$ в x параллельно направлению $\gamma$ от источника.

***Свойства S-волны в дальней зоне.*** Волна S в дальней зоне несёт смещение $u^S$ вида:

$$u_i^S(x,t) = \frac{1}{4\pi\rho\beta^2}(\delta_{ij} - \gamma_i\gamma_j)\frac{1}{r}X_o\left(t - \frac{r}{\beta}\right). \qquad (9.23)$$

Вдоль единичного вектора $\gamma$, направленного от источника к приемнику, эта волна:

1) затухает как $r^{-1}$;

2) имеет время прихода S-волны в $r$; равное $r/\beta$ и распространяется со скоростью $\beta$.

3) имеет амплитуду смещения, пропорциональную приложенной силе в задержанный момент времени;

4) направление смещения $u^S$ в x перпендикулярное направлению $\gamma$ от источника. Следовательно, в дальней зоне S-волна – *поперечная волна,* поскольку направление движения частиц в ней нормально направлению распространения.

Диаграммы излучения и приведены на рис. 9-12.

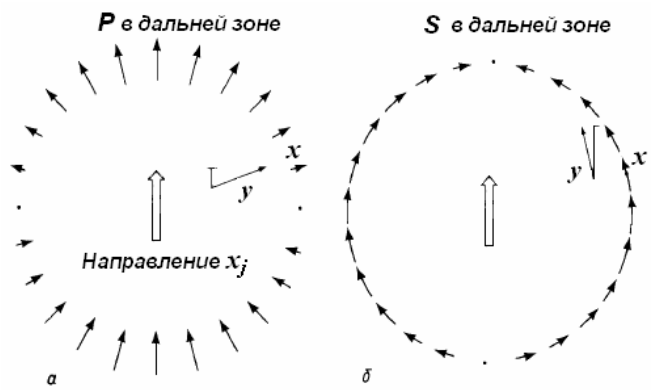


Рис. 9-12. Диаграммы направленности излучения волн P и S в дальней зоне точечной силой, действующей в направлении $x_j$.

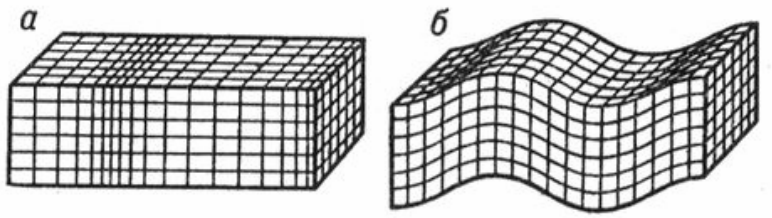


Рис. 9-13. Характер движения частиц в волнах P (*а*) и S (*б*).

***Годограф сейсмических волн.*** Годографом сейсмической волны называется график зависимости времени пробега волны от источника до приемника волны (регистрирующего устройства) от эпицентрального расстояния. Эпицентральное расстояние - это угол с вершиной в центре шара, которым изображается Земля, а сторонами этого угла являются радиус-векторы источника и приемника.

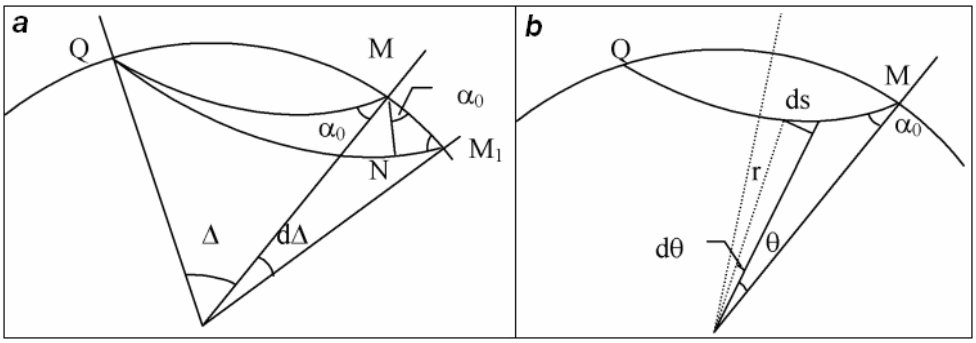

Рис. 9-14. Схемы сейсмических лучей.

Из закона Снелиуса следует, что сейсмический луч, направленный внутрь Земли, будет отклоняться от нормали к сферическому пласту, так как с увеличением глубины скорость упругих колебаний, за редким исключением, увеличивается. Поэтому сейсмический луч, который вышел из точки Q на поверхности Земли, погрузившись на некоторую глубину, снова выйдет на поверхность в точке M, где установлен сейсмоприемник (сейсмостанция). Другой луч из той же точки, почти совпадающий с первым, выйдет на поверхности в точке $M_1$ (рис.9-14-а).

Опустим перпендикуляр из точки M на второй луч. Точку пересечения этого перпендикуляра с траекторией второго луча обозначим через N. Точки M, N, $M_1$ образуют треугольник. Примем за основание этого треугольника сторону N $M_1$. Угол при вершине обозначим через $\alpha_o$ - это угол падения первого луча на поверхность раздела, в частности, на поверхность Земли. Тогда увеличение пути второго луча по отношению к первому, будет равно $NM_1 = MM_1 \sin \alpha_o$. Пусть время, которое необходимо, чтобы волна достигла точки M равно $T(\Delta)$, а точки $M_1$ – соответственно $T(\Delta + d\Delta)$, где $d\Delta$ - приращение эпицентрального расстояния, равное $MM_1/r_o$

Следовательно, $dT(\Delta) = T(\Delta + d\Delta) - T(\Delta) \approx \dfrac{NM_1}{v_o} \sin\alpha_o = \dfrac{r_o \sin\alpha_o}{v_o} d\Delta$.

Отсюда следует:

$$\frac{dT(\Delta)}{d\Delta} = \frac{r_o \sin\alpha_o}{v_o} \quad . \qquad (9.24)$$

В полученной формуле индекс "0" означает, что соответствующие величины относятся к приповерхностному слою на выходе сейсмического луча. Однако, можно показать, что величина приведенного отношения не изменяется вдоль всей траектории луча, он является параметром луча $p = \dfrac{r \sin\alpha}{v}$. Остается выяснить, каким образом с помощью параметра луча, который можно получить из годографа, определить изменение скорости в зависимости от радиус-вектора $\vec{r}$ .

Обозначим изменение эпицентрального расстояния от текущей точки до точки M через θ, тогда элементарную длину дуги на траектории луча можно определить из выражения $ds^2 = dr^2 + (rd\theta)^2$, которое следует из элементарного треугольника, изображенного на рис. 9-14. Но $rd\theta = ds \sin\alpha$, поэтому $ds = rd\theta/\sin\alpha$. Выразим sinα через параметр луча $\sin\alpha = vp/r$. Теперь $ds = (r^2/vp)d\theta$. Введем обозначение: $\eta = r/v(r)$ .

Теперь полученное выражение будет выглядеть так: $ds = r\dfrac{\eta}{p} d\theta$. Следовательно, $\left(r\dfrac{\eta}{p} d\theta\right)^2 = dr^2 + (rd\theta)^2$. С помощью элементарных преобразований приходим к выражению $dr = \sqrt{\dfrac{\eta^2}{p^2} - 1} rd\theta$. Следовательно, $d\theta = \dfrac{pdr}{r\sqrt{\eta^2 - p^2}}$. Чтобы получить

эпицентральное расстояние нужно проинтегрировать полученное выражение по r от точки, где расстояние текущей точки на траектории луча находится на наименьшем расстоянии от центра сферы до точки на поверхности (точка выхода луча), а результат удвоить. Такая простая схема возникает лишь при гипотезе о сферически симметричной Земле, так как только в этом случае самая глубокая точка траектории делит ее пополам.
Итак,

$$\Delta = 2\int_{r_{\min}}^{r_0} \frac{pdr}{r\sqrt{\eta^2 - p^2}}. \qquad (9.25)$$

Мы получили интегральное уравнение относительно функции $\eta(r)$, с помощью которой легко определяется и скорость сейсмической волны: $v(r) = r/\eta(r)$.
Один из примеров годографа приведен на рис.9-15.

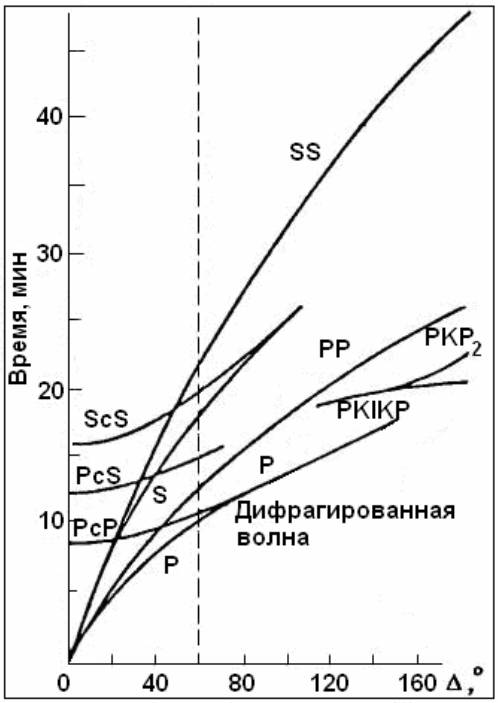


Рис. 9-15. Сейсмический годограф.

***Деформации и напряжения в сплошной среде. Модули упругости.*** В изотропной среде упругие свойства не зависят от направления. Количество упругих модулей уменьшается до двух $\lambda$ и $\mu$ - называемых коэффициентами Ламэ. В этом простейшем случае компоненты напряжений выражаются через компоненты деформаций следующим образом:

$$\begin{aligned} \sigma_x &= \lambda\Theta + 2\mu\gamma_{xx}; \tau_{xy} = \mu\gamma_{xy}; \\ \sigma_y &= \lambda\Theta + 2\mu\gamma_{yy}; \tau_{xz} = \mu\gamma_{xz}; \\ \sigma_z &= \lambda\Theta + 2\mu\gamma_{zz}; \tau_{yz} = \mu\gamma_{xz}; \end{aligned} \qquad (9.26)$$

где $\Theta = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z}$ - дилатация.

В различных задачах оперируют с пятью различными модулями упругости для изотропной среды, включая $\lambda$ и $\mu$, из которых только два являются независимыми.

1. Модуль Юнга ($E$), определяющий связь между нормальным напряжением и продольной деформацией в стержне.

2. Коэффициент Пуассона ($\sigma$) – значение отношения поперечной и продольной деформаций стержня при его продольном растяжении или сжатии.

3. Модуль всестороннего (объемного) сжатия ($K$) характеризует связь между объемной деформацией (дилатацией) и величиной равномерного всестороннего давления, т.е. суммой нормальных напряжений.

4. Модуль сдвига ($\mu$) характеризует связь между деформацией скошения прямого угла, например, $\gamma_{xy}$ и касательным напряжением $\tau_{xy}$.

5. Модуль $\lambda$ - коэффициент при дилатации в уравнении связи между деформациями сжатия-расширения и нормальными напряжениями. В жидких и газообразных средах, где отсутствуют сдвиговые деформации ($\mu = 0$), модуль $\lambda$ численно равен модулю объемного сжатия $K$.

Ниже приводятся основные зависимости между указанными модулями для изотропной среды:

$$K = \frac{1}{3}\cdot\frac{E}{1-2\sigma} = \frac{2\mu(1+\sigma)}{3(1-2\sigma)} = \lambda + \frac{2}{3}\mu;$$
$$\mu = \frac{1}{2}\cdot\frac{E}{1+\sigma} = \frac{3K(1-2\sigma)}{2(1+\sigma)} = \frac{3}{2}(K-\lambda) = \frac{\lambda(1-2\sigma)}{2\sigma}; \qquad (9.27)$$
$$\lambda = \frac{\sigma E}{(1+\sigma)(1-2\sigma)} = \frac{3K\sigma}{1+\sigma} = K - \frac{2}{3}\mu = \frac{2\sigma\mu}{1-2\sigma}.$$

Отсюда нетрудно найти выражение $E$ и $\sigma$ через любую пару других параметров.

***Волны в однородной безграничной среде***. Обозначим через $X$, $Y$, $Z$ составляющие внешних массовых сил, действующих на элемент объема $\delta V$, через $j_x$, $j_y$, $j_z$ – проекции полного ускорения центра тяжести элемента $\delta V$ по осям координат, вызванного силами инерции. Силы, согласно принципу Даламбера, пропорциональны ускорениям, т.е. вторым производным компонент смещений во времени.

Элемент объема находится в равновесии, которое для любых полей напряжений в случае изотропной среды записываются в виде:

$$(\lambda+\mu)\frac{\partial\Theta}{\partial x} + \mu\nabla^2 u + \rho X = \rho\frac{\partial^2 u}{\partial t^2};$$
$$(\lambda+\mu)\frac{\partial\Theta}{\partial y} + \mu\nabla^2 v + \rho Y = \rho\frac{\partial^2 v}{\partial t^2}; \qquad (9.28)$$
$$(\lambda+\mu)\frac{\partial\Theta}{\partial z} + \mu\nabla^2 w + \rho Z = \rho\frac{\partial^2 w}{\partial t^2}.$$

$\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$ - оператор Лапласа.

При отсутствии внешних сил, т.е. когда действуют только силы инерции, возникающие в процессе установившихся колебательных движений, в этих уравнениях следует положить $X = Y = Z = 0$. В этом случае путем формальных преобразований можно получить два фундаментальных уравнения:

$$\frac{1}{\sqrt{2}}(\sigma \geq 0).$$

Где составляющие вектора $rot\vec{u} = \vec{\omega}$ определяются выражениями

$$\omega_x = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial y}\right); \omega_y = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x}\right); \omega_z = \frac{1}{2}\left(\frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y}\right); \qquad (9.29)$$

Из системы уравнений непосредственно следуют уравнения:

$$\nabla^2\vec{u} = \frac{1}{v_P{}^2}\frac{\partial^2\vec{u}}{\partial t^2};$$
$$\nabla^2\vec{u} = \frac{1}{v_S{}^2}\frac{\partial^2\vec{u}}{\partial t^2}. \qquad (3.30)$$

Первое из уравнений описывает распространение продольных (компрессионных), второе – поперечных (сдвиговых) волн. Скорости $v_P$ и $v_S$ выражаются через упругие параметры и плотность, т.е.

$$v_P = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}}; v_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}. \qquad (9.31)$$

Отношение их зависит только от коэффициента Пуассона:

$$\frac{v_S}{v_P} = \gamma = \sqrt{\frac{(1-2\sigma)}{2(1-\sigma)}}. \qquad (9.32)$$

Отсюда следует, что в сплошной среде, для которой выполняется закон Гука, $\frac{v_S}{v_P}$ не может быть больше $\frac{1}{\sqrt{2}}(\sigma \geq 0)$.

В совокупности продольные и поперечные волны, вызванные массовыми силами, называются объемными волнами.

***Особенности распространения сейсмических волн*** (Пузырев, 1997)**.** В однородном полупространстве, кроме объемных продольных и поперечных, могут существовать поверхностные волны Рэлея, распространяющиеся вдоль свободной границы. Амплитуда их быстро убывает по мере удаления от свободной границы. При наблюдениях на поверхности однородной среды амплитуды волн Рэлея убывают с расстоянием по закону $r^{-1/2}$, т.е. медленнее, чем объемных P- и S-волн.

Поверхностные волны Рэлея имеют эллиптическую поляризацию, при этом вертикальная компонента по абсолютной величине всегда больше горизонтальной. Кроме того, горизонтальная компонента значительно быстрее убывает с глубиной и при некоторых значениях глубин ($z \approx 0.2\ \lambda s$) обращается в нуль. При $z > 0.2\ \lambda s$ направление движения частиц по эллипсу изменяется на противоположное. Необходимо отметить, что в однородном полупространстве волна Рэлея не обладает дисперсией, т.е. фазовые и групповые скорости не зависят от частоты и равны друг другу. Скорость распространения волны Рэлея $V_R$ всегда ниже скорости $V_S$.

Отражение и преломление упругих волн подчиняется законам геометрической оптики, в частности, закону Снеллиуса. Распространение сейсмических волн в горных породах представляет собой сложный процесс, характеризуемый рядом параметров: динамических и кинематических. К кинематическим параметрам относится изучение фронтов и лучей, что связано со временем распространения волн. К динамическим, – амплитуда и энергия, форма импульса и спектральные особенности, пространственная поляризация и особенности интерференции. Такие характеристики среды, как глубины и формы залегания сейсмических границ, величины скоростей распространения волн и т.д., находятся на основе изучения времен вступления импульсов, которые измеряются с более высокой точностью, чем, например, амплитуды смещения почвы.

В изотропной неоднородной среде лучи всегда перпендикулярны фронтам волн, поэтому, зная конфигурацию лучей, можно однозначно определить распределение фронтов.

Приведем некоторые данные о скоростях распространения сейсмических волн. Согласно формулам 9.31, скорости $V_P$ и $V_S$ обратно пропорциональны корню квадратному из плотности. В действительности, как показывают многочисленные измерения, для

горных пород имеет место противоположная зависимость (рис. 9-16) – с увеличением плотности скорость растет. Это связано с тем, что с уплотнением породы за счет горного давления, существенно возрастают модули упругости ($E$, $K$, $\mu$).

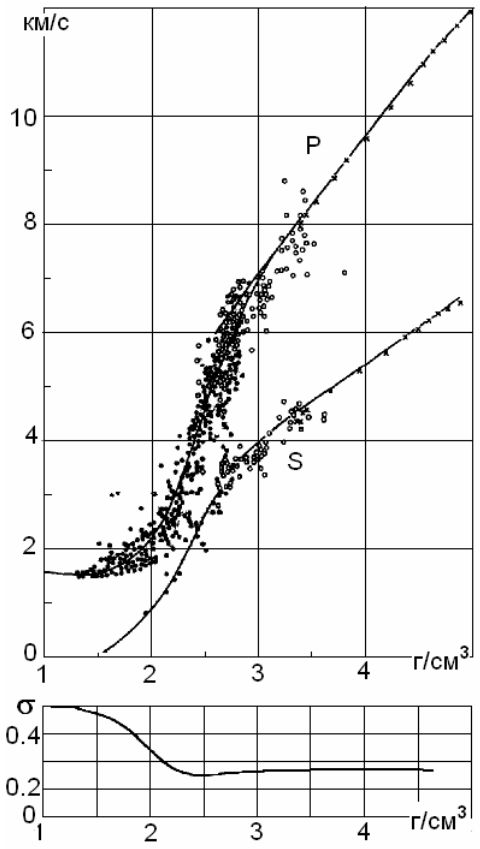


Рис. 9-16. Зависимость между плотностью и скоростями $V$p и $V$s, а также коэффициентом Пуассона $\sigma$ для различных горных пород (Пузырев, 1997).

В реальных геологических средах, как, впрочем, и в любых твердых телах, амплитуда плоских волн уменьшается с расстоянием за счет необратимых тепловых потерь и диффузного рассеяния на мелких неоднородностях. При этом отдельные спектральные составляющие импульса затухают по-разному, т.е. имеет место дисперсия волн. Высокочастотные компоненты затухают существенно сильнее, чем низкочастотные. В связи с этим, в импульсе, по мере его распространения во всё возрастающей степени будут преобладать низкие частоты.

Затухание сейсмических импульсов с расстоянием, не связанное с явлением отражения и преломления на границах, т.е. собственно поглощение, вводится в виде: exp $[-\alpha(f)r]$, где $\alpha$ - коэффициент поглощения, зависящий от частоты $f$, $r$ – расстояние, пробегаемое волной.

Экспериментальные исследования показывают, что в широком диапазоне частот коэффициент поглощения линейно зависит от частоты. На рис. 9-17 приведены результаты измерений поглощения продольных сейсмических волн в горных породах по данным сейсмологии (-2 - -1), сейсморазведки (0 – 2), акустического каротажа и лабораторных измерений (4 - 7).

Наряду с коэффициентом $\alpha$, имеющим размерность м-1, вводится безразмерный параметр поглощения, получивший название добротности. Связь между $\alpha$ и Q выражается формулой: $Q = \pi f/V\alpha = \pi/\lambda\alpha$. Предполагается, что добротность Q в первом приближении не зависит от частоты, т.к. уже учитывается линейная аппроксимация $\alpha(f)$.

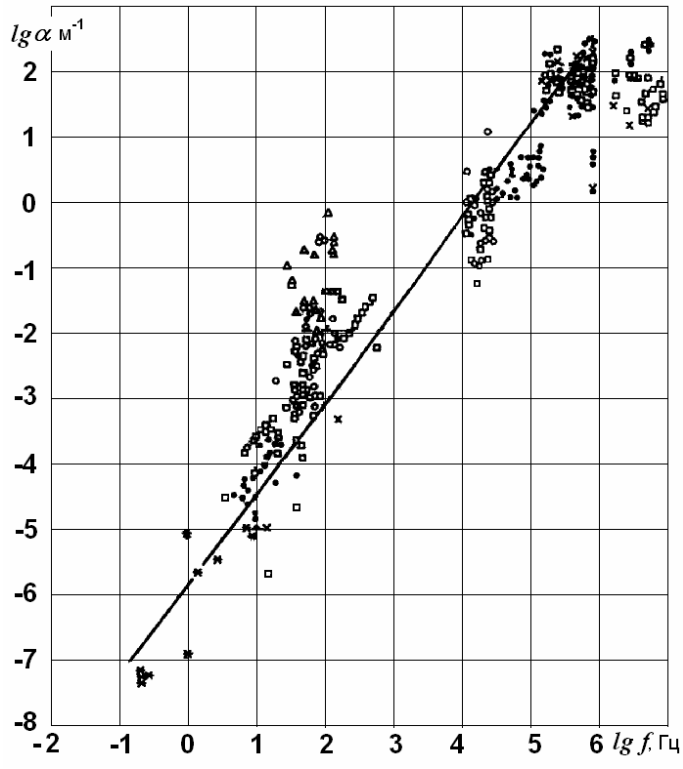


Рис. 9-17. Зависимость коэффициентов поглощения от частоты волны для пород различного литологического состава (Пузырев, 1997).

**9. 7.** ***Сейсмологическая модель Земли*** (Пантелеев, 2001).

Сильное землетрясение порождает объемные волны, которые пронизывают тело планеты, как бы освещая его изнутри. Подобно лучу света сейсмический луч подчиняется законам оптической оптики, законам отражения и преломления. Однако сейсмические лучи в теле планеты не прямые линии, а искривляются в зависимости от скорости распространения, то есть от упругих свойств пород, из которых сложена Земля.

Для идентификации траекторий сейсмических лучей применяются следующие обозначения:

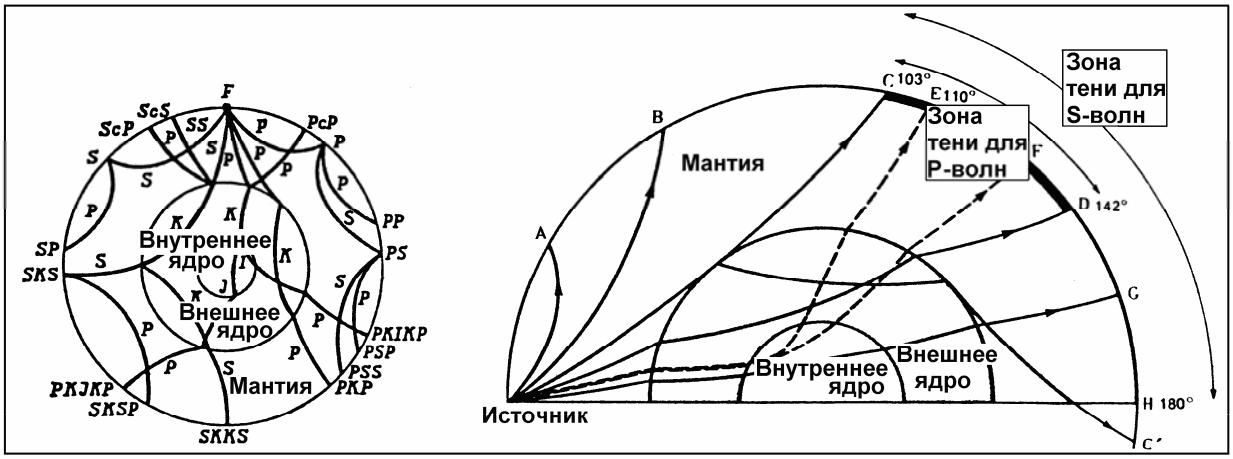


Рис. 9-18. Траектории сейсмических волн (и их обозначения), распространяющихся внутри Земли от источника F; Выбранные лучи P-волн.

P - продольная волна,
S - поперечная волна,
c - волна, отраженная от внешнего ядра,
K - волна, прошедшая через внешнее ядро,
i - отраженная от внутреннего ядра волна,
I - продольная волна, прошедшая через внутреннее ядро,
J- поперечная волна, прошедшая через внутреннее ядро.

Например, обозначение волны PKiKP говорит о том, что данная продольная волна прошла через внешнее, жидкое ядро, отразилась от внутреннего ядра, затем снова прошла через жидкое ядро и вышла как продольная волна. При пересечении поверхности раздела или отражении от нее тип волны может поменяться: из продольной она может стать поперечной и наоборот. Возможны варианты: SS, SP, PcS и т.д.

Ядро Земли впервые сейсмологи обнаружили в 1906 году, а Гутенбергу в 1914 году удалось определить глубину его залегания (2885 км). Граница раздела внешнего ядра характерна тем, что на ней резко падает скорость продольной волны от 13,6 км/с до 8,1 км/с. Поперечная волна вообще через внешнее ядро не проходит, что говорит о том, что оно жидкое. Твердое, внутреннее ядро обнаружила Леман (Дания) в 1936 году. Она показала, что оно расположено на глубине приблизительно равной 5000 км.

В 1909 году югославский ученый Мохоровичич обнаружил резкое возрастание скоростей сейсмических волн на глубине около 35 км. Эту границу стали считать границей земной коры или границей Мохо. В океане она расположена ближе к поверхности земли на глубине 10-15 км и даже ближе, в горных районах, наоборот, уходит вглубь до 50-80 км.

В современном представлении Земля - это сложный многослойный объект. Каждый из слоев имеет также достаточно сложную структуру, которая изучается различными геофизическими методами (сейсмическими, магнитными, гравитационными и др.). Остановимся на одной, наиболее распространенной модели Земли. Это - модель Буллена.

Модель строения Земли Буллена

| Зона | наименование слоя | глубина (км) | плотность (г/см$^3$) |
|---|---|---|---|
| A | кора | 35 | 3,2 |
| B | силикаты | 400 | 3,5 |
| C | фазовые переходы | 900 | 4,0 |
| D | нижняя мантия | 2700 | 5,0 |
| D' | переходная зона | 2883 | |
| E | внешнее ядро | 4980 | 10-11 |
| F | переходная зона | 5120 | |
| G | внутреннее ядро | 6371 | 12 |

Зоны B и C образуют так называемую *верхнюю мантию*, а зона D - нижнюю мантию. Мантия Земли состоит из силикатных пород. По мере увеличения давления и температуры в веществе происходят фазовые переходы: определенные виды пород из

твердой фазы переходят в жидкую. Такие фазовые переходы отмечены в зоне C и в зоне D'. Принято считать, что металл находящийся в Земле в момент её образования, выплавляется и внешнее ядро (зона E) целиком состоит из расплавленного металла. Через эту зону поперечные волны не проходят, так как модуль сдвига равен нулю. В переходной зоне F жидкая фаза металла переход в твердую фазу и внутреннее ядро состоит из твердого металла с плотностью 12. При этом предполагается что если изменить физические условия и поместить этот металл в условия "нормальной" температуры и давления, то его плотность окажется равной 7.

70 лет тому назад Инге Леман (Lehman, 1936) открыла внутреннее ядро Земли. В своей статье, посвященной этому событию, она писала о необходимости использования *новых свойств материи* при описании самых глубинных частей нашей планеты. Что изменилось во взглядах на природу внутреннего ядра за эти 60 лет, ведь и до Инге Леман ядро Земли принято было считать железным? Надо сказать, что обнаруженная в течение последних 10 лет анизотропия свойств внутреннего ядра, о которой пойдет речь ниже, пока объясняется свойствами кристаллического железа. То есть, примерно так же, как это было и во времена открытия И. Леман.

После открытия Леман, некоторые сейсмологи, анализируя волны, проходящие через внутреннее ядро, еще продолжали сомневаться в том, твердое оно или жидкое. Они были практически убеждены в том, что внутреннее ядро (G-ядро, по модели Буллена) твердое, однако прямым доказательством этого была бы регистрация волны, проходящей через G-ядро как сдвиговая, т. н. PKJKP-волны (см. рис. 9-18). Единственная, до недавнего времени, публикация, посвященная обнаружению этой волны (Julian et al., 1972), не получила признания у сейсмологов. Jeroen Tromp назвал проблему обнаружения PKJKP-волн и прямого доказательства твердого состояния внутреннего ядра Holy Grail (Святым Граалем) сейсмологии (Tromp, 1995). (Holy Grail - святая чаша, здесь имеется в виду не столько сама чаша с кровью Христа, якобы собранной при распятии одним из его учеников, сколько символ того, что эту чашу безрезультатно искали многие поколения странствующих средневековых рыцарей).

Внутреннее ядро вероятнее всего действительно твердое, об этом свидетельствует результат прямого наблюдения PKJKP-волны и измерения её скорости. Сейсмологам при использовании французской сейсмологической сети удалось зарегистрировать поперечную (S) сейсмическую волну (от глубокофокусного землетрясения 1996 г Flores Sea), проходящую через внутреннее ядро (Okal, Cansi, 1998). Этот результат был подтвержден другими авторами (Deuss, et al., 2000) при наблюдении S волны через внутреннее ядро от этого же землетрясения, а так же от глубокофокусного землетрясения 1994 г в Боливии. Измеренная величина скорости S-волн во внутреннем ядре (3.65 км/с) практически совпадает с величиной скорости, принятой в модели Земли и оцененной по величине скачка скорости P-волн на границе внутреннего ядра и уравнению Адамса - Вильямсона. Это обстоятельство означает, что внешнее (E) ядро и внутреннее (G), состоят из одного вещества.

***Уравнение Адамса - Вильямсона*** следует из вполне разумных предположений об однородности химического состава Земли и допущении, что гидростатическое давление выражается формулой:

$$dp = -\rho g dr,$$

где $\rho$ и $g$ плотность и ускорение силы тяжести при радиусе $r$. Модуль сжатия $K$ представляет собой отношение приращения давления к величине возникшего при этом сжатия (при условии, что количество тепла и масса вещества не изменяются), т.е.

$$K = \rho\, dp/d\rho.$$

Учитывая, что $v_s^2 = \mu/\rho$; $K/\rho = v_p^2 - (4/3)\, v_s^2 = \phi$, здесь $\phi$ - сейсмический параметр, получаем уравнение Адамса - Вильямсона:

$$d\rho/dr = -\rho g/\phi.$$

Решение этого уравнения совместно с $g = Gm/r^2$, если известен сейсмический параметр, находит распределение плотности по радиусу Земли ($G$ – гравитационная постоянная). Зная величину скорости S-волн во внутреннем ядре можно оценить величину коэффициента Пуассона, который, как оказалось, значительно больше, чем должен был бы быть, если бы ядро было из железа.

Эта оценка, далеко не единственный экспериментальный результат по изучению ядра Земли сейсмическими методами. В последнее время рядом авторов был проведен численный анализ большого количества сейсмических трасс (310 000, по данным Su, Dziewonski, 1994), проходящих через ядро. Выявлены поистине удивительные особенности. Речь идет об обнаружении явления анизотропии волновых свойств внутреннего ядра, состоящего в том, что скорости волн, проходящих по Земле параллельно оси ее вращения, оказываются чуть-чуть больше, чем скорости тех же волн, но когда они распространяются в плоскости земного экватора. Самое приметное состоит в том, что полученные результаты по скоростям PKIKP-волн находятся в хорошем соответствии и согласии с результатами анализа спектров собственных колебаний (Кузнецов, 1997).

***Собственные колебания Земли.*** У Земли, как и у любого упругого тела, можно возбудить характерные для него колебания. Примерами вынужденных собственных колебаний могут служить колокол, скрипичная струна или столб воздуха в трубе органа и т.п. В Земле в результате прохождения сильного землетрясения, возбуждаются естественные (собственные) механические колебания, которые иной раз могут продолжаться в течение многих часов и даже дней. Например, длина записи колебаний после Чилийского землетрясения 1960 года на сейсмографе станции Изабелла (Калифорния) составляла 16 тыс. минут. Периоды собственных колебаний значительно различаются. Самые медленные колебания захватывают всю толщу Земли, неся информацию о составе и свойствах не только коры и мантии, но и ядра, как внешнего, так и внутреннего. Регистрируют эти колебания с помощью сети низкочастотных сейсмографов акселерометров, гравиметров и наклономеров. Вычисление спектров собственных колебаний представляет собой довольно сложную математическую процедуру.

Впервые собственные колебания Земли (СКЗ) были обнаружены в 1954 году Беньоффом при анализе сейсмограмм Камчатского землетрясения 1952 года. Он отождествил основное сфероидальное колебание Земли с периодом 57 мин. с соответствующим колебанием, выделенным при анализе сейсмограмм.

Собственные колебания Земли можно характеризовать некоторой функцией и связанной с ней собственной частотой ${}_n\omega_l^m$. Число обертонов $n$ (по аналогии с квантовой механикой, главное квантовое число), угловое (орбитальное) число $l$ и азимутальное число $m$, являются целыми числами, которые используются для обозначения конкретной моды колебания. Для каждого значения $l$ существуют $2l + 1$ связанных значений $m$: $m = -l$, ..., $m = 0$, ..., $m = l$. Мультиплет ${}_nS_l$ (сфероидальная мода) или ${}_nT_l$ (тороидальная мода) представляют собой все $2l+1$ собственных колебаний (синглетов) с одними и теми же квантовыми числами $n$ и $l$. В модели сферически симметричной Земли все синглеты внутри данного мультиплета имеют одинаковую собственную частоту ${}_n\omega_l$. Синглеты $2l+1$ являются вырожденными. Любое отклонение Земли от сферичности убирает это вырождение и заставляет синглеты расщепляться таким образом, что каждый отдельный синглет имеет свою, отличную от других, собственную частоту ${}_n\omega_l^m$.

Альтерман и др. (1964) привлекли внимание к классу сфероидальных колебаний, названному ими ядерными колебаниями (core oscillation). Теоретически такой тип колебаний оказался особо чувствительным к изменениям в строении центрального ядра. Амплитуды колебаний существенны только в ядре, а в мантии они пренебрежимо малы. Надо сказать, что ядерное колебание присуще только модели “B” Буллена и отсутствует

во всех остальных рассмотренных авторами моделях. Напомню, что согласно модели “B” Буллена, плотность вещества внутреннего ядра была примерно в полтора раза выше, чем ее общепринятое значение. Эта модель была признана неправомерной, однако, идея ядерных колебаний, в несколько искаженном виде, осталась. Как будет показано ниже, в широком наборе мод СКЗ существуют колебания, обладающие повышенной чувствительностью к свойствам ядра (в том числе, внутреннего ядра) относительно свойств вещества мантии.

***Расщепление мод колебаний***. При анализе записей сейсмограмм катастрофического Чилийского землетрясения 22 мая 1960 года впервые был обнаружен эффект расщепления (раздвоения) частот СКЗ. Тогда же было высказано предположение, что расщепление частот вызвано вращением Земли. На основе известных классических результатов была выдвинута гипотеза о том, что во вращающемся круговом бассейне, волны, бегущие по отношению к воде в направлении вращения, имеют более длинные периоды, чем волны, движущиеся в противоположную сторону. Основы теории этого явления применительно к расщеплению мод собственных колебаний Земли, связанных с ее вращением, были заложены Пекерисом и др. (1964). В последствии было показано, что вращение Земли - не единственная причина расщепления. Необходимо учитывать так же эллиптичность Земли и ее ядра, в частности.

Наибольшие отклонения Земли от сферичности обязаны ее вращению и эллиптичности. Связанное с этими явлениями расщепление представляется в виде: $\omega^m = \omega_l\ (1 + bm + cm^2)$, где индексы $n$ и $l$ опущены для ясности. Параметр $\omega_l$ - центральная частота мультиплета. Эффекты первого порядка, связанные с вращением Земли, отражает параметр $b$, а линейное расщепление - функция $m$. Эллиптичность Земли и эффекты второго порядка отражает параметр $c$ и квадратичное расщепление - $m^2$.

Masters и Gilbert (1981) первыми обнаружили, что величина расщепления значительно превышает теоретическую оценку, основанную на учете вращения и эллиптичности Земли. В последние годы количество аналогичных наблюдений возросло до 20 (Tromp, 1993). По началу предполагалось, что причина несогласия наблюдаемого расщепления с теоретическими оценками кроется в особенности строения границы ядро-мантия, которая, в свою очередь, как предполагалось, должна быть симметрична относительно оси вращения. Для объяснения аномального расщепления были выдвинуты три механизма. Первый основывался на учете латеральной неоднородности ядра, пропорциональной сферической гармонике $Y_2^0$. Такая модель, по-видимому, воспроизводит большую часть наблюдаемого расщепления, однако автор этой работы полагает, что необходимая для наблюдаемого расщепления неоднородность нереальна. Второй механизм строится на том, что учитывает пространственные неоднородности на границе внутреннего ядра и границе ядро-мантия (Tromp, 1993). Третий механизм учитывает аномалии времени распространения PKIKP-волн и предполагает, что связанная с этим анизотропия свойств внутреннего ядра проявляет цилиндрическую симметрию относительно оси вращения Земли. Tromp (1993) считает, что наличие латеральных неоднородностей не способно объяснить наблюдаемые эффекты, связанные с расщеплением.

Рассмотрим цилиндрическую анизотропию внутреннего ядра, как возможную причину расщепления мод СКЗ. Простейший тип анизотропии, которая обладает цилиндрической симметрией относительно оси вращения Земли, - это поперечная изотропия, включающая 5 упругих параметров: A, C, F, L и N (Love, 1927). Эти параметры связаны с тензором поля, имеющим декартовы компоненты. Третья ось - это ось вращения Земли. Параметры: C и A связаны со скоростью P-волн ($v^2_p\rho$), которые распространяются соответственно параллельно и перпендикулярно оси вращения Земли. Параметры L и N, в свою очередь, связаны с величинами скоростей S-волн ($v^2_s\rho$), которые, аналогично предыдущему, распространяются параллельно и перпендикулярно оси

вращения. Параметр F соответствует скоростям волн, распространяющихся под другими углами к оси вращения. Этот тип анизотропии, так же как вращение и эллиптичность, вызывает расщепление мод колебаний. Учет анизотропии приводит к некоторому изменению вида $\omega^m$:

$$\omega^m = \omega'_1 (1 + bm + c^2 m + c'm^2 + dm^4). \qquad (9.33)$$

Коэффициенты $c'$ и $d$ описывают эффекты, связанные с анизотропией внутреннего ядра, и определяются тремя параметрами:

$$\alpha = (C - A)/A_o, \ \beta = (L - N)/A_o, \ \gamma = (A - 2N - F)/A_o,$$

где $A_o = (k + 4/3\ \mu)$ - функция объемного модуля $k$ и модуля сдвига $\mu$, имеет смысл квадрата скорости P-волн. Когда $\alpha > 0$, P-волны во внутреннем ядре распространяются медленнее в экваториальной плоскости, чем вдоль оси вращения Земли. Аналогично, когда $\beta > 0$, S-волны внутреннего ядра распространяются медленнее вдоль экватора, чем вдоль оси вращения. Третий параметр $\gamma$, оказывает влияние на P- и S-волны, распространяющиеся в других направлениях.

Авторы (Woodhouse et al., 1986), используя данные 7 мультиплетов, получили величины коэффициентов: $\alpha$ = 6.7 %, $\beta$ = 0.7 %, $\gamma$ = -2.7 %. Используемая авторами модель предсказывала разницу во времени распространения PKIKP-волн между экваториальными и полярными путями примерно 8 секунд. Хотя наблюдаемая величина составляет 2.2 сек. Расхождение во времени распространения волн может быть уменьшено, если в модель ввести зависимость анизотропии от радиуса внутреннего ядра. Используя зависимость $\sim r^2$, авторы получили $\alpha$ = 10.4 %, $\beta$ = 1.9 %, $\gamma$ = -3.3 % на границе внутреннего ядра, что давало 4.1 сек. вместо 8.

Распределение по радиусу внутреннего ядра трех модальных параметров $\alpha$, $\beta$ и $\gamma$ Tromp (1993) обосновывал новыми данными по наблюдениям времени распространения P-волн, особенно под углами 130-136°. Заметим, что он же в своей следующей работе (Tromp, 1995), приводит уже несколько отличное от этого распределение практически тех же параметров. Действительно, параметры, представляющие для нас наибольший интерес:

$$\alpha = (C - A)/A_o \text{ и } \varepsilon = (C - A)/2A_o$$

отличаются в два раза, характер их поведения вдоль радиуса внутреннего ядра несколько различается, но в области границы (R = 1200) в обоих случаях наблюдаются особенности. Это говорит о том, что анизотропия волновых свойств внутреннего ядра проявляется вблизи границы, с одной стороны, и, с другой, о том, что знание картины распространения скоростей волн во внутреннем ядре играет решающую роль в понимании явления анизотропии.

***Анизотропия скоростей***. Скорость P-волны может быть получена из выражения:

$$v^2_p\rho = A\sin^4\xi + C\cos^4\xi + 2(2L + F)\sin^2\xi\cos^2\xi, \qquad (9.34)$$

где $\xi$ - угол между направлением распространения P-волны и N - S осью. В случае изотропии A = C = 2L + F. Авторы (Morelli et al., 1986) рассмотрели анизотропию скоростей сейсмических волн как возмущение к изотропному полю. Основанием к подобному подходу может служить то, что величина возмущения не превышает единиц процентов от целого. Обозначая $\varepsilon$ и $\sigma$ как возмущения, получаем:

$$C = (1 + 2\varepsilon)A; \ 2L + F = (1 + \sigma)(AC)^{1/2}.$$

С учетом этого, выражение для скорости P-волны:

$$v_p = v_{eq}(1 + \varepsilon\cos^2\xi + \sigma\cos^2\xi\sin^2\xi), \qquad (9.35)$$

где $v_{eq} = (A/\rho)^{1/2}$ - экваториальная скорость. В этой модели предполагалось, что величины возмущений возрастают $\sim r^2$, таким образом, что они максимальны на границе внутреннего ядра. Максимальные значения параметров анизотропии: $\varepsilon = 0.032 \pm 0.005$ и $\sigma = -0.064 \pm 0.015$ для углов $\xi$ = 170°-180°.

Авторы одной из первых работ этого цикла (Poupinet et al., 1983), изучая анизотропию скоростей P-волн во внутреннем ядре, определяли разность времен

распространения (travel-time) PKIKP- и P-волн (см. рис. 9-18). Анализ 400 наблюдений 143°-трасс PKIKP-волн показал, что разница в прохождении их в направлении вдоль оси вращения и поперек нее составляет примерно 1.5 ± 0.5 сек. Чуть медленнее волны распространяются вблизи экватора по сравнению с волнами, регистрируемыми вблизи Северного и Южного полюсов.

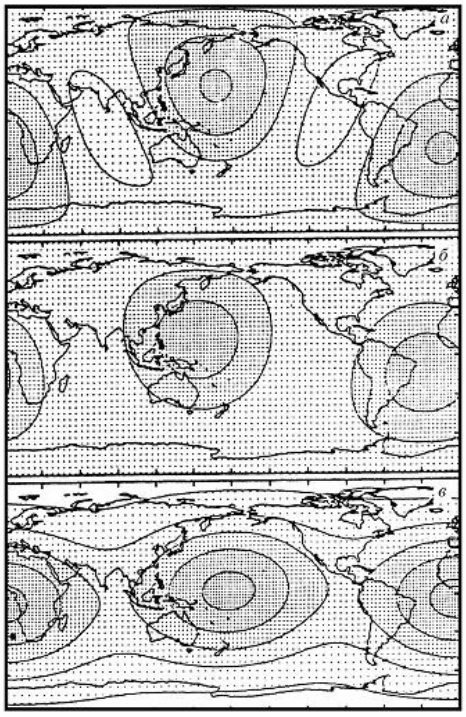

Рис. 9-19. Распределение латеральной анизотропии скорости P-волн во внутреннем ядре под разными углами: *а* = 170-180°; *б* = 155-170°; *в* = 120-135°. Вся шкала ± 0.15 км/с. Чем светлее, тем выше скорость P-волн (Morelli et al., 1986).

Для иллюстрации эффекта, в этой работе приводится пространственное распределение задержек по поверхности Земли. Авторы выделяют два “медленных” региона в Тихом океане с “захватом” части Южной Америки и Атлантического океана. “Быстрые” регионы располагаются на материках Северной Америки, северо-восточной части Азии, а так же Австралии, Новой Зеландии и Антарктиды. Разница времен прихода волны между “медленными” и “быстрыми” регионами ≈ 2 сек. Изучение трасс PKIKP-волн, распространяющихся под другими углами, показало, что основная неоднородность, которая дает задержку во времени, распределена не равномерно по радиусу внутреннего ядра, а сосредоточена вблизи ее границы. Специальное уточнение этого результата было сделано в более поздней работе (Song, Helmberger, 1993). Здесь использовались сейсмические трассы не только от землетрясений, но и от взрывов атомных зарядов. Авторы пришли к однозначному выводу относительно того, что анизотропия волновых свойств внутреннего ядра сосредоточена вблизи его границы с внешним ядром. (Заметим, что эту точку зрения, как будет показано ниже, разделяют далеко не все авторы). Внешнее ядро вклада в анизотропию не дает. В уже упоминавшейся нами работе (Morelli et al., 1986) приведен рисунок (рис. 9-19), на котором показано, как изменяется латеральная анизотропия G-ядра в зависимости от угла “зрения”, т.е. от угла сейсмической трассы. Группа трасс, распространяющихся под углами 170-180° (на рис 9-19-а), оказывается наиболее чувствительной к цилиндрической анизотропии. Авторы (Morelli et al., 1986) инвертировали эти данные для ε и σ и затем использовали их для коррекции других данных, изображенных на рис. 9-19-б и 9-19-в. Картина полностью изменяется на обратную, - если такой коррекции не вводить. K.C. Creager (1992) приходит к

заключению, что некоторый слой, толщиной примерно в 70 км, расположенный на глубине 100-300 км от границы внутреннего ядра вглубь, “отвечает” за анизотропию его волновых свойств (Creager, 1992). По его мнению, цилиндрическая асимметрия не является самым лучшим приближением теоретической модели и получаемых результатов наблюдений. Для лучшего совпадения, автор (Creager, 1992) перемещает ось анизотропии на 5° относительно оси вращения Земли и помещает ее в точку с координатами 85° S и 300° E. Анизотропия внутреннего ядра, несмотря на эти приемы, обладает неоднородным распределением по долготе. Однако, к примеру, в другой работе (Shearer et al., 1988), выполненной на несколько лет раньше, ее авторы заранее ограничивают себя рассмотрением только цилиндрической анизотропии и приходят к выводу, что она равномерно распределена по радиусу внутреннего ядра, что, как было выяснено рядом других авторов, не совсем верно.

***Splitting-функция.*** В ряде работ (Tromp, 1993; Tromp, 1995; Woodhouse et al., 1986) и особенно в (Giardini et al., 1988), которой мы будем в основном придерживаться, развита техника синтеза спектра колебаний и оценки величины коэффициентов $c_{st}$, которые полностью характеризуют расщепление данного мультиплета ($s = 0, 2, 4... 2l$; $-s \le t \le s$). Наглядное представление этих коэффициентов дается с помощью специальной функции расщепления (splitting-функции) $\eta(\theta,\varphi)$. Выясним физический смысл этой функции и входящего в нее коэффициента $c_{st}$ ...

Вклад отдельного изолированного мультиплета в наблюдаемую сейсмограмму записывается как функция времени $t$:

$$u(t) = Re[exp(i\omega t)\, \boldsymbol{r}\, exp(i\boldsymbol{H}t)\, \boldsymbol{s}], \qquad (9.36)$$

$\boldsymbol{r}$ - функция (вектор) приемников, $\boldsymbol{s}$ - функция (вектор) источника, $\omega$ - частота мультиплета. Вектора $\boldsymbol{r}$ и $\boldsymbol{s}$ выражаются формулами: $\boldsymbol{r}_m = R_k^m(\theta_r, \varphi_r)$, $\boldsymbol{s}_m = S_k^m(\theta_s, \varphi_s)$, где $k$ - индекс мультиплетности (объединение $l$, $m$ и $n$); $\theta_r$, $\varphi_r$; $\theta_s$, $\varphi_s$ - ко-широта и долгота приемника и источника. Вектор $\boldsymbol{s}$ зависит от тензора момента землетрясения, $\boldsymbol{r}$ - от ориентации сейсмографа.

Матрица расщепления $H$ может быть записана:

$$H_{mm'} = \Omega\, \beta_m\, \delta_{mm'} + \omega_o \sum_{s=0}^{2l} \sum_{t=-s}^{s} \gamma_{es}\, c_{st}. \qquad (9.37)$$

Здесь первый член правой части уравнения характеризует вклад в расщепление сил Кориолиса: $\Omega$ - угловая скорость вращения Земли, а $\beta_m$ - параметр Кориолиса расщепления мультиплета. Коэффициент $c_{st}$ линейно зависит от внутренней неоднородности Земли; $\gamma_{es}$ полностью определяется $Y_s^t$ $(\theta, \varphi)$ - сферической гармоникой степени $s$ и порядка $t$. Согласно (Giardini et al., 1988), коэффициент $c_{st}$ может быть выражен в виде:

$$c_{st} = \delta_{s2}\, \delta_{t0}\, c^{ell} + \int \delta m_{st}(r)\, M_s(r)\, dr + \sum \delta\, h_{sc}\, H_s, \qquad (9.38)$$

где $M_s(r)$, $H_s$ - известные функции распределения интенсивности мультиплетов СКЗ вдоль по радиусу Земли (kernels), $\delta m_{st}(r)$ - гармонические коэффициенты неоднородности Земли. Под неоднородностью Земли в работах по анизотропии ядра понимается относительное возмущение скоростей P-волн, S-волн и плотности $\rho$:

$$\delta m_{st}(r) = (\delta v_{pst}/v_{po},\ \delta v_{sst}/v_{so},\ \delta\rho_{st}/\rho_o), \qquad (9.39)$$

где подстрочный индекс “o” означает отнесение данного параметра к стандартной модели Земли. Первый член выражения для $c_{st}$ показывает вклад в расщепление гидростатической эллиптичности Земли. Последний, - характеризует вклад в расщепление разрывов в параметрах модели Земли. Заметим, что они оба обладают осевой симметрией и не должны давать латеральной анизотропии в расщеплении.

Изучение анизотропии расщепления мультиплетов СКЗ и построение splitting-функции сводится, в конечном счете, к тому, чтобы, используя набор сейсмограмм и вычислив спектры, определить $\delta m_{st}(r)$. По известной $\delta m_{st}(r)$, зная параметры источника и приемника, определяются коэффициенты $c_{st}$. Например, предположим, что неоднородность приводит к возникновению максимального количества мультиплетов $s_{max} \leq 2\ l$ . Тогда число коэффициентов $s_{max} = 1/2(s_{max} + 1)\ (s_{max} + 2)$. Например, для моды степени 2, для которой $s_{max} = 4$, имеется только 15 коэффициентов $c_{st}$, и они представляют все спектры этой моды.

Наглядное представление коэффициентов расщепления $c_{st}$ дается функцией расщепления (splitting-функцией):

$$\eta\,(\theta,\ \varphi) = \sum_{s=0}^{2l} \sum_{t=-s}^{s} c_{st}\, Y_s^t\,(\theta,\ \varphi). \qquad (9.40)$$

***Отбор данных.*** При отборе мод СКЗ для анализа величины расщепления авторами работ использовались только те, частоты которых не перекрывались с другими модами, имеющими близкие частоты. Авторы реферируемых работ при отборе мод стремились также к тому, чтобы распределение максимумов интенсивности мод вдоль по радиусу Земли (kernels) максимально возможно перекрывало все глубины, захватывая мантию, внешнее и внутреннее ядро. Исследовались моды с периодами от 200 до 2000 с (Giardini et al., 1988). Оценивались добротность моды Q и коэффициенты расщепления, связанные с эллиптичностью (A) и вращением Земли (B), вычисленные по модели стандартной Земли (PREM). Коэффициенты A и B определяются следующим образом:

$$A = [\alpha\varepsilon_k + \alpha'\Omega^2/\omega^2]/2\pi; \qquad B = \beta\Omega/2\pi,$$

где $\alpha,\ \beta$ - параметры расщепления. Моды охватывают интервал от 0.5 до 5 млГц и демонстрируют преобладание расщепления: за счет вращения (B выше, чем A) на низких частотах и за счет эллиптичности (A > B) на высоких.

Анализ длиннопериодных СКЗ требует использования очень долговременных записей событий зарегистрированных инструментами с высокой чувствительностью. Весьма редкая сеть цифровых сейсмостанций начала постоянную запись сейсмической информации примерно в 1976 году. Сейсмические события большой интенсивности, достаточной для анализа расщепления мод, случаются в среднем не чаще одного события в год. Таким образом, исходного материала, пригодного для анализа, не очень много.

Для записей СКЗ в основном использовались: вертикальные акселерометры сети International Deployment of Accelerometers (IDA), которые позволяют обнаруживать СКЗ на частотах ниже 1 млГц для достаточно сильных землетрясений. Кроме этого, использовались данные сетей Global Digital Seismograph Network (GDSN) и Geoscope. Авторы предпочитают использование данных IDA. Как правило, для анализа использовались землетрясения, свободные от мощных близких повторных ударов, которые значительно усложняют картину СКЗ. В конечном счете, из исходного материала были отобраны 20 пар событий (трасс) “источник-приемник” (Giardini et al., 1988), которых хватило для анализа splitting-функций всех интересующих мод. Каждое сейсмическое событие, используемое при анализе, прослеживается в течение 6 дней, как до него, так и 6 дней после события. При этом “вычищаются” форшоки и афтершоки. Каждая трасса представляется в виде цуга колебаний общей длительностью 192 часа и затем с ней проводится Фурье анализ. Для того, чтобы избежать любые возможные искажения, для каждой моды колебаний строятся синтезированные сейсмограммы и частные производные во временной области. К синтезированным функциям применяются те же фильтрация и Фурье анализ, что и для наблюдаемых сейсмограмм. Большое внимание в работе (Giardini et al., 1988) уделяется исследованию природы шумов (как естественных, так и вычислительных).

***Результаты.*** Значение splitting-функции в географической точке с координатами ($\theta, \varphi$) может быть записано как:

$$\eta(\theta, \varphi) = \boldsymbol{m}\, \boldsymbol{a}(\theta, \varphi), \qquad (9.41)$$

где $\boldsymbol{m}$ - вектор $c_{st}$ коэффициентов, а вектор $\boldsymbol{a}(\theta, \varphi)$ содержит сферические гармоники для точки ($\theta, \varphi$). Аналогично тому, как это делалось при построении карты анизотропии скоростей, splitting-функция демонстрирует неоднородность строения Земли, просуммированную по ее глубине и домноженную на соответствующий kernels-коэффициент. Авторы работ по анизотропии расщепления мод СКЗ используют относительную (нормализованную) шкалу, в которой максимальное возмущение составляет ± 0.2 % для любой из мод. Оценка максимальных значений ошибок показывает, что они не превышают 40 % от максимальных величин splitting-функции, их величины составляют доли мкГц. Следует заметить, что ошибка в 0.1 мкГц может дать фазовую разбалансировку в 10° после 10 часов накопления синтезированного сигнала. Учет ошибок позволяет более точно измерить центральную частоту и определить splitting-функцию.

Распределение splitting-функции по глубине (kernels) и земной поверхности достаточно точно отражает трехмерную структуру Земли. К настоящему времени построены картины таких распределений для широкого набора мультиплетов, каждый из которых имеет свое распределение интенсивности вдоль по глубине. На рис. 9-20-а, -б, -в, -г показаны несколько картин, каждая из которых дает вариации splitting-функции на глубинах мантии, внешнего и внутреннего ядра. Сама функция нормирована на 1 % возмущения плотности ($\rho$) и скоростей P и S - волн. Слева от картин изображено распределение возмущения $d\rho/dr$, $dv_p/dr$ и $dv_s/dr$ по глубине. На рисунке выделены: свободная (дневная) граница Земли, 670-км разрыв в мантии, граница ядро-мантия и граница внешнего и внутреннего ядра.

В результате проведенных исследований было выяснено, что моды ${}_4S_3$; ${}_5S_4$; ${}_5S_5$; ${}_5S_6$, которые имеют периоды СКЗ от 488 до 332 с, обладают повышенной чувствительностью к неоднородности скорости P-волн. В свою очередь, моды ${}_1S_5$; ${}_1S_6$; ${}_2S_4$; ${}_3S_8$ - ведут себя точно так же, хотя их kernels захватывает большие глубины мантии. Авторы делают вывод, что в расщеплении мод решающую роль играет сама мантия, а не какая-либо из ее границ. Это подкрепляется анализом мультиплетов ${}_0S_6$; ${}_0S_7$; ${}_1S_7$; ${}_1S_8$, периоды СКЗ которых составляют от 963 до 555 сек. Здесь, для их глубин преобладает высокая чувствительность к неоднородности в скорости S-волн по всей глубине мантии и неоднородности в распределении $v_p$ и $\rho$ на границе внешнего ядра. Сравнивая картины пространственного распределения splitting-функций, построенные по данным расщепления этих мультиплетов, явно заметна их схожесть (см. рис. 9-20-а и 9-20-б). Количественно это выражается в коэффициентах корреляции между модами ${}_0S_6$; ${}_1S_7$; ${}_1S_8$ близкими к 0.9 и выше. Это еще раз убеждает в том, что “работает” вся мантия.

Совершенно другая картина наблюдается для мультиплетов, глубины которых приходится на внешнее ядро. Анализ спектров мод ${}_6S_3$; ${}_{11}S_4$; ${}_{13}S_2$; ${}_{13}S_3$, которые являются модами PKIKP-типа со слабой чувствительностью в мантии и продолжающимися во внешнее ядро, показывает, что распределение splitting-функций этих мультиплетов заметно отличается от аналогичных изображений, характерных для мантии; периоды их СКЗ варьируют от 354 до 192 сек. Рисунок 9-20-в в явном виде демонстрирует, что во внешнем ядре можно выделить 6 “светлых” и 6 “темных” областей, симметрично расположенных друг относительно друга. Строгий порядок светлых и темных пятен, показывающий распределение плотности по объему внешнего ядра, может говорить о возникновении здесь 12-ячеистой конвективной структуры, типа тессеральной гармоники $T^3_4$.

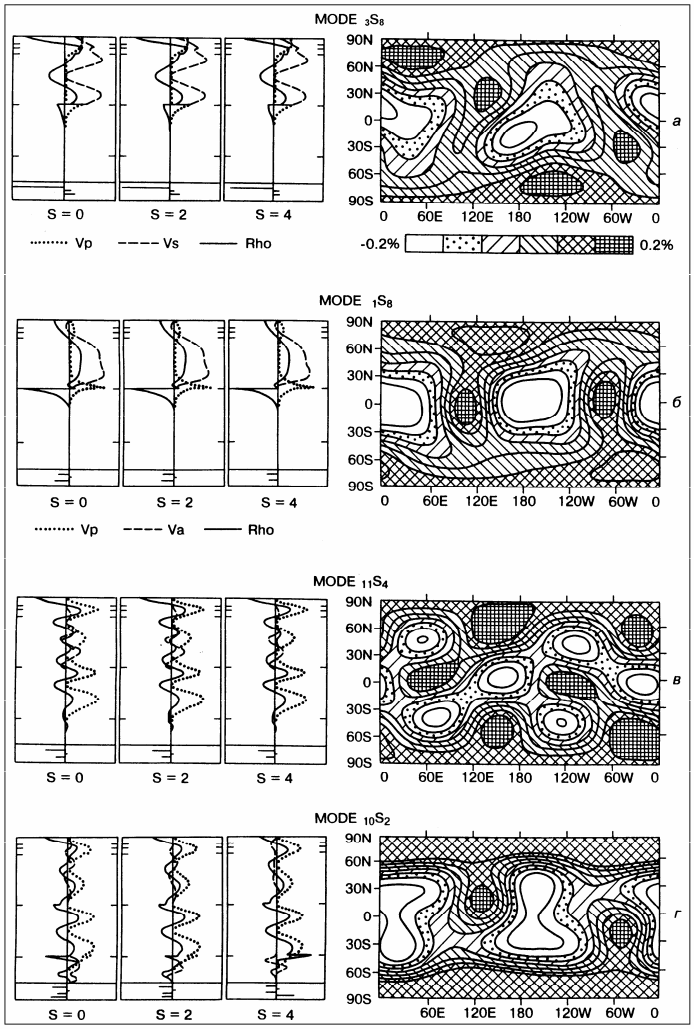


Рис. 9-20. Splitting-функции для различных мод собственных колебаний Земли - справа. Интенсивность функции меняется от -0.2% (белый цвет) до +0.2% (черный). Распределение интенсивности собственных колебаний по глубине (радиусу Земли) для трех различных S (0, 2, 4) (kernels) - слева. Kernels-функция представлена в виде изменения по глубине скоростей P и S волн и плотности (Rho). *а* и *б*: splitting- и kernels-функции мантии; *в* - внешнего ядра; *г* - внутреннего ядра (Giardini et al., 1988).

Splitting-функция и kernels моды $_{10}S_2$ показаны на рис. 9-20-г. Эта мода занимает особое положение в истории изучения структуры внутреннего ядра (Masters and Gilbert, 1981). Величина расщепления и характер распределения интенсивности моды по глубине для нее в большей степени, чем для других мультиплетов, зависит от того, какая используется модель Земли. (Мы уже упоминали об этой особенности ядерного колебания). Действительно, реально наблюдаемая центральная частота и добротность этой моды много больше, чем величины, полученные теоретически, например, наблюдаемая величина Q = 800, тогда как расчетное значение величины Q = 192. Имеется, по крайней мере, два различных объяснения обнаруженного несоответствия. Одного из них мы уже ранее касались, - хорошее совпадение эксперимента с теорией наблюдается в том случае, если допустить плотность вещества внутреннего ядра примерно в 1.5 раза выше, чем сейчас принято (как это следует из соответствующей модели “B” Земли Буллена). Либо, как это предлагается в (Giardini et al., 1988), в модели Земли несколько увеличить скорость P-волн во внутреннем ядре. Оказывается, что увеличение скорости P-волн всего на 2 % приводит к тому, что теоретическая добротность согласуется со спектральными

наблюдениями. Какое из этих решений адекватно реальной ситуации, - пока не совсем ясно. Ясно одно, что распределение скорости P-волн и плотности внутреннего ядра заметно отличается от структуры внешнего и больше напоминает строение мантии (рис. 9-20-б и 9-20-г).

Одним из способов проверки, насколько метод построения splitting-функции верно характеризует пространственную картину распределения неоднородности в строении Земли, служит сравнение результатов, полученных здесь с аналогичной картиной, полученной при анализе топографии инверсий данных по времени распространения P-волн. Для построения splitting-функции, так как свойства расщепления нормальных мод зависят от неоднородности в $\rho$, $v_p$ и $v_s$ в их сочетании, необходимо предположить закон пропорциональности между их асферическими возмущениями:

$$\delta v_s/v_{s0} = \alpha_{sp}\, \delta v_p/v_{p0} \qquad (9.42)$$
$$\delta\rho/\rho_0 = \alpha_{\rho p}\, \delta v_p/v_{p0}.$$

Величины коэффициентов пропорциональности, по данным лабораторных экспериментов (Giardini et al., 1988): $\alpha_{sp}$ = 1.25, $\alpha_{\rho p}$ = 0.5. В результате численного моделирования расщепления для нескольких мод достигается большее соответствие модельных и экспериментальных результатов, если эти коэффициенты примерно удваиваются. Надо заметить, что результатом исследований влияния асферических возмущений со стороны плотности и скоростей сейсмических волн было выяснено, что в целом изменение скорости S-волн “имеет преимущество” над возмущениями в $\rho$ и $v_p$. Однако, это не выполняется для некоторых конкретных мод. Есть моды СКЗ, наиболее чувствительные к возмущениям плотности, другие, - к возмущениям P-волн и т.п. Подбор соответствующих параметров позволяет получить для некоторых мод очень хорошее подобие splitting-функций измеренных и синтезированных. Коэффициенты корреляции приближаются к 0.9.

***Обсуждение проблемы.*** J. Tromp (1993; 1995) считает, что особое значение в проблеме придается данным, полученным после двух очень сильных землетрясений 1994 года: в Боливии - 9 июня и на Курилах - 4 октября. Высококачественные данные по скоростям PKIKP-волн и splitting-функциям, полученным после этих землетрясений, послужили основой уточнения и подкрепления всего предшествующего материала. Аномальное расщепление мод СКЗ, чувствительных к структуре внутреннего ядра, подтверждено данными по скоростям прохождения PKIKP-волн и объяснено в рамках т.н. цилиндрической анизотропии внутреннего ядра. Объяснения обнаруженного явления базируются на представлении о химическом и минералогическом составе вещества внутреннего ядра. Согласно общепринятым представлениям, оно состоит из гексагонально плотно упакованного железа. Это железо, находясь при pT-условиях внутреннего ядра, якобы может проявлять свойства цилиндрической анизотропии, аналогичные тем, которые выявлены сейсмическими наблюдениями. Абсолютно ясно, что такие свойства железо может проявлять, если оно находится в виде монокристалла, или в состоянии, подобном ему. Ряд авторов полагают, что анизотропия свойств вещества внутреннего ядра обязана возникновению в нем конвекции. При этом вещество ядра должно двигаться в его центре вдоль оси вращения, “вытекая” из одного полюса и, затем, двигаться таким образом, чтобы “втечь” в другой. Авторы полагают, что вещество (монокристаллическое железо) должно находиться в ядре в частично расплавленном (?) состоянии. S. Karato (1993) предположил, что свойства цилиндрической анизотропии железо может приобрести, если на него окажет воздействие магнитное поле Земли. Естественно, автор этой работы предполагал, что такое воздействие возможно, если железо во внутреннем ядре обладает магнитной (парамагнитной) восприимчивостью. Наконец, рассматривалась и третья возможность объяснения. Суть ее состоит в преимущественной ориентации железных минералов из-за вращения и самогравитации во время кристаллизации и роста внутреннего ядра. Tromp полагает, что “пока не является

совсем невероятным то, что внутреннее ядро представляет собой один единственный большой кристалл".

Обратим внимание на то, что большинство попыток объяснения обнаруженного явления ориентированы исключительно на объяснение явления цилиндрической анизотропии. Авторы практически всех работ как будто "не замечают" латеральной анизотропии и, тем более, ее похожести у внутреннего ядра и у мантии. Отчасти, это утверждение не относится к работе, в которой Morelli и Dziewonski (1987) обсуждают проблему отсутствия латеральной неоднородности у внешнего ядра, естественно, на фоне отмеченной асферической структуры Земли во всем диапазоне глубин от центра до поверхности. Авторы (Morelli, Dziewonski; 1987) отмечают особую, ("драматическую", по их утверждению) роль границ ядро-мантия, внешнее - внутреннее ядро, как своеобразных разрывов в анизотропии. Значительно большее внимание авторы уделяют особенностям распространения волн на первой границе. По их мнению, именно на границе ядро-мантия наблюдается крупномасштабная латеральная неоднородность, и ее нет в самом внешнем ядре. Полученный результат подтверждает ранние предположения об отсутствии во внешнем ядре крупномасштабных неоднородностей плотности. Creager (1992) подчеркивает, что анизотропия свойств внутреннего ядра сосредоточена на его границе, более того, анизотропия, кроме свойств цилиндрической симметрии, имеет явную долготную, т.е. латеральную, неоднородность. Выводы Creager (1992) основаны на т.н. ручном отборе данных (hand-picked), который дает лучшее (чем машинный отбор) их качество. Его результаты были подтверждены в работах (Song, Helmberger, 1993; McSweeney, Creager, 1993; Vinnik et al., 1994). В более поздних работах, авторы (Shearer, 1994; Su, Dzievonski, 1996) несколько изменили представление об уровне анизотропии внутреннего ядра. Su и Dziewonski (1994) использовали данные по travel-time 313422 трасс PKIKP-волн, зарегистрированных 2335 сейсмостанциями от 26377 землетрясений. Здесь впервые представлено трехмерное изображение анизотропии внутреннего ядра, из которого следует, что она составляет несколько процентов и сосредоточена в слое 200-300 км на границе ядра. Латеральное распределение анизотропии, полученное в (Su, Dzievonski, 1994), в значительной степени совпадает с данными, приведенными в (Creager, 1992). В обоих случаях анизотропия наблюдается в области долгот, противоположных положению Тихого океана (аналогично рис. 3-18-г, где это можно наблюдать в распределении splitting-функции).

В последние годы наметилась тенденция по некоторому уточнению выявленных ранее особенностей анизотропии внутреннего ядра в области исследований его по расщеплению собственных колебаний. Так, например, авторы (Widmer et al., 1992) пришли к заключению, что наблюдаемое расщепление может быть локализовано во внешнем (а не во внутреннем, как было принято считать) ядре. Однако, чуть позже эти сомнения были отвергнуты, и в работе Gilbert (1994) показано, что гидродинамические течения, существующие во внешнем ядре, не могут быть причиной наблюдаемого расщепления.

В ряде работ (Bhattacharyya et al., 1993; Widmer et al., 1991) и др., обсуждалась очень интересная проблема величины добротности колебаний Q для P- и S-волн. В (Bhattacharyya et al., 1993) была оценена величина Q для P-волн верхних 320 км внутреннего ядра, как Q= 360. Добротность на S-волнах при этом оказывается порядка 50. Авторы (Widmer et al., 1991) оценивают эту величину как 110 ± 25. Еще ряд авторов оценивают величину добротности внутреннего ядра на P-волнах около 940, при этом добротность на S-волнах всегда значительно ниже. Обсуждаются различные причины таких расхождений, однако, общего мнения по этому поводу пока не находится.

В работе (Kaneshima et al., 1994) авторы отмечают латеральную неоднородность внутреннего ядра вблизи ее границы в интервале 300 км и высокую гомогенность внешнего ядра. Сравнение проводилось по изучению разностей travel-time трасс BC и DF (BC = 148°, DF = 152°), а также по сравнению амплитуд $A_{BC}/A_{DF}$. Большинство авторов

работ по анизотропии внутреннего ядра показывают на то, что это свойство присуще сравнительно тонкому слою вблизи его границы. Напомним, что результаты исследований пространственного распределения splitting-функций показывают главную роль не границ, а самих объемов мантии и ядра. Этот вопрос специально никем не исследовался и остался пока окончательно не выясненным.

Заключая обсуждение проблемы анизотропии, нельзя не отметить высокий вычислительный уровень серии реферируемых работ. Обратим внимание на то, что обнаружен эффект порядка одного и менее процента. Обсуждается различие свойств Земли во внутреннем ядре с точностью в доли процента (!). Выявлено, что различия, ответственные за анизотропию свойств внутреннего ядра, приурочены к его границе. Оценена толщина этого слоя. Аналогично этому показано, что анизотропия свойств мантии так же проявляется на границе ядро-мантия. Выполнена объемная работа по синтезу сейсмограмм, их спектральному анализу, коррекции скоростных и плотностных моделей Земли, корреляции синтезированных сигналов с, - получаемыми в результате наблюдений, которые, в свою очередь, прошли непростой путь чистки, фильтрации и т.п. В целом можно считать, что в физике Земли выполнена серия хороших работ, которые стремятся сделать эту науку точной из созерцательно-описательной, в состоянии которой она еще пребывает.

**9. 8. Прогноз землетрясений.**

На примере критической оценки метода VAN. Фрагменты из статьи: Geller R.J. VAN: a critical evaluation, in Critical review of VAN, ed. J.Lighthill, World Scientific, P. 155-238, 1996. Singapore.

Детальное изучение попыток прогнозов землетрясений, сделанных греческими сейсмологами: Varotsos, Alexopoulos, и Nomicos (VAN) и их сторонниками, - вызывает много сомнений и противоречий. Телеграммы и факсы, отправленные VAN, не следует признавать в качестве “предсказания землетрясений”, т.к. они недостаточно точны, т.е. весьма неточно предсказывают и координаты эпицентра, и дату, и магнитуду будущего землетрясения. VAN и их сторонники претендовали на успешный прогноз даже в тех случаях, когда землетрясения не соответствовали предсказанному ими времени, на сотню км. “промахивались” по пространству и терпели неудачу при оценке ключевого параметра - магнитуды. Можно привести примеры, в которых VAN претендовали на “успех” при предсказании, сделанном во время массы микроземлетрясений, или предсказании афтершоков больших землетрясений, но такой “успех” нельзя считать значительным. В целом, можно считать попытки VAN прогноза землетрясений неудачными и не имеющими достаточных оснований. В обсуждаемом обзоре, на основании анализа статей в газетах и журналах, показано, что VAN и их сторонники в Японии систематически использовали mass media, чтобы как можно шире распространять свои прогнозы. Р. Геллер в цитируемой статье детально исследовал все сделанные за последние 110 лет попытки предсказаний землетрясений. В течение этого времени авторами прогнозов делались оптимистические утверждения, но все они, в конечном счете, оказывались несостоятельными. Неудачи этих попыток согласуется с некоторыми теоретическими работами по нелинейной динамике, из которых следует, что землетрясения вообще непредсказуемы.

VAN-метод претендует на краткосрочный (short-term prediction) прогноз в отличие от долгосрочного прогноза (long term prediction) для временных интервалов в несколько лет. Многие сейсмологи думают, что long term probabilistic forecasting (долгосрочное вероятностное предсказание) - это более подходящий термин для названия таких исследований, т.к. общественность, видимо, считает, что prediction относится только к предупреждению о надвигающемся землетрясении. В этой статье prediction (прогноз) относится только к т.н. краткосрочному прогнозу.

Исследования по долгосрочному прогнозу так же являются дискуссионными. Например, Kagan и Jackson оценили некоторые долгосрочные прогнозы (forecasts), основанные на гипотезе сейсмического разрыва (seismic gap hypothesis), причем, их статистический анализ показал, что все эти долгосрочные прогнозы были неудачными. Специалисты Геологической Службы США установили, что было сделано предупреждение о возможности землетрясения Loma Prieta в Калифорнии в 1989 г., но эти претензии на прогноз были отвергнуты Savage. Геологическая Служба США провела эксперимент по прогнозу землетрясения в Parkfield, California, где, как было установлено на основе анализа периодической сейсмичности, должно произойти землетрясение с M = 6, в период между 1985 и 1993 г.г. Этого землетрясения не произошло. Savage показал, что если бы оно действительно произошло в прогнозируемое время, то его магнитуда, с точки зрения статистики, должна бы быть более умеренной.

***Рекомендации IASPEI для отбора предвестников.*** В 1991 г. комиссия IASPEI (International Association of Seismology and Physics of the Earth Interior) сделала предложения по прогнозу: "Рекомендации для отбора возможных предвестников землетрясения". Основные идеи состоят в следующем:
Утвержденные критерии:
1) наблюдаемая аномалия должна иметь отношение к напряжению, деформации или какому-либо механизму, приводящему к возникновению землетрясения;
2) аномалия должна одновременно наблюдаться на более чем одном приборе, или в более чем одном месте;
3) амплитуда наблюдаемой аномалии должна зависеть от расстояния до места, на которое приходится главный удар (main shock). Если амплитуда наблюдаемого сигнала отрицательна и эти измерения существенно ближе к гипоцентру, то должно быть получено некоторое независимое доказательство соответственной зависимости чувствительности среды;
4) ценность метода оценивается по отношению размера опасной зоны к общей площади.

***Данные*:** Должно быть убедительно показано, что калибровка прибора хорошо известна и что прибор измеряет не случайный шум, а сигнал, связанный с тектоническими изменениями среды.

***Обнаружение аномалии*:** Определение аномалии должно быть точно установлено таким образом, чтобы она соответствовала и другим подходящим данным. Разность между аномальными и нормальными величинами должна быть выражена количественно. Должна быть выявлена природа помех и оценено отношение сигнал/шум. Должны обсуждаться все случаи не выявления аномалии вблизи гипоцентра произошедшего землетрясения.

***Связь аномалий с землетрясениями*:** Должны быть точно установлены правила и причины связи данной аномалии с данным землетрясением. Определение аномалии и правило связи должны устанавливаться на основании другой системы данных, чем та, из которой делается заявка на аномалию предвестника. Непременно должна оцениваться вероятность того, что произошло "предсказанное" землетрясение и устанавливаться соответствие с аномалией предвестника. Должны обсуждаться случаи (и частота их появления) ложных тревог (аномалия обнаружена, а землетрясения не произошло) и пропусков (произошло не предсказанное землетрясение).

Известно, что *никогда не наблюдалось* предвестников, удовлетворяющих этим рекомендациям. Утверждения VAN о наблюдаемых *сейсмических электрических сигналах* - SES (Seismis Electrical Signals) далеки от рекомендованных критериев.

***Являются ли землетрясения предсказуемыми?*** Как обсуждалось выше, в последние более 110 лет, большое число ученых делало многочисленные попытки прогноза землетрясений без каких-либо положительных результатов. Нет другой области исследований в физике со сравнимой историей непрерывных неудач. Прежде чем делать дальнейшие попытки в этой области, видимо, разумно посмотреть, является ли, в принципе, прогноз землетрясений осуществимым.

Мы понимаем сейсмичность в общих чертах. Например, конвекция в мантии приводит к тому, что различные части литосферы Земли сталкиваются между собой с постоянной скоростью. Хрупкая часть литосферы не может свободно деформироваться, так что энергия деформации постоянно накапливается. Время от времени часть энергии деформации реализуется посредством землетрясений различных интенсивностей. Величина энергии выделяемой при землетрясении зависит от уровня "тектонического напряжения", который неизвестен. Однако, минимальные оценки величины энергии, реализуемой землетрясением, могут быть сделаны. Kanamori суммировал недавние работы по этой теме.

Обзор Kagan выделяет трудности, с которыми сталкивается исследователь при изучении механизма землетрясения:

1) нет исчерпывающей теории землетрясения, даже основные соотношения не могут быть логически получены из фундаментальных физических законов;
2) землетрясения происходят глубоко внутри Земли; т.е. в месте, недоступном для прямых наблюдений и измерений;
3) эксперименты с землетрясениями невозможны;
4) моделирование разлома либо в лаборатории, либо с помощью компьютера находится еще в рудиментарной стадии; неясно, применимы ли результаты такого моделирования к естественным землетрясениям;
5) появление землетрясения характеризуется чрезвычайной случайностью; случайная (стохастическая) природа землетрясений не уменьшается за счет более многочисленных и более точных измерений;
6) степень случайности сейсмичности много больше, чем атмосферной турбулентности; тогда как возможно предсказать погоду при увеличении точности наблюдений, землетрясение поражает без предупреждения.

Возникновение землетрясения на отдельном разломе особенно чувствительно не только к характеру распределения внутреннего напряжения, но и к свойствам среды в окрестности этого разлома, а так же к распределению напряжений и структуре Земли в отдельных областях. Начало землетрясения, и распространение разрывов среды, являются примерами, которые Bak и Tang называют самоорганизующейся критичностью. Хотя этот термин, видимо, не имеет строгого количественного определения, он означает критическое состояние, где нет характерного времени, пространства или масштаба энергии и все пространственные и временные функции корреляции являются степенными законами. Bak и Tang изучили динамическое развитие схематической модели повреждений, основанной на ячеистых автоматах (based on cellular automata) и сделали заключение, что:

"*Если механизм обсуждаемого здесь типа является действительно ответственным за землетрясения, нет надежды когда-либо сделать его прогноз*".

За исключением факта, что максимальная энергия землетрясения ограничена толщиной сейсмогенной зоны, метод самоорганизующейся критичности, видимо, является хорошей моделью для существующего состояния Земли. Эффектный пример был получен при землетрясении Landers, Калифорния, 1992. Это землетрясение оказалось триггером внезапного и широко распространившегося увеличения сейсмической активности в западных областях США, на расстоянии до 1250 км. Этот факт имеет отрицательный смысл для прогноза землетрясений, т.к. он наводит на мысль, что литосфера Земли действительно находится в состоянии самоорганизующейся критичности и что маленькое

и удаленное возмущение может оказаться “каплей”, переполнившей “чашу терпения”. Наивные надежды на прогноз основаны на вере, что существуют явления предвестников, пространственная и временная протяженность которых, или амплитуда регистрируемого сигнала, будут пропорциональны энергии предстоящего землетрясения. Время от времени такие предвестники еще будут предлагаться и обсуждаться, но для того, чтобы поддерживать их, практически нет никаких доказательств.

Недавно появившаяся работа по нелинейной динамике, а так же внимательное изучение ряда землетрясений внесли сомнение в возможность существования предвестников, которые позволят надежно предсказать время, местоположение и магнитуду сильного землетрясения. Небольшие землетрясения происходят непрерывно и любое из них может оказаться потенциальным триггером, запускающим лавину сильных событий всего за несколько секунд, или десятков секунд. При изучении поверхностных разрывов, возникающих при сильных землетрясениях, было обнаружено, что они образуются в результате воздействия множества толчков. Детальный анализ записей волн от многих землетрясений показал, что возникающие в момент толчка несколько разрывов появляются не одновременно, а “по очереди”, причем каждый “запускается” предыдущим. Сложность процессов формирования разрывов еще раз наводит на мысль, что прогноз землетрясения невозможен.

Подводя итог рассмотренной ситуации, можно констатировать, что эмпирические попытки прогноза землетрясений потерпели неудачу - *не удалось найти какие-либо явления, которые можно было бы надежно идентифицировать как предвестники будущего землетрясения, время, его местоположение и магнитуду.* Кроме этого, недавние результаты по нелинейной динамике наводят на мысль, что землетрясения действительно не прогнозируемы. Дальнейшие неудачи в попытках эмпирического прогнозирования полностью согласуются с гипотезой, что предвестники, которых так ищут, просто не существуют.

***“Прогноз землетрясений”***. Утверждение, называемое “прогнозом землетрясения”, должно быть таким же недвусмысленным, как пари на скачках. Если объявляется прогноз землетрясения, то время, место и его магнитуда должны быть обозначены однозначно и не двусмысленно. Прогноз может считаться успешным только в том случае, если положение эпицентра, время и магнитуда землетрясения точно попадают в заранее объявленное “окно” (announced windows).

На скачках неважно, отстала лошадь на голову, или на 10 корпусов. Аналогично, если хотя бы один из объявляемых параметров прогноза землетрясения (время, эпицентр или магнитуда) оказался чуть не в “окне”, прогноз считается неудачным (a failure). Такая строгая оценка весьма существенна. Дело в том, что в ряде случаев при оценке прогноза допускается небрежность. Если это так, то ширина “окна” будет расти до тех пор, пока требования “успеха” прогноза окажутся бессмысленными. Необходимо присмотреться ко всем “прогнозам” VAN, которые принято считать успешными. В этом случае можно увидеть, что было заявлено заранее, и какими оказались параметры произошедших землетрясений. Такая проверка выявила пять проблем. Во-первых, прогнозы VAN никогда не устанавливают точно диапазон для любого из параметров землетрясения. В своих прогнозах VAN иногда приводят области их неопределенности, иногда эти области совершенно неясны и, что важно, они часто изменяются с течением времени. Во-вторых, VAN претендуют на успешный прогноз, в то время как один или несколько параметров землетрясения не попадают в прогнозируемое “окно”. В-третьих, при обсуждении “успехов” или “провалов” их “прогнозов”, VAN используют данные из сборника “Ten Days Preliminary Seismogram Readings at Athens”, а не более точные данные из бюллетеня обсерватории Athen. Иногда VAN используют данные по параметрам землетрясений, опубликованные другими организациями, когда данные афинской обсерватории кажутся авторам прогноза “неблагоприятными”. В-четвертых, прогнозы VAN часто не могут быть

количественно установлены. В-пятых, некоторые “успешные” прогнозы VAN на поверку оказываются афтершоками, либо событиями, которые могли быть предсказаны на основе априорных данных о сейсмичности.

Во время обсуждения в Лондоне этой проблемы проф. Varotsos сказал: “Даже если у нас получается задержка землетрясения относительно прогноза на несколько дней, или даже неделю, то это не является его “провалом”. Эта позиция, когда нет особой разницы между “успехом” и “провалом”, делает прогнозы практически бессмысленными. Кроме этого, такой подход делает практически невозможным провести строгую статистическую проверку VAN-”прогнозов”. Если пространственная неопределенность прогнозируемого местоположения эпицентра составляет, скажем, окружность, радиусом 100 км, то практически все равно, будет ли находиться эпицентр в 101 км, или в 99 км от предсказанного эпицентра. Неопределенность оценки глубины гипоцентра составляет примерно 5-10 км, т.о. приведенные выше оценки, насколько “успешен” или “неудачен” был прогноз, представляются весьма произвольными.

Тем не менее, публичное обсуждение VAN-метода проводится в терминах, предлагаемых авторами и их сторонниками. Авторы VAN привлекли широкое внимание научной общественности, утверждая, что они делают большое количество “успешных прогнозов”. Так как именно этот термин используют авторы, мы тоже вынуждены пользоваться им. Однако мы вынуждены придерживаться “железного” правила, по которому прогноз землетрясения будет считаться неудачным, если хоть один его параметр окажется даже на иоту вне предсказанного диапазона, иначе термины “успех” или “неудача”, вообще не имеют какого-либо значения.

***Точность прогноза землетрясений.*** В течение многих лет сейсмологи пытались определить, чем должен отличается прогноз от весьма неопределенного утверждения об увеличении сейсмичности. В 1935 г. H. Wood и B. Gutenberg писали: “... прогноз землетрясения должен точно, в очень узких пределах, указывать место и время когда оно произойдет. В прогнозе должна быть указана сила толчка, так как слабенькие толчки происходят очень часто во всех сейсмически активных областях (регионах)”. В своем Президентском Обращении 1976 г. к Американскому Сейсмологическому Обществу (SSA) C.R.Allen заявил, что прогноз землетрясений должен обладать шестью признаками:
1) он должен определить время события;
2) определить место;
3) магнитуду;
4) должен содержать оценку надежности;
5) должен давать указание на то, что землетрясение, это случайное событие;
6) должен быть представлен в доступной форме, таким образом, чтобы легко можно было бы оценить, удачен он, или нет.

Комиссия по Прогнозу Землетрясений Комитета по Сейсмологии (The Panel on Earthquake of the Committee on Seismology of the U.S.) предложила в 1976 г. следующее определение:
“Прогноз землетрясения должен обозначить ожидаемый диапазон амплитуды, географический регион, в котором может произойти землетрясение и время, когда оно случиться, с достаточной точностью, так, чтобы можно было реально судить об успехе либо провале прогноза”.

Руководство SSA в 1983 г. опубликовало:
“Прогноз землетрясений включает: обозначение точного времени, местоположения, магнитуды и вероятности появления ожидаемого события с достаточной точностью, таким образом, чтобы была возможность минимизировать потери жизней и уменьшить ущерб от разрушений имущества (Earthquake Prediction Evaluation Guidelines, California Office of Emergency Services, 1977. P. 1)”.

Международная рабочая группа, созванная UNESCO и IASPEI, рекомендовала в 1984 г., чтобы прогнозы выражались в вероятностных терминах:
"... рекомендуется, чтобы прогнозы были сформулированы в виде вероятностных значений параметров ожидаемого землетрясения: место-время-магнитуда. Роль прогноза увеличивается при возрастании его вероятности, по сравнению с ситуацией, когда прогноза не делалось".
*"Прогнозы" VAN не удовлетворяют критерию, предъявляемому к прогнозу.*

***В настоящее время не существует ни одного надежного метода прогноза землетрясений. Более того, это вообще невозможно сделать, не достигнув ясного понимания физики землетрясения. Проблема физики землетрясения не нашла своего решения и это остается одной из важнейших задач физики Земли.***

***Литература.***


Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология: Теория и методы. М.: Мир. 1983
Альтерман З., Ярош Х., Пекерис Х.Л. Колебания Земли. В сб. Собственные колебания Земли, ред. В.Н. Жарков. М.: Мир. 1964. 315 с.
Вадковский В.Н., Веселовский Р.В. «Сейсмические гвозди» японской зоны субдукции». Вторые Горшковские чтения. М.: 2000.
Зельдович Я.Б., Райзер Ю.П. Физика ударных волн и высокотемпературных гидродинамических явлений. М.: Наука, 1966. 686с.
Журков С.Н., Куксенко В. С., Петров В.А. и др. Концентрационный критерий объемного разрушения твердых тел. Физические процессы в очагах землетрясений: Сб. науч. тр. М.: Наука, 1980. С. 78-85.
Кузнецов И.В., Кейлис-Борок В.И. Взаимосвязь землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. ДАН. 1997. Т. 355. № 3. С. 389-293.
Кузнецов В.В. Физика земных катастрофических явлений. 1992. Новосибирск: Наука. 96с.
Кузнецов В.В. Модель самоорганизации ансамбля излучающих звук трещин. ПМТФ. 2001-а. Т. 42. № 4. С. 184-189.
Кузнецов В.В. Анизотропия свойств внутреннего ядра. УФН. Т. 167. № 9. С. 1001-1012. 1997.
Пантелеев В.Л., Физика Земли и планет. МГУ, Физфак. 2001. http://lnfm1.sai.msu.ru/grav/russian/lecture/geophiz/index.html
Пекерис Х.Л., Альтерман З., Ярош Х. Сравнение теоретических и наблюденных периодов собственных колебаний Земли. В сб. Собственные колебания Земли, ред. В.Н. Жарков. М.: Мир. 1964. 315 с.
Саваренский Е.Ф., Кирнос Д.П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гос. тех.-теор. Издат. 1955, 543 с.
Пузырев Н.Н. Методы и объекты сейсмических исследований. Новосибирск. ОИГГМ. 1997. 302 с.
Рундквист Д.В., Владова Г.Л., Рожкова В.В. Закономерности миграции очагов землетрясений вдоль островных дуг. ДАН. 1988. Т. 360. № 2. С. 263-266.
Трухин В.И., Показеев К.В., Куницын В.Е. Общая и экологическая геофизика. М.: МГУ. 2005. 570 с.
Уломов В.И. Сейсмогеодинамика и сейсмическое районирование северной Евразии // Вестник ОГГГГН.- 1999. - № 1(7)'99.

Ahrens T.J. Equation of state. Chapter 4. High-Pressure Shock compression of solids Ed. Asay J.R., Shahinpoor M. Springer-Verlag. New York Inc. 1993. 399 p.

Bak P., Tang C., Wiesenfeld K. Self-organized criticality: An explanation of 1/f noise. Phys. Rev. Lett. 1987. V. 59. P. 381-384.
Bak P., Tang C. Earthquakes as a self-organized critical phenomenon. J. Geophys. Res. 1989. V. 94. N. B11. P. 15.635-15.637.
Brace W.F., Byerlee J.D. Stick-slip as a mechanism for earthquakes. Science. 1966. V.153. P. 990-992.
Bhattacharyya J., Shearer P., Masters G. Inner core attenuation from short-period PKP (BC) versus PKP (DF) waveforms. Geophys. J. Int. 1993.V. 114. P. 1-11.
Brown S.R., Scholz C.H., Rundle J.B. A simplified spring-block model of earthquakes. Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. N.2. P. 215-218.
Burridge R., Knopoff L. Model and theoretical seismicity. Bull. Seism. Soc. Am. 1967. V. 57. N. 3. P. 341-372.
Carlson J.M., Langer J.S., Shaw B.E., Tang C. Intrinsic properties of a Burridge- Knopoff model of an earthquake fault. Phys. Rev. A. 1991. V. 44. N. 2. P. 884-897.
Carlson J.M., Langer J.S., Shaw B.E. Dynamics of earthquake fault. Rev. Mod. Phys. 1994. V. 66. N. 2. P. 657-670.
Chao B.F., Gross R.S. Changes in the Earth's rotation and low-degree gravitational field induced by earthquakes. Geophys. J.R. astr. Soc. 1987. V. 91. P. 569-596.
Chao B.F., Gross R.S. Changes in the Earth's rotational energy induced by earthquakes. Geophys. J. Int. 1995-a. V. 122. P. 776-783.
Chao B.F., Gross R.S. and Dong D-N. Changes in global gravitational energy induced by earthquakes. Geophys. J. Int. 1995-b. V. 122. P. 784-789.
Christensen K. Replies. Phys. Rev. Lett. 1993. V. 71. N. 8. P. 1289-1292.
Creager K.C. Anisotropy of the inner core from differential travel of the phases PKP and PKIKP. Nature. 1992. V. 356. P. 309-314.
Christensen K. Replies. Phys. Rev. Lett. 1993. V. 71. N. 8. P. 1289-1292.
Deuss A., Woodhouse J.H., Paulssen H., Trampert J. The observation of inner core shear waves. Geophys. J. Int. 2000. V. 142. P. 67-73.
Ding E.J., Lu Y.N. Analytical treatment for a spring-block model. Phys. Rev. Lett. 1993. V. 70. N. 23. P. 3627-3630.
Geller R.J. VAN: a critical evaluation, in Critical review of VAN, ed. J.Lighthill, World Scientific, P. 155-238, 1996. Singapore.
Giardini D., Li X.D., Woodhouse J.H. Splitting functions of long-period normal modes of the Earth. J. Geophys. Res. 1988. V.93. №. B11. P.13716.
Gilbert F. Splitting of the free-oscillation muliplets by steady flow. Geophys. J. Int. 1994. V. 116. P. 227-229.
Ishido T., Nishizawa O. Effect of zeta potential on microcrack growth in rock under relatively low uniaxial compression. J. Geophys. Res. 1984. V. 89. N. B6. P. 4153-4159.
Ito K., Matsuzaki M. Earthquakes as self-organized critical phenomena. J. Geophys. Res. 1990. V. 95. N. B5. P. 6853-6860.
Julian B.R., Davies D., Sheppard R.M. PKJKP. Nature. 1972. V. 235. P. 317-318.
Kaneshima, S., K. Hirahara, T. Ohtaki, Y. Yoshida, Seismic structure near the inner core-outer core boundary, Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. P. 157-160.
Karato S. Inner core anisotropy due to the magnetic field-induced preferred orientation of iron. Science. 1993. V. 262. 1708-1711.
Klein W., Rundle J. Comment on "Self-organized criticality in a continuous, nonconservative cellular automaton modeling earthquakes". Phys. Rev. Lett. 1993. V. 71. N. 8. P. 1288.
Knopoff L., Landoni J.A., Abinante M.S. Dynamical model of an earthquake fault with localization. Phys. Rev. A. 1992. V. 46. P. 7445-7449.
Kusunose K., Lei X., Nishizawa O., Satoh T. Effect of grain size on fractal structure of acoustic emission hypocenters distribution in granitic rock. Phys. Earth Planet. Inter. 1991. V. 67. P. 194-199.

Lehman I. P'. 1936. Bureau Centrale Seismologuique Internationale, Travaux Scientifiques, V. A14, P. 3-31.
Lei X., Nishizawa O., Kusunose K., Satoh T. Fractal structure of the hypocenter distributions and focal mechanism solutions of acoustic emission in two granites of different grain sizes. J. Phys. Earth. 1992. V. 40. P. 617-634.
Love A. E. H. A treatise on the mathematical theory of elasticity. 4th edn. Cambridge Univ. Press. 1927.
Masters G., Gilbert F. Structure of the inner core inferred from observations of its spheroidal shear modes. Geoph. Res. Lett. 1981. V. 8. N. 6. P. 569-571.
McSweeney T. J., Creager K.C. Depth extend of inner-core anisotropy from PKP phases recorded at the Alaska Seismic Network. 1993. EOS. V. 74. P. 407.
Morelli A., Dziewonski A.M., Woodhouse J.H. Anisotropy of the inner core inferred from PKIKP travel times. Geoph. Res. Lett. 1986. V. 13. N.13. P. 1545-1548.
Morelli A., Dziewonski A.M. Topography of the core-mantle boundary and lateral homogeneity of the liquid core. Nature. 1987. V.325. P. 678-683.
Nielsen S., Knopoff L., Tarantola A. Model of earthquake recurrence: role of elastic wave radiation, relaxation of friction, and inhomogeneity. J. Geophys. Res. 1995. V.100. N. B7. P. 12,423-12,430.
Okal E.A., Cansi Y. Detection of PKJKP at intermediate periods by progressive multi-channel correlation. Earth Planet. Sci. Lett. 1998. V. 164. P. 23-30.
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.
Poupinet G., Pillet R. and Souiau A. Possible heterogeneity of the Earth's core deduced from PKIKP travel times. Nature. 1983. V. 305. P. 204-206.
Reid H.F. The elastic-rebound theory of earthquakes. University of California Publ. Geol. Sci. 1911. V. 6. P. 413-444.
Rundle J.B. A simplified spring-block model of earthquakes. Geophys. Res. Lett. 1991. V. 18. N.2. P. 215-218.
Sahimi M., Robertson M.C., Sammis C.G. Fractal distribution of earthquake hypocenters and its relation to fault patterns and percolation. Phys. Rev. Lett. 1993. V. 70. N. 14. P. 2186-2189.
Shearer P.M., Toy K.M. and Orcutt J.A. Axi-symmetric Earth models and inner-core anisotropy. Nature . 1988. V. 333. P. 228-232.
Shearer P.M. Constraints on inner-core anisotropy from ISC PKP(DF) data. J. Geophys. Res. 1994. V. 99. P. 19647-19660.
Song X., Helmberger D.V. Anisotropy of Earth's inner core. Geophys. Res. Lett. 1993. V. 20. N. 23. P. 2591-2594.
Su W. J., Dziewonski A. M., Jeanloz R. Planet within a planet – Rotation of the inner core of Earth. Science. 1996. V. 274. P. 1883-1887.
Thio H.K., Kanamori H. Sourse complexity of the 1994 Nortridge earthquake and its relarion to aftershock mechanisms. BSSA 1996 V.86. No. 1B. P. S84-S92.
Tromp J. Support for anisotropy of the Earth's inner core from free oscillations. Nature. 1993. V. 366. P. 678-681.
Tromp J. Normal-mode splitting observations from the Great 1994 Bolivia and Kuril island earthquakes: constraints on the structure of the mantle and inner core. GSA TODAY, 1995. V. 5. N. 7.
Vinnik L., Takeshita T., Dreger L. Anisotropy in the inner core from the broadband records of the GEOSCOPE network. Geophys. Res. Lett. 1994. V. 21. P. 1671-1674.
Widmer R., Masters G., Gilbert F. Observably split multiplets data analysis and interpretation in terms of large-scale aspherical structure. Geophys. J. Int. 1992. V. 111. P. 559-576.
Woodhouse J. H., Giardini D., Li X. Evidence for inner core anisotropy from free oscillations. Geoph. Res. Lett. 1986. V. 13. N.13. P. 1549-1552.