

Дж. А. Эйби

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Дж. А. Эйби

С. А. Эйби

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

ИЗДАТЕЛЬСТВО



EARTHQUAKES

G.A.Eiby



HEINEMANN

Дж. А. Эйби

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Перевод с английского Б. Г. Слепцова, Н. М. Хайме

Редактор перевода д-р геол.-минер. наук проф.
И. С. КОМАРОВ

3842

МОСКВА «НЕДРА» 1982



ББК 26.21 Э30
УДК 550.348.436(023.11)=82=03.20

Эйби Дж. А.

Э30 Землетрясения: Пер. с англ.— М.: Недра, 1982.—
264 с., ил.— Пер. изд.: Новая Зеландия, 1980.

Автор — известный сейсмолог, проработавший 40 лет в сейсмической обсерватории г. Веллингтона, участник ряда сейсмических экспедиций в Юго-Западную Азию, осуществленных ЮНЕСКО. Эту книгу он посвятил широкому кругу вопросов, связанных с причинами возникновения землетрясений и формами их проявления.

Э 1903020000—297
043(01)—82 79—82

ББК 26.21
551.42

Глендаур
Земля до основания содрогалась,
Как жалкий трус...
...Я говорю: в час моего рожденья
Земля тряслась...
...Был небосвод в огне, земля тряслась.

Хотспер
В природе страждущей бывают часто
Броженья странные; нередко землю
Беременную спазмами терзают
В ее утробе замкнутые ветры,
Которые, стремясь к освобожденью,
Прабабку нашу землю так трясут,
Что рушатся замшелые твердыни
И колокольни. При рожденьи вашем
Земля-праматерь, корчами страдая,
Тряслась от мук.

У. Шекспир. Генрих IV.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга «Землетрясения» родилась из заметок, которые содержали ответы на вопросы сотрудников сейсмических станций в Новой Зеландии. Материалы этих заметок, а также ряда бесед по радио составили небольшую книжку, изданную в 1957 г. Фредериком Мюллером и выдержавшую два издания в Великобритании и одно в США. Хотя она была рассчитана на случайного читателя, пожелавшего узнать «что-нибудь о землетрясениях», ее тепло приняли научные и технические работники, а также инженеры и архитекторы, нуждавшиеся в самом первом ознакомлении с предметом.

Со времени написания первой книжки в сейсмологической науке и практике произошло что-то вроде революции, поэтому ее пришлось не исправлять, а писать заново, что я и сделал, сменив издателя.

Читатели, знакомые с первоначальным вариантом книги, найдут здесь его следы — названия нескольких глав, некоторые иллюстрации, кое-где встречающиеся отдельные абзацы. Надеюсь, что мне удалось сохранить понравившийся читателям стиль и дух книги, значительно обновив содержание и способ изложения материала. Необходимо было разъяснить новую концепцию тектоники плит и гипотезу о роли дилатансии в механизме землетрясений; реальностью стала лунная сейсмология; наконец-то достижимой целью представляется предсказание землетрясений. Таким образом, новая книга полнее старой. В ней заново подобраны численные примеры, увеличилось число фотографий.

Считаю приятным долгом вспомнить о моих учителях — сейсмологах нынешнего и предыдущего поколений. Прежде всего это покойный Р. К. Хейес, бывший директор сейсмической станции в Веллингтоне, впервые познакомивший меня

с сейсмологией. Его новаторские исследования по сейсмологии юго-западной части Тихого океана после долгого забвения получили запоздалое признание в 1975 г., когда его удостоили Гекторской медали Королевского общества Новой Зеландии.

Я должен также выразить благодарность моим коллегам, указавшим на ошибки и недочеты первой книги и подвергшим критическому разбору все разделы новой рукописи, особенно м-ру М. А. Лоури, д-ру М. Дж. Рэнделлу, д-ру Уорвику Смиту, д-ру Джону Латтеру и мисс Диане Уэр. Их поддержка, а также доброжелательность многочисленных коллег и друзей сделали работу над этой книгой еще более приятной.

* * *

Автор хотел бы выразить благодарность сейсмологам многих стран, ученым, работающим в смежных областях знания, международным организациям, геологоразведочным и приборостроительным компаниям, которым он обязан разносторонней помощью в подготовке этой книги. Особенно глубока признательность тем, кто предоставил иллюстрации или дал разрешение на их использование. Эта помощь оказывалась автору на протяжении двадцати с лишним лет с того момента, как было задумано первое издание этой книги. Я надеюсь, что эти выражения благодарности равным образом примут те, о ком, возможно, забуду упомянуть за давностью лет.

За конкретную помощь автор приносит свои благодарности д-ру Р. Д. Адамсу, бывшему начальнику сейсмологической станции отделения геофизики Новозеландского управления научных и промышленных исследований (УНПИ), за все воспроизведенные в книге сейсмограммы, кроме сейсмограмм на рис. 132, напечатанных с разрешения д-ра Фрэнка Пресса, и лунных сейсмограмм на рис. 139, предоставленных д-ром Нафи Токсёзом (оба — из Массачусетского технологического института); следует упомянуть о помощи сотрудника этой станции м-ра Брайана Ферриса, отыскавшего сейсмограммы с нужными характеристиками;

— директору Геологической службы УНПИ за разрешение использовать фотографии из картотек этого учреждения, сотруднику дирекции м-ру Ленсену за помощь в выборе этих фотографий, фотографам С. Н. Беатусу (рис. 46), Д. Л. Гомеру (рис. 47, 94, 125, 160 и 162) и Б. Д. Скотту (рис. 97), а также геологу района Роторуа м-ру И. А. Нэйрну за рис. 91;

— веллингтонской Библиотеке Александра Тернбулла за рис. 101, 102, 104, 117 и 161;

— д-ру Т. Хисада из Института строительных исследований Министерства строительства Японии за рис. 109, 121 и 130 и за помощь в получении фотографий от других коллег из Японии,

- которым я приношу отдельные благодарности,— д-рам К. Муто (рис. 108), С. Омоте (рис. 89) и К. Кисида (рис. 126);
- д-ру Н. Амбресайсу из отделения гражданского строительства Имperiал-колледжа в Лондоне за рис. 68—71;
 - м-ру Джону Холлингсу из Веллингтона за рис. 111, 112 и 128;
 - м-ру Рэю Родлею из Нельсона за рис. 1 и м-ру Альберту Джонсу за соответствующую помощь;
 - д-ру Джорджу Парасас-Караяннису, директору Международного центра информации о цунами в Гонолулу за рис. 87 и 88;
 - проф. Т. Мацуда из Международного института сейсмологии и сейсмического строительства в Токио за рис. 151;
 - д-ру Джорджу Плафкеру из Геологической службы США за рис. 116 и 117 и информацию, по которой построена карта (рис. 163);
 - м-ру Р. Г. Энтикнапу из Линкольнских лабораторий Массачусетского технологического института за рис. 133 и 135;
 - покойному м-ру Б. У. Спунеру, бывшему главному инженеру Министерства строительных работ Новой Зеландии, за рис. 122 и 165;
 - проф. А. Хейму из Цюриха, Швейцария, за рис. 66;
 - проф. Р. Шеферду из Инженерной школы Оклендского университета за рис. 105 и 119;
 - м-ру Р. Стантону из Управления гражданской обороны в Крайстчерче за рис. 110, 167 и 168;
 - д-ру Эрсину Ариоглу из Япи Меркези, Стамбул, Турция, за рис. 76;
 - проф. Б. А. Болту из отделения геологии и геофизики Калифорнийского университета в Беркли за рис. 114, 115 и 129;
 - д-ру Маттссону из Управления полевых исследований ЮНЕСКО для юго-восточной Азии в Джакарте, Индонезия, за рис. 90, 92 и 93;
 - д-ру Нафи Токсёзу из Массачусетского технологического института и Национальному управлению по авиации и исследованию космического пространства США за рис. 119;
 - покойному проф. Бено Гутенбергу, проф. К. Ф. Рихтеру и издательству Принстонского университета за рис. 77 и 78, взятые из книги «Сейсмичность Земли»;
 - д-ру Барзанги из Корнеллского университета в Итаке (шт. Нью-Йорк) и издателям «Бюллетеня Американского сейсмологического общества» за разрешение воспроизвести рис. 79;
 - компании «Пракла-Сейсмос» в Ганновере, ФРГ, за рис. 38, 40 и 41;
 - корпорации «Сейсмограф сервис» в Талса (шт. Оклахома) за рис. 38, 39 и 44;

— Геотехнической корпорации в Далласе (шт. Техас), США, за рис. 9 и 11;

— компании «У. Ф. Спренгнетер инструмент» в Сан-Луисе (шт. Миссури, США), за рис. 13 и 14;

— компании «Кембридж сайентифик инструмент» в Кембридже, Англия, за рис. 15;

— компании «Хилджер энд Уоттс лимитед» в Лондоне (Англия) за рис. 16;

— директору Национального центра сейсмических исследований США в Менло-парк (шт. Калифорния, США) за рис. 142;

— Национальному центру информации о землетрясениях США в Роквилле (шт. Мэриленд, США) за рис. 123, 141 и 159;

— издателям журнала «Лайф» за разрешение воспроизвести рис. 67 (фото Дэвида Скермана);

— директору Института строительной механики в Харбине (КНР) за рис. 99, 106, 107, 113, 131, 165 и 166, а также д-ру Р. Д. Адамсу за соответствующую помощь;

— концерну «Асахи Симбун» за разрешение воспроизвести рис. 118, 124, 127, 164 и 169.

Фотография разлома при землетрясении Мино-Овари (рис. 64) является частью фотоработы К. Огава.

Остальные чертежи, а также рис. 45, 50 и 63 принадлежат автору.

Наконец, отдельного упоминания и благодарности заслуживает помощь Э. Торнли, С. Н. Беатуса и Дж. Уалана из отделения научной информации Новозеландского управления научных и промышленных исследований в копировании сейсмограмм и других материалов и подготовке фотографий (рис. 5).

ВВЕДЕНИЕ

Третий судья. Меня всего трясет!

Бен Джонсон. Вольпоне.

Изучать землетрясения — это не значит собирать старые рассказы о разрушениях и опустошениях или делать газетную сенсацию из сообщений о постигших людей бедствиях. Землетрясения — важная составная часть окружающей нас среды, и ни один район земного шара нельзя считать полностью от них избавленным. Сейсмологи работают во всех развитых, а также во многих развивающихся странах. Прежде всего они интересуются тем, почему и как происходят землетрясения, но этим предмет сейсмологии не ограничивается. Изучая волны, проходящие через Землю при землетрясениях, ученый способен воссоздать существенные детали ее внутреннего строения. Разработанные для такого изучения методы оказались полезными также при поисках нефти и других полезных ископаемых. В странах, где землетрясения происходят часто, возникают важные социальные и экономические проблемы; специальные задачи должны решать архитекторы и инженеры. Таким образом, сейсмология служит как практической деятельности человека, так и познанию фундаментальных законов природы.

Сейсмология принадлежит к числу молодых наук. Меньше века прошло с тех пор, как были получены первые удовлетворительные записи колебаний земли; начало же работы эффективной мировой системы сейсмостанций относится к гораздо более позднему сроку. Даже сегодня в этой системе остаются серьезные пробелы; слабые толчки можно детально изучать лишь в некоторых районах. Одним из таких районов является Новая Зеландия. Поскольку автор — житель этой страны, к ней относятся многие из обсуждаемых в книге примеров; тем не менее другие страны не обойдены вниманием. Читателю полезно иметь под рукой атлас, причем желательно, чтобы на картах были четко показаны высотные отметки суши и глубины морей. В приложении (см. Землетрясения Новой Зеландии) приводится карта Новой Зеландии, содержащая большинство упоминаемых в книге географических названий. Сейсмология — интернациональная наука, область ее действия — вся Земля. Наивно было бы думать, что чьи-либо местные обычаи могут стать всеобщими правилами.

Сейсмология — это часть более широкой науки — геофизики, возникшей как пересечение и связующее звено двух более старых наук — геологии и физики. Геология в широком смысле слова занимается всесторонним изучением Земли, однако в на-

стоящее время ее предметом, как правило, считают преимущественно описательное изучение происхождения и свойств горных пород и содержащихся в них ископаемых, а также преобразований земной поверхности под воздействием природных сил. Физика изучает материю во всех ее формах, ее поведение под воздействием высоких температур, давления, электричества и других сил. В сферу действия геофизики попадают, таким образом, разделы геологии, связанные с физическими измерениями и расчетами, и разделы физики, рассматривающие Землю и ее атмосферу.

Посетителей сейсмологических станций, как правило, вначале постигает разочарование. Поскольку приборы чувствительны к сотрясениям, доступ к ним разрешен лишь самым почетным гостям. Приборы спрятаны от сквозняков под тяжелыми колпаками; так как сейсмограммы изготавливаются фотографическим способом, самописцы держат в тусклом красном свете; никакой особой деятельности вообще не заметно. В помещениях наверху служащие завалены сейсмограммами, покрытыми извилистыми линиями. Деятельность служащих, на первый взгляд, состоит в нанесении пометок на эти графики, занесении сведений в «гроссбухи» и подготовке лент для ЭВМ. Кажется, что невозможно иметь дело с таким внезапным явлением, как землетрясение. Впечатление производят не сами приборы и сейсмограммы, а их назначение и содержание. После беседы со служащими посетители, как правило, бывают удовлетворены.

Эту книгу я предназначил именно таким людям — обычным посетителям сейсмостанций. Большинство из них хочет больше узнать о землетрясении, которое они пережили, о сейсмическом риске в том месте, где они живут, или о землетрясениях прошлых лет. Она предназначена также тем сотням добровольных наблюдателей, которые сообщают нам о длительности и интенсивности ощущаемых ими толчков. В этой книге они найдут доступное объяснение того, как используются их наблюдения и как они сочетаются с другими видами сейсмических исследований. Надеюсь, что среди читателей будут и те, кто никогда не ощущал ни малейших сейсмических сотрясений и не рассчитывают их ощутить. Природа и причины землетрясений, внутреннее строение земного шара, на котором мы живем, и поведение сооружений при землетрясениях — все эти вопросы должны интересовать каждого, кто наделен обычной человеческой любознательностью.

Хотя эта книга не относится к технической литературе, я со всей возможной тщательностью следил за технической строгостью изложения. Я постарался отделить субъективные суждения от фактов, не избегая и тех вопросов, по которым мнения специалистов расходятся. Опустить их значило бы лишить читателя именно того, что побуждает человека стать сейсмологом,

Глава I.

КАК ОЩУЩАЮТСЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Хоть ветра не было,
Дрожал в шкафу фарфор.

Александр Поп. Похищение локона.

Есть люди, уверяющие, что они никогда не ощущают землетрясений. Это целиком и полностью зависит от их местожительства, занятий и от характера сотрясений. В одних районах земного шара землетрясения бывают часто; в других они не происходят почти никогда. Самые слабые толчки можно принять за сотрясения от проезжающего грузовика или от порыва ветра; самые сильные могут вызвать разрушение строений, дорог и мостов, срыв оползней; на море могут подняться огромные волны, которые обрушиваются на сушу и довершают начатое землетрясением разрушение.

Еще в 18 в. Джон Мичелл пришел к выводу, что сотрясения Земли происходят вследствие прохождения через земную толщу упругих волн. Если проследить их путь назад до места их порождения, то можно установить причину возмущения. Очевидно, что для этого нужно осмотреть пораженную территорию, изучить повреждения и опросить свидетелей; тем не менее первая серьезная попытка развить идеи Мичелла была сделана лишь почти через два столетия.

Началом современной сейсмологии считается появление в 1862 г. красочно иллюстрированного двухтомника под названием: «Великое неаполитанское землетрясение 1857 года: основные принципы сейсмологических наблюдений». Это была работа ирландского инженера Роберта Маллета, совершившего экспедицию в Италию при поддержке Королевского общества. Маллет составил карту пораженной территории, разделив ее на четыре зоны. В первой зоне населенные пункты были уничтожены полностью; во второй были разрушены крупные строения и имелись человеческие жертвы; в третьей имели место лишь небольшие повреждения и не было несчастных случаев; наконец, в четвертой не было отмечено повреждений, хотя толчок и ощущался. Введенные Маллетом четыре категории составляют первую примитивную шкалу интенсивности землетрясений.

Такая классификация была, безусловно, необходима. За год-два до своего путешествия в Италию Маллет получил письмо от своего коллеги из Новой Зеландии, в котором описывалось землетрясение на юго-западе Уайрапапы в 1855 г.:

«Дом... испытал весьма неожиданное сотрясение, которое явно не прекращалось и сопровождалось ужасным шумом. Я моментально вскочил и бросился бежать в сад так быстро, как это позволяли сильные колебания; при этом сила колебаний возрастала, они сопровождалась грохотом, похожим на близкую стрельбу большого числа пушек одновременно, и тучами грязной пыли из падающих дымовых труб. Вначале, пока я бежал в сад,— примерно в течение 25 секунд—колебания носили характер резких рывков взад-вперед в северо-восточном и юго-западном направлениях; затем последовали более короткие и быстрые нарастающие колебания в перпендикулярном направлении, близившиеся примерно такое же время и остававшиеся строго,— примерно в горизонтальной плоскости. Затем оба вида колебаний продолжались в виде вихревого движения, очень похожего на то, которое ощущается в тряском вагоне на плохо уложенном железнодорожном полотне при очень большой скорости, когда человека кидает из стороны в сторону. Все это сопровождалось ощутимыми толчками вверх...»

В письме приводится еще много деталей, свидетельствующих о наблюдательности и аналитических способностях автора и его редком хладнокровии.

Сейсмические движения сложны, но поддаются классификации. Не составляет труда также уточнить оценки интенсивности по сравнению с четырьмя градациями сотрясений, использованными для карты Маллета. При составлении шкал интенсивности было проявлено много изобретательности. Одной из первых широко применявшихся шкал была разработанная в Швейцарии и Италии в конце прошлого века шкала Росси — Фореля, в которой описывались десять степеней сотрясения. В большинстве современных шкал их двенадцать, и, по-видимому, это максимальное число градаций, которые можно надежно различать между собой. На сегодняшний день в англоязычных странах наиболее широко распространена модифицированная шкала Меркалли (ММ). В нее включены градации начиная от едва ощутимого толчка (ММ I) до поистине ужасающих разрушений (ММ XII). В основу положены бытовые последствия землетрясений, различить которые нетрудно даже неопытному наблюдателю (рис. 1, 2).

В последние годы предприняты попытки ввести международную шкалу, известную под названием шкалы MSK (по фамилиям инициаторов разработки Медведева, Спонеяера и Карника). Эта шкала удачна, однако при наличии нескольких критериев для одной и той же интенсивности возникает необходимость устанавливать их эквивалентность. Для сейсмических наблюдений в Австралии, где одну из степеней сотрясения сравнивают с тем, «как лошадь третса о столб веранды», будет малопривлекательным широко употребляемое в Европе описание: «Начинают звонить церковные колокола». Европейцам, в свою очередь, будет трудно определить, может ли ощущаемый ими толчок опрокинуть каменный фонарь, фигурирующий в японских шкалах. Понятие «обычное крепко стоящее строение» будет иметь различные значения в Сан-Франциско и в сельских районах Ирана.



Рис. 1. Иллюстрация к шкале интенсивности. Упавшие со стеллажей банки и пакеты во время землетрясения в Нельсоне отвечают интенсивности ММ VI



Рис. 2. Иллюстрация к шкале интенсивности. Полное разрушение здания лечебницы во время землетрясения 1931 г. отвечает интенсивности по меньшей мере ММ X

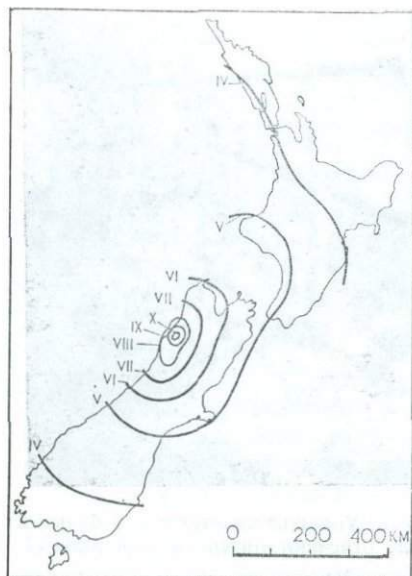


Рис. 3. Карта изосейсм. Изосейсмы показывают распределение интенсивностей (по модифицированной шкале Меркалли) при сильном неглубоком землетрясении в Иканигахуа (май 1968 г.)

в поперечнике, а сильный толчок может ощущаться за тысячу и более километров, полевые исследования обычно включают рассылку вопросников по почте. В них просят указать дату и время толчка, оценить длительность и направление колебаний, уточнить, какие звуки были слышны, какие предметы передвигались и какие повреждения были обнаружены. Это позволяет сотрудникам сейсмостанции определить интенсивность колебаний. Точность собираемой информации различна. В частности, лишь немногие люди имеют точное ощущение длительности секунды, поэтому для толчка, длившегося менее 1 мин, иногда может быть указана длительность в 10 мин и более. Миссионер-иезуит, сообщивший, что толчок длился «столько же, сколько занимает чтение «Отче наш», или чуть больше» (~25 с), должен считаться исключительно надежным наблюдателем.

Там, где толчки происходят часто, имеет смысл создавать постоянные группы наблюдателей. Например, на всей территории Новой Зеландии работает сеть наблюдателей-добровольцев, живущих на расстоянии 40—50 км друг от друга; эта сеть охватывает также некоторые острова южной части Тихого океана.

Следует подчеркнуть, что шкалы интенсивности не имеют никакого отношения к инструментальным измерениям. Они позволяют свидетелю в удобном виде обобщить свои ощущения и наблюдения, так что их можно сравнить с тем, что произошло в других местах или при другом землетрясении. Было бы ошибкой считать этот метод лишь историческим курьезом. Никакая сейсмическая станция не способна расставить приборы в количестве, сравнимом с числом живых свидетелей или строений. Связь между местоположением толчка, определенным сейсмологом на станции, с его последствиями можно установить также лишь путем наблюдений на местности.

Поскольку территория, на которой ощущается даже умеренное землетрясение, может измеряться сотней километров

Среди этих добровольцев — почтовые служащие, смотрители маяков и заповедников, а также частные лица. От них на сейсмостанцию Веллингтона в среднем два раза в неделю поступают сообщения о землетрясениях.

После сбора сообщений о подземном толчке оцениваются и наносятся на карту интенсивности сотрясений (рис. 3). Затем проводятся линии, соединяющие территории с одной и той же интенсивностью. Эти линии называются *изосейсмами*.

Если бы Земля имела повсеместно одно и то же строение, то можно было бы ожидать, что энергия распространяется от источника — очага землетрясения равномерно по всем направлениям и что район наиболее сильных сотрясений находится в эпицентре — точке на земной поверхности, расположенной непосредственно над очагом. Изосейсмы представляли бы собой множество концентрических окружностей, причем интенсивность убывала бы постепенно и равномерно во все стороны по мере удаления от эпицентра. Иногда так и происходит. Тогда местоположение эпицентра может быть определено по направлению, в котором перемещались предметы, и по ориентировке трещин в поврежденных зданиях. Чаще возникают нарушения, связанные с распространением слабых грунтов и особенностями геологического строения недр.

На несвязных грунтах типа рыхлых галечников интенсивность колебаний возрастает (мы еще вернемся к этой теме при рассмотрении вопросов инженерной сейсмологии). Глубинная геология часто такова, что изосейсмы превращаются из окружностей в эллипсы. Иногда это происходит из-за влияния геологического строения на механизм землетрясения, в результате чего в одних направлениях выделяется больше энергии, чем в других. Чаще, однако, это связано с тем, что упругие волны легче распространяются вдоль осей структурных складок и разрывов, чем в перпендикулярных направлениях.

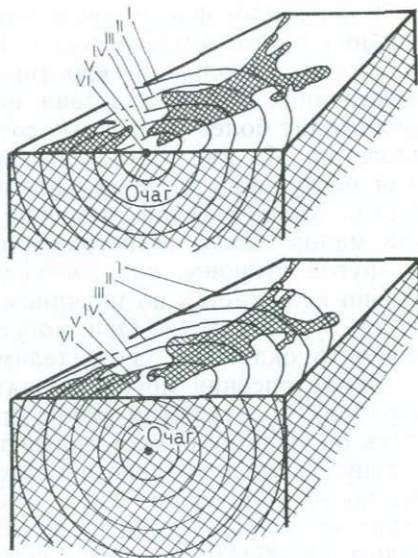


Рис. 4. Влияние глубины очага землетрясения на его интенсивность. Приведенные на рисунке землетрясения имеют один и тот же эпицентр и одинаковую максимальную интенсивность, однако при более глубоком расположении очага толчок ощущается на большей площади

Важнейшим фактором, влияющим на вид изосейст, является глубина очага землетрясения. Неглубокий толчок может ощущаться на небольшой территории как сильный, но на больших расстояниях его последствия незаметны. От глубокого толчка происходят более умеренные сотрясения, но на гораздо большей площади. Из рис. 4 становится ясно, почему это происходит. Для неглубоких толчков оценки глубины очага по изосейсмам иногда бывают лучше, чем инструментальные оценки, особенно при малом числе регистрирующих станций вблизи эпицентра. С другой стороны, вид изосейст от глубоких толчков обычно сильно искажается по причинам, которые обсуждаются в одной из следующих глав. Они могут быть смещены настолько, что эпицентр окажется за пределами пораженной территории.

Землетрясения могут ощущаться не только на суше, но и на кораблях в открытом море, хотя по-другому. Как правило, здесь ощущается единственный толчок вверх, как будто корабль наткнулся на подводное препятствие. Объясняется это тем, что жидкости пропускают лишь некоторые типы волн, проходящих через землю. Переходя из земли в воду на океанском дне, эти волны приобретают строго вертикальное направление. О различных типах волн будет говориться ниже. Сейсмические волны на воде обычно незаметны в открытом океане, однако в прибрежных водах и гаванях они могут нанести серьезный ущерб.

Наиболее полезную информацию о землетрясениях дают полевые наблюдения и обследование причиненных им разрушений, но для точного определения положения очага землетрясения и понимания механизма этого явления необходимо располагать также инструментальными наблюдениями. Поэтому в течение полувека после Маллета история изучения землетрясений сводилась к поискам подходящего регистрирующего прибора и попыткам разобраться в получаемых кривых.

Глава 2.

ЗАПИСЬ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Перст-летописец пишет хронику былого,
Не слушая ни доброго, ни злого.

Э. Фицджеральд. Рубайят Омара Хайяма.

2842

Запись колебаний земли при землетрясениях — непростое дело. Первая трудность состоит в том, чтобы найти неподвижную точку в условиях, когда все, что связано с Землей, колеблется вместе с ней. Сейсмологи выбрали метод, использующий *инерцию* — тенденцию тяжелых тел сохранять состояние покоя. Подвешенный груз стремится остаться на месте при движении точки подвеса. Если будет найден способ записи движения груза относительно точки подвеса, то мы получим примитивный сейсмограф. Основным недостатком такого устройства является то, что груз в конце концов последует за движущимся подвесом, а когда последний остановится, будет продолжать качаться. Даже простейшее движение точки подвеса превратится в весьма сложное движение груза, и для точной расшифровки записи потребуются немалое умение и опыт. При сложных же движениях точки подвеса расшифровка становится почти невозможной.

Науку движет вперед сочетание теории и эксперимента. Нам будет легче понять принцип работы сейсмографа, если мы сами проведем несложный эксперимент. Возьмите веревку длиной около метра и привяжите к одному ее концу небольшой, но достаточно тяжелый груз. Возьмите другой конец и поднимите груз так, чтобы он не касался пола. Начните двигать рукой очень медленно взад и вперед. Груз будет следовать за ней без раскачивания, т. е. не будет двигаться относительно руки. Если увеличить скорость возвратно-поступательного движения, груз начнет раскачиваться все сильнее и сильнее. Если менять направление движения руки примерно каждую секунду, качание груза будет очень сильным даже при небольших перемещениях руки. Это означает, что собственный период качания маятника и период колебаний руки совпадают. При этих условиях, очевидно, маятник дает большое увеличение колебаний руке; если же рука остановится, то он будет продолжать качаться, производя ложную запись. Остановите груз, а затем попробуйте резко и быстро подергать рукой взад-вперед. Груз останется почти неподвижным, хотя рука движется относительно него. В этом случае мы очень близки к тем условиям, которые нужны для записи движения точки подвеса при землетрясении. Остаются два неудобства. Увеличение колебаний очень мало. Если же нужно измерить медленные сейсмические колебания, то

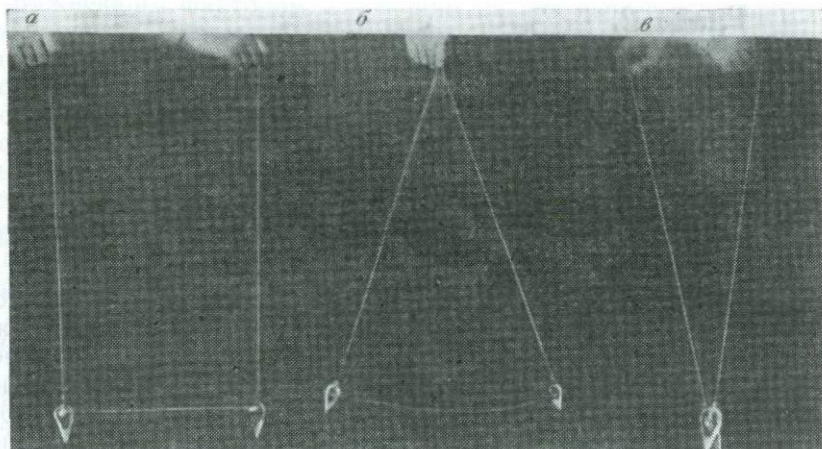


Рис. 5. Реакция простого маятника. Фотографии с большой выдержкой иллюстрируют три стадии описываемого здесь эксперимента *а* — период колебаний больше собственного периода маятника; *б* — период колебаний совпадает с собственным периодом маятника; *в* — период колебаний меньше собственного периода маятника

потребуется маятник с очень большим собственным периодом. На рис. 5 приведены фотографии описанного выше эксперимента, но читателю советуем воспроизвести его самому.

Здания и другие сооружения, связанные с землей, реагируют на землетрясения подобным же образом, что обуславливает важность полученных результатов. Следовательно:

1. Если период колебания точки подвеса намного больше собственного периода маятника, то груз следует за подвесом и увеличение колебаний равно нулю.

2. Если период колебания точки подвеса совпадает с собственным периодом маятника, то увеличение очень велико.

3. Если период колебаний точки подвеса мал по сравнению с собственным периодом маятника, то увеличение примерно равно единице.

Постараемся применить эти результаты к конструированию простого сейсмографа. Основной задачей является выбор для прибора подходящего собственного периода колебаний. Если он будет больше периода колебаний земли, которые требуется регистрировать, получим вполне достоверные записи колебаний земли, но вряд ли добьемся какого-либо их увеличения. Если периоды окажутся примерно одинаковыми, то получим большое увеличение, но поскольку землетрясение заставит маятник прибора раскачиваться, значительная часть записи будет обусловлена поведением маятника, а не земли.

Легче всего достичь нужного результата, обеспечив маятнику тем или иным способом возможность затухания. Затухание — это торможение, в результате которого качающийся предмет в конце концов останавливается. Обычно оно связано с сопротивлением воздуха и трением в точке опоры. Поскольку в рассматриваемом случае маятник должен останавливаться как можно быстрее, необходимо усилить естественное затухание. Этого можно достичь, прикрепив к маятнику пластинку, которая увеличивает сопротивление воздуха или же перемещается в ванночке с жидким маслом.

В более сложных приборах пластинка изготавливается из меди или алюминия и помещается между полюсами сильного магнита. Вихревые токи, возникающие при ее движении, также вызывают эффект затухания, не подверженный влиянию изменений температуры, атмосферного давления и влажности. Величину затухания часто доводят до *критической*, когда отклоненный маятник возвращается в исходное положение без дополнительных колебаний. На рис. 6 показано, как влияет изменение величины затухания на увеличение колебаний. Маятник с критической величиной затухания дает вполне достоверную картину колебаний земли в достаточно широком диапазоне периодов. Выбрав подходящую величину затухания и собственный период колебаний маятника, можно сконструировать сейсмограф, пригодный для изучения большинства интересующих нас проблем.

Поскольку для повышения достоверности записи приходится жертвовать увеличением колебаний, сейсмографы обычно оснащаются механизмом, увеличивающим колебания маятника перед их записью. В первых приборах использовались рычаги. На конце последнего рычага закрепляли перо, оставлявшее отметки на барабане, покрытом закопченной бумагой, и обеспечивавшее непрерывную запись. После обработки таких записей раствором шеллака в метилированном спирте они становились четкими и пригодными для длительного использования. Приборы такого рода до сих пор применяются для записи сильных землетрясений, однако для получения больших увеличений они не очень удобны. Сила трения пера оказывает обратное действие на груз через рычаги, и если масса груза не очень велика, то это влияние искажает колебания. В Европе конструировались сейсмографы с подвешенными грузами массой до 20 т. На рис. 7 изображены два сейсмографа: 1) сейсмограф Омори — это классический горизонтальный маятник с массой груза в несколько килограммов, периодом в несколько секунд и увеличением порядка 100; 2) сейсмограф Вихерта, регистрирующий обе горизонтальные компоненты; грузом является бак, содержащий 17 т железной руды, период колебания равен ~ 1 с. Естественно, что помещения для таких приборов и их установка требуют больших затрат. Возникают и чисто механические трудности:

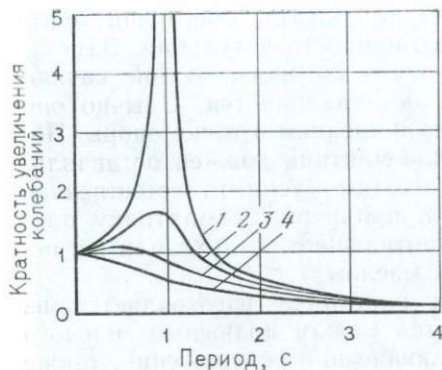


Рис. 6. Усиление колебаний Земли с различными периодами сейсмографом, имеющим собственный период 1 с:

1 — без затухания; 2 — с затуханием; 3 — при критическом затухании; 4 — при затухании выше критического

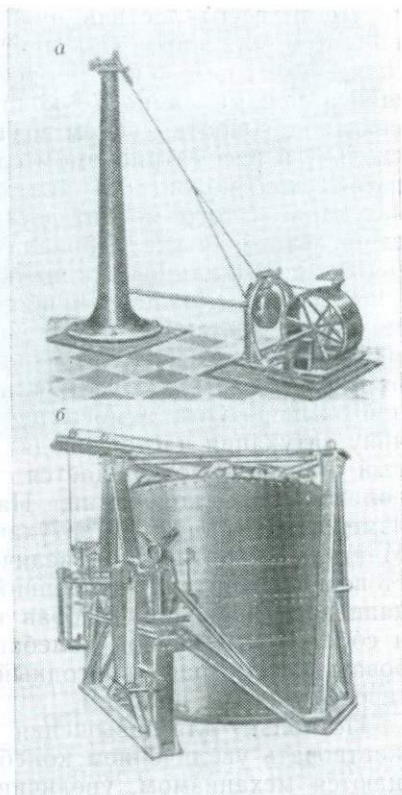


Рис. 7. Механические сейсмографы:

а — Омори; б — Вихерта

увеличивающие колебания рычаги должны быть одновременно прочными и легкими, а способ их соединения должен исключать возможность «мертвого хода».

В более современных приборах в качестве прямого или промежуточного метода используется фотозапись. Прямой способ заключается в том, что к маятнику прикрепляется маленькое зеркальце, а отражаемый им луч света падает на светочувствительную бумагу, обернутую вокруг барабана. Каждый школьник, игравший с осколком зеркала в солнечный день, знает, что малейшее движение зеркала приводит к очень большому смещению отражаемого им «зайчика». Таким образом, можно увеличить и записать колебания маятника, избежав дополнительного трения и помех от рычагов. По мере вращения барабана колебания светового блика превращаются в темную линию на белом фоне бумаги.

Хотя прямой способ в настоящее время является далеко не устаревшим, наиболее широко применяется, по-видимому, промежуточная запись. Приборы, в которых используется промежу-

точная запись, называются электромагнитными сейсмографами. В них на маятнике укреплена небольшая индукционная катушка, которая может качаться между полюсами магнита, вмонтированного в корпус прибора. При движении катушки возникает ток, проходящий через гальванометр — чувствительный датчик с зеркальцем вместо стрелки. Колебания зеркальца гальванометра записываются на фотобумагу точно так же, как и колебания маятника при прямом способе. На первый взгляд, этот прибор неоправданно усложнен дополнительными приспособлениями; однако он имеет большие преимущества. Во-первых, часть прибора, чувствительная к колебаниям земли, может быть удалена от барабана; значит, на нее будут в меньшей степени влиять посещения оператора. Во-вторых, электрические токи легко поддаются контролю, их можно усиливать, ослаблять и преобразовывать разными способами для специальных целей. К достоинствам электромагнитных сейсмографов относится и то, что с ними можно работать при дневном свете и что они нечувствительны к наклону поверхности. При использовании сейсмографов с механической или прямой записью слабый наклон земли приводит к смещению нулевого положения светового блика; поэтому расстояния между трассами на сейсмограмме становятся неравномерными. При сильном наклоне трассы перекрываются, что затрудняет чтение записей. В электромагнитном приборе величина возникающего тока зависит от скорости перемещения катушки, поэтому медленные колебания не дают заметного эффекта.

До последнего времени сейсмологи-наблюдатели избегали пользоваться электронным оборудованием. Простой гальванометр, непосредственно соединенный с сейсмометром, давал увеличение колебаний, достаточное для решения большинства задач. Ламповые усилители были неточны и ненадежны, с трудом поддавались калибровке, потребляли много электроэнергии. Положение заметно изменилось с момента изобретения транзисторов и печатных схем. Сейсмометры стали меньше; усилитель потреблял меньшую мощность, чем гальванометр, а его выходная мощность была достаточной для перемещения пера при довольно большом его трении о бумагу. Вновь стала использоваться закомпеченная бумага, на которой получался очень тонкий равномерный след. Этот способ особенно полезен в портативном оборудовании, поскольку в полевых условиях нельзя осуществить удовлетворительную фотографическую обработку. В стационарных условиях для получения записей при дневном свете используются самописцы, пишущие либо нагретым пером на термочувствительной бумаге, либо чернилами, которые поступают по тонкому капиллярному каналу. С их помощью можно без дополнительной обработки получать информацию для предупреждений о цунами. Потребности в энергии при этом паразитически малы и удовлетворяются обычными батареями.

В дополнение к этому можно увеличить расстояние между сейсмоприемником и регистратором, используя радиосвязь. Это расстояние можно легко довести до нескольких десятков километров. Операторы уже не должны страдать от того, что самые спокойные точки находятся обычно в наименее удобных местах. Можно подсоединить всю сеть сейсмометров к одному пункту записи, упростив тем самым решение проблем синхронизации и уменьшив необходимое число операторов. Такие сети работают в Калифорнии и Новой Зеландии, и их число постоянно растет.

Прежде чем описать некоторые из применяющихся сейсмографов, следует упомянуть о менее, казалось бы, важной части оборудования — барабане самописца. Сейсмограф состоит из двух одинаково важных частей — сейсмометра, чувствительного к колебаниям земли, и самописца, который фиксирует его показания. Можно подумать, что самописец настолько прост, что о нем не стоит и говорить. Он состоит из барабана диаметром примерно 30 см и такой же высоты, снабженного мотором, который вращает его обычно со скоростью два или четыре оборота в час, и винтовым устройством, медленно перемещающим его вдоль оси так, чтобы последовательные трассы не перекрывались. Очень трудно сохранять постоянными малые скорости; серьезную роль играют даже небольшие неполадки в механизме. Если барабан неточно сбалансирован, он будет то и дело обгонять мотор, а потом ждать, когда тот его снова догонит. Поскольку сейсмологам зачастую нужно определить момент прихода волны с точностью до десятых долей секунды, нельзя пользоваться мотором с обычным часовым механизмом: часовой спуск перемещает стрелки толчками с интервалами в 0,2 или даже 0,5 с.

Максимальная равномерность достигается с помощью синхронного двигателя, приводимого в движение электрическим током тщательным контролируемой частоты. Иногда используется питание от сети, но в настоящее время на большинстве станций для отсчета времени применяются очень точные электронные часы, с помощью которых можно получить более устойчивый ток для управления барабанами.

При использовании фотозаписи нужны также лампы. Система линз направляет свет лампы на зеркальце сейсмометра и обеспечивает фокусировку отраженного луча на поверхности барабана в виде крошечного, но четко очерченного блика. Недостаточная яркость и четкость блика сказывается на точности замеров времени, и тогда короткопериодные колебания различаются с трудом.

В некоторой точке на пути светового луча расположен затвор, который раз в минуту на мгновение закрывается с помощью точных часов, так что на записи появляется короткий пробел. Во многих приборах вместо затвора используется стеклянная призма, и световой луч не заслоняется, а отклоняется

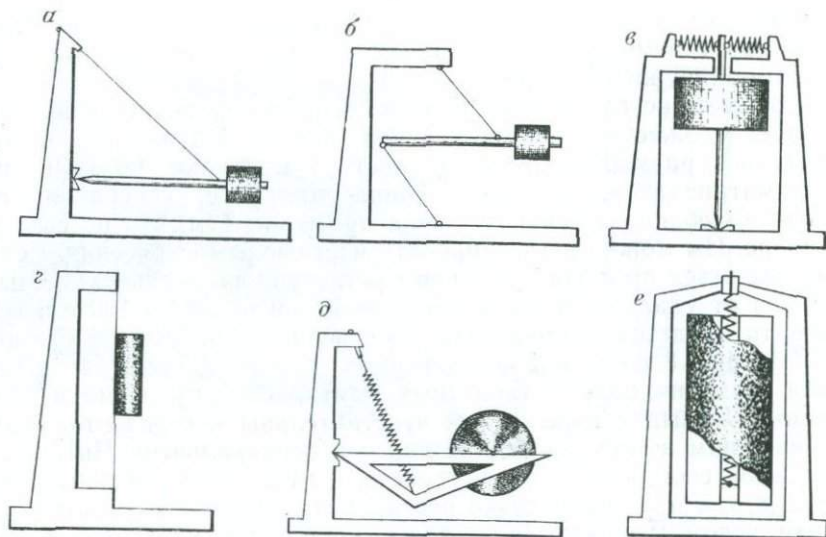


Рис. 8. Основные типы маятников для сейсмографов:

a — горизонтальный маятник (Омори, Милн-Шоу, Пресс-Юинга); *б* — горизонтальный маятник с подвеской Зольнера (Голицына); *в* — перевернутый маятник (Вихерта, масса 1000 кг, период 10 с); *г* — крутильный сейсмограф (Вуда—Андерсона); *д* — вертикальный маятник (Голицына, Пресс-Юинга); *е* — вертикальный сейсмограф (Беньоффа, Вильсона—Ламизона)

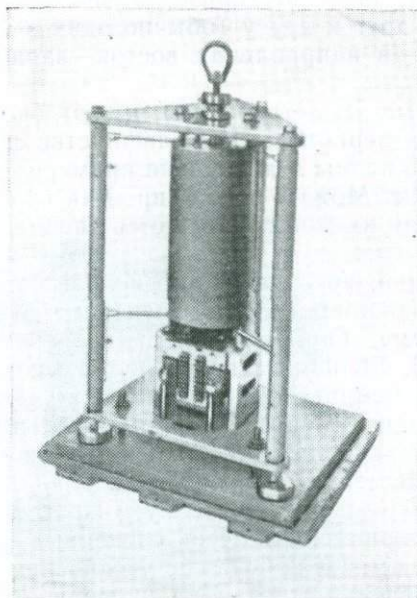


Рис. 9. Вертикальная компонента сейсмографа Беньоффа, схематически изображенной на рис. 10

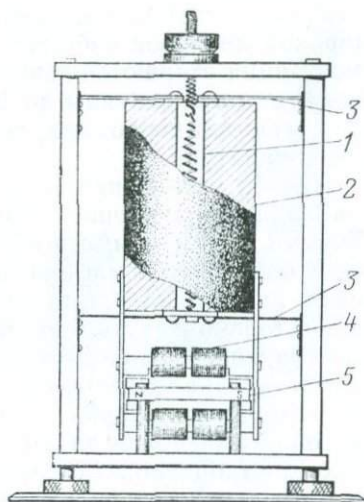


Рис. 10. Вертикальный сейсмометр Беньоффа:

1 — пружина; 2 — груз; 3 — ограничители; 4 — катушки; 5 — магнит

слегка в сторону, так что никакая часть записи не теряется. При сильных сейсмических колебаниях, однако, такие отметки времени обнаружить трудно.

В качестве главной части сейсмографа с успехом использовалось множество типов маятников (рис. 8—16), но все они отличались размерами от того простого маятника, который мы рассматривали до сих пор. Длина маятника, совершающего одно колебание в секунду, равна примерно 1 м, что не совсем удобно. Им можно регистрировать местные землетрясения. Если же пытаться простым маятником регистрировать поверхностные волны от удаленных толчков с периодами от 20 до 100 с и более, то придется подвешивать его к вершине Эйфелевой башни.

На рис. 8 показаны некоторые из устройств, применявшихся для создания более компактных маятников с нужными периодами. Первые четыре из них чувствительны к горизонтальным движениям земли, последние два — к вертикальным. Читатели, видимо, сообразят, что устройства типа изображенных на рис. 8, а, б и г, будут чутко реагировать на колебания под прямым углом к плоскости чертежа, колебания же вдоль линии, соединяющей центр подвешенного груза с точкой подвеса, не будут оказывать на них никакого воздействия. Это свойство — достоинство, поскольку оно позволяет сейсмологу анализировать природу приходящей волны и определять ее направление. Сейсмографы часто группируют: два—три горизонтальных, установленных под прямым углом друг к другу (обычно один в направлении север—юг, другой — в направлении восток—запад), и вертикальный.

Упругие волны, порождаемые землетрясением, имеют очень широкий диапазон собственных периодов. На большинстве сейсмостанций стараются записать волны в диапазоне примерно от десятых долей секунды до 100 с. Можно регистрировать волны и с большими периодами, но для их записи требуется специальная аппаратура.

Предел увеличения колебаний, которое можно использовать для заданной величины периода, определяется слабыми колебаниями земли — *микросейсмами*. Они возникают все время, даже когда нет землетрясений. Если чувствительность сейсмографа достаточна для их регистрации, дальнейший рост увеличения только запутывает записи. Микросейсмы наиболее распространенного типа обладают периодами от 2 до 6 с, поэтому обычно устанавливают два комплекта сейсмографов: один для регистрации колебаний с периодами короче, чем у микросейсм, другой — для более длинных периодов. В очень спокойных местах короткопериодные приборы могут работать с увеличениями до нескольких сот тысяч, увеличения же для длиннопериодных приборов редко превышают несколько тысяч. Странно, что именно длиннопериодные приборы оказываются наиболее полезными при записи отдаленных землетрясений. Это происходит

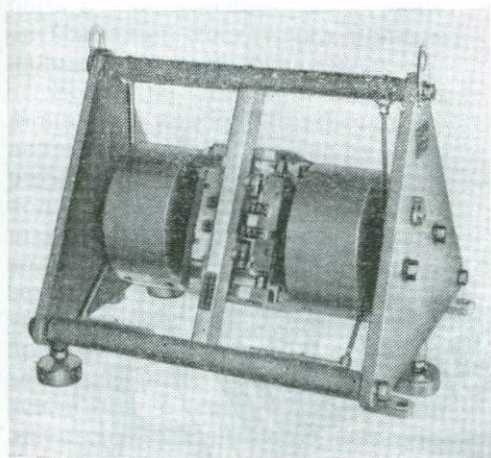


Рис. 11. Сейсмограф Бенюффа с переменным сопротивлением

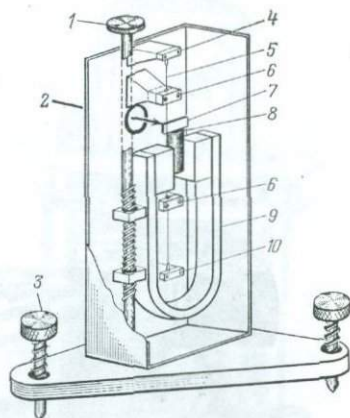


Рис. 12. Крутильный сейсмометр Вуда — Андерсона:

1 — настройка затухания; 2 — падающий световой луч; 3 — настройка по периоду; 4 — верхнее крепление; 5 — крутильная нить; 6 — масляный демпфер; 7 — зеркальце; 8 — цилиндрический груз; 9 — магнит демпфера; 10 — нижнее крепление

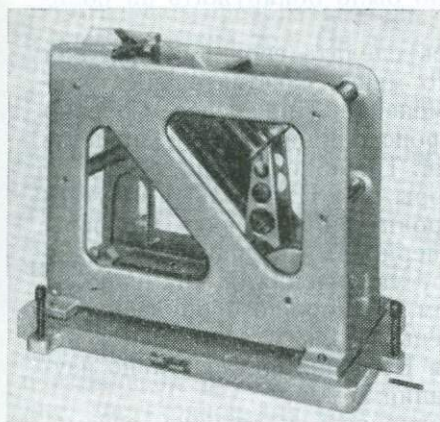


Рис. 13. Вертикальный маятник

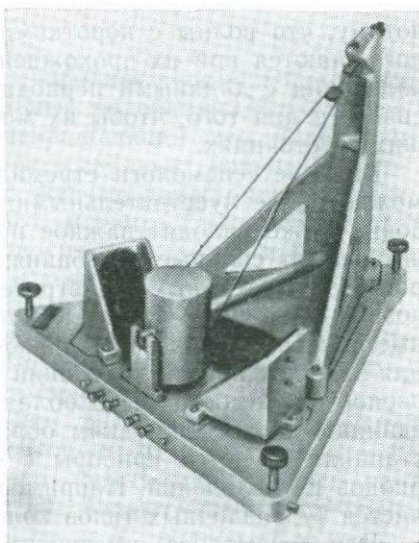


Рис. 14. Горизонтальный маятник

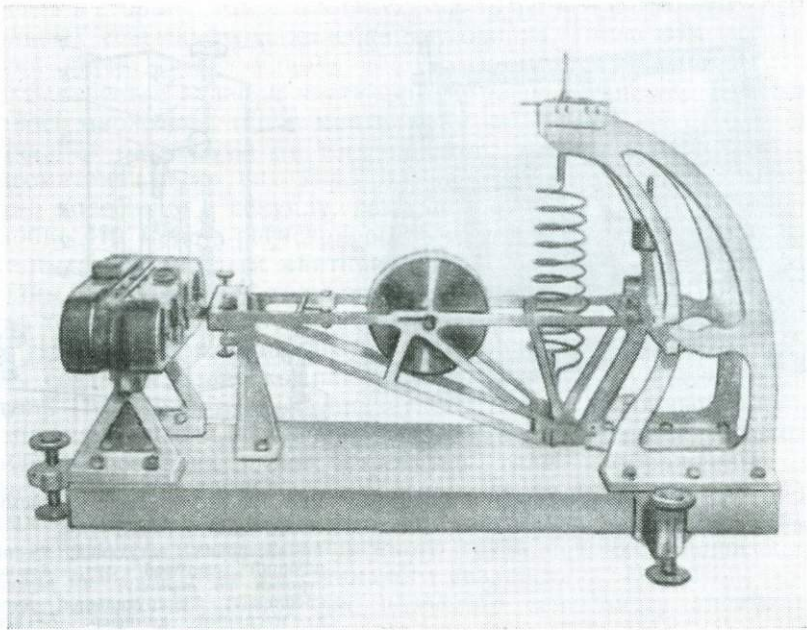


Рис. 15. Сейсмограф Голицына

потому, что волны с короткими периодами в большей степени поглощаются при их прохождении сквозь землю, так что лишь колебания с длинными периодами остаются достаточно интенсивными для того, чтобы их можно было обнаружить на больших расстояниях.

Вначале сейсмологи стремились сделать свои приборы как можно более чувствительными. Но менее чувствительные приборы также находят важное применение. Инженеров особенно интересуют сильные колебания, происходящие вблизи эпицентров разрушительных землетрясений. Такие колебания, если и не повреждают чувствительные приборы, дают настолько запутанные записи, что их невозможно проинтерпретировать. Приборы для записи сильных колебаний с периодами в диапазоне инженерной значимости часто обладают увеличениями примерно от единицы до десяти. Таким образом, на хорошо оборудованных станциях имеются приборы с очень широким диапазоном периодов и увеличений. Например, в Веллингтоне постоянно изучается 17 различных типов колебаний земли.

Для сейсмолога, имеющего склонность к технике, сейсмографы представляют такой же предмет увлечения, как и старинные автомобили. Приступая к их описанию, необходимо по-

бороть искушение и ограничиться лишь достаточно полным изложением самого важного.

Если на станции имеется лишь один прибор, то обычно это вертикальный сейсмограф с коротким периодом. С его помощью получают хорошие записи местных толчков, а также первых волн, приходящих от удаленных землетрясений. В современных условиях это электромагнитный прибор, чаще всего с фотозаписью, реже связанный через усилитель с самописцем, снабженным чернильным или нагревающимся пером.

В 1930 г. д-р Гуго Беньофф сделал первый сейсмометр, который в диапазоне коротких волн обеспечивал увеличение 100 тыс. и более. Этот вертикальный сейсмометр показан на рис. 9 и 10. Цилиндрический груз массой 100 кг поддерживается пружиной, проходящей вдоль его оси внутри ствола и подвешенной на раме высотой около 1 м. Плоские металлические ограничители выше и ниже груза допускают его свободное перемещение вверх и вниз, но исключают горизонтальные колебания. Ниже груза смонтирован преобразователь, превращающий его колебания в электрический ток. Он состоит из нескольких катушек, которые надеты на каркас из мягкого железа, движущийся вместе с грузом, и сильного постоянного магнита, прикрепленного к раме. При движении груза относительно рамы изменяется магнитный поток через катушки и генерируется ток, проходящий через гальванометр. Обычно используются два гальванометра: один с собственным периодом примерно четверть секунды, другой — с периодом 90 с и более; они связаны с разными катушками и барабанами самописцев.

В горизонтальном сейсмометре (см. рис. 11) груз разделен на две части, расположенные по обе стороны от преобразователя, индукционное устройство помещено между ними. Здесь нет центральной пружины; ограничители создают возвратное усилие, достаточное для возвращения груза в среднее положение. Высокая чувствительность, простота и надежность приборов Беньоффа обеспечили широкое их применение. Популярность

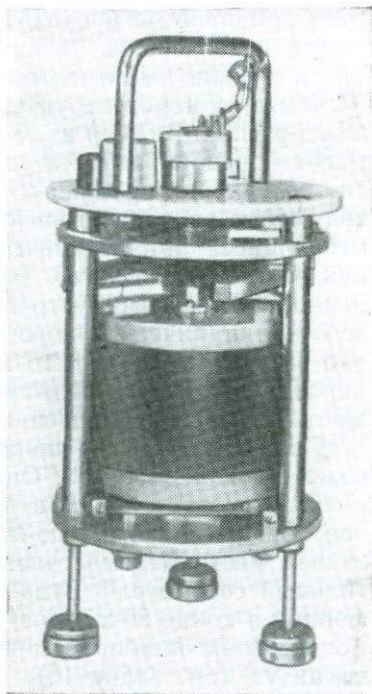


Рис. 16. Сейсмограф Вилмора со снятым корпусом

этих приборов не проходит, хотя вскоре были предприняты попытки использовать их преимущества при создании более легких и компактных сейсмометров.

Одну из наиболее успешных попыток такого рода предпринял д-р П. Л. Вилмор из Кембриджа. В его приборе (см. рис. 16) магнит преобразователя одновременно является грузом. Он висит на плоских пружинах, которые могут быть сняты при необходимости записать горизонтальные колебания. Геофоны, применяющиеся при сейсмической разведке, похожи по конструкции, но меньше и легче. Ток индуцируется в катушке, прикрепленной к раме. Все устройство помещается в водонепроницаемую цилиндрическую коробку диаметром 16 см и высотой 33 см; оно весит менее 5 кг. Его можно поместить в неглубокую бетонированную камеру или просто закопать, что значительно снижает стоимость размещения и установки приборов.

Приборы Вилмора широко используются в канадской и новозеландской системах. Они пользуются большим спросом для полевых исследований вулканических сотрясений и афтершоков. Самым первым по-настоящему удобным прибором для записи местных землетрясений был, однако, механический крутильный сейсмограф Вуда—Андерсона, разработанный в Калифорнии в конце 20-х годов. На основе записей, полученных с помощью этих приборов, проф. Рихтером была создана шкала магнитуд (см. главу 10). Устройство приборов показано на рис. 12.

«Тяжелым» грузом служит здесь крошечный медный цилиндр не толще проволоки для изгороди и всего лишь около 25 мм длиной. Поскольку ему не нужно приводить в движение какой-либо механизм, его можно сделать небольшим и удобным. На верхней стороне цилиндра крепится зеркальце, и это устройство надевается на тонкую вольфрамовую проволоку длиной приблизительно 20 см. Чуть выше и ниже груза проволока проходит через два небольших отверстия, смазанных касторовым маслом. Этим устраняется возможность вибрации проволоки наподобие скрипичной струны, и единственным возможным движением груза остается вращение вокруг проволоки. По обе стороны от груза расположены полюса магнита, обеспечивающего затухание с помощью вихревых токов. В различных моделях прибора магнит устроен по-разному, но его всегда можно перемещать вверх и вниз. Правильно выбрав длину части цилиндра, помещающейся между полюсами магнита, можно придать затуханию критическое значение. Увеличение этого сейсмографа равно примерно 3000, период — чуть больше 0,75 с.

Хорошие короткопериодные сейсмографы появились сравнительно поздно. Отчасти это произошло потому, что их конструкция несколько сложнее, отчасти же потому, что страны, в которых в начале века развивалась геофизическая наука, не были подвержены разрушительным землетрясениям. Все же в 1889 г.

фон Ребер и Пашвиц в Потсдаме зарегистрировали японское землетрясение с помощью маятника, предназначенного для изучения силы тяжести, после чего была осознана научная ценность таких записей. К 1900 г. было сконструировано несколько приборов с горизонтальным маятником, а Британская ассоциация развития науки предприняла активные усилия по созданию мировой системы регистрации землетрясений.

В некоторых старых приборах использовалась фотозапись, в большинстве из них, однако, записи получались на закопченной бумаге. Типичным представителем приборов этого типа является сейсмограф Омори (см. рис. 7), который со времени его создания почти не изменился. С другой стороны, приборы с фотозаписью значительно совершенствовались. С появлением электромагнитных сейсмографов с записью через гальванометр фотозапись стала предпочтительней, и лишь изобретение надежных усилителей позволило вернуться к различным видам первой записи.

Первый электромагнитный сейсмограф был создан в 1906 г. в России князем Борисом Голицыным. Прибор Голицына был привлекателен тем, что из него можно было составлять согласованные комплекты, в которых вертикальный сейсмометр обладал тем же периодом, затуханием и увеличением, что и горизонтальный. Конструировать вертикальные сейсмометры и работать с ними всегда трудно. Единственный способ обеспечить грузу свободное движение вверх и вниз — это так или иначе подвесить его на пружине, а пружины обладают рядом неудобств. Их длина и упругость меняются при колебаниях температуры, а металл, из которого они сделаны, «ползет» по мере роста усталости. Использование специальных сплавов и устройств температурной компенсации увеличивает сложность прибора, а лучшие сейсмографы всегда были простыми.

Классический сейсмограф Голицына показан на рис. 15. Груз закреплен на стреле, имеющей вид треугольной фермы, один конец которой опирается на плоскую пружину; стрела держится в горизонтальном положении силой натяжения вертикальной спиральной пружины. Индукционная катушка и медная пластинка затухания перемещаются между двумя комплектами магнитов, смонтированных на другом конце стрелы. Меняя их положение, можно варьировать величину затухания и чувствительность прибора. Обычно прибор работает с периодами 12 или 24 с и с увеличением в несколько сот раз.

Использование гальванометров с очень длинными периодами в сочетании с сейсмометрами Беньоффа привело к падению популярности приборов голицынского типа, однако с изобретением в 50-х годах на сейсмостанции Ламонт сейсмометров Пресса—Юинга они вновь стали популярны. Принцип работы и общее техническое устройство приборов Пресса—Юинга такие же, как в приборе Голицына. Специальное внимание уделяется

их стабильной работе при больших периодах, а также исключению ложных резонансов, вызванных колебаниями вертикальной пружины; в них используются более эффективные индукционные катушки. В удобных местах маятник может стабильно работать с периодами до 30 с и приводить в движение гальванометр, имеющий период 100 с и более. Стрела вертикального прибора Пресса—Юинга (см. рис. 13) — это горизонтальный каркас, имеющий слева точку опоры. Справа находится груз, разделенный на две части и поддерживаемый диагональной пружиной. Рядом с центром масс груза стрела поддерживает также опору с отверстиями, несущую индукционные катушки. Магниты прикреплены к раме прибора и расположены над пружиной. Колебания стрелы передаются через опору индукционным катушкам. Как и горизонтальный прибор, вертикальный сейсмометр Пресса—Юинга может работать с периодами от 15 до 30 с. На рис. 14 изображен горизонтальный маятник. В этом длиннопериодном сейсмометре Пресса—Юинга груз укреплен на конце стрелы и связан проволочными тягами с жесткой стойкой. Индукционные и калибровочные катушки перемещаются между полюсами цилиндрических магнитов, прикрепленных к основанию и расположенных по обе стороны груза. Во время работы прибор защищен от колебаний давления прочным воздухопроницаемым железным корпусом, а от колебаний температуры — наружным чехлом из полистрома. Такие приборы вместе с соответствующим вертикальным сейсмометром используются в мировой стандартной сети; они обычно работают с периодами 15 и 30 с.

Глава 3.

ЧТЕНИЕ ЗАПИСЕЙ

Прорицатель. Порой в великой книге тайн природы
Мне удастся кое-что прочесть.

У. Шекспир. Антоний и Клеопатра.

Записи удаленных и близких землетрясений во многом различны. Можно ли использовать эту разницу для нахождения расстояния? Тогда удалось бы определить положение центра нарушения с большей точностью, чем при использовании изосейсм.

Вид записей говорит о том, что движения земли при землетрясениях носят характер волн. Физики давно занимаются волнами и различают большое число их разновидностей. Существует четыре—пять возможных видов колебаний земли; для понимания записей необходимо установить, какие из них участвуют в движениях.

Наибольшее значение при изучении землетрясений имеют два вида волн. Сейсмологи говорят о них так часто, что присвоили им однобуквенные обозначения — *P* и *S*. Эти буквы обозначают *primary* (первичные) и *secondary* (вторичные) волны, по порядку их прихода; для запоминания, однако, удобнее называть их *push* (толчок) и *shake* (сотрясение). Физики, любящие давать названия, содержащие точные математические описания явлений, называют их соответственно продольными и поперечными или волнами сжатия и сдвига.

Продольная, или *P*-волна,— это волна типа звуковой, имеющая максимальную скорость. При ее прохождении каждая частица породы перемещается вперед и назад вдоль направления движения волны. Таким образом, среда испытывает ряд сжатий и разрежений. Изобразить на рисунке этот тип волн непросто (рис. 17). Представим себе, что по левому концу стержня произведен резкий удар молотком. Частицы, подверженные удару, на мгновение смещаются, а затем возвращаются назад. При этом они передают усилие своим соседям и заставляют их сдвинуться вправо. Когда импульс достигнет противоположного конца, его приход может быть замечен по отскакиванию шарика, привязанного на веревочке. При прохождении поперечной, или *S*-волны, частицы перемещаются перпендикулярно к направлению, в котором она распространяется, точь-в-точь как это происходит с веревкой, которую привязали за один конец и дергают за другой (см. рис. 17).

Скорость распространения этих волн неодинакова. *P*-волны проходят около 8 км/с, а *S*-волны — лишь около 4,5 км/с (тем,

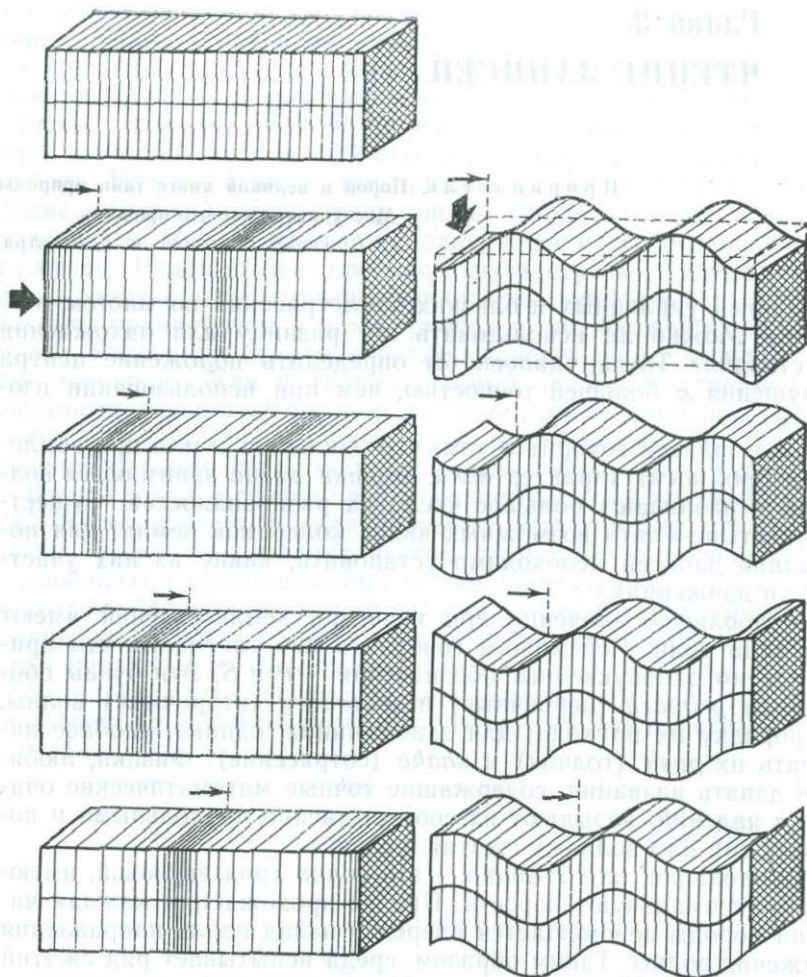


Рис. 17. Продольные и поперечные волны. Если по левому концу стержня, изображенного слева сверху, нанести резкий удар, то вдоль него пойдет волна сжатия. Частицы перемещаются вперед и назад в направлении распространения волны, поэтому волна называется продольной. Удар сверху вниз, как показано справа, порождает поперечную волну, похожую на колебания веревки, которую раскачивают за один конец. Землетрясения генерируют волны обоих типов

кто не привык к метрической системе, нужно вспомнить, что в 1 км около 5/8 мили).

Это означает, что P -волна всегда приходит первой, а S -волна запаздывает. Чем дальше находится регистратор от очага землетрясения, тем больше будет интервал времени между приходами этих волн. Если распознать их на записи и измерить вре-

менной интервал между их приходами, легко установить расстояние до очага. Чем дальше от нас произошло землетрясение, тем глубже проникнут волны в толщу земли, а чем глубже они проникнут, тем быстрее распространятся. Поэтому простые расчеты с использованием полученных таким образом цифр будут неточны. Для учета соответствующих поправок разработаны специальные таблицы; их можно также изобразить на диаграмме (рис. 18), что позволяет очень быстро получить нужный ответ.

Имея трехкомпонентную запись, можно определить направление, по которому пришла волна, однако в силу ряда причин оценки направления менее точны, чем оценки расстояния. Чем дальше произошло землетрясение, тем большее влияние на оценку положения очага имеет даже незначительная погрешность в определении направления. Поэтому чаще всего очаги землетрясений находят с использованием расстояний от нескольких станций, на которых был зарегистрирован толчок. По этой причине сейсмологи обмениваются расшифровками записей с коллегами из соседних стран.

Рассмотрим пример из практики. Забудем на время, что настоящий очаг сотрясения расположен на некоторой глубине, и сосредоточим внимание на эпицентре — точке поверхности Земли непосредственно над очагом. Это удобно, так как в некоторый момент нам надо будет изобразить результаты на карте.

Полученная в Веллингтоне запись толчка 13 февраля 1973 г. (рис. 19) показала, что между приходом *P*- и *S*-волн прошло 17 с. Этому соответствует расстояние 149 км, так что эпицентр должен лежать где-то на окружности радиуса 149 км с центром в Веллингтоне. На станции Тарата этот интервал составил 14 с, поэтому радиус соответствующей окружности равен 119 км. Начертив эти две окружности (см. рис. 19), найдем, что они пересекаются в двух точках, одна из которых должна быть эпицентром. Одна из точек находится вблизи побережья на суше, другая — на некотором расстоянии от него в море. В обоих пунктах в прошлом случались землетрясения, поэтому нельзя отдать предпочтение ни одному из них. Нужна третья станция. На станции Тарадале получен интервал 16 с и расстояние 139 км. Это позволяет начертить третью окружность, которая показывает, что правильным следует считать положение эпицентра на суше. Тот факт, что толчок ощущался как сильный в районе Уонгануи, но не ощущался на о-ве Южном, лишний раз убеждает нас в правильности такого выбора.

Для достижения полной уверенности можно воспользоваться данными других станций. При этом, однако, вследствие несовершенства записей, а также из-за того, что время распространения волн в разных частях страны подвержено небольшим местным изменениям, окружности не пересекутся строго

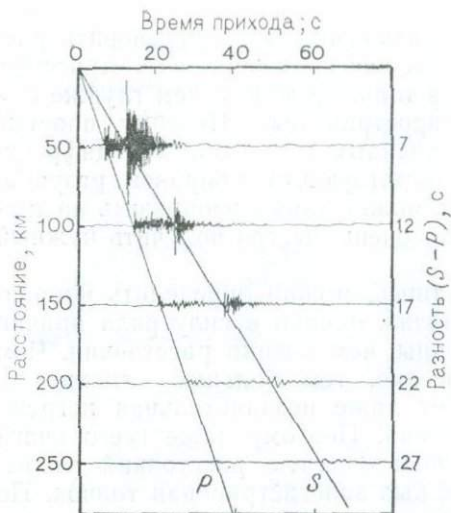


Рис. 18. График зависимости интервала времени между приходом продольной P -волны и имеющей меньшую скорость поперечной S -волны от расстояния до очага землетрясения

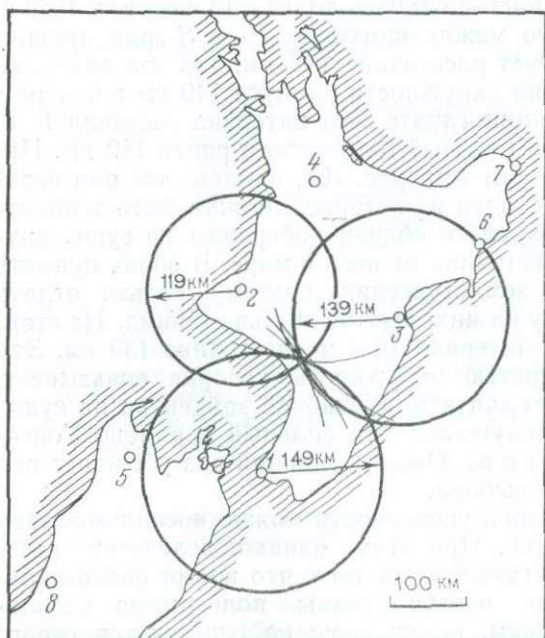


Рис. 19. Определение местоположения эпицентра. Цифры на рисунке — номера станций: 1 — Веллингтон (17 с, 149 км); 2 — Тарата (14 с, 119 км); 3 — Тарадале (16 с, 139 км); 4 — Карапиро (25 с, 230 км); 5 — Кобб-Ривер (26 с, 241 км); 6 — Гисборн (29 с, 270 км); 7 — мыс Восточный (39 с, 370 км); 8 — Каймата (44 с, 418 км) (в скобках приведены интервал между приходом P и S -волн и соответствующее расстояние)

в одной точке. Несмотря на это, положение четко записанного толчка обычно можно определить с точностью до 10 км. Для привязки землетрясения с еще большей точностью можно выполнить более громоздкие расчеты, учитывающие региональную изменчивость геолого-сейсмических условий.

В настоящее время на большинстве крупных станций уже не рисуют окружности, а закладывают данные в электронно-вычислительные машины, в которых хранятся также сведения о местонахождении станций и таблицы для определения времени пробега волн. Компьютер работает несколько по-другому. Сначала сейсмолог должен грубо прикинуть местонахождение толчка и сообщить его компьютеру. Эта оценка не обязана быть точной — просто компьютер должен с чего-то начать. По таблицам он определяет интервалы времени, за которые P - и S -волны должны были бы дойти от заданной точки до различных станций, и сравнивает их с реально полученными временами прихода волн. Если проверяемая точка чересчур близка к какой-либо станции, то вычисленное время будет слишком мало; если она находится очень далеко, то оно будет слишком велико. Компьютер может слегка переместить проверяемую точку в определенном направлении и повторить проверку. На этот раз разность между вычисленными и реальными временами прихода будет меньше. Компьютер будет перемещать положение очага до тех пор, пока новое смещение не начнет увеличивать разность, или до указания сейсмолога о том, что достигнута достаточная точность. Обычно для удовлетворительной оценки положения очага бывает достаточно трех—четырёх смещений. Существует, однако, важная разновидность землетрясений, для которых хорошая точность, по-видимому, недостижима.

Если представить графически одно из таких «трудных» землетрясений, видно, что третья окружность не проходит ни через одну точку пересечения двух других окружностей. Если вы уверены в том, что трудность возникла не из-за плохой записи на одной из станций и погрешностей в определении времени, это говорит о том, что очаг землетрясения лежит гораздо глубже обычного; иными словами, мы имеем дело с глубокофокусным землетрясением. Расстояния, оцененные по P — S -интервалу, есть расстояния от станции до очага, а не от станции до эпицентра (рис. 20). Нетрудно вычислить глубину, на которой должен находиться очаг, чтобы окружности пересеклись в одной точке. На рис. 21 показаны окружности, построенные для землетрясения, эпицентр которого находился в центральной части о-ва Северного на глубине 160 км. Вначале предполагалось, что его очаг находился на обычной небольшой глубине, но затем с использованием таблиц установили истинную глубину очага. Чем ближе станция к эпицентру, тем сильнее изменение глубины очага влияет на радиус окружности. Для хорошей оценки глубины нужна станция, для которой расстояние до эпицентра не

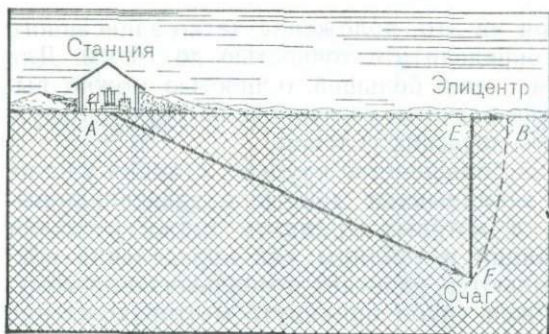


Рис. 20. Очаг и эпицентр. AE — эпицентральное расстояние Δ ; AF — расстояние до очага. Для неглубоких толчков разность между ними незначительна, но для глубоких толчков окружность на карте с центром в A и радиусом AF будет слишком велика, и вместо эпицентра пройдет через точку B

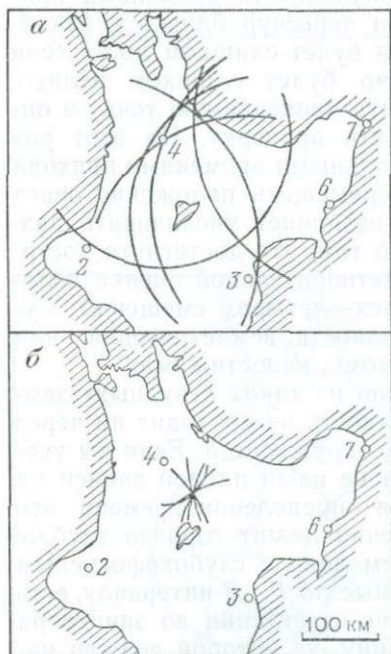


Рис. 21. Местоположения очага глубокого землетрясения. Дуги начерчены в предположении, что очаг землетрясения имел нормальную глубину (а). После необходимых поправок на глубину достигается достаточно точное пересечение окружностей (б). Условные обозначения см. на рис. 19

превосходит глубину очага. Отсюда следует несколько неожиданный вывод о том, что большие глубины часто определяются с большей надежностью, чем малые.

По записям на сейсмографах удобно определять местоположение источника сейсмического сотрясения; они также дают информацию о характере колебаний земли в районе сейсмической станции при землетрясении. Все это довольно важно; однако геофизики нашли еще более интересное применение сейсмических волн. Должно быть, любой из читателей, живущих в деревне, когда-либо пробовал определять, насколько заполнен бак с водой, стуча кулаком по внешней его стенке выше и ниже уровня воды и слушая, как при этом изменяется звук. Читатели-горожане могут вспомнить пословицу о пустых бочках. Внутри Земли заглянуть гораздо труднее, чем в бак с водой, поэтому нужно найти косвенный способ. Принцип этого метода

почти тот же, причем землетрясение подобно удару кулака, приводят к образованию волн, устанавливаемых сейсмографом. Поскольку *P*-волна — волна типа звуковой, мы получаем довольно близкую аналогию. Сейсмическая волна — это единственный из известных нам сигналов, который может быть послан для исследования Земли до самого ее центра.

Предположим, что мы собрали все записи сильного землетрясения. Получится очень толстая пачка — примерно из пяти—шести сотен записей, даже если не учитывать три компоненты записи на каждой станции. Тщательно обработаем каждую запись и найдем время прихода первых колебаний. Расположив станции в порядке их удаленности от эпицентра, видим, что скорость распространения колебаний постепенно изменяется, увеличиваясь по мере того, как траектория углубляется в толщу земли. Этого следовало ожидать, поскольку волны быстрее распространяются в более плотной среде, а вещество в глубинах Земли сильно уплотнено весом вышележащих пород.

Здесь уместно заметить, что когда сейсмолог говорит о расстояниях, он часто выражает их не в километрах, а в градусах. Имеется в виду угол между двумя прямыми, исходящими одна от станции, а другая от эпицентра, и пересекающимися в центре Земли. Расстояние, равное окружности Земли, составляет 360° , а между двумя строго противоположными точками — 180° . Один градус примерно равен 111 км. В приложении приводится таблица, помогающая при желании перейти из одной системы измерения в другую. Преимущество описанной системы в том, что она напоминает о том, что Земля имеет форму шара, и устраняет двусмысленность, связанную с измерением расстояний по поверхности земли и по прямой.

Но вернемся к нашей пачке записей. По мере увеличения расстояния от станции до эпицентра интенсивность и четкость *P*-колебаний ослабевают; примерно на расстоянии 103° начало записи становится неразличимым. Что-то происходит с волной во время ее распространения. Это «что-то» продолжается до расстояния примерно 142° , дальше которого колебания опять становятся четкими, однако время их пробега говорит о том, что это уже не та волна, что прежде. Промежуточную область, в которой колебания неразличимы, называют *затененной зоной P-волн* (рис. 22).

Причина существования затененной зоны заключается в том, что примерно на полпути к центру Земли ее строение резко меняется. Область выше этой границы называют *мантией* Земли, область ниже ее — *ядром*. Когда волна от землетрясения углубляется настолько, что должна пройти через ядро, она резко преломляется и появляется на гораздо большем расстоянии, чем должна была бы появиться, отчего и возникает затененная зона. Впервые это заметил Р. Д. Олдхэм в 1906 г.; так было получено одно из первых указаний на ту большую роль, которую

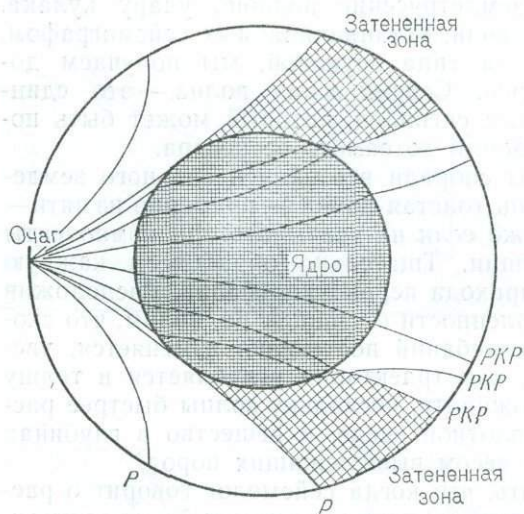


Рис. 22. P — волны, пересекая границу между мантией и ядром, резко отклоняются и создают затененную зону. PKP — волна, возникающая от простого преломления P -волны ядром Земли

должна сыграть сейсмология в изучении внутреннего строения Земли. С применением современных чувствительных сейсмографов обнаружение ядра могло бы затрудниться, поскольку «темнота» в затененной зоне неполная. В ней должны обнаруживаться волны, распространяющиеся по менее прямым траекториям; они, однако, слабее как P -волн на расстоянии 103° , так и волн, прошедших через ядро и появившихся на расстоянии 142° , которые могут быть весьма четкими и интенсивными. Некоторые типы слабых волн будут рассмотрены ниже.

Глубина границы между мантией и ядром равна примерно 2900 км. Это впервые установил проф. Бено Гутенберг в 1913 г., тщательно измерив время пробега волн. Он считал, что его оценка может содержать погрешность 500—100 км, но по результатам современных измерений эта глубина уменьшена не более чем на 20 км. В его честь эту границу называют границей Гутенберга.

Все знают, что такое эхо. Если звуковая волна наталкивается на препятствие, то она частично отражается, и слышен звук, как будто за препятствием находится другой его источник. Звуковые волны могут испытывать также рефракцию, устанавливаемую по скорости их распространения. Сейсмические волны как типа P , так и типа S , также могут отражаться и преломляться. Мы уже видели, как образуется затененная зона из-за преломления P -волн ядром Земли. В глубине Земли есть и другие границы, на которых может происходить отражение или преломление, поэтому волны могут менять свой тип и встречать границы по нескольку раз. В результате записи землетрясения становятся очень сложными, однако именно эта

сложность является ключом к пониманию внутреннего строения Земли.

Записи близких землетрясений (в пределах 10° от станции) несут информацию о слоях, лежащих вблизи поверхности. Мы же рассмотрим прежде всего более простую картину строения глубинных частей Земли, которую можно установить по записям удаленных землетрясений.

Ядро гораздо плотнее мантии, и его поверхность отражает волны, отсылая их обратно подобно эху. Отраженная P -волна обозначается PcP , отраженная S -волна — ScS . Маленькая буква c обозначает волну, которая достигает ядра, но не проходит через него. Время пробега отраженной волны обычно больше, чем прямой, так как она проходит большее расстояние; поэтому она проявляется на записях в виде отчетливых колебаний. Но здесь есть одна трудность. Когда волна отражается или преломляется на какой-либо границе, она может изменить свой тип: P -волна может стать S -волной и наоборот. Значит, у отраженных волн уже не два вида, а четыре — PcP , ScS , PcS и ScP .

Для волн PcP и ScS , т. е. при сохранении типа волны, отражение происходит в середине траектории; если же тип волны меняется, то длины двух отрезков траектории неравны, и положение точки отражения смещено в одну сторону.

Это означает, что волны PcS и ScP идут по различным траекториям, хотя и имеют одинаковое время пробега (рис. 23).

Чтобы выделить различные виды волн, сейсмологи рисуют так называемые *кривые времени пробега*. Это график, на котором показано, сколько времени должна затратить волна, идущая каждым из возможных путей; каждому виду волн на нем соответствует одна линия. На рис. 23 показаны пути, по которым идут P - и S -волны и их отражения от ядра, и соответствующие времена пробега для каждой волны. Беря расстояние до землетрясения на горизонтальной оси, считываем время, через которое приходят различные колебания, с вертикальной оси.

На реальной сейсмограмме гораздо больше различных видов волн, чем шесть указанных. Рассмотрим их «семейства».

Первое множество волн — это отражения от поверхности земли. Воздух и слагающие Землю породы значительно различаются по плотности, что создает весьма благоприятные условия для отражения волн, подходящих к поверхности из глубины. P -волну, отражающуюся на полпути от эпицентра до сейсмостанции, называют PP -волной; существует, конечно, и SS -волна, идущая по тому же пути. При отражении опять-таки может произойти смена типа волны, так что существуют волны PS и SP ; эти волны, как и волны PcS и ScP , имеют одинаковое время пробега, но точки отражения смещены относительно середины пути. Траектории этих волн показаны на рис. 24.

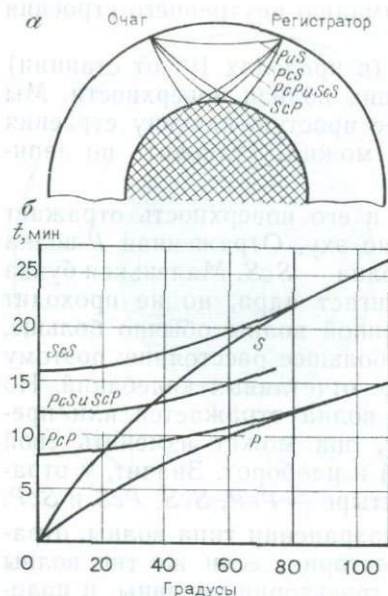


Рис. 23. Траектории волн, отражающихся от границы между мантией и ядром (а) и время их пробега (б)

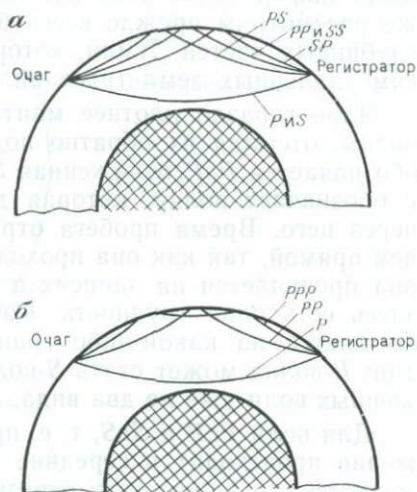


Рис. 24. Единичные (а) и многократные (б) отражения от поверхности земли

Внутри Земли волны могут отражаться не один раз. Очень часто они отражаются дважды, так что существует целый ряд соответствующих волн — PPP , SSS , PPS , SPP , SSP , SPS и PSP . При очень сильных землетрясениях можно зарегистрировать волну $PPPP$, так как единственным ограничением на усложнение пути является количество переносимой энергии. Конечно, энергия распределяется между всеми возможными видами волн неравномерно; вообще говоря, более простые волны различаются на записях лучше всего. Бывают, однако, поразительные исключения, когда изогнутость слоев пород приводит к фокусировке некоторых видов волн на определенных расстояниях.

Следующее семейство волн — это отражения от ядра. Ранее мы отметили, что на расстоянии свыше 103° прямые P -волны не регистрируются из-за затеняющего эффекта ядра. На таких расстояниях длиннопериодные приборы часто прежде всего регистрируют PP -волны, которые не проникают глубоко и способны миновать это препятствие. Короткопериодные приборы обычно регистрируют волны, преломленные за счет неоднородности внутри ядра, но их интенсивность значительно уступает интенсивности P -волны, появляющейся вновь на расстоянии 142° . Поскольку она отклонилась от своей траектории и не на-

Мы уже рассматривали простейшие кривые времени пробега для прямых волн и отражений от ядра. На рис. 26 представлена гораздо более полная диаграмма, включающая бóльшую часть обычно регистрируемых видов волн. При сильных землетрясениях на определенных расстояниях можно вполне четко наблюдать и многие другие волны.

Остается рассмотреть еще один важный класс волн. Это поверхностные волны, которые часто составляют наиболее интенсивную часть записи. Их часто называют *L*-волнами, или длинными («*long*») волнами, так как период колебаний у них больше, чем у *P*- и *S*-волн; они распространяются не внутри земли, а вдоль ее поверхности. Тщательное изучение показывает, что они представляют смесь двух различных типов волн — волн Лява и волн Релея, названных так в честь открывших их ученых. Оба ученых математически доказали возможность существования таких волн прежде, чем они были обнаружены на сейсмограммах. Волны Лява (рис. 27) — это поперечные колебания, которые похожи на *S*-волны, но происходят только в горизонтальной плоскости. Они распространяются вдоль поверхности земли путем непрерывного последовательного отражения от верхней и нижней границ поверхностных слоев. У них совсем нет вертикальной составляющей.

Что касается волн Релея (рис. 28), то они имеют значительную вертикальную составляющую и являются чем-то вроде «кульбитов назад»: сначала происходит толчок в направлении распространения волны, затем движение вверх, назад, вниз и новый толчок (рис. 29). При движении волны частицы перемещаются по эллипсам вверх и назад по отношению к движению волны. Волны обоих этих типов распространяются медленнее, чем *S*-волны, причем волна Релея медленнее, чем волна Лява. Чтобы различать их, мы обозначаем волны Лява L_Q (от немецкого *Querwellen*, т. е. поперечные волны), а волны Релея — L_R .

Мы уже обсуждали некоторые особенности глубокофокусных землетрясений. Более половины землетрясений происходит в глубоких слоях земной коры, т. е. на расстоянии 30—40 км от поверхности. В 1922 г. проф. Ф. Дж. Тёрнер (редактор журнала «*Международные сейсмологические сводки*») указал на то, что некоторые из полученных им записей можно понять, лишь допустив, что источники сотрясений находились на глубине в несколько сот километров.

Сейсмологи по ряду причин не хотели этому верить. Это противоречило тому, что, как они считали, было им известно об условиях существования вещества ниже земной коры. Тёрнер также привел примеры «высоких очагов», которые на самом деле были настолько «высокими», что при любых разумных предположениях о глубинах землетрясений должны были бы находиться в воздухе. Эти трудности возникали отчасти потому, что в районах, охваченных к тому времени густой сетью

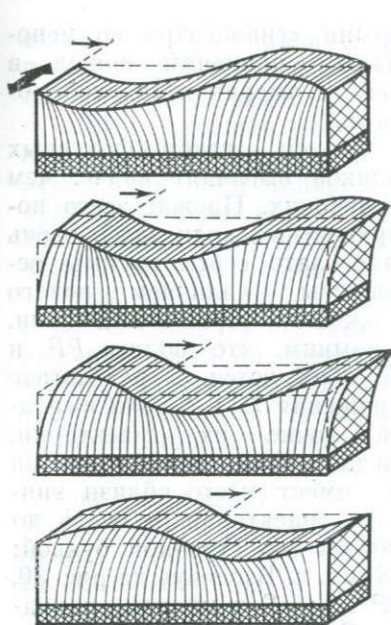


Рис. 27. Волна Лява

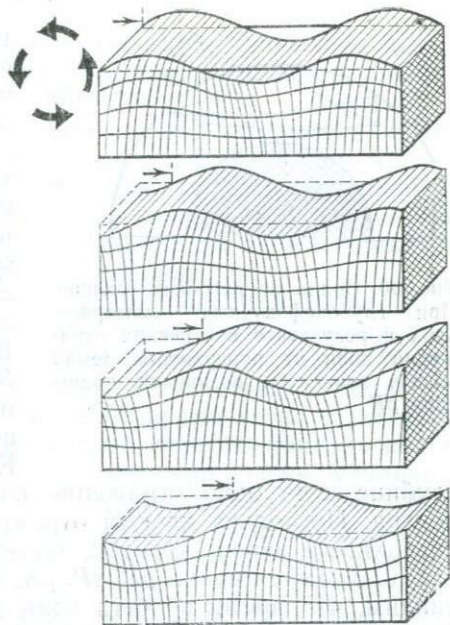


Рис. 28. Волна Релея

сейсмостанций, глубоких землетрясений не происходило. Лишь в 1928 г. проф. Вадати показал, что волны от некоторых японских землетрясений достигли всех близлежащих станций почти одновременно; это развеяло сомнения в реальности глубоких толчков. На сегодняшний день самые глубокие толчки зарегистрированы вблизи впадины Тонга-Кермадек к северо-востоку от Новой Зеландии и в районе к югу от Сулавеси (Индонезия). Их очаги находятся на глубине почти 700 км от поверхности.

Здесь уместно отметить, что очаг иногда называют также *гипоцентром*. Этот термин раньше использовался сейсмологами для того, чтобы отличить истинный источник, находящийся в недрах Земли, от центра сотрясений на поверхности. Он означает «вниз от центра» и не очень хорошо согласуется с современным пониманием явления, в свете которого вполне корректным является термин *эпицентр* («вверх от центра»). В настоящее время

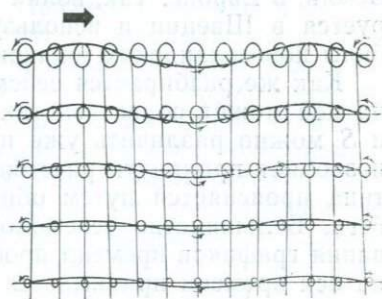


Рис. 29. Колебания частиц при волне Релея. С увеличением глубины смещения частиц становятся все меньше и меньше до полного затухания

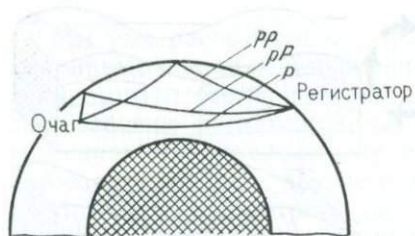


Рис. 30. Волна от глубоких толчков. При глубокофокусных землетрясениях в результате внутренних отражений волн от поверхности Земли вблизи эпицентра возникают волны типа pP

глубине, еще одно отражение волн имеет место вблизи эпицентра. Поскольку первый отрезок их траектории от очага до поверхности очень короток, обозначаем его строчной буквой; так получаются волны pP , sP , pS , sS и т. д. Взглянув на рис. 30, увидим, что время пробега волн pP или sS немногим отличается от времени пробега волн P и S . Таким образом, волна каждого вида на записи иногда удваивается или утраивается, и неопытный наблюдатель может подумать, что это записи двух землетрясений, наложившиеся друг на друга из-за малого (порядка нескольких секунд) интервала между толчками. Эти виды волн удобно использовать для определения глубины очага. Полезны бывают также записи отражений от ядра типа ScS , а в Новой Зеландии использовалась волна $sScS$. Новозеландским сейсмологом очень помогает хорошая сеть станций на другой стороне Земли, в Европе. Так, волна PKP часто очень хорошо регистрируется в Швеции и используется для проверки расчетов глубины новозеландских толчков.

Как же разбирается сейсмолог в записи землетрясения, если на ней может появиться так много волн? К счастью, волны P и S можно различить уже при первом взгляде на запись. Это позволяет прикинуть расстояние до очага, после чего вся картина проясняется путем обращения к таблицам времени пробега. Большинство сейсмологов пользуются методом вычерчивания графиков времени пробега по таблицам, причем масштаб на оси времени принимается такой же, как на записи; это значит, что если барабан сейсмографа поворачивается на 30 мм/мин, то и на графике 30 мм должны соответствовать 1 мин. Сейсмолог берет узкую полоску бумаги, равную по длине интерпретируемой записи землетрясения, и делает карандашные отметки там, где начинается каждая интенсивная волна. Затем он может наложить эту полоску на график так, чтобы первая отметка попала на кривую P (или же на кривые PP или PKP ,

термин «гипоцентр» по непонятным причинам вошел в моду у американских сейсмологов.

Записи глубокофокусных толчков выглядят иначе, чем неглубоких. Прежде всего поверхностных волн здесь очень мало, зато сейсмограммы осложнены наличием нового множества отраженных волн. Вспомним, что волны PP и SS образуются в результате отражения P - и S -волн в средней точке их траектории. Когда толчок происходит на

если это очень удаленное землетрясение), и двигать ее до тех пор, пока не будет достигнуто наилучшее возможное совпадение для других видов волн.

После того, как удалось распознать волны, следует определить время их прихода. Если моменты прихода видны четко и ясно, то оно определяется с точностью до десятых долей секунды; если же колебания невелики или имеется густой фон микросейсм, то не всегда удается указать на записи точку начала колебания, особенно для длинных волн.

При интерпретации записей всегда большую роль играет опыт. В сложных случаях, прежде чем произвести окончательные измерения на записях, разумно бывает дождаться информации с других станций. На большинстве станций обработку ведут в два этапа. На первом шаге отбирают четко зарегистрированные толчки и определяют момент первого прихода волны, которой обычно является *P*-волна или, при очень удаленном толчке — волна *PKP*. Некоторые станции также регистрируют *S*-волну и при глубоком толчке — волну *pP*. Эти показания как можно быстрее пересылаются в региональный или международный центр, где предварительно определяется эпицентр землетрясения. Важнейшим из таких международных центров является Национальная служба информации о землетрясениях (NEIS), принадлежащая Геологической службе США и находящаяся вблизи г. Денвера (шт. Колорадо).

Сейчас NEIS выполняет обязанности, которые с начала второй мировой войны исполняла Береговая и геодезическая служба США. С крупных сейсмостанций многих стран сюда ежедневно поступают данные по каналам срочной связи; NEIS определяет приблизительные моменты времени в очаге, положение эпицентров, а также глубины очагов, причем последние с неожиданно высокой точностью. Примерно дважды в неделю сотрудничающим станциям авиапочтой рассылаются перечни эпицентров и данные, на которых основаны расчеты. Раз в месяц эта информация упорядочивается в хронологическом порядке и публикуется, становясь таким образом доступной за весьма умеренную плату любому, кто интересуется землетрясением.

В большинстве стран, подверженных землетрясениям, созданы штаб-квартиры национальных систем регистрации, которые обеспечивают быструю передачу информации о сильных местных толчках гражданским властям. Многие из них являются центрами региональных систем, обеспечивающих менее оперативный, но более точный анализ толчков в пределах региона.

Европейские данные обрабатываются Центральным международным сейсмологическим бюро в Страсбуре. Под эгидой ЮНЕСКО организованы региональные центры в Лиме и Маниле. В Новой Зеландии и Японии, где крупные системы находятся под правительственным контролем, большая часть функций региональных центров осуществляется станциями

в Веллингтоне и Токио. На обширной территории СССР есть центры, наблюдающие за Средней Азией и Дальним Востоком, а также центральная станция в Москве.

Международное сотрудничество не ограничивается предварительным определением эпицентра. В Международном сейсмологическом центре (МСЦ), штаб-квартира которого находится в Ньюбери (графство Беркшир, Англия), проводится обобщение данных по всем происшедшим в мире землетрясениям. Он работает на средства, поступающие более чем из двадцати стран, и собирает не только предварительную информацию об эпицентрах из других служб, но и записи, полученные на многих станциях, не входящих в системы быстрого оповещения. В «Ежемесячном бюллетене» МСЦ помещаются все данные о землетрясениях примерно через два года после того, как они произошли; публикуется также новый список эпицентров, определенных по стандартной методике. Учитывая международный характер Центра, большая часть расчетов и набор «Бюллетеня» проводится в Англии, после чего он отправляется для печати в Бангкок. Время от времени Центр выпускает также региональные каталоги, карты и библиографии.

Хотя Центр был организован лишь в 1964 г., у него был замечательный предшественник — «Международные сейсмологические сводки» (МСС), выполнявшие аналогичную работу с 1923 г. После войны, однако, «Сводки» стали испытывать финансовые затруднения; потребовалось также реорганизовать работу, чтобы можно было пользоваться расчетами на электронно-вычислительных машинах. В свою очередь, предшественником МСС можно считать информационный выпуск Международной сейсмологической ассоциации во время ее собрания в Страсбуре в 1903 г. Еще раньше, в 1895 г., Джон Милн, вернувшийся из Японии и поселившийся на о-ве Уайт, начал собирать данные сейсмических станций, вошедших в мировую систему, организованную Британской ассоциацией развития науки, и публиковать их обозрения.

Хотя «Международные сейсмологические сводки» и «Бюллетени» МСЦ содержат огромное число данных, многие станции считают полезным издавать собственные ежемесячные или ежегодные бюллетени, содержащие многие подробности, которые нецелесообразно включать в «Сводки». Вот как выглядит типичная запись в таком бюллетене:

	Δ	m	s	μ	σ		
1953, 15 авг.	17	32	06	50	3	$\Delta=83^\circ$	$h=N$
PP		34	17	10	7		$M=7,4$
PcP		35	51				
eS		40	33	75	5		
(SS)		42	04	20	8		
LQ		46,3					
LR		47,1					
Max		53		250	18		

В ней имеются символы, значение которых до сих пор не было объяснено.

Если волна имеет четкое начало, то перед ее обозначением ставят букву *i* (что значит «импульсная») и если она вообще выражена очень четко, то можно поставить после нее восклицательный знак. Кроме того, колебания могут быть настолько небольшими или фон микросейсм настолько густым, что трудно найти истинный момент вступления какой-либо определенной волны. Такие показания помечаются буквой *e* — от слова *emergent* («нарастающая»). Иногда оказывается, что четкой *P*-волне предшествуют легкая «пляска» или малые колебания угасающей предыдущей волны. Такая волна помечается буквами *ei*.

Полное согласие всех видов волн с теоретическими кривыми времени пробега, как правило, не достигается; даже хороший сейсмолог зачастую не может уверенно идентифицировать некоторые волны на записи. Если нет уверенности в интерпретации, то обозначенные волны берутся в скобки. Знак вопроса означает, что данные колебания могут вообще не иметь ничего общего с землетрясением, а являться сильными микросейсмами, или же просто кто-то работает в подвале, или насекомое

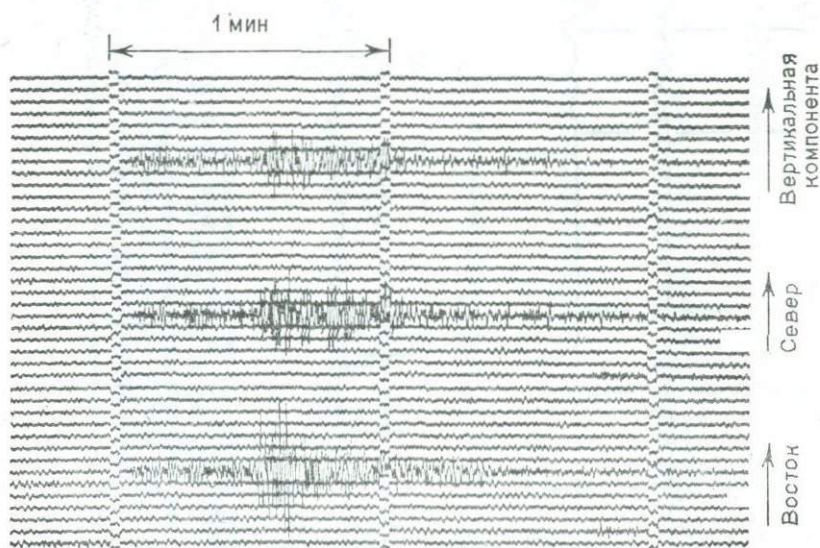


Рис. 31. Сейсмограмма близкого землетрясения. Показаны три компоненты записи афтершока землетрясения в Инангахуа в мае 1968 г. на короткопериодных приборах Беньоффа в Веллингтоне. Расстояние до эпицентра $2,2^\circ$, магнитуда толчка 4,3

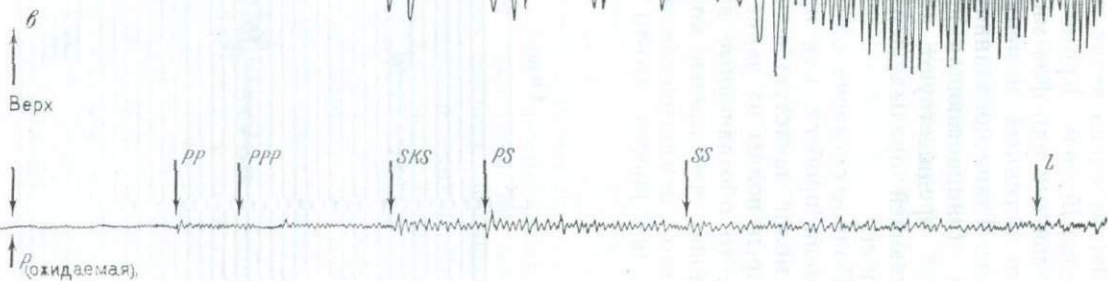
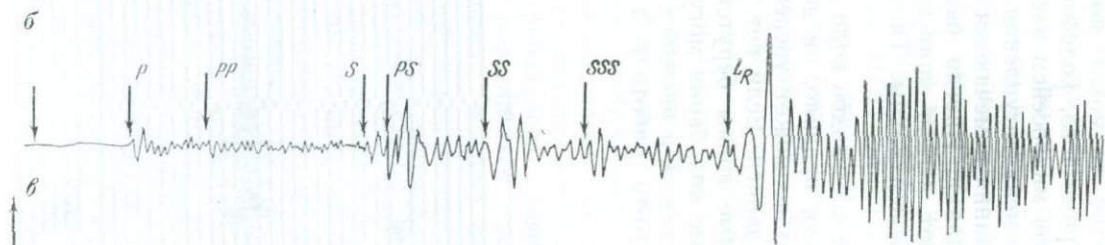
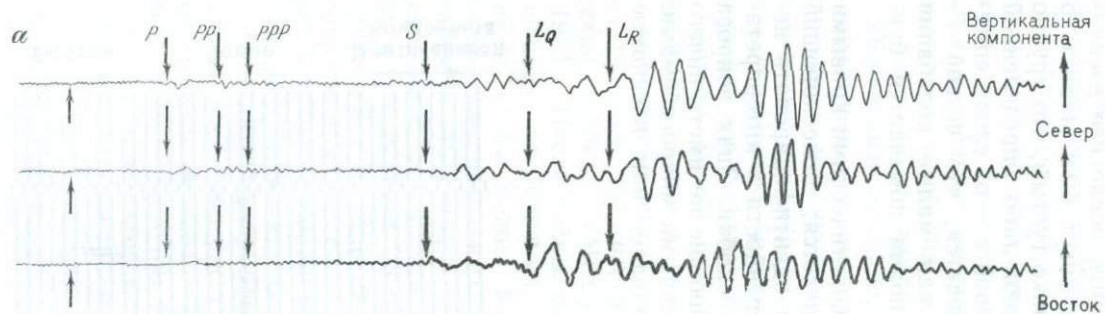


Рис. 32. Записи удаленных землетрясений. Приведены записи трех неглубоких землетрясений на разных расстояниях. Все они получены на приборах Пресса — Юинга: первые две в Веллингтоне, третья — на полярной ст. Скотт. Для двух наиболее удаленных толчков показаны лишь вертикальные компоненты. Для наглядности масштабы времени выбраны по-разному:

a — о-ва Санта-Крус, 11/XI—1962 г., 16 ч 14 мин 00 с, $\Delta=29^\circ$, $h=33$ км, $M=7.2$; *б* — Южные Сандвичевы о-ва, 30/I 1963 г., 10 ч 18 мин 00 с, $\Delta=82^\circ$, $h=33$ км, $M=6.8$; *в* — о-в Тайвань, 22/IX 1972 г., 20 ч 11 мин 00 с, $\Delta=103^\circ$, $h=33$ км, $M=5.7$. Полярная ст. Скотт находится в затененной зоне, поэтому *P*-волна не зарегистрирована

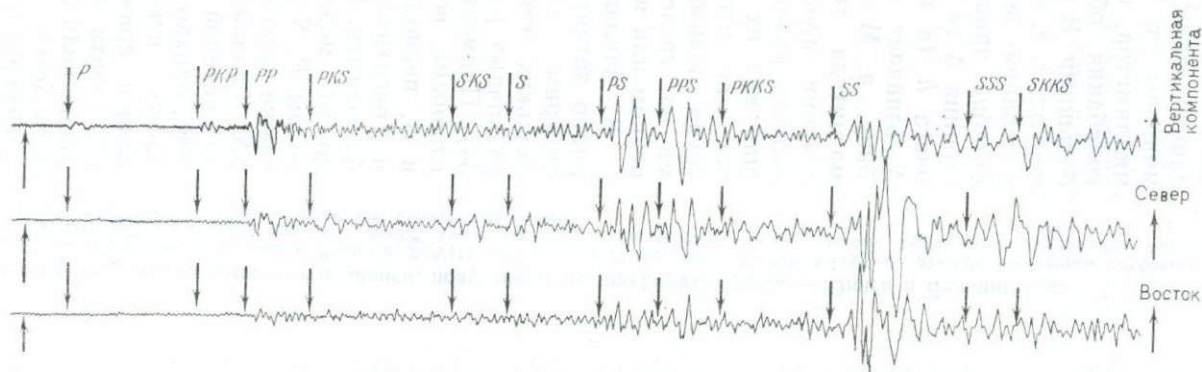


Рис. 33. Сложная сейсмограмма очень далекого землетрясения, на которой можно различить много видов волн. Запись толчка на о-в Хоккайдо, полученная на ст. Скотт 2/VIII 1971 г. (07 ч 39 мин 00 с) $\Delta=120^\circ$, $h=51$ км, $M=6.6$

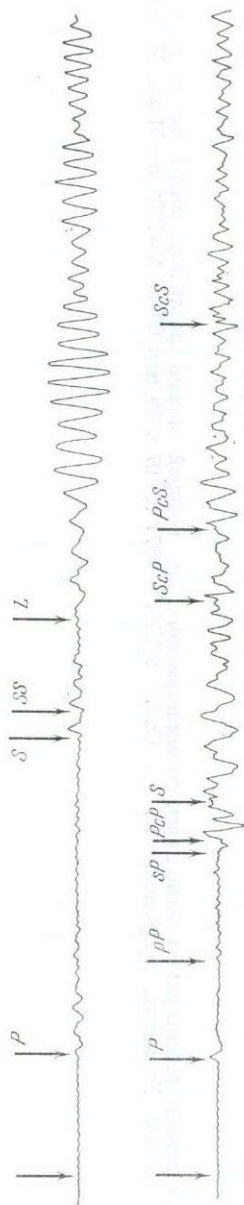


Рис. 34. Обе вертикальные компоненты записи, полученные на приборах Пресса — Юнга в Веллингтоне:

a — запись неглубокого толчка на о-вах Лойалти, 26/VIII 1971 г., 17 ч 27 мин 00 с, $\Delta=22^\circ$, $h=16$ км, $M=5.0$; *б* — запись глубокого толчка вблизи Фиджи, 26/1 1972 г., 23 ч 03 мин 00 с, $\Delta=22^\circ$, $h=668$ км, $M=5.7$. Неглубокий толчок вызвал образование большого числа поверхностных волн, а запись глубокого толчка содержит больше видов волн

попало в прибор. Столбец, обозначенный μ , содержит измерения смещений земли при приходе данной волны. Буква μ означает микроны, т. е. тысячные доли миллиметра, поэтому видно, что колебания обычно бывают небольшими. В столбце «с» указан период, т. е. время одного цикла колебания земли. В последнем столбце приведены оценка расстояния Δ (в градусах), глубина очага h (в километрах), буква N означает «нормальную» глубину, а M — инструментальная магнитуда толчка. На каждой станции процедуры записи несколько различаются, однако общий вид их всегда один и тот же, так что не представляет труда пользоваться бюллетенями на греческом, русском, турецком или японском языках.

В заключение данной, изрядно затянувшейся, главы рассмотрим характеристики нескольких типичных записей на различных расстояниях (рис. 31—34). Примерно до расстояния 5° главными волнами являются P и S , периоды колебаний малы, а поверхностные волны не наблюдаются. На расстоянии от 20 до 40° можно ясно различить волны P , S и L , обычно видны также отраженные волны PP и SS . Главная S -волна остается интенсивной на расстояниях до 100° , однако в районе 80° наблюдается некоторое усложнение записи, причиной которого является почти одновременное вступление волн SKS , S и ScS , из-за чего легко допустить ошибочную идентификацию. На большем расстоянии довольно ясными становятся волны PS и PSP . Записи в затененной зоне (от

103 до 142°) выглядят совсем по-другому. Если землетрясение не очень сильное, то между волнами будут пробелы, в которых не наблюдается почти ничего, кроме микросейсм. Первой волной обычно бывает *PP*, за ней идет *PPP* или *PKS*; хорошо видны волны *PS* и *PSP*, а волна *SKKS* сильнее, чем *SKS*. На очень больших расстояниях «хрестоматийные» записи получают очень редко, хотя первая волна с определенностью имеет вид *PKP*. Записи также осложняются волнами, проходящими длинные окольные пути и пересекающими более половины земного шара.

Глава 4.

ПРЕДВАРИТЕЛЬНОЕ „ПРОЩУПЫВАНИЕ“

Просперо. ... Я глубже, чем измерить можно лотом,
Магическую книгу утоплю.

У. Шекспир. Буря.

О первооткрывателе электрона сэре Дж. Дж. Томсоне рассказывают историю, достойную внимания. Когда его, как и многих ученых, спрашивали, какую пользу можно извлечь из его открытий, он отвечал: «Предположим, что во времена франко-прусской войны людей встревожило увеличение числа таких ранений, когда в теле человека оставались осколки снарядов, которые нельзя было обнаружить, и что после подписания мира государства договорились о выплате крупной премии тому, кто сможет изобрести наиболее эффективный метод обнаружения этих чужеродных тел. Что бы из этого получилось? Механическое прощупывание превратилось бы в искусство, а человеческое тело — в подушку для иглол, но рентгеновские лучи не были бы открыты».

В истории науки есть множество примеров открытий, нашедших важные применения в весьма отдаленных областях; многие проблемы были решены учеными, искавшими совсем другое. Если бы первые сейсмологи работали в тех странах, где землетрясения представляют собой серьезную социальную проблему, и зависели бы в финансовом отношении от «политиков-практиков», то усилия, затраченные на изучение строения земного шара, вполне могли бы быть переправлены в русло поисков скороспелых методов предсказания землетрясений или конструирования деталей сейсмически устойчивых зданий, которые быстро устарели бы с развитием архитектурной моды и строительной техники. Если бы это произошло, мы до сих пор не располагали бы наиболее эффективным методом из числа разработанных сейсмологами — методом сейсмической разведки. Но не будем забегать вперед.

В 1910 г. вышло в свет исследование землетрясения, произошедшего в октябре предыдущего года в долине Кулпа в Хорватии. Его автор, геолог А. Мохоровичич, заметил, что на близких к эпицентру станциях кроме P - и S -волн, получены записи вторичных колебаний, следующих за каждой из этих волн. Возможное объяснение этому явлению, по его мнению, можно найти, если допустить, что наиболее удаленная от центра часть земного шара представляет собой кору толщиной примерно 60 км, лежащую на мантии. Как мы увидим далее, это положение стало предметом жарких споров, и сейсмологи до

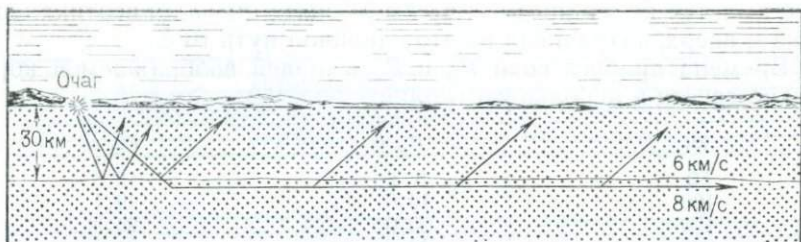


Рис. 35. Происхождение волн в земной коре, регистрируемых при близких землетрясениях

сих пор дискутируют о строении внешней части земного шара: Мохоровичич, однако, указал на метод ее изучения с использованием местных землетрясений.

Допустим, что мы расположили ряд сейсмографов вдоль прямой, выходящей из очага землетрясения, находящегося у поверхности земли (рис. 35), и что Земля обладает корой толщиной приблизительно 30 км (для большей части материковой территории эта оценка лучше, чем 60 км Мохоровичича). Предположим далее, что P -волна в пределах коры распространяется со скоростью 6 км/с, а в находящейся непосредственно под ней мантии — 8 км/с. На станцию, расположенную в пределах примерно 100 км от эпицентра, первой придет медленная волна, распространяющаяся вдоль прямой от очага до станции. Простой арифметический расчет показывает, что если станция удалена на 50 км, то пробег волны займет чуть более 8 с; на 100 км понадобится 16—17 с, а на 300 км — 50 с. Эту волну мы обозначаем P_g ; на графике (рис. 36) это просто прямая.

Кроме P_g , будет записана и вторая волна. Она распространяется менее прямым путем — сперва вниз до основания коры со скоростью 6 км/с, а затем в мантии с большей скоростью (8 км/с). Чтобы достичь регистратора, она должна вернуться к поверхности земли снова с меньшей скоростью. Эта волна обозначается P_n ; в действительности эта та самая P -волна, которую мы упоминали, говоря об удаленных землетрясениях.

Время пробега P_n -волны определяется несколько сложнее, поскольку ее путь не прямой. Она спускается до основания коры по наклонной траектории под углом, зависящим от отношения ее скоростей выше и ниже границы, и поднимается к регистратору под тем же самым углом. На станции, близкой к очагу, P_n -волна приходит позже P_g , так как ее путь длинней, но на больших расстояниях ее более высокая скорость в мантии позволяет ей прийти первой. На очень малых расстояниях, где у P_n -волны нет возможности спуститься и подняться под нужным углом, она вообще не записывается. Вместо нее записывается отражение от основания коры; отраженная волна спускается и

поднимается более круто, а в самом очаге она идет вертикально вниз и вверх, затрачивая на этот двойной путь 10 с.

Времена пробега волн P_n и P_g в нашей воображаемой коре можно свести в небольшую таблицу:

км	P_g , с	P_n , с
50	8,3	12,8
100	16,6	19,1
150	25,0	25,3
200	33,3	31,6
250	41,6	37,8
300	50,0	44,1

Эти цифры не совпадают в точности с полученными в действительности, но приблизительно верны и несколько упрощают нашу задачу. В рамках данной модели истинная P_n -волна не может записываться на расстояниях, намного меньших 70 км, и обгоняет P_g -волну на расстоянии 155—160 км.

А. Мохоровичич должен был подойти к этой проблеме с другой стороны, поскольку он не знал ни скоростей волн, ни толщины коры. Посмотрим на задачу с его точки зрения. Вначале он должен был определить место, где произошло землетрясение, и найти расстояния до различных регистрирующих станций. После этого он мог нанести моменты прихода волн на график типа, приведенного на рис. 36. Тогда по углам наклона двух прямых он мог найти скорости двух волн, а расстояние, на котором прямые пересекаются, позволяло ему определить толщину коры.

Основание коры сейчас называют *границей Мохоровичича*, а на менее гибких языках ее называют *Мохо*. Сейсмологи всего мира стремились измерить толщину коры как можно точнее, однако это оказалось неожиданно трудно. Не было достаточного числа регистрирующих станций, отсчет времени был недо-

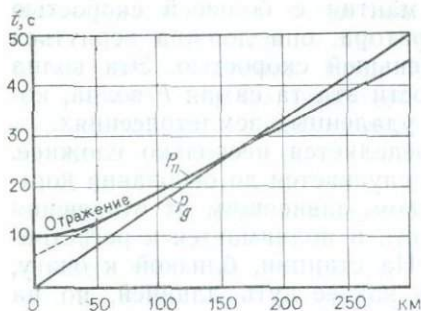


Рис. 36. График пробега волн в земной коре. Предполагается, что толщина коры 30 км, скорость P -волн в коре 6 км/с, в мантии — 8 км/с

статочно совершенным, а записи волн были недостаточно четкими, чтобы их можно было точно обработать. Возникла и другая сложность. В большинстве районов земного шара регистрировалось более двух волн, что заставляет предположить существование более чем двух слоев (рис. 37). Мало того, судя по разбросу полученных оценок скоростей волн, не все сейсмологи измеряли одно и то же. Несмотря на это, большинство из них стремились придать

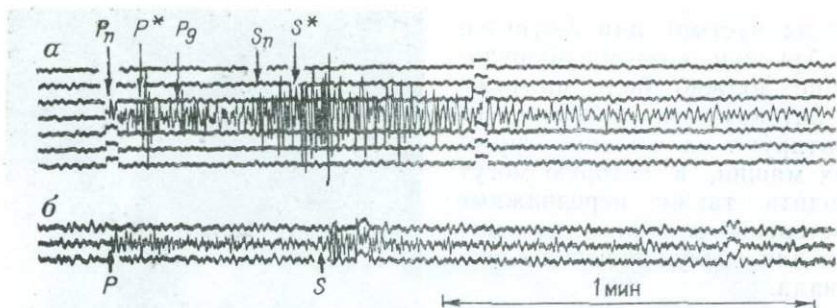


Рис. 37. Волны в земной коре, регистрируемые при близких землетрясениях: а — сейсмограмма от неглубокого толчка с волнами, возникающими вследствие слоистого строения коры ($\Delta=1,78^\circ$, $h=12$ км); б — сейсмограмма глубокого толчка, на которой видны приходы лишь P - и S -волн ($\Delta=2,34^\circ$, $h=228$ км)

своим результатам всемирную значимость. В течение недолгого времени увлечения этой проблемой число слоев земной коры росло со скоростью примерно один слой в месяц.

Очевидный путь решения этой проблемы заключался в использовании искусственных взрывов вместо землетрясений. Можно было с высокой точностью определять их место и время и получать записи на специальной сети станций, размещенных заранее в самых удобных местах. На это практики стали обращать особое внимание. В результате поисков с использованием сейсмических волн могли обнаруживаться новые слои, скрытые под поверхностью земли. Крупные нефтяные компании были особенно заинтересованы в методе, с помощью которого можно было проверить догадки геологов о поведении закартированных на поверхности земли слоев на больших глубинах, не прибегая к дорогостоящему и трудоемкому бурению на сотни метров, и увидеть, не является ли какая-либо из складок ловушкой нефти. Теперь ответ на этот вопрос можно было получить с помощью небольшого заряда и пары десятков переносных сейсмографов. Вскоре крупные нефтяные компании стали финансировать геофизические исследования и разработку более удобных приборов.

Сейсмометры, используемые современными разведчиками нефти, называются *геофонами*. Они меньше и прочнее тех, что используются на сейсмостанциях, по двум причинам: во-первых у них могут быть короткие периоды, поскольку они предназначены для использования вблизи источника колебаний; во-вторых, им достаточно иметь несильный выходной сигнал, так как они почти всегда используются с электронными усилителями.

Сейсмическую разведку часто приходится проводить на неосвоенных территориях; условия разведки меняются от тропи-

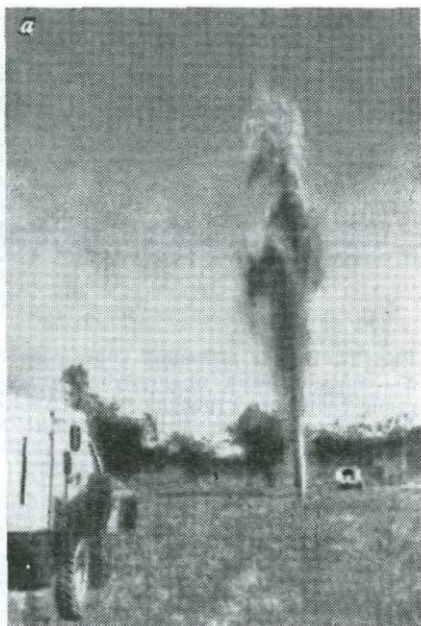
ческих пустынь или джунглей до Арктики, поэтому оборудование должно быть прочным и автономным. Обычно его монтируют на колонне грузовых машин, в которую могут входить также передвижные мастерские и жилые помещения для обслуживающего персонала.

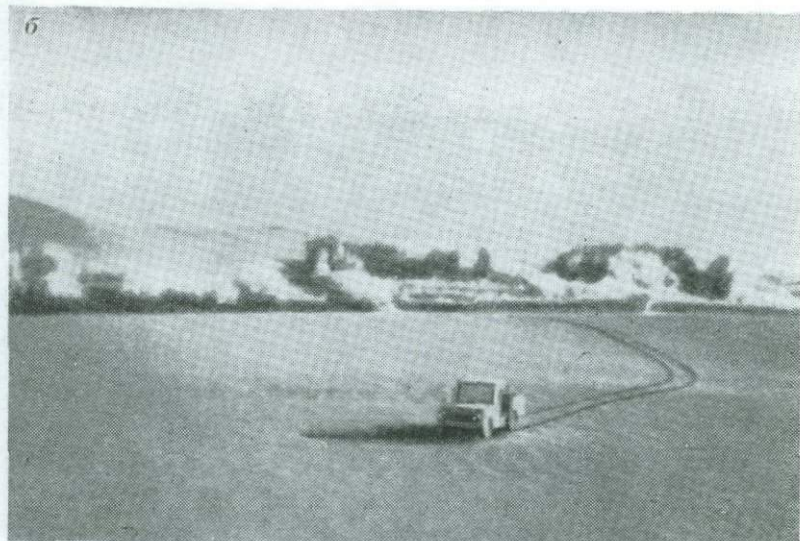
В обычных условиях взрыв производится небольшим зарядом гелигнита, который закладывается в скважину глубиной приблизительно 10 м (рис. 38). Скважина должна пройти почвенный слой и выветрелые породы вблизи поверхности, чтобы сила взрыва воздействовала на породу с максимальной эффективностью. Таким образом, в колонну входят буровые станки

и цистерны с водой, обеспечивающей «смазку» при бурении (рис. 39). Если невозможно пробурить нужную скважину, то вместо одного заряда можно взрывать маленькие заряды, расположенные замысловатым узором (см. рис. 38, б). В других крайних ситуациях достаточное сотрясение можно получить от падения тяжелого груза (см. рис. 38, в) или даже от удара по земле молотом.

Оборудование обычного грузовика-регистратора, который до настоящего времени широко используется в научных целях, позволяет записывать сигналы с 24 геофонов, которые могут подсоединяться к кабелю, отходящему от барабана, с интервалом 30 м. С помощью усилителей и фильтров можно настроить каждый геофон практически на любую полезную характеристику; 24 световых луча от 24 гальванометров ведут параллельную запись на полосе фотографической бумаги шириной ~ 10 см. На грузовике имеется устройство для проявления записей. Радиоаппаратура позволяет оператору держать связь с взрывником, а также автоматически регистрировать момент взрыва на фотобумаге рядом с показаниями гальванометров. Вмонтированные электронные часы наносят на бумагу отметки точного времени с интервалом 0,01 с.

Самые современные машины стали оснащаться весьма сложным оборудованием (рис. 40 и 41). В крупных колоннах радиоаппаратура и фотографическое оборудование занимают отдельные машины. Записи теперь часто делаются на магнитной ленте





в

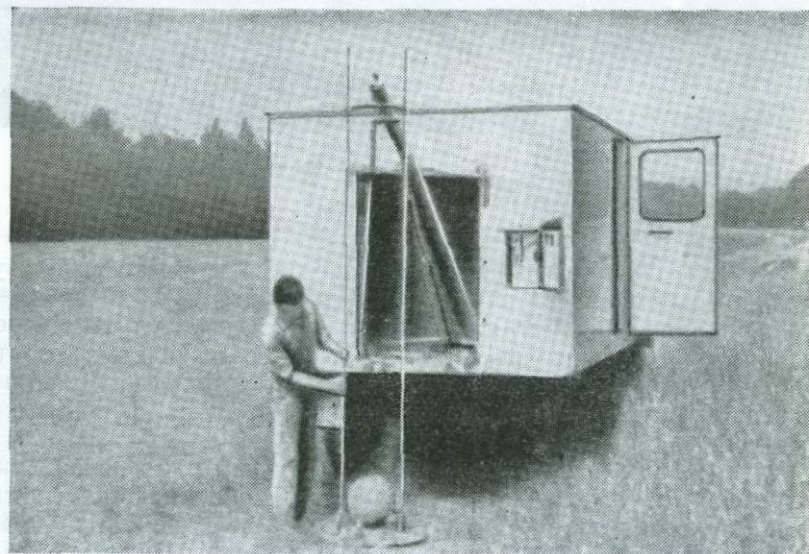


Рис. 38. Искусственные землетрясения. При взрыве сейсмического заряда небольшая часть энергии обычно затрачивается на выброс грунтовых вод из скважины (а). В условиях пустыни, где невозможно обычное бурение, можно взрывать одновременно множество небольших зарядов, расположенных по правильной сетке (б). При исследованиях на очень малую глубину, а также в местах, где нежелательно прибегать к взрывным работам, иногда бывает достаточно энергии падения тяжелого груза (в)

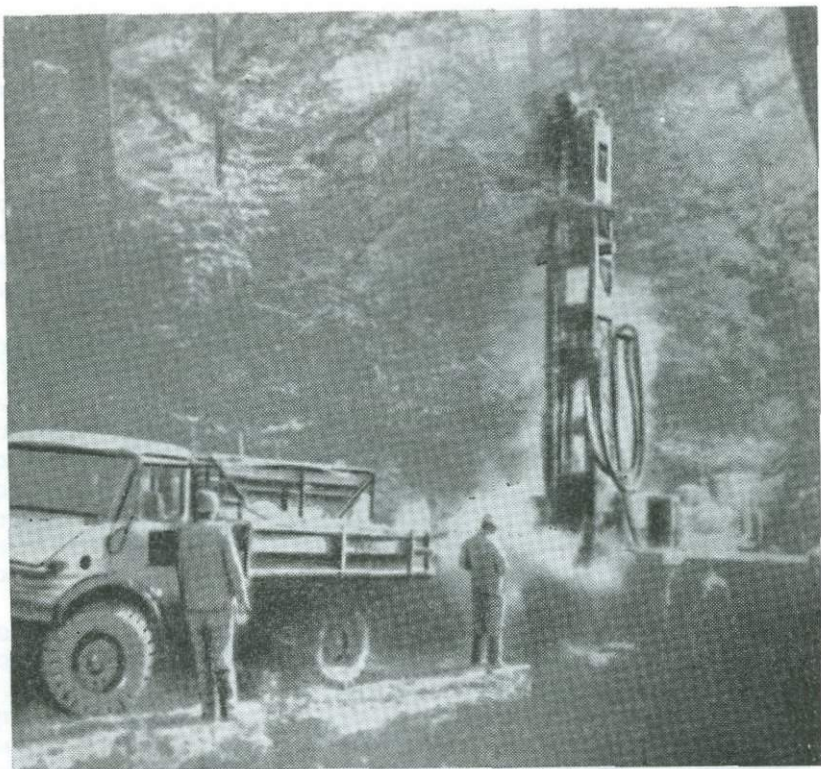


Рис. 39. Буровое снаряжение

или в более сложной форме на полосе бумаги. Часто используются компьютер и связанная с ним катодно-лучевая трубка — дисплей. Запись на магнитной ленте может пропускаться через ряд различных фильтров, поэтому есть возможность выбрать лучшую комбинацию этих фильтров, так что волны, являющиеся предметом поиска, не теряются в путанице фоновых колебаний.

Хотя большая часть расходов, необходимых для разработки современного разведочного оборудования, оплачивается нефтяными компаниями, оно может использоваться и для многих других целей. В Новой Зеландии сейсмическая разведка применяется при изучении площадок для строительства плотин гидроэлектростанций, в связи с поисками источников геотермальной энергии в районе Уайракей, а также при разведке угля и других минеральных ресурсов. Таким образом, сейсмология дает ответы на многие вопросы, которые вряд ли могли прийти в голову пионерам изучения землетрясений.

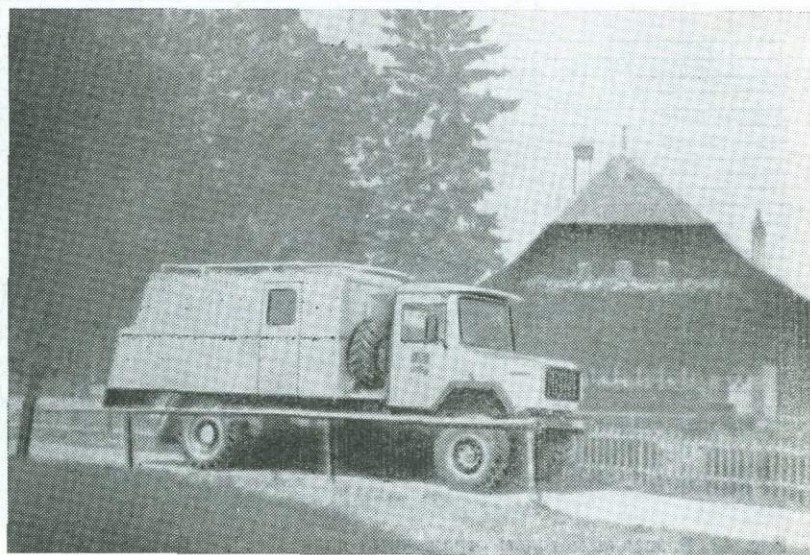


Рис. 40. Современная сейсмическая станция, смонтированная на грузовой машине



Рис. 41. Внутренний вид кабины регистрации. На бумагу или магнитную ленту можно записывать выходные сигналы от 48 геофонов. Полевое оборудование включает компьютер и катодно-лучевой дисплей

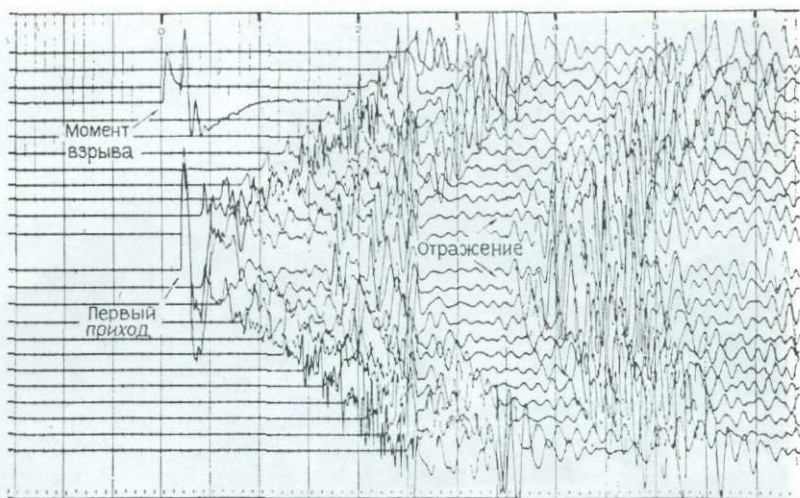


Рис. 42. Разведка методом отраженных волн

Описанная мною методика известна в разведке под названием *метода преломленных волн*. В последние годы она в значительной мере вытеснена *методом отраженных волн*, который во многих аспектах является более прямым, поскольку использует непосредственные записи эха от границ между слоями пород под поверхностью земли. Геофоны, используемые для записи отраженных волн, могут располагаться ближе к точке взрыва, чем при записи преломленных волн, что приводит к большой экономии времени, уходящего на прокладку кабелей. Первые сейморазведчики были вынуждены пользоваться методом преломленных волн, потому что их геофоны и усилители могли сколько-нибудь четко регистрировать лишь момент прихода первого импульса. С использованием современных геофонов в сочетании с усилителями и фильтрами с известными частотными характеристиками, а также с автоматическим контролем амплитуды сигнала, ограничивающим эффект первого колебания, стало возможным четко распознавать на записи моменты вступления последовательных отраженных волн.

На рис. 42 показана часть записи, полученной на косе Фаруэлл сейсмологической партией отделения геофизики Управления научных и промышленных исследований Новой Зеландии. Заряд был взорван в центре площадки, на которой расположены 24 геофона. В течение некоторого времени после прихода прямой волны (левая часть рисунка) трассы путаются, но к моменту прихода волны, отразившейся от твердых коренных пород, залегающих под более рыхлыми отложениями, устанавли-

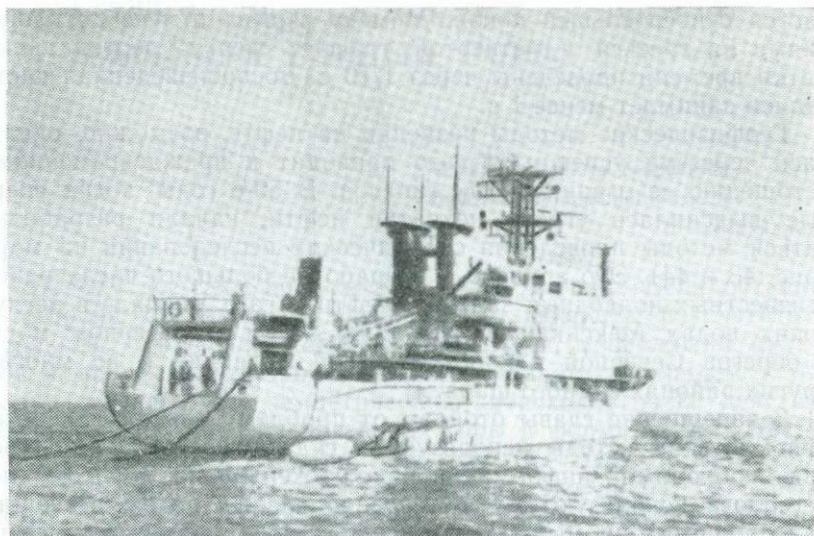


Рис. 43. Научное судно «Эксплора», предназначенное для сейсмических, магнитных и гравитационных исследований на море

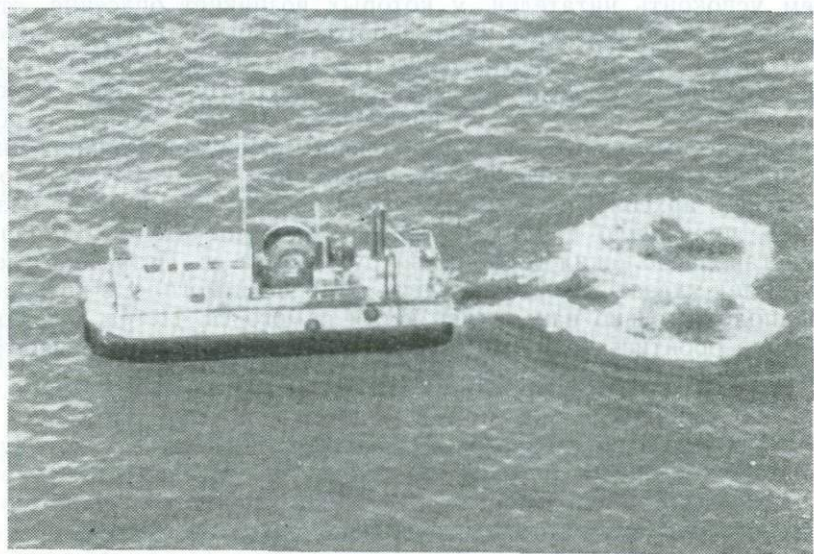


Рис. 44. Плавающий аналог автомашины, предназначенный для работы вблизи берега. Кабель от геофонов наматывается на большую катушку позади кабины регистрации

вается относительный покой. Момент взрыва отмечен отклонениями на третьей и четвертой трассах сверху; вертикальные метки времени проведены через 1/10 с. Воспроизведенная часть записи занимает менее 1 с.

Геофизические методы разведки на нефть, возможно, оказались чересчур успешными: это приводит к преждевременному истощению ее ограниченных запасов. В 50-е годы, когда впервые выяснилась угроза нехватки нефти, начали разрабатываться методы проведения сейсмических исследований на море (рис. 43 и 44). Это привело к разработке большого числа ранее неизвестных подводных залежей нефти и газа, вначале в неглубоких водах Мексиканского залива, затем в Северном море, у берегов Северной Африки и Новой Зеландии и во многих других районах земного шара.

В завершение главы отойдем от проблем большого бизнеса. Сейсмические методы используются гидрографами для получения необходимой информации об отложениях на морском дне, а геологи используют их для разнообразных целей, имеющих мало общего с промышленной разработкой минеральных ресурсов. Более неожиданной оказалась польза, которую они приносят археологам.

Грунт, перекопанный в прошлом, пропускает сейсмические волны не так хорошо, как нетронутый грунт, а захороненная кирпичная кладка отличима от окружающих ее пород. Мы можем успокоить читателей, у которых возникнет опасение, что сейсмологи устроят еще один пороховой погреб в Парфеноне. Для работ такого малого масштаба взрывчатка не требуется. Необходимое сотрясение вызывается сбрасыванием груза. С использованием комплекса геофизических методов сейчас с достаточной достоверностью установлено, что внутри Великих пирамид не осталось нераскрытых камер. Но самое замечательное событие в археологии, в котором участвовала сейсмическая разведка, произошло в 1951 г., когда сейсмолог-иезуит Даниэль Линеган расположил геофоны вокруг собора св. Петра в Риме. Он сумел указать археологам путь к древней могиле, в которой предположительно находились кости самого св. Петра, что позволило обойтись без значительной части бесполезных и небезопасных для здания раскопок.

Глава 5.

В ТОЛЩАХ ГОРНЫХ ПОРОД

И земля из зимы безразличья
Восстает обновленной змеей...

Шелли. Эллада.

Почему все-таки происходят землетрясения? Если оставить в стороне небольшие сотрясения, являющиеся результатами оползней, обрушений карстовых полостей, извержений вулканов и других источников слабых колебаний, то придем к выводу, что почти все землетрясения происходят из-за действия геологических сил, воздвигающих горы и формирующих другие важнейшие элементы земной поверхности. Наука об этих силах и результатах их действия называется *тектоникой* (от греческого «тектон» — строитель), мы в основном будем говорить о тех подземных толчках, которые относят к числу тектонических землетрясений. Для того чтобы понять их причины и следствия, следует изучить как источник вызывающих их сил, так и вещественные объекты, на которые эти силы действуют.

Поверхность земли состоит из горных пород. Огромные их массы вздымаются вверх, образуя горные хребты; породы залегают под илистым дном океанов; русла рек выложены галечником; пески пляжей — также измельченная порода. Изливающаяся из вулканов лава, застывая, образует породу; вещество, выбрасываемое при проходке тоннелей, шахт и колодцев, — это тоже порода.

Существует множество различных типов пород; названия некоторых из них известны всем: гранит, базальт, известняк и т. д. Геологи группируют их в три основных класса — *осадочные, изверженные и метаморфические*. На поверхности земли осадочные породы распространены шире всего и покрывают около $\frac{3}{4}$ всей площади. Их средняя мощность достигает примерно 2 км. Они не принадлежат к числу первоначальных элементов земной поверхности, а являются продуктом важнейших, идущих и в наше время геологических процессов.

Было бы неверно думать о геологе как о человеке, интересующемся лишь давно отжившими ископаемыми и тем, что происходило миллионы лет назад. Он, видимо, лучше других осведомлен о постоянном изменении и обновлении окружающего мира. Породы, выходящие на поверхность земли, или *обнаженные*, подвержены выветриванию, которое постоянно ведет к их распадению на мелкие частицы. В высокогорных районах смена промерзания и оттаивания делает этот процесс сравнительно быстрым; химическое воздействие воды на вещество пород,

перевывание песка ветром, перемалывание пород ледником — все это составные части процесса разрушения пород.

Если порода распалась на достаточно малые частицы, она выносится и сортируется ветром и водой. Иногда течение может перемещать крупные массы вещества; в периоды разливов количество переносимого материала может быть очень большим. Иногда происходит медленный процесс растворения, но результат его тот же самый — породы горных хребтов постепенно перемещаются к побережью. Материал, переносимый вдоль рек и водотоков, расширяет их русло, расчищая ложе и размывая берега. Река Миссисипи ежегодно перемещает более 400 млн. т вещества. Во время транспортировки происходит дальнейшее измельчение материала, а острые обломки, слагающие горные обвалы, в ложах равнинных рек превращаются в окатанную гальку. На побережье вступают в действие волны, смешивая материал, принесенный реками, с породами, сносимыми с прибрежных скал, и откладывая разрушенный и измельченный материал на морском дне, где он может консолидироваться под давлением перекрывающих слоев и образовывать новую породу.

Характер вновь формируемой породы зависит от типа откладываемого вещества. Например, очень мелкие частицы не могут покоиться в быстротекущей воде или в воде, перемешиваемой волнами. Процессы отложения изучены очень детально, но для нас достаточно лишь указать на их важность. С течением времени накапливается все больше и больше материала, меняются распределение течений и глубина морского дна, поэтому выветрившееся вещество может начать поступать из другой части горной системы и отличаться от ранее отложенного структурой или химическим составом. В результате породы, сформировавшиеся на морском дне, образуют последовательно перекрывающие друг друга слои (рис. 45 и 46).

Материал, снесенный реками, — не единственный возможный источник формирования пород. Наиболее важное исключение составляет, например, известняк, хотя это тоже осадочная порода. В данном случае откладываемый материал образуется в самом море, а именно, в его теплых неглубоких частях, и состоит главным образом из раковин и скелетов умерших морских организмов, падающих на морское дно. Если к ним не примешивается другое вещество, то получается чистый мел или известняк, но при определенных условиях карбонатные осадки могут играть роль природного цемента, связывающего частицы, сносимые реками или переносимые вдоль берега океаническими течениями.

Перекрывающие друг друга в процессе осадконакопления слои называются *пластами*. Их поверхности приблизительно параллельны, а толщина меняется в соответствии со скоростью накопления материала и длительностью этого процесса. В ненарушенной последовательности пластов самые древние породы

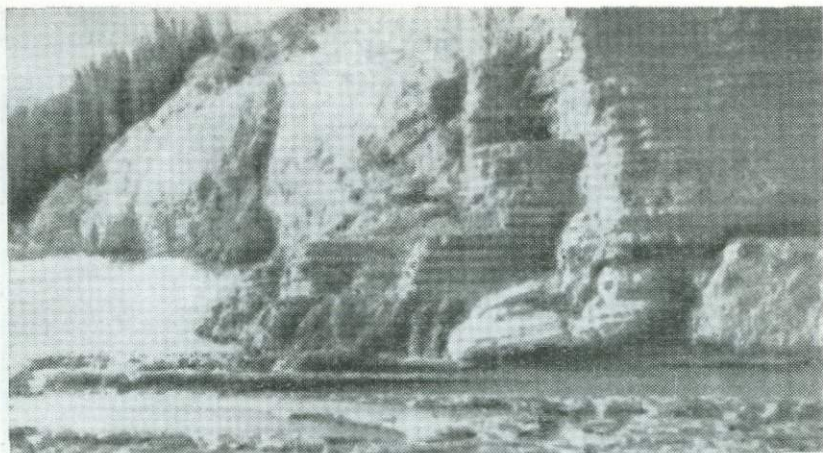


Рис. 45. Песчаники, выходящие на поверхность в Рош-Персе, близ Бурайя (Новая Каледония)

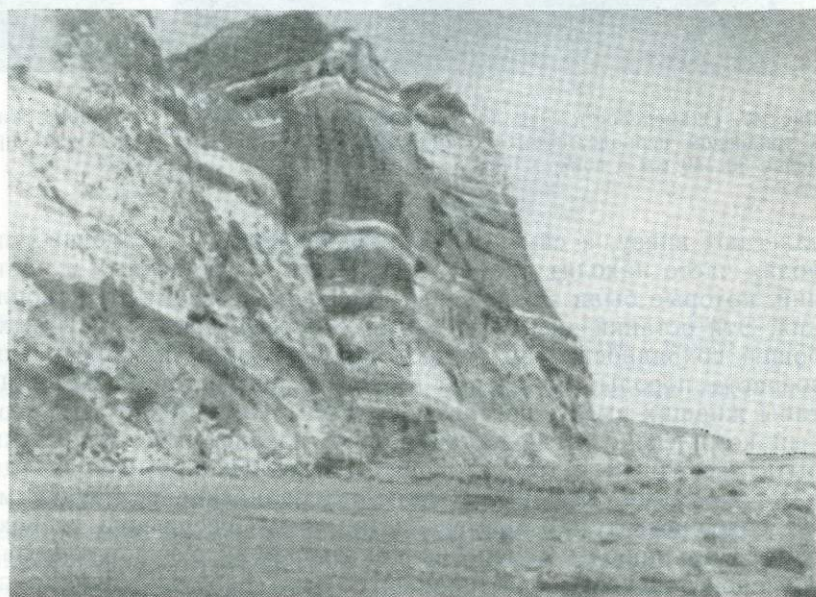


Рис. 46. Скалы близ м. Киднепперс (к югу от зал. Хок), сложенные перекрывающимися друг друга слоями песчаника и пемзовидного материала. Пласты имеют небольшое падение, древние породы внизу, молодые — сверху



Рис. 47. Окаменелости. Эти похожие на гребешков моллюски *Monotis* жили в триасовом периоде, примерно 200 млн. лет тому назад. Они имеют примерно 30—40 мм в поперечнике

залегают внизу, а самые молодые — наверху. В осадочных породах часто находят раковины или скелеты животных и растений, которые были захоронены в осадках во время их накопления. Эти останки называют *окаменелостями* (рис. 47). При хорошей сохранности они играют важную роль в определении возраста породы. В течение геологической истории сменялись типы живших вместе организмов, так что если обнаружен сходный комплекс окаменелостей в двух различных слоях, можно быть уверенным в том, что они отложились примерно в одно и то же время. Например, южно-австралийские песчаники могут содержать те же окаменелости, что и совершенно не похожие на них породы Новой Гвинеи; это помогает скоррелировать последовательности пластов в этих двух районах. Полная последовательность пластов, начиная с древнейших и кончая самыми молодыми, называется *геологическим разрезом*. Задача датирования определенного геологического события сводится, таким образом, к отысканию его правильного места в этом разрезе (рис. 48).

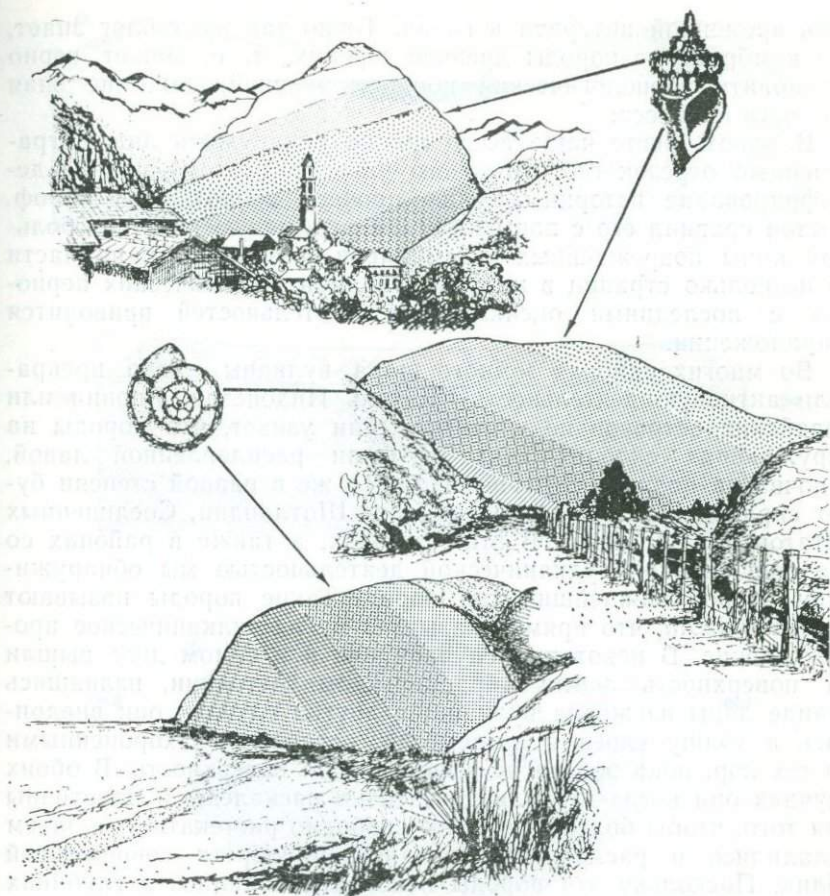


Рис. 48. Геологический разрез. Полный геологический разрез можно получить, сопоставляя последовательности пластов с окаменелостями в разных районах. Окаменелости указывают на возраст пород, а не на их состав. В одно и то же время в одном месте может образовываться известняк, в другом — песчаник

Определить длительность тех или иных геологических периодов нелегко. В настоящее время хорошие оценки могут быть получены путем измерения содержания в породах радиоактивных веществ. Школьник, знающий имена королей и королев Англии в хронологическом порядке, знает, что события, относящиеся к правлению Карла II, происходили раньше, чем события, относящиеся к правлению Георга IV, даже если ему неизвестны даты этих правлений. Если он прикинет среднюю продолжительность одного правления, то сможет неплохо опреде-

лить временной интервал в годах. Точно так же геолог знает, что кембрийские породы древнее юрских, т. е. может верно установить хронологический порядок явлений, даже не зная скорости процесса.

В одном месте чаще всего можно обнаружить лишь ограниченный отрезок геологического разреза, поэтому полное дешифрирование истории Земли — процесс кропотливый. Проф. Коттон сравнил его с попытками собрать целую книгу из большой кипы поврежденных экземпляров, разорванных на части по несколько страниц в каждой. Таблица геологических периодов с последними оценками их длительностей приводится в приложении.

Во многих районах земного шара вулканы давно прекратили активную деятельность. Житель Индонезии, Японии или Гавайских островов не удивится, если узнает, что породы на окружающих склонах когда-то были расплавленной лавой, а почва на полях — горячей золой. То же в равной степени будет справедливо и для ряда районов Шотландии, Соединенных Штатов или Франции. В этих районах, а также в районах со все еще сильной вулканической деятельностью мы обнаруживаем второй важнейший тип пород. Такие породы называют *изверженными*, что прямо указывает на их вулканическое происхождение. В некоторых случаях они и в самом деле вышли на поверхность земли в раскаленном состоянии, излившись в виде лавы из жерла вулкана; в других случаях они внедрились в толщу слоев и затвердели, оставшись захороненными до тех пор, пока эрозия не вывела их на поверхность. В обоих случаях они когда-то были достаточно раскалены и пластичны для того, чтобы более или менее свободно растекаться, а затем охладились и раскристаллизовались, приобретя современный облик. Поскольку эти породы некогда находились в глубинах Земли, они представляют большой интерес для геофизиков, так как помогают им подтверждать гипотезы о внутреннем строении Земли.

Третий основной класс — *метаморфические* породы — занимает промежуточное положение между двумя рассмотренными выше. В своем первоначальном виде метаморфическая порода могла принадлежать любому из них, но затем ее характеристики настолько изменились вследствие глубокого захоронения и воздействия высоких температур и давления, процессов охлаждения и кристаллизации или же температурного воздействия внедрившейся вблизи нее магмы, что ее необходимо считать породой нового типа. Границы между указанными тремя классами пород не вполне четки, однако это деление весьма полезно.

Преобразования поверхности земли — процесс разносторонний. Из приведенного описания может показаться, что породы на суше — изверженные, метаморфические и осадочные — обре-

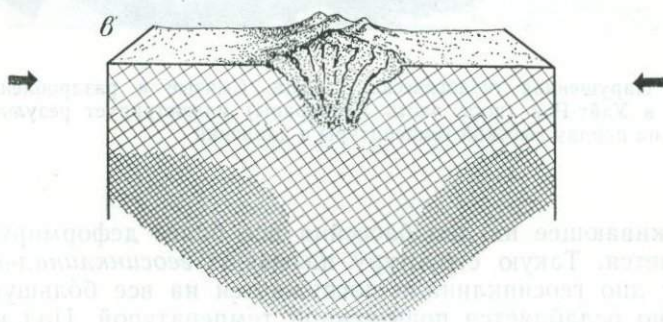
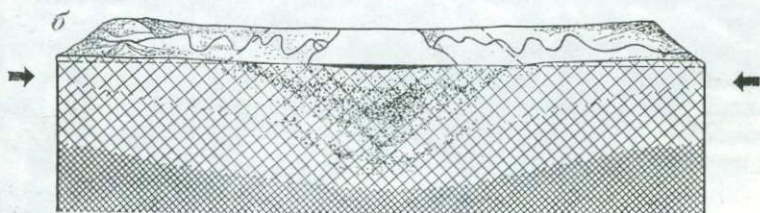
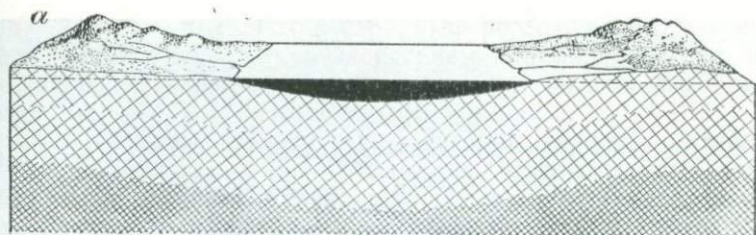


Рис. 49. Горообразование

а — осадки с суши, отложенные в мелководном бассейне; *б* — формирование геосинклинали; *в* — образование складчатых гор вследствие сжатия земной коры

чены на эрозию, транспортировку реками и отложение где-нибудь на морском дне. Но это лишь часть процесса. Так как $\frac{3}{4}$ поверхности суши сложено осадочными породами, следовательно, на каком-то этапе часть морского дна вновь превращается в сушу. Это происходит главным образом в результате процесса *орогенеза*, или горообразования. Детали этого процесса до сих пор неясны, и позже мы к ним вернемся.

Представляется вероятным, что формирование горных систем начинается с заполнения мелководного бассейна большими массами осадков (рис. 49). По мере накопления осадков



Рис. 50. Нарушенная геологическая толща. Смятые и раздробленные известняки в Уайт-Рок (вост. часть Уайрарапы) иллюстрирует результат воздействия на породу высокой температуры и давления

поддерживающее их дно бассейна все более деформируется и прогибается. Такую структуру называют *геосинклиналью*. Поскольку дно геосинклинали погружается на все большую глубину, оно ослабляется повышенной температурой. Под воздействием сжимающих напряжений в земной коре толща осадочных пород сминается, воздымается, и над водой возникает суша в виде нового горного хребта. К этому времени старый континент, служивший источником сноса, оказывается в значительной мере размытым, и возникновение нового хребта существенно меняет систему стока. Эрозия будет продолжаться по-прежнему и, возможно, приведет к формированию новой геосинклинали и новому периоду горообразования. Таким образом, протекает циклический процесс, который оправдывает заявление одного из известных геологов о том, что здесь «нельзя обнаружить начала и не видно конца».

Одним из следствий горообразования являются часто встречающиеся перерывы в осадконакоплении, о которых уже упоминалось. Хотя и можно найти достаточно длинные последовательности напластований, но их нужно долго искать. Часто

породы изогнуты и смяты в странные формы, разбиты трещинами и раздроблены под воздействием напряжений (рис. 50). Этот процесс протекает медленно, но результаты его значительны.

На протяжении геологической истории периоды активного горообразования сменялись периодами относительного покоя, когда протекало осадконакопление. Периоды орогенеза охватывают достаточно длинные этапы геологической истории, и их можно проследить на значительных территориях земного шара. Таким образом, можно повсеместно пользоваться основной шкалой времени, вводя в нее лишь небольшие изменения для описания местных особенностей. Правда, стратиграфы могут возражать против такого поверхностного понимания их проблем.

Обрисованная картина горообразования неудовлетворительна во многих отношениях. Для смятия осадков в геосинклинали нужны большие сжимающие усилия, но трудно объяснить, откуда они возникают. Геолог может сказать, что произошло, но не может объяснить почему. Происходит это, видимо, потому, что причины лежат слишком глубоко в Земле и не оставляют следов в приповерхностных породах. В следующей главе мы увидим, как физики проникают несколько глубже геологов.

Глава 6.

В НЕДРАХ ЗЕМЛИ

Душою мы способны постигать

Вселенной нашей дивное строенье.

Кристофер Марло. Тамерлан Великий.

Земля имеет форму шара диаметром 12,7 тыс. км, обращающегося вокруг Солнца на расстоянии около 150 млн. км. С помощью бурения человек смог проникнуть менее чем на 10 км из 6,4 тыс. км, отделяющих нас от ее центра, но и эти скважины плохо характеризуют ее внешнюю оболочку. Остальные сведения о Земле кропотливо собирают из косвенных данных, большую часть которых дает сейсмология; важную роль играют также астрономия и другие разделы геофизики.

По мере вращения Земли вокруг своей оси и ее движения по околосолнечной орбите Солнце, Луна и другие небесные тела оказываются то по одну, то по другую сторону ее экваториальной плоскости. В результате их гравитационного притяжения Земля испытывает колебания. Эти колебания называются *нутацией* и могут быть измерены путем точной фиксации положения удаленных звезд. Ожидаемая величина колебаний зависит от распределения масс внутри Земли. Если бы все тяжелые элементы были сконцентрированы во внешней ее части, как, например, обод у махового колеса, возмутить ее движение было бы гораздо труднее, чем в случае однородного ее строения. К концу прошлого века астрономы удостоверились в том, что в ее центре находится тяжелое ядро. Олдхэму в 1906 г. удалось доказать его существование с помощью сейсмических волн, а Гутенбергу несколькими годами позднее — произвести точные определения его размеров.

До последнего времени ученые полагали, что Земля вначале была раскаленным телом; основные моменты ее последующей истории можно было объяснить тем, что с тех пор она постепенно остывала. Недавно эти положения подверглись существенному пересмотру. Некоторые астрономы все еще считают, что вещество Земли было некогда исторгнуто из Солнца или вырвано из него гравитационным притяжением проходящей звезды; большинство ученых, однако, сейчас полагают, что Земля сформировалась из холодного материала, захваченного из космоса солнечным притяжением или же в процессе формирования самого Солнца.

Мало кто сомневается в том, что внутренняя часть Земли раскалена. Измерения в шахтах и глубоких скважинах показывают, что с увеличением глубины на 1 км температура поднимается примерно на 25 °С. Не так уж сильно нужно углу-

биться, чтобы достичь условий, при которых все встречающиеся на поверхности породы должны расплавиться и превратиться в нечто напоминающее лаву, изливающуюся из вулканов. Некоторые испытывают тревогу по этому поводу подобно героям пьесы Георга Бюхнера (Г. Бюхнер, Смерть Дантона):

Первый господин. Надеюсь, вы не боитесь?

Второй господин. Видите ли, земная кора так тонка: я опасаясь всегда, как бы не провалиться сквозь нее, когда встречаю такую дыру. Надо ходить с осторожностью, иначе можно ее проломить.

Наблюдаемое у поверхности быстрое увеличение температуры не может долго продолжаться, ибо в этом случае температура в центре Земли была бы выше, чем на Солнце. Своим теплом Земля, по-видимому, в большей степени обязана не наследию давней истории, а своей нынешней радиоактивности. Только в земной коре количество радиоактивных веществ более чем достаточно для того, чтобы объяснить им величину всего выходящего через земную поверхность теплового потока. Представляется очевидным, что если вначале Земля и не состояла из расплавов, то вскоре, по мере концентрации достаточно большого количества вещества вокруг первоначального ядра, она должна была расплавиться. Важный вопрос, стоящий перед геофизиками, состоит в том, нагревается или остывает Земля в настоящее время.

Три основные части Земли — кора, мантия и ядро — должны были сформироваться довольно рано. Гравитационное притяжение концентрировало более тяжелые элементы в центральное ядро и помогало более легким компонентам мантии отделиться от нее и образовать кору. В 1799 г. Генри Кавендиш провел знаменитый опыт по измерению массы Земли и обнаружил, что средняя плотность нашей планеты почти вдвое превышает среднюю плотность приповерхностных пород. Естественно задаться вопросом: что за вещество находится в более глубоких частях ее недр?

Одним из предметов дискуссий являются результаты химического анализа вещества метеоритов, обычно считающихся либо остатками разрушенной планеты, либо избыточным материалом, оставшимся после завершения формирования больших планет. Трудно судить, насколько представительными являются метеориты, достигающие поверхности земли, но в этом веществе выделяются два основных компонента: *порода*, состоящая большей частью из соединений кремния, и *металл*. Есть основания провести аналогию между существованием этих двух типов вещества, с одной стороны и ядра и мантии Земли — с другой.

Посмотрим, насколько этот вывод подтверждается поведением сейсмических волн. Начнем с земной коры, более знакомой для нас, затем углубимся по направлению к ее центру.

В одной из предыдущих глав мы рассмотрели, как можно с помощью отраженных волн измерить характеристики слоев, слагающих земную кору. В верхних ее частях, где свободно протекают геологические процессы, картина очень сложна и даже хаотична. Скорость P -волн в зависимости от свойств пород может меняться от 2 до 6 км/с и более; у основания коры в большинстве районов отмечается резкое увеличение скорости. Это происходит на границе Мохоровичича, ниже которой скорость P -волн практически повсеместно несколько превосходит 8 км/с.

Толщина коры весьма изменчива. Под континентами она обычно равна 30—35 км, причем большим горам, значительно превышающим средний уровень поверхности земли, почти всегда сопутствуют глубокие «корни». Так, в Тибете толщина коры оказалась более 70 км.

Подобно тому как высоким горам отвечает мощная кора, глубоким океанам отвечает тонкая кора; в строении континентальной и океанической коры имеются различия. На рис. 51 показан ряд разрезов. На континентах граница Мохоровичича расположена гораздо глубже, чем в океанах. Обычно ее обнаруживают по резкому увеличению скорости P -волн примерно до 8,1 км/с. Фундамент, на котором лежит покров осадочных пород, обычно сложен твердыми кислыми кристаллическими породами, которые сейсмологи обычно называют гранитными (геолог, правда, поспешит заметить, что это не всегда гранит). Ниже гранитного слоя лежит второй слой более основных пород, который обычно называют базальтовым, а иногда промежуточным. Часто на границе между этими двумя слоями, которую называют границей Конрада, скорость волн резко меняется, но в некоторых районах происходит более постепенный переход, распределенный по всей толщине коры.

В более тонкой океанической коре гранитный слой исчезает. Некоторые считают, что в глубочайших районах океана все, что можно обнаружить выше границы Мохоровичича,— это несколько сот метров ила и 5—6 км морской воды; недавние измерения, однако, показывают, что почти всегда имеется несколько километров базальтового вещества, так что основание коры находится примерно на 10 км ниже уровня моря.

Волны от близких землетрясений и взрывов являются не единственным источником информации о свойствах и толщине земной коры. Совершенная техника используется также для записи поверхностных волн. Метод анализа этих волн основан не на времени их прихода, а на структурных особенностях, для лучшего понимания которых нам нужно уточнить значения не-

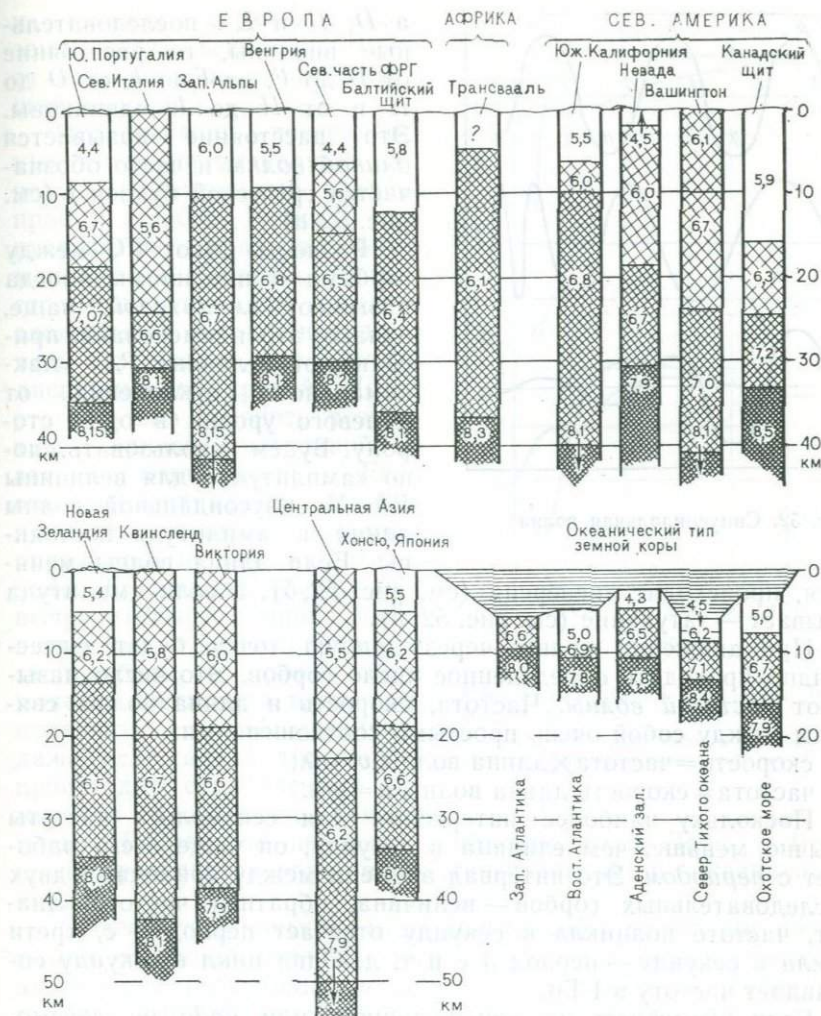


Рис. 51. Типичные разрезы земной коры

скольких терминов, используемых сейсмологами при исследовании волн.

На рис. 52 показана довольно обычная волна, которую математики называют *синусоидальной*. Одна из замечательнейших особенностей синусоидальных волн состоит в том, что волны любой другой формы (в том числе с острыми изломами) можно получить путем сложения достаточно большого числа синусоидальных волн с различными параметрами. Если для этого простейшего случая волны *B*, *F* и *J* — последовательные горбы,

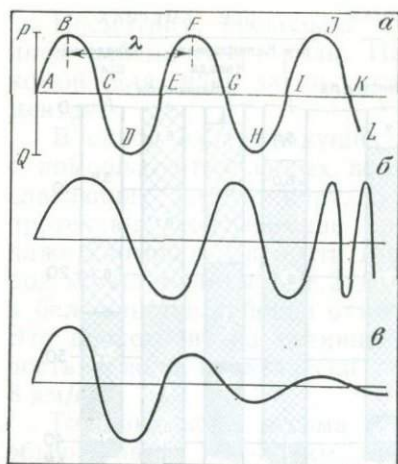


Рис. 52. Синусоидальная волна

ется, происходит дисперсия (см. рис. 52, б), а если амплитуда убывает — затухание (см. рис. 52, в).

При движении волны через данную точку будет каждую секунду проходить определенное число горбов. Это число называют *частотой волны*. Частота, скорость и длина волны связаны между собой очень простыми соотношениями:

$$\text{скорость} = \text{частота} \times \text{длина волны } v = n\lambda;$$

$$\text{частота} = \text{скорость} / \text{длина волны } n = v/\lambda.$$

Поскольку наиболее интересные для сейсмолога частоты обычно меньше, чем единица в секунду, он чаще всего работает с *периодом*. Это интервал времени между приходами двух последовательных горбов — величина, обратная частоте. Значит, частоте полцикла в секунду отвечает период 2 с, трети цикла в секунду — период 3 с и т. д. Один цикл в секунду составляет частоту в 1 Гц.

Если посмотреть на конец записи, или *коду* на сейсмограмме, где записываются *L*-волны, увидим, что первыми приходят волны с самым большим периодом, а затем последовательно приходят все более и более короткие волны. Этот процесс, который называют *дисперсией*, является следствием того факта, что хотя землетрясение порождает смешанные поверхностные волны с разными периодами, они распространяются с различными скоростями в зависимости от их периода и по мере распространения постепенно рассортировываются. Если знать, где и когда произошло землетрясение, можно определить скорость распространения для каждой величины периода и нанести результаты на график в виде так называемой дисперсионной кривой. Форма получаемой кривой зависит от мощности

а *D*, *H* и *L* — последовательные впадины, то расстояние от *B* до *F*, от *F* до *J*, от *D* до *H* и от *H* до *L* одинаковы. Это расстояние называется *длиной волны* и часто обозначается греческой буквой λ (см. рис. 52, а).

Разность высот *PQ* между горбами и впадинами иногда называют *амплитудой*; чаще, однако, это наименование присваивают величине *PA* — максимальному отклонению от нулевого уровня в одну сторону. Будем использовать слово «амплитуда» для величины *PA*. У синусоидальной волны длина и амплитуда постоянны. Если длина волны меня-

и состава верхних слоев земли вдоль всей траектории от эпицентра до регистрирующей станции.

Исследования поверхностных волн представляют довольно утомительный процесс проб и ошибок. Вначале следует выбрать правдоподобную мощность и скорость распространения волн для каждого слоя земной коры и использовать эту модель для расчета дисперсионной кривой. После этого нужно сравнить результат с кривой, полученной по записи землетрясения. Если они не совпадают, следует изменить какие-то исходные параметры и начать все сначала. К счастью, электронно-вычислительные машины избавили нас от большей части этой работы, и можно найти модель, достаточно точно совпадающую с наблюдениями, даже если вдоль траекторий происходят существенные изменения в толщине земной коры. На рис. 53 показано поведение волн Лява и Релея и их распространение в континентальной и океанической корах.

Существуют, конечно, и другие способы получения информации о земной коре. Геологи получают полезные сведения, анализируя разновидности лавы из вулканов в различных районах мира. Точные измерения силы тяжести позволяют установить места залегания более тяжелых или более легких пород. Информацию о глубоких недрах земной коры дают измерения электрических токов в толще пород, а также магнитного поля Земли. Все эти исследования помогают дополнить картину, получаемую в результате изучения отраженных и поверхностных сейсмических волн.

В подкорковых слоях знакомые нам породы отсутствуют. На глубине 30 км, где температура равна примерно 1200 °С, их можно было бы считать расплавленными, однако жидкими они не становятся. Этому препятствует огромный вес вышележащих толщ. Тем не менее они постепенно теряют свои индивидуальные черты и становятся единой расплавленной смесью.

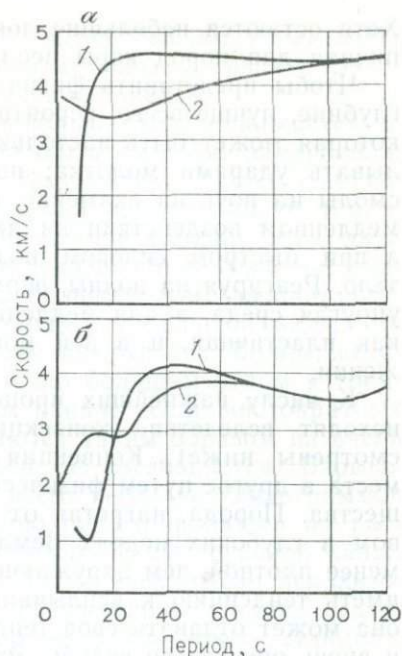


Рис. 53. Дисперсия волн Лява (а) и Релея (б):

1 — распространение волн в океанической коре; 2 — то же в континентальной

Хотя остаются небольшие локальные вариации ее состава, типичная для пород коры неоднородность исчезает.

Чтобы представить физическое состояние пород на такой глубине, лучше всего, вероятно, сравнить их с твердой смолой, которая может быть настолько твердой, что ее следует раскалывать ударами молотка; но если вы оставите кусок такой смолы на ночь на скамейке, она постепенно растечется. При медленном воздействии на нее она ведет себя как жидкость, а при быстром силовом воздействии — как хрупкое твердое тело. Реагируя на волны, верхняя часть мантии ведет себя как упругая среда, а для медленных геологических деформаций — как пластичная, и в ней могут иметь место медленные движения.

К числу важнейших процессов относятся те, которые происходят вследствие конвекции (их последствия будут рассмотрены ниже). Конвекция — это перенос тепла из одного места в другое путем физического перемещения разогретого вещества. Порода, нагретая от контакта с раскаленным веществом в глубоких недрах Земли, будет расширяться, становясь менее плотной, чем окружающая среда, и, как следствие этого, иметь тенденцию к всплыванию. Приближаясь к поверхности, она может отдавать свое тепло, сжиматься, становясь плотнее, и вновь опускаться вглубь. Этот процесс порождает гигантские циркуляционные течения, которые переносят тепло из глубин Земли к поверхности.

Поскольку нисходящие потоки плотнее восходящих, существуют региональные различия в составе мантии; проследим лишь за изменением ее свойств с глубиной. В самом первом приближении сейсмические волны распространяются все быстрее и быстрее по мере проникновения в глубь мантии. Непосредственно под границей Мохоровичича скорость *P*-волн примерно равна 8,1 км/с, а у границы ядра она доходит до 13,6 км/с. Соответствующие значения для *S*-волн составляют 4,4 и 7,3 км/с. На глубине 700 км — самой большой глубине, на которой фиксируются землетрясения, — заметных изменений в скоростях не происходит, однако глубокие землетрясения бывают лишь в немногих районах земного шара, так что можно ожидать, что связанные с ними изменения физических свойств мантии также локализованы некоторым определенным образом.

Скорость сейсмической волны зависит от плотности и жесткости вещества, через которое она проходит. Увеличение плотности приводит к снижению скорости, а в случае повышенной жесткости волна распространяется быстрее. С увеличением глубины вещество испытывает все большее и большее сжатие под увеличивающимся весом вышележащих пород, однако возрастание скоростей волн свидетельствует о том, что увеличение плотности должно быть менее быстрым, чем соответствующую

шее увеличение жесткости. Тем не менее бывают исключения из этого общего правила, впервые отмеченные в связи с изучением поведения звуковых волн в глубинах океана.

В океанах температура воды довольно быстро снижается до глубин порядка 1,5 тыс. м, где она близка к точке замерзания. На больших глубинах снижение температуры происходит гораздо медленнее. Скорость звука в воде зависит как от температуры, так и от давления, и совместное влияние этих двух факторов приводит к тому, что на указанной глубине он распространяется медленнее, чем на больших или меньших глубинах. Если на этой глубине взорвать небольшой заряд, то далеко не все волны смогут достичь поверхности. Волны, исходящие из источника под недостаточно большим углом к горизонту, будут «пойманы» в узком канале после многократных отражений. Многие из них передаются таким образом на очень большие расстояния, пока наконец не поглощаются. Взрывы небольших зарядов, содержащих всего несколько килограммов взрывчатки, могут вполне отчетливо регистрироваться на расстояниях в несколько тысяч километров. Этот звуковой канал в океане называют слоем Софар. Было предложено использовать его для передачи сигналов от терпящих бедствие судов, паромов и самолетов специально оборудованным станциям с помощью взрыва небольших зарядов.

В самых верхних, подкорковых слоях мантии до глубины порядка 100 км происходит нечто похожее. Эту область называют *астеносферой* (от греческого «а» — не и «стенос» — сила). В ней породы оказались в большей степени ослаблены повышенной температурой, чем уплотнены вышележащим веществом. В результате скорость сейсмических волн в этой области ниже, чем у основания коры. На больших глубинах она вновь повышается вследствие повышения давления, и образуется такой же низкоскоростной канал, как и в океане. Наличие этого канала запутывает картину времен пробега *P*- и *S*-волн, регистрируемых на расстояниях от 15 до 20°. Профессор Римского университета Калои первым связал это явление с падением скоростей волн в астеносфере и их распространением вдоль канала подобно звуковым волнам под акустическим сводом.

Вещество пород, лежащих выше астеносферы, называют *литосферой* (от греческого «литос» — камень). Ранее термин литосфера использовался для обозначения коры. Теперь им обозначают гораздо более обширную область; поскольку для нее нельзя определить четкую границу типа границы Мохоровичича, ее толщину оценить трудно.

Астеносфера не является единственным низкоскоростным каналом в толще земли. Проф. Гутенберг предположил, что во многих районах земного шара можно найти еще один такой канал в пределах коры. Под воздействием высокой температуры и давления кварц изменяет свое физическое состояние.

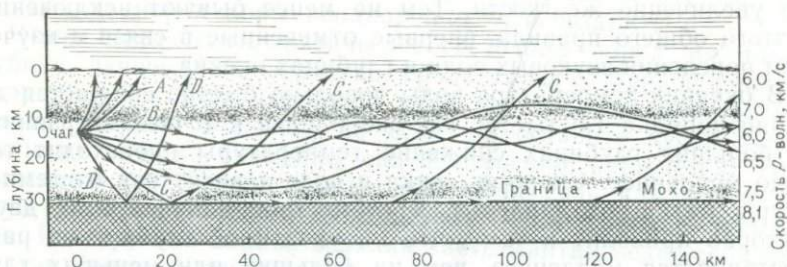


Рис. 54. Низкоскоростной канал в коре

Эти изменения могут иметь место на глубине примерно 10 км, где и отмечается снижение скоростей волн, приводящее к созданию канала (рис. 54). Если очаг землетрясения находится в пределах слоя, в котором скорость распространения волн меньше, чем в выше- и нижележащих слоях, то волны, выходящие в некоторых направлениях, «ловятся» в низкоскоростном канале. На рис. 54 изображен разрез, в котором скорость волн возрастает от 6 км/с у поверхности до 7 км/с на глубине 10 км, затем падает до 6 км/с на глубине 15 км и возрастает вновь примерно до 7,5 км/с у границы Мохоровичича. Волны, выходящие из очага круто вверх (А), достигают поверхности как обычные волны P_g . Волны, выходящие круто вниз (D), отражаются от границы. Волны, имеющие менее наклонную траекторию (С), преломляются на границе, проходят ниже ее и возвращаются к поверхности как волны P_n . В промежуточном диапазоне (В) волны локализируются в пределах канала. Волны, распространяющиеся по этому каналу, обнаружены в континентальных районах. С учетом его существования оценки толщины континентальной коры меняются на несколько километров. Океаническая же кора, толщина которой меньше 10 км, не содержит таких каналов.

Приведенная выше интерпретация позволяет решить две давние проблемы. Измеряя скорость волн, вызванных взрывом у поверхности земли, получаем несколько более высокие значения, чем для сейсмических волн. Это явление загадочно, поскольку известно, что эти волны одного и того же типа и распространяются они в одних и тех же породах. Скорее можно было ожидать противоположных результатов, поскольку сейсмические волны идут по более глубоким траекториям. Проф. Гутенберг сумел вполне убедительно объяснить полученные результаты, предположив, что очаги землетрясений лежат в пределах низкоскоростного канала. Одновременно оказалось возможным отбросить то странное предположение, что P - и S -волны генерируются очагом в разные моменты.

В 1957—1958 гг. геофизики разных стран мира выполняли совместные исследования по специальной программе, известной под названием *Международный геофизический год*. Было получено много новых результатов изучения земной коры. Новые сейсмические станции были организованы в Антарктиде и других недостаточно охваченных наблюдениями районах земного шара. Успех этой программы был настолько очевиден, что проф. В. В. Белоусов из московского Института физики Земли в 1960 г. предложил организовать работы еще по одной программе, направленной на изучение верхней мантии. Многие геофизики поддержали его мнение о том, что ответы на некоторые загадочные вопросы, по-видимому, следует искать в процессах, происходящих в подкорковых слоях Земли.

Одним из наиболее впечатляющих проектов, которые предполагалось включить в эту программу по американскому предложению, заключался в бурении скважины через всю земную кору с тем, чтобы получить образец вещества мантии для непосредственного изучения и анализа в лаборатории. На большей части суши граница Мохоровичича лежит под толщей пород по меньшей мере на глубине 20—30 км, поэтому решено было пробурить скважину «Мохоул» через сравнительно тонкую океаническую кору, работая с плавучей базы. Предстояло преодолеть огромные технические трудности, но оказалось, что политические трудности еще больше. В 1966 г. Конгресс США отклонил программу «Мохоул», так что мы до сих пор не имеем образца вещества мантии.

К счастью, некоторые части проекта по изучению верхней мантии выполнялись более успешно. К их числу относятся глубинное бурение в нескольких районах СССР, новые измерения толщины коры, а также оригинальные исследования времени пробега сейсмических волн. В дальнейшем мы вернемся к рассмотрению процессов, происходящих в верхней мантии; многие из них были осмыслены лишь в последние десять лет.

Что же можно обнаружить, проникнув в конце концов за границу Мохоровичича? С точки зрения химии мантия состоит большей частью из силикатов магния, в меньшей степени — из окислов железа и алюминия со следами натрия и кальция. Если говорить о породе, то наиболее вероятной является плотная ультраосновная порода дунит, состоящая главным образом из оливина; это, однако, не более чем аргументированная догадка.

При переходе от мантии к ядру изменения происходят очень быстро — на протяжении максимум нескольких километров. При этом изменяется как состав вещества, так и его состояние.

На границе ядра *S*-волны наталкиваются на непроходимый барьер, а *P*-волны продолжают свой ход, хотя их скорость вновь падает до 8,1 км/с (рис. 55). На поверхности земли

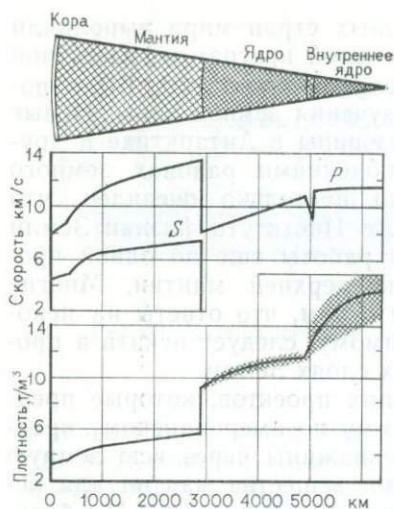


Рис. 55. Плотность вещества и скорость сейсмических волн в недрах Земли. Скорости P - и S -волн на различных глубинах определены довольно точно: оценка по ним плотности менее определена, особенно в пределах внешнего и внутреннего ядра, что показано на нижнем графике штриховкой

какая плотность возникает из-за концентрации тяжелых металлов типа железа и никеля, другие же считают возможным объяснить ее более плотной упаковкой атомов вещества под воздействием на них высокого давления. Вероятно, окончательный ответ на этот вопрос будет получен еще не скоро.

Существование резкой границы между мантией и ядром дает нам еще один ключ к определению температуры в центре Земли. На такой глубине она должна быть достаточно высока, чтобы расплавить металлы, слагающие ядро, но недостаточно высока, чтобы расплавить контактирующие с ними силикаты мантии. Эти границы достаточно узки; вероятная температура оценивается величиной 3600°C . Поскольку ядро состоит из металлов, оно хорошо проводит тепло, и внутри него заметного повышения температуры быть не может.

Вскользь уже упоминалось о том, что ядро имеет непростое строение и изменчиво по своим свойствам. В 1936 г. датский сейсмолог Инге Леман исследовала записи землетрясений, в том числе новозеландских 1928 и 1931 гг. в Мерчисоне и Хокс-Бей. Из этих записей следовало, что на станции, которые должны были бы находиться в затененной зоне, приходила волна P -типа. Это можно объяснить существованием внутрен-

неспособность вещества пропускать S -волны рассматривается как важнейший признак его жидкого состояния. Хотя по этому признаку ядро является жидким, было бы заблуждением считать, что оно ведет себя как вода. Здесь трудно подобрать аналогию; следует думать, что вещество ядра совершенно не похоже ни на что встречаемое нами на поверхности земли. Ядро гораздо плотнее мантии. Средняя плотность Земли в 5,5 раза превосходит плотность воды, тогда как средняя плотность поверхностных пород превосходит ее лишь примерно в 2,5 раза. В мантии плотность в среднем равна 5, поэтому значительная часть массы приходится на ядро; плотность большей его части равна 10—12, а в центре может достигать 17. Некоторые геофизики считают, что такая высокая

него ядра радиусом около 1250 км, которое обладает существенно большей плотностью, чем его внешняя часть. Обозначим волны, прошедшие через внутреннюю часть ядра, буквами I (для P -типа), и J (для S -типа). В настоящее время с определенностью наблюдалась волна $PKIKP$, существование же волны $PKJKP$ все еще очень сомнительно. Если эта волна существует, то есть основания полагать, что она не очень интенсивна, так что ее можно зарегистрировать лишь при сильных землетрясениях. Из других соображений представляется вероятным, что внутреннее ядро Земли твердое; регистрация волны $PKJKP$

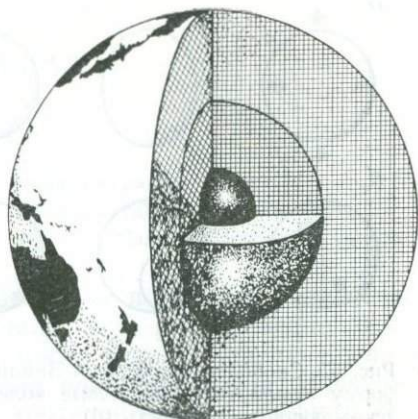


Рис. 56. Внутреннее строение Земли. Мощность коры 30 км, мантии 2,900 км; радиус ядра 3470 км, внутреннего ядра 1400 км, Земли в целом 6,370 км

явилась бы долгожданным доказательством этого. На рис. 55 показано изменение плотности и скорости сейсмических волн с глубиной. Теперь можно нарисовать окончательную картину внутреннего строения Земли (рис. 56).

Хотя у нас и есть обоснованная уверенность в том, что внутреннее ядро твердое, его плотность очень неопределенна. Вряд ли она меньше 15, а по некоторым достаточно обоснованным соображениям она может достигать 20. Возможным путем ее уточнения является изучение поверхностных волн очень большого периода.

Чем больше период поверхностной волны, тем большая часть Земли участвует в ее распространении. Поэтому появление ультрадлиннопериодных сейсмографов означало, что поверхностные волны теперь приносят пользу не только при изучении земной коры. С их помощью были изучены также свойства мантии, а затем и Земли в целом.

Очень сильные землетрясения типа чилийского (1960 г.) и аляскинского (1964 г.) заставляют Землю колебаться всей массой наподобие желе. Возможны два основных типа колебаний, которые называют *крутильными* и *сфероидальными* (рис. 57). При крутильных колебаниях поверхность земли смещается в разные стороны; в простейшем случае два полушария смещаются в противоположных направлениях. При сфероидальных колебаниях частицы перемещаются в радиальном направлении, так что Земля попеременно вздувается на экваторе и растягивается у полюсов наподобие мяча для регби. Этот тип

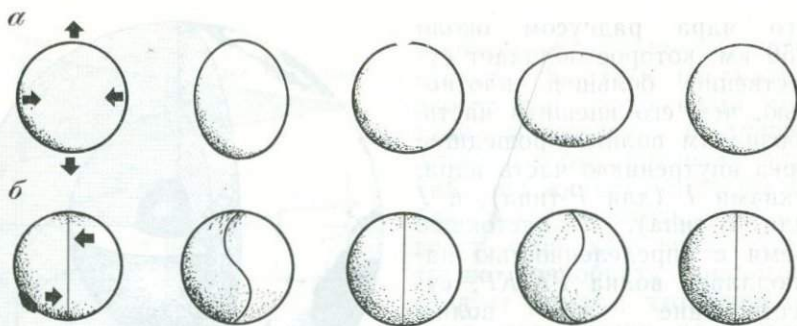


Рис. 57. Свободные колебания Земли. Радиальные колебания, искажающие форму Земли (а); поперечные колебания, не изменяющие ее форму, но искажающие поверхность (б)

колебаний напоминает колебания большого купола; иногда их можно наблюдать также у висючей капли воды.

Конечно, эти колебания происходят очень медленно. Основной глубокий тон имеет период приблизительно 1 ч; он осложнен рядом обертонов. Точный период этого тона, характер обертонов и закономерность угасания всей серии колебаний связаны с распределением плотности и упругости по объему Земли. От начала колебаний такого рода до их полного угасания проходит очень много времени. Хорошо сконструированные маятники могут обнаруживать их спустя несколько дней после землетрясения.

Глава 7.

КОНТИНЕНТЫ И ОКЕАНЫ

Иной, географам на горе,
На карте сдвинет сушь и море...

Сэмюэль Батлер. Гудибрас.

Сам факт существования материков и океанов нуждается в разъяснении. Если Земля вначале была расплавленной массой, окруженной парами, то она могла в конце концов превратиться в гладкий шар, равномерно покрытый водой. Изучение земной коры показало, что на континентах и в океанах она различна по строению, толщине и химическому составу. Нетрудно понять, почему эти различия, однажды возникнув, должны были сохраниться.

Толщина коры мала по сравнению с радиусом Земли. Средняя разница между уровнями континентов и океанского дна еще меньше — всего 5 км. Конечно, между дном самой глубокой океанской впадины и вершиной Эвереста разница около 20 км, однако такие большие отклонения от среднего являются исключениями, и работа геологических процессов активно их снижает. Принципиальное различие в уровнях континентов и дна океанов относится к явлениям другой категории.

Если пустить плавать в корыто с водой куски дерева одного сорта, но различной формы и размеров, то увидим, что большой чурбан, заметно выступающий из воды, затоплен на значительную глубину, а дощечка, почти не видная над поверхностью воды, практически в нее не погружена (рис. 58). Природа явления, благодаря которому легкое вещество, слагающее континенты, держится на более плотном веществе мантии, немногим отличается от плавания. Если бы каждый «кусок» континента мог независимо выбирать свой уровень, можно было бы ожидать, что под горными хребтами кора опустится гораздо глубже, чем под равнинами, а основание тонкой океанической коры окажется намного ближе к поверхности, чем основание континентов. Этот тип равновесия называется *изостазией* (от греческих слов «изос» — равный и «стазис» — положение).

На проявление изостазии на Земле указывает ряд признаков; например, волны от близких землетрясений, проходящие под горными хребтами, замедляются их корнями. Но более обычным методом исследований являются измерения силы тяжести.

Представим себе, что мы укрепили отвес где-нибудь посредине большой континентальной равнины (рис. 59). Легкие

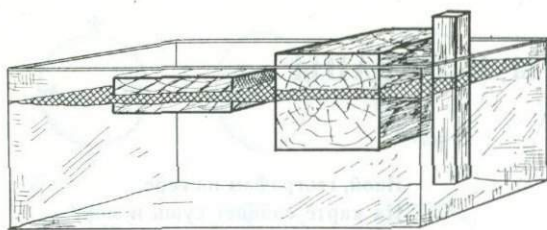


Рис. 58. Принцип изостазии. По тому, насколько деревянный брусок выступает над поверхностью воды, можно судить о глубине его погружения

породы коры и залегающее ниже вещество мантии лежат под нами, простираясь во всех направлениях ровными слоями. В этих условиях под воздействием гравитационного притяжения отвес будет висеть прямо, указывая на центр Земли.

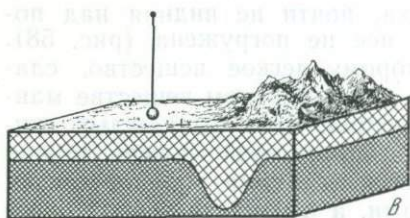
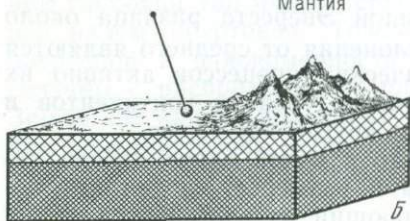
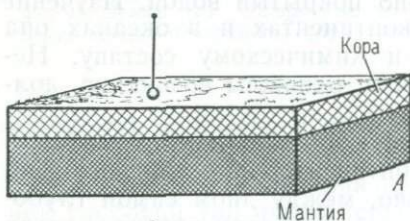


Рис. 59. Отклонение отвеса. При отсутствии неоднородности отвес висит вертикально, указывая на центр Земли (А). Гравитационное притяжение больших масс (например, горного хребта) оттягивает его в сторону (Б), но если масса гор компенсируется вытеснением тяжелого вещества мантии более легким веществом коры, то суммарная масса по обе стороны от отвеса остается примерно одинаковой, и он по-прежнему висит вертикально (В)

Представим теперь, что с одной стороны от отвеса мы нагромодили горный хребет, больше ничего не меняя. Теперь с одной стороны масса больше, чем с другой, поэтому гравитационное притяжение этой массы должно слегка сдвинуть отвес в свою сторону.

Когда проводят подобного рода измерения вблизи настоящих гор, то обнаруживают, что эффект их притяжения невелик. Это объясняется тем, что горы имеют корни, уходящие в глубь мантии. Сложены они породами того же типа, что и континентальная кора. Корни вытесняют значительное количество тяжелого вещества, так что по обе стороны от отвеса остается примерно одинаковая суммарная масса.

Районы, в которых соблюдается такое равновесие, называют изостатически *уравновешенными*. Большая часть Земли, по-видимому, очень близка к условиям равновесия. В других районах равновесие нарушается, т. е. наблю-

дается *аномалия* силы тяжести. Измерить смещение всячего отвеса трудно; для упрощения картирования гравитационного поля Земли изобретены портативные приборы, названные гравиметрами (рис. 60). По существу это не что иное, как чувствительная пружинка, на конце которой подвешен груз. Когда гравитационное притяжение увеличивается, пружинка растягивается, а когда избыточное притяжение снимается, она вновь сжимается. Фактические колебания притяжения очень невелики, поэтому пружина должна быть очень чувствительна и защищена от колебаний температуры и механических воздействий. Но даже в этом случае при интерпретации показаний возникают проблемы,



Рис. 60. Портативный гравиметр для измерения силы тяжести (Антарктида). Прибор перевозят в противоударной и термоизолированной алюминиевой цилиндрической коробке, которая видна на фотографии

поскольку приходится сложным образом учитывать рельеф местности, высоту над уровнем моря и отклонения плотности близлежащих пород от нормальной в силу местных особенностей геологического строения.

Аномалии силы тяжести в неуравновешенных районах могут быть положительными или отрицательными. Районы, в которых притяжение больше нормального, имеют тенденцию к погружению, а районы, где оно меньше, — тенденцию к воздыманию. Существует много причин аномалий. Когда эрозия разрушает горные хребты и породы транспортируются реками в море, опускаясь на его дно, происходит как бы нарушение размещения баланса на судах-континентах, вещество же подкоровых слоев оседает очень медленно, поэтому на достижение нового положения равновесия уходит значительное время. В этих условиях горные хребты имеют постоянную тенденцию к воздыманию, а кора под мелководными морями, в которых происходит отложение вещества, прогибается. Эти разнонаправленные процессы приводят к возникновению напряжений в земной коре.

Но одними лишь изостатическими силами нельзя объяснить смятие, растрескивание и поднятие толщ горных пород. Кора также испытывает воздействие медленных, но мощных движений нижележащей мантии, порожденных в конечном счете внутренним теплом Земли.

Каждый континент имеет «ядро», сложенное очень древними кристаллическими породами. Рельеф ядра в основном изменился

под воздействием выветривания, однако деформации, активно проявляющиеся на краях континентов, его не затронули. По всем внешним признакам эти ядра, которые называют *щитами*, оставались неподвижными если не с сотворения мира, то по крайней мере с докембрия, что с практической точки зрения примерно одно и то же. Но внешность обманчива. Континенты — это плавающие суда, а суда могут перемещаться без ущерба для груза.

Еще в 1620 г. Фрэнсиса Бэкона поразило сходство в очертаниях противоположных берегов Атлантики, но лишь в 1910 г. немецкий метеоролог Альфред Вегенер всерьез выдвинул предположение о том, что когда-то эти материки вместе с Австралией и Антарктидой входили в единый суперконтинент (рис. 61), названный им *Пангеей* (по-гречески «вся земля»). Предположительно Пангея оставалась единой примерно до начала мезозойской эры, после чего распалась на части, которые постепенно расходились, превратившись в современные континенты. Так родилась гипотеза *дрейфа континентов*.

Геологи быстро обнаружили, что подобие ранее соединенных частей Пангеи далеко не ограничивается сходством очертаний их берегов. Целые разрезы горных пород на весьма отдаленных друг от друга континентах оказались совпадающими до удивительных подробностей. Гипотеза была принята ботаниками и зоологами, которые до этого настаивали на существовании затонувших впоследствии «мостов» через океаны, которым можно было объяснить сходства растений и животных.

Меньше энтузиазма проявили геофизики. Они готовы были согласиться с тем, что с точки зрения изостазии континенты можно считать гранитными плотами, плавающими на поверхности более плотного вещества. Но они знали, что хотя это вещество и пластично, оно также очень вязко; силы, достаточные для раздвигания этих плотов, были им неизвестны. Вегенер выдвинул идею *«поль-флюхта»* (бегства от полюсов), но они склонны были считать эту идею проявлением германского мистицизма. И тем не менее геофизики получали данные, объяснить которые можно было лишь с этих позиций. Ключ к загадке лежит в законах земного магнетизма.

Земля является магнитом, но не потому, что постоянными магнитами являются железо и никель в ее ядре. На такой глубине температура слишком высока для существования постоянного магнетизма. Тот факт, что стрелка компаса или подвешенный ку-



Рис. 61. Положение континентов в конце мезозойской эры 150 млн. лет тому назад

сочек магнитного железняка указывает на полюс, был известен с глубокой древности. В конце 16 в. выяснилось, что это лишь приблизительное направление, фактическая же ориентировка стрелки компаса медленно изменяется. Происходит это потому, что магнитное поле Земли меняется довольно сложным образом.

Во-первых, оно состоит из двух частей. Источником одной служит сама Земля, другая же является результатом взаимодействия ионосферы (электрически заряженного верхнего слоя атмосферы, отражающего радиоволны) и потоков электрических зарядов, испускаемых Солнцем. Вспышки на Солнце и солнечные пятна могут нарушать равновесие этого взаимодействия и вызывать магнитные бури, во время которых прерывается радиосвязь и можно наблюдать полярные сияния. Эти бури, однако, очень коротки и имеют меньшее отношение к сейсмологическим проблемам, чем медленные изменения, влияющие на внутреннее поле Земли.

Земное ядро жидкое, и оно хорошо проводит электричество. Жидкость находится в движении, поэтому в ней циркулируют электрические токи. Все эти движения образуют своего рода самовозбуждающееся динамо, генерирующее внутреннее магнитное поле. У этого динамо есть одно важнейшее свойство. Оно неустойчиво. В то время как вращение Земли обеспечивает близость магнитных и географических полюсов, даже малые нарушения внутренних токов могут изменить направление всего внешнего магнитного поля Земли, так что стрелка компаса будет показывать уже не на север, а на юг.

В историческое время неприятности такого рода не происходили, однако для того, чтобы обнаружить в горных породах следы многих изменений магнитного поля, не надо совершать путешествие в отдаленное геологическое прошлое. Наука, изучающая эти явления, называется *палеомагнетизмом*; она дает нам наиболее убедительные свидетельства реальности дрейфа континентов и существования конвекционных течений в мантии.

Горные породы могут оказаться полезными для палеомагнитных исследований во многих отношениях. Когда вещество нагревается более чем до 600 °С, оно теряет магнетизм, если же оно будет вновь охлаждаться в магнитном поле, то намагнитится в соответствии с направлением этого поля. Таким образом, природный магнетизм изверженных и метаморфических пород регистрирует направление магнитного поля Земли во время их остывания. Осадочные породы тоже могут сохранять такую информацию. Плавающие намагниченные частицы ведут себя как крошечные стрелки компаса, так что в спокойных условиях они, оседая на дно, приобретают одинаковую ориентировку, отвечающую направлению поля. В очень мощных слоях иногда можно проследить изменения этого направления со времени отложения наиболее древнего материала до формирования самых

молодых осадков. Даже искусственные материалы типа глиняных кирпичей из найденных археологами древних очагов и печей оказываются полезными для изучения палеомагнетизма.

На практике палеомагнитные исследования наталкиваются на большие трудности, поскольку начальный магнетизм породы мог нарушаться многими способами. Изучение большого числа образцов позволяет все же восстановить историю достаточно надежно. После того, как сделаны предположения об изменениях поля, можно определить ориентацию континента во времена формирования слагающих пород и проследить его блуждания. В деталях есть расхождения с положениями Вегенера, однако сам факт значительных перемещений континентов в целом сейчас является бесспорным.

Магнитные исследования на море менее утомительны по сравнению со сбором образцов строго ориентированной породы и точными лабораторными измерениями, ведущимися на суше. Здесь достаточно буксировать за кораблем магнитометр, ведущий непрерывную запись. Поскольку геологическое строение океанского дна обычно нарушено в меньшей степени, чем строение континентов, отпадает также необходимость в сложном картировании, позволяющем делать предположения о характере нарушения и смятия толщ пород с момента приобретения ими магнитных свойств. Это очень кстати, потому что в морской геологии часто сталкиваются с обескураживающими трудностями.

Море покрывает 70 % поверхности Земли. Большая часть наших сведений из геологии относится к остальным 30 %. Какие бы предположения ни выдвигались, ограничиться геологией континента — значит получить искаженную картину. Океанографы осознали необходимость разработки корректирующих методов, и в 50-е годы, особенно во время Международного геофизического года, было совершено много важных океанографических путешествий. Американцы работали как в Атлантике, так и в Тихом океане, русские занимались проблемами Тихого океана и арктических льдов, крупные экспедиции предприняли французы, японцы и датчане. Их огромный вклад в биологию и исследования океанских течений, температуры и солености морской воды сейсмологов не касаются. Их интересует составление подробных топографических карт океанского дна, опробование донных осадочных пород и изменение мощности осадков сейсмическими методами.

Ранее уже было известно, что Атлантика разделена на восточную и западную части высоким подводным хребтом, у которого выходами на поверхность являются Исландия и цепочка более мелких островов: Азоры, Св. Елена и Тристан-да-Кунья. Было известно и то, что такие же хребты пересекают дно других океанов. Новым оказался вывод о том, что эти срединно-океанические хребты связаны между собой и образуют единую разветвленную систему, охватывающую большую часть земного шара.

Были сделаны и другие удивительные открытия. Выяснилось, в частности, что толщина осадков на морском дне никогда не бывает очень мощной, и все они имеют небольшой возраст. Самые древние образцы относились к меловому периоду, и их возраст не превышал 135 млн. лет. Объясняя этот факт, американские океанографы Р. С. Дитц и Г. С. Гесс вспомнили ранее выдвигавшееся предположение о том, что морское дно находится в движении. В 1963 г. Ф. Дж. Вайн и Д. Г. Мэтьюз нашли подтверждение этому факту, изучив магнетизм донных пород.

В Северной Атлантике, Антарктике и Индийском океане было обнаружено, что полосы магнитных аномалий параллельны осям океанических хребтов и что их очертания по обе стороны от хребтов дают почти зеркально отраженные картины. Объяснить это было нелегко. Вайн и Мэтьюз предположили, что базальтовая лава, которой сложена большая часть океанского дна, образовалась в вулканах, расположенных вдоль хребтов, а затем была вынесена наружу конвекционными течениями.

Остывая, лава намагничивалась полем Земли. Причина одинакового расположения полос по обеим сторонам от хребта заключается в том, что каждый раз, когда менялась полярность магнитного поля Земли, новые потоки лавы намагничивались в противоположном направлении (рис. 62).

При таком новом взгляде на формирование океанского дна срединные хребты превращаются в гигантский конвейер, выносящий вещество из глубин на поверхность. По рисунку магнитных полос можно судить о скорости расширения морского дна. В большинстве районов эта скорость равна всего нескольким сантиметрам в год, однако в масштабах геологического времени она может приводить к движению континентов и обуславливать появление мощных горизонтальных сил, необходимых для образования гор, смятия и растрескивания земной коры.



Рис. 62. Магнитная полосчатость на дне океана. Показан симметричный рисунок противоположно намагниченных пород океанского дна на склонах хр. Рейкьянес, к югу от Исландии

Что же происходит с веществом, достигшим окраин океанов? На этот вопрос возможны два ответа. Оно может нагромождаться и формировать горы или же затягиваться в мантию теперь уже опускающимся конвекционным потоком. В любом случае можно ожидать здесь проявления энергичной геологической деятельности; позже мы еще вернемся к этому вопросу. В частности, здесь происходят землетрясения, и нам нужно прежде всего разобраться в том, как сейсмическая активность вписывается в общую схему движений земной коры.



Fig. 22. Мантия над континентами и океанами. Показана типичная картина конвекционных потоков в мантии. В центре континента и океана показаны конвекционные потоки, направленные к окраинам океана. В центре океана показаны конвекционные потоки, направленные к центру океана. В центре континента показаны конвекционные потоки, направленные к центру континента.

В центре континента и океана показаны конвекционные потоки, направленные к окраинам океана. В центре океана показаны конвекционные потоки, направленные к центру океана. В центре континента показаны конвекционные потоки, направленные к центру континента.

Глава 8.

КАК ПРОИСХОДЯТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Император Юстиниан запретил под страхом смерти... богохульство и обычай клясться волосами на собственной голове на том основании, что такие поступки, как известно, вызывают удары молнии и землетрясения. Этот аргумент представляется мне достаточно веским. Действия, являющиеся причиной землетрясений, столь же нетерпимы, как и действия, ведущие к бунтам и беспорядкам.

А. Г. Кэмпбэлл. Правосудие и терпимость.

Теперь мы готовы к тому, чтобы оставить в стороне общую связь землетрясений с геологическим и геофизическим развитием Земли и посмотреть, каким образом медленное накопление тектонических сил переходит во внезапный сейсмический взрыв.

Во многих местах земной коры имеются разрывы. Когда породы по обе стороны от разрыва смещены настолько, что отдельные слои не соответствуют друг другу, геологи называют такую трещину *разломом* (рис. 63). Разлом может образоваться под действием сжимающих, растягивающих или сдвигающих усилий. Каждое из них приводит к смещениям различного вида, и на этом обычно основана классификация разломов. На рис. 64—71 показано, как в действительности выглядят разломы различных типов в разных природных условиях.

Нормальные сбросы обычно считают результатом растяжения, а *обращенные* сбросы — результатом сдавливания. *Поперечные* сбросы называют также сбросами по простиранию, поскольку движение здесь происходит вдоль направления *простиранья* (такое название присвоено направлению следа разлома). Если противоположная сторона разлома смещена вправо от наблюдателя, то движение называют правым боковым, если влево — то левым боковым. Поперечное смещение, конечно, может сопровождаться более или менее значительным нормальным или обращенным смещением, но обычно доминирует какое-либо одно из них. Слово «нормальный» не нужно понимать в том смысле, что этот тип сбросов встречается чаще, чем другие.

Общее смещение по разлому обычно состоит из нескольких этапов. В каждом конкретном районе силы, вызывающие смещение, продолжают действовать в течение долгого времени; но это происходит не всегда. Их действие может передаться в другое место, может оказаться прерванным, а затем возобновиться; эти силы могут даже изменить направление.



Рис. 63. На 6-метровом скальном откосе у берега моря разлом Нукумару выглядит как разрыв слоев. В результате денудации поверхности левая часть обрыва стала ниже правой, однако сопоставление слоев показывает, что левое крыло разлома сместилось вверх



Рис. 64. На этой фотографии, сделанной в 1891 г., виден след разлома в Мидори (долина Нео), образовавшегося при землетрясении Мино-Овари. Почти вертикальный уступ имеет высоту 6 м; обследование дороги справа от него показывает, однако, что произошло также почти 4-метровое смещение влево

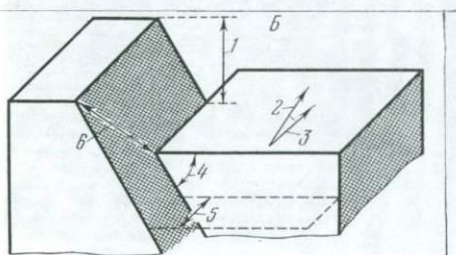
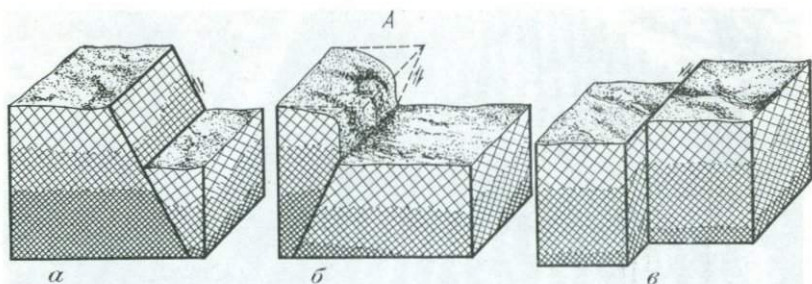


Рис. 65. Основные типы геологических разломов (А) и названия различных его частей (Б):

а — нормальный сброс (растяжение); б — обращенный сброс (сжатие); в — поперечный сброс (сдвиг); 1 — смещение по вертикали; 2 — север; 3 — направление простирания; 4 — угол падения; 5 — смещение по горизонтали; 6 — поверхность смещения

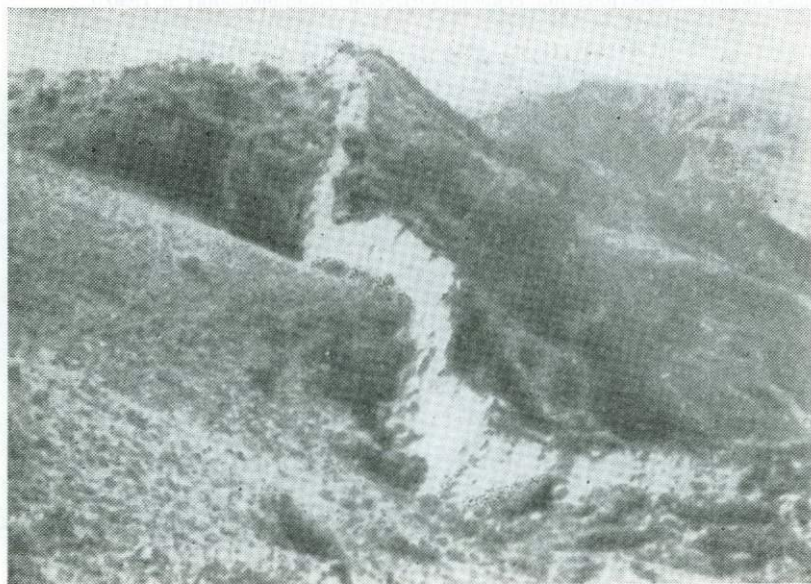


Рис. 66. Вертикальный сброс. Уступ вдоль разлома в Квикесе (Перуанские Анды), высотой 3 м, образовавшийся во время Анкашского землетрясения 1946 г.



Рис. 67. Поперечный сброс, вызвавший смещение части апельсиновой рощи в результате землетрясения Империял-Вэлли (Калифорния) в 1940 г.

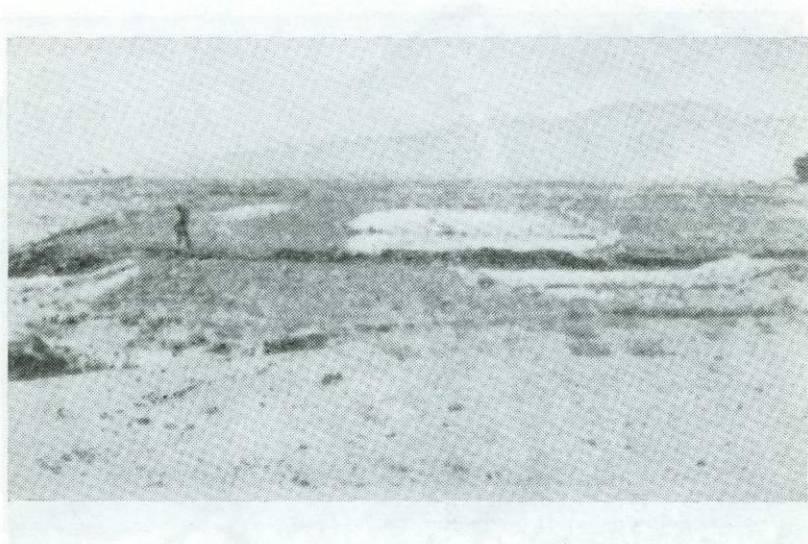


Рис. 68. Поперечный сброс, вызвавший смещение примерно на 4,5 м в результате землетрясения Дашт-э-Баяз (Иран) в 1968 г. При незначительной вертикальной составляющей смещения (как в этом случае) след разлома на поверхности обычно быстро исчезает вследствие эрозии и деятельности человека



Рис. 69. «Кротовины», образованные в результате землетрясения на рыхлых грунтах (долина Мудуруну в Сампазари, 1967 г.)

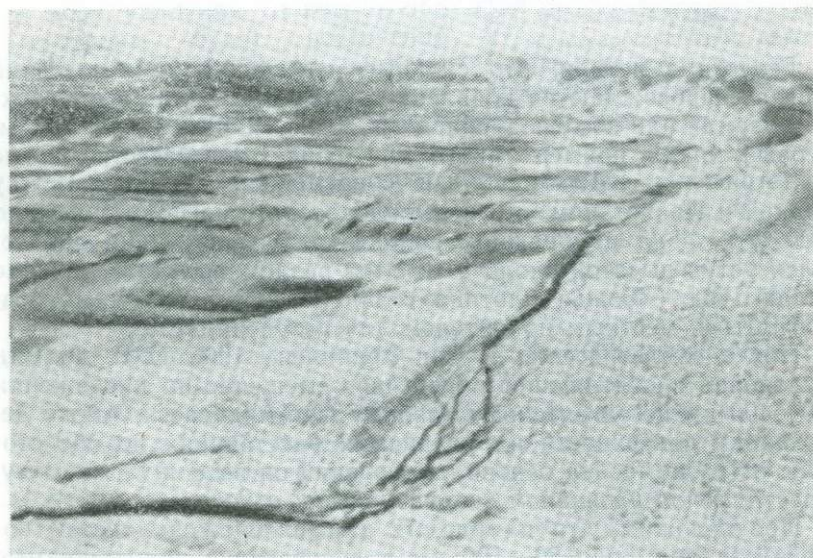


Рис. 70. Разлом в долине Нимблук, близ Боскабада (Иран). При землетрясении Дашт-э-Баяз в 1968 г. крыло разлома, отвечающее нижней части склона, было смещено вверх примерно на 30 см



Рис. 71. Шов разлома, вышедшего на поверхность в роще при землетрясении в Гедизе (Турция) в 1970 г., вспарывает рыхлые породы по извилистой линии, обходя корни деревьев

Геологи заметили, что сильные неглубокие землетрясения иногда сопровождаются появлением новых разломов на поверхности земли или возобновлением движения по старым разломам. Первый яркий пример такого движения стал известен после землетрясения 1819 г. вблизи современной границы между Индией и Пакистаном, в результате которого погибло примерно 1500 чел., а на прибрежном солончаке Качский Ранн образовался уступ высотой около 3 м. Этот разлом получил название Аллах-Бунд («Божья плотина») за сходство с дамбами, воздвигнутыми местным правителем для целей ирригации.

После землетрясения в Сан-Франциско 1906 г. Г. Ф. Рид исследовал впечатляющее поперечное смещение на протяжении 300—400 км по гигантскому разлому Сан-Андреас, а также деформации поверхности на различных расстояниях по обе стороны от разлома. На основе наблюдений он выдвинул гипотезу, известную под названием теории *упругой отдачи*.

Предположим, что на рис. 72 (А) изображен участок поверхности примерно 50—100 км в поперечнике, причем самые слабые породы залегают вдоль линии *xy* (например, это может быть старый разлом). Представим себе, что пунктирные линии — это очень длинные прямые заборы, поставленные под прямым углом к линии слабых пород, и что поверхность медленно

деформируется региональными силами, возникшими в земной коре. Со временем заборы приобретут форму, показанную на рис. 72 (Б). Пока это продолжается (а этот процесс может длиться столетие и более), в породах накапливается упругая энергия, как в сжатой пружине. В конце концов напряжение может достигнуть такой величины, что слабые породы уже не смогут его выдержать и внезапно произойдет разрыв вдоль линии ослабления. Таким образом освободится накопленная энергия (как если бы мы внезапно отпустили сжатую пружину). По обе стороны от разрыва породы вернуться в ненапряженное состояние. Движение проявится наиболее сильно вблизи разрыва, а по мере удаления от него в обе стороны будет постепенно уменьшаться. Волны, порожденные этим внезапным движением отдачи, и называются землетрясениями.

Блочная модель (рис. 73) несколько по-другому иллюстрирует тот же процесс. Движение может быть горизонтальным, как показано на рисунке, вертикальным или же комбинацией обоих движений, в соответствии с характером напряжений в породах. Если Рид прав, то землетрясения — это не внезапные нарушения нормального состояния толщ пород, а наоборот, возвращение к норме после длительного периода напряжения.

Теория упругой отдачи не избежала критики. В 1927 г. двое японских наблюдателей сообщили, что при землетрясении в Танго след разлома появился лишь после того, как их дома были разрушены. Аналогичные наблюдения были сделаны в 1891 г. На основании этого некоторые японские сейсмологи утверждали, что образование разломов — это не причина землетрясений, а их следствие. Тем не менее следует вспомнить, что механические разрушения такого рода должны развиваться из некоторой наиболее слабой точки. Эта точка является очагом землетрясения, и обычно она находится на значительной

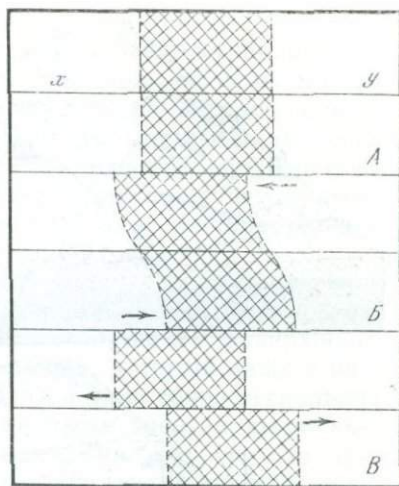


Рис. 72. Упругая отдача. Региональные напряжения медленно деформируют участок, на котором наиболее слабые породы залегают вдоль линии xy , накапливая в породах упругую энергию, пока он не приобретет форму, показанную на рис. Б. Когда напряжение превысит прочность пород, произойдет разрыв вдоль линии XY , с высвобождением накопленной энергии в виде сейсмических волн и образованием геологического разлома (В)

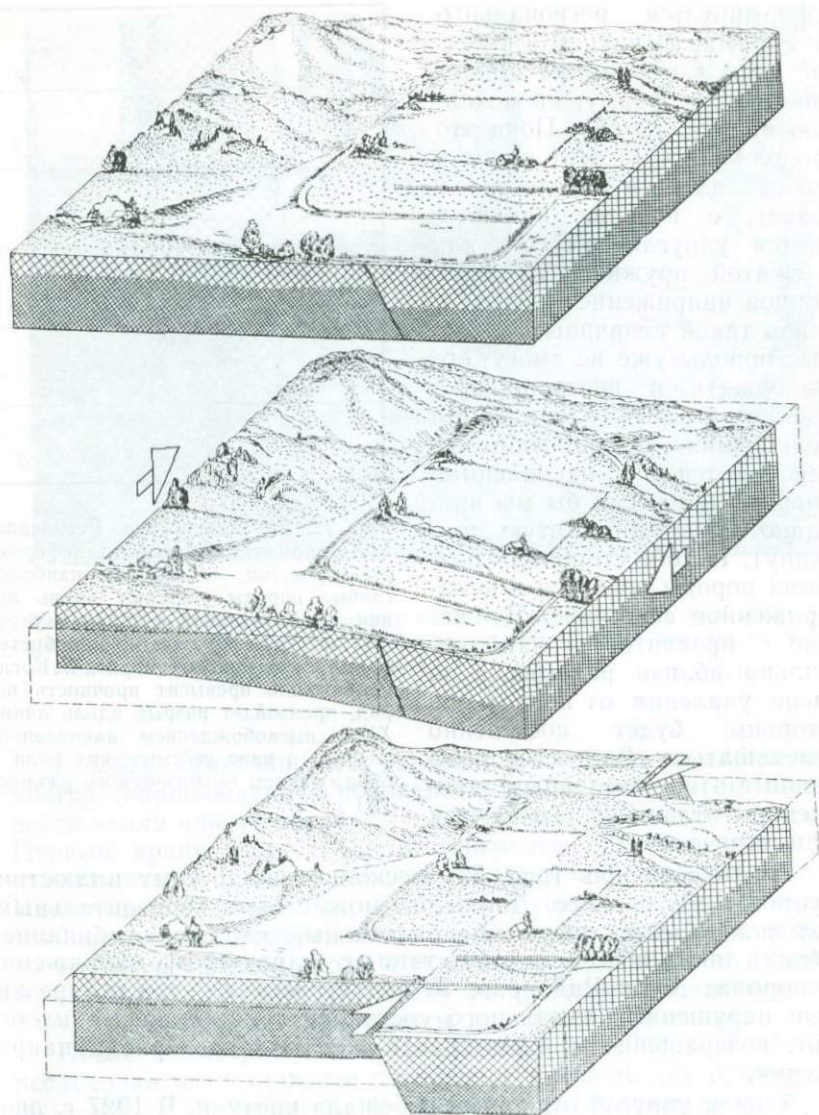


Рис. 73. Упругая отдача. Блок-диаграмма ландшафта, пересеченного разломом, иллюстрирует его постепенное искажение региональными напряжениями до тех пор, пока они не сбрасываются в результате упругой отдачи

глубине. Скорость, с которой разрыв может распространяться от очага, меньше, чем скорость сейсмических волн, поэтому максимальное сотрясение будет, по-видимому, предшествовать появлению дислокации на поверхности. Если только высвобождение основной энергии происходит не в ограниченной области и не в сравнительно короткий промежуток времени, сейсмограмма будет иметь значительно более сложный вид, чем упорядоченная последовательность колебаний.

Теория упругой отдачи, безусловно, дает удовлетворительное объяснение деформациям, которые можно наблюдать на поверхности земли, однако исследование разломов на поверхности мало что говорит нам об условиях в очаге, который даже в случае самых неглубоких толчков находится на глубине нескольких километров. Возможно, что большая часть энергии высвобождается не от разрядки упругих напряжений, а от чего-то другого, и что разломы на поверхности — лишь одна из форм сейсмических нарушений. В начале 60-х годов так считали многие новозеландские сейсмологи, и с ними соглашались некоторые их японские коллеги. В течение нескольких десятилетий сейсмологи Европы и Америки занимались проблемами, к которым механизм землетрясений не имел никакого отношения или фигурировал как побочный вопрос; видимо, рассмотрение серьезных физических возражений против этой теории было упущено из виду.

Известно, что по крайней мере в некоторых районах земного шара землетрясения происходят на глубинах до 700 км. Трудности измерений не позволяют с уверенностью сказать, существует ли верхняя граница для очагов, однако даже для самых неглубоких толчков сколько-нибудь значительной силы глубина очага равна по меньшей мере нескольким километрам. Проникая в глубь Земли, мы обнаруживаем, что температура и давление возрастают. Рост давления означает, что соответствующим образом увеличиваются силы трения, предотвращающие подвижки по разломам. В то же время рост температуры облегчает деформации и течение пород. Если породы недостаточно жесткие, в них не может накопиться энергия упругого напряжения, достаточная для преодоления силы трения, поэтому образование разломов с помощью обычного хрупкого растрескивания, по-видимому, возможно лишь для самых неглубоких землетрясений. По оценке д-ра Э. Орована, на глубине 600—700 км сила трения должна по меньшей мере в тысячу раз превосходить прочность породы. Такого рода соображения заставляют многих сейсмологов, считающих, что упругая отдача удовлетворительно объясняет неглубокие землетрясения, делать оговорки относительно глубоких толчков. Но если действительно существует два совершенно различных типа землетрясений, то почему они дают похожие записи и происходят в одних и тех же районах мира?

Сомнения усилились после одного открытия в Калифорнии, где родилась теория отдачи и где в нее долго верили. В 1948 г. вблизи Холлистера один виноградарь построил себе новую винодельню, укрепленную бетоном. Через несколько лет начали трескаться стены на противоположных сторонах дома. Со временем трещины становились все шире, а бетонные плиты, из которых был сделан пол, сместились. Здание было расположено так, что одна его часть находилась на одной стороне разлома Сан-Андреас, а другая — на другой его стороне. Хотя не произошло землетрясения, достаточно сильного для того, чтобы повредить здание, и уж конечно не было землетрясения, достаточно сильного для того, чтобы появился видимый разрыв в земной коре, противоположные стороны разлома медленно раздвигались со средней скоростью примерно 1—2 см в год. Никакое здание не могло бы выстоять в таких условиях. Были установлены сейсмографы и приборы для измерения величины и скорости смещений. Хотя известно, что при локальных землетрясениях скорость движения нарастает постепенно, такое постоянное движение по-видимому, не имеет отношения к сейсмической активности.

Это был не первый случай, когда наблюдался *крип*. Еще в 1932 г. обнаружили, что нефтяные скважины, пробуренные через разлом Буэна Виста в северной части округа Керн, срезаются постоянными движениями такого рода. Число разломов, через которые проходят скважины или на которых стоят винные заводы, не очень велико, поэтому до сих пор неясно, насколько распространено явление крипа. Над несколькими разломами в Новой Зеландии установлено наблюдение с целью обнаружения крипа, но пока он не отмечен. Очевидно, что если напряжения постоянно сбрасываются, то не может произойти накопления энергии, достаточной для порождения волн типа тех, что мы наблюдаем при сильных землетрясениях.

Наконец, еще одно возражение основано на очень небольшом числе землетрясений, при которых с достоверностью происходили движения по новым разломам. В 1954 г. проф. К. Ф. Рихтер заметил, что имеется лишь 36 таких «ясных и твердо установленных случаев», да и то некоторые из них можно поставить под сомнение. С тех пор по результатам тщательных наблюдений этот список значительно расширился; но, даже делая скидку на подводные землетрясения и другие недоступные толчки, число таких примеров нужно считать удивительно малым по сравнению с общим число регистрируемых землетрясений.

Несмотря на эти, несомненно, сильные возражения, сегодня мало кто из сейсмологов сомневается в корректности теории упругой отдачи в целом. Голоса оппонентов затихли после проведения исследований трех типов. Исследования первого типа касаются восстановления картины в очаге на основе смещений, наблюдаемых на поверхности земли. Теория используемого для

этой цели метода была впервые разработана Х. Накано примерно в 1922 г. В течение следующих двух десятилетий его широко применяли Кавасуми и другие японские сейсмологи, но их успехи были ограничены недостатками приборов и небольшим числом надежных регистрирующих станций; поэтому в других странах он применялся мало.

Представим себе, что источник землетрясения окружен достаточно большой сферой, центр которой находится в очаге толчка. Если соединить очаг со всеми регистрирующими станциями линиями, проходящими по траекториям P -волн, то они пересекут сферу каждая в своей точке. Если теперь первое движение, достигшее станции, есть сжатие, то соответствующая точка на сфере должна была сдвинуться наружу, если же это разрежение, то она должна была сдвинуться внутрь сферы. Собрав записи достаточно большого числа станций по всему земному шару, можно воссоздать картину в очаге.

Практически осуществить такое исследование очень сложно. Далеко не каждое землетрясение начинается четким движением; на многие станции приходят лишь нарастающие колебания, начало которых теряется на фоне микросейсм. Трудно также получить множество наблюдений, удачно распределенных по сфере — не только потому, что сейсмические станции неравномерно размещены по земному шару, но и потому, что слоистое строение Земли отклоняет лучи так, что для неглубоких толчков траектории всех волн, проходящих через верхнюю полусферу, должны выйти на поверхность в пределах 100 км от эпицентра. Теоретически следует иметь в этой области половину всех станций. К счастью, для глубоких землетрясений положение несколько лучше.

Существует еще одна серьезная проблема. Получаемые результаты неоднозначны. На рис. 74 показаны два разлома. Плоскость первого перпендикулярна к плоскости чертежа. Направления региональных напряжений таковы, что породы выше разлома будут смещаться вправо. Когда такое напряжение внезапно сбрасывается при упругой отдаче, все сейсмографы в квадрантах, обозначенных буквой C , регистрируют сжатие, в других же квадрантах, обозначенных буквой D , — разрежение. Другой разлом расположен под прямым углом к первому, но уже не с правым, а с левым сдвигом. Картина сжатий и разрежений в обоих случаях будет одна и та же.

Если бы механизм землетрясения отличался от сдвига, то можно было бы ожидать, что первое колебание будет выглядеть по-иному. Например, при взрывах регистрировались бы одни сжатия, а при обрушениях — одни разрежения; правда, если одновременно с изменением объема происходит изменение формы, то на эти простые сжатия или разрежения накладывается схема квадрантов или более сложная схема.

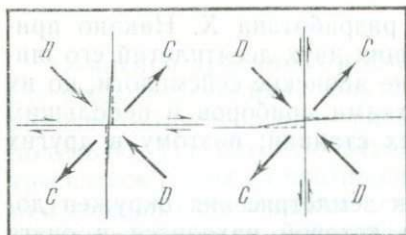


Рис. 74. Исследование первых колебаний при различных направлениях смещения

Рис. 75. Начальные колебания в Веллингтоне. Разломы в пределах региона имеют примерно одинаковую ориентировку; при этом землетрясения, вызывающие на конкретной станции сжатия (1) и разрежения (2), локализируются по соответствующим квадрантам



Несмотря на эти трудности, в течение 60-х годов изучение первых колебаний стало очень популярным направлением исследований; особенно тщательные работы проводились под руководством д-ра Дж. Г. Ходжсона в Канаде, проф. Кейлис-Борока в Советском Союзе и проф. Хонда в Японии. Хотя наблюдениям над отдельными землетрясениями присуща неопределенность, удалось построить региональные схемы напряжений, которые способствовали развитию гипотез расширения океанского дна и тектоники плит.

Там, где есть густая сеть регистрирующих станций, можно применять метод анализа первых колебаний к локальным землетрясениям. Во многих частях земного шара проводилась регистрация очень слабых толчков в ограниченных районах с помощью наборов густо сконцентрированных портативных короткопериодных приборов. При этом в большом количестве регистрировались четкие первые колебания, сыгравшие большую роль в выяснении схем региональных напряжений и их изменения с глубиной.

Если региональные разломы имеют одну и ту же ориентацию, то для истолкования колебаний достаточно иметь одну станцию. Например, в центральной части Новой Зеландии большинство активных разломов простирается примерно на северо-восток или юго-запад. На рис. 75 показаны направления начальных колебаний, полученные по наблюдениям большого числа неглубоких землетрясений в Веллингтоне. При условии справедливости сделанных допущений по карте получается, что здесь

происходит правый сдвиг, т. е. северо-западное крыло разлома смещается на северо-восток относительно его юго-восточного крыла. Это согласуется с результатами геологического изучения разломов на поверхности.

Второй тип исследований относится к области математики. Порф. Леон Кнопов в Калифорнии и д-р М. Дж. Рэндел в Новой Зеландии подробно исследовали типы волн, которые должны испускаться различными возможными источниками. Их результаты не только помогают выяснить, должно ли первое колебание быть сжатием или разрежением, но и предсказать его амплитуду и соотношение моментов прихода волн P - и S -типа. Работы д-ра Ари Бен-Менахема позволяют оценить условия в очаге по записям поверхностных волн; другие американские сейсмологи занимались исследованием процессов вскрытия разломов и порождаемых при этом волн. Все эти исследования, как и теория упругой отдачи, указывали на важную роль сдвигов. То, что раньше было лишь качественной гипотезой, стало строгим математическим доказательством.

Выполнение исследований третьего типа, начавшееся в последние годы, позволило устранить то возражение, что уже на небольших глубинах сила трения должна препятствовать смещению по разломам. Лабораторное изучение поведения пород при высоких давлениях показало, что жидкость, присутствующая в порах, действует как смазка в трещинах и не позволяет им закрыться. Это было подтверждено наблюдениями, показавшими, что подпруживание речного стока высокими плотинами приводит к увеличению числа землетрясений. Правда, в этих случаях имеет место также рост давления на дно водоемов, поэтому невозможно с уверенностью сказать, насколько велика роль воды. Еще одно сенсационное свидетельство важной роли воды было получено в 1962 г. вблизи Денвера (шт. Колорадо). Представители американской армии захоронили избытки токсичных газов, растворив их в воде и закачав в скважину на глубину 3,5 км. До конца 1965 г. в этом районе, где подземных толчков не было с 1882 г., произошло более 700 землетрясений; их частота была прямо связана с количеством закачанной воды. В одной из следующих глав мы вернемся к проблеме «смазки» разломов.

Глава 9.

ГДЕ ПРОИСХОДЯТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

.. Над мглой и дымом суетного праха,
Что звать Землей...

Джон Мильтон. Комус.

Однажды, в феврале 1750 г., землетрясение ощущалось в Лондоне. Большинство англичан, в отличие от жителей Новой Зеландии или Японии, до этого не испытывали землетрясений, поэтому волнение было велико. Тревога усилилась после второго толчка, происшедшего четырьмя неделями позже. Как заметил однажды Джон Весли, «никакая божья кара не действует на грешников так сильно, как землетрясение». Неудивительно, что в следующее воскресенье церкви были переполнены, и большинство проповедников воспользовалось недавним «божественным предостережением» для своих проповедей. В их числе был и член Королевского общества, доктор медицины, преподобный Уильям Стакли.

Стакли считал, что причиной землетрясений является электричество; позже он изложил свои идеи в Королевском обществе в трех работах, сделавших его известным в истории сейсмологии. Поиски естественных причин землетрясений, однако, не мешали Стакли быть уверенным в том, что в конечном счете это дело рук божьих. «Не на голые скалы и пустынные берега направлен карающий жезл, а на города и села со всеми их обитателями — объектами его увещания», — заявил он прихожанам церкви св. Георга в Блумсбери. Эта небезосновательная догадка тогда не была еще подкреплена наблюдениями.

В 19 в. было предпринято много попыток составить систематический каталог землетрясений, так что к моменту изобретения сейсмографа была уже построена общая схема сейсмических поясов Земли. Очень важной была подмеченная Монтессю-де-Балором тесная связь этих поясов с расположением молодых гор.

Перечни разрушительных землетрясений до сих пор приносят большую пользу, однако они не могут служить основой для изучения сейсмичности. Там, где нет населения, нет и наблюдений, поэтому ими не охвачена значительная часть поверхности Земли. С другой стороны, причиной частых сообщений о несчастных случаях, поступающих из Южной Америки, Северной Африки и с Ближнего Востока, является не столько большое число и сила землетрясений в этих районах, сколько скопление населения, живущего в хижинах из бута и сырцового кирпича (рис. 76). Такие постройки могут быть разрушены землетрясе-

нием интенсивностью ММ VIII. Для получения неискаженной картины необходимы инструментальные записи.

На рис. 77 и 78, взятых из классической работы Гутенберга и Рихтера «Сейсмичность Земли», показаны эпицентры всех сильных землетрясений примерно за полвека. Хотя эти карты составлены в 1954 г. и точность привязки некоторых старых землетрясений на них невысока, они остаются лучшими из имеющихся карт, на которых показана относительная активность основных сейсмических регионов. К сожалению, на них не показаны некоторые достаточно активные регионы, в пределах которых все толчки были не очень сильными. Но самое серьезное упущение заключается в том, что на них не показана сейсмическая активность срединно-океанических хребтов. Обычные неглубокие толчки и глубокофокусные землетрясения показаны на разных картах, чтобы их было удобней различать.

Срединно-океанические хребты ясно видны на рис. 79, но на этих картах не отмечена магнитуда толчков. В результате излишне активным выглядит Запад Соединенных Штатов, где имеется много сейсмических станций, но регистрируются очень слабые толчки.

Пояса активности, к которым приурочена большая часть землетрясений, лежат на границах устойчивых областей, внутри которых землетрясения редки и, как правило, характеризуются небольшой силой. Самый активный из этих поясов тянется вдоль большей части тихоокеанского побережья; здесь имеются области активности как на больших, так и на малых глубинах, которые не всегда точно совпадают. На юге Филиппин с ним соединяется второй, лишь немногим менее активный пояс, проходящий через Индонезию, Бирму и Гималаи к Средиземному морю. Его часто называют Альпийским поясом, потому что он проходит вблизи высоких горных хребтов.

При внимательном изучении этих поясов в них обнаруживают разрывы. Максимальная глубина активности, взаимное расположение эпицентров глубоких и неглубоких сейсмических толчков и характер связи между землетрясениями и другими геологическими и геофизическими особенностями территории поразительным образом меняются от одного района к другому. Но на мелкомасштабной карте отдельные сегменты сливаются, создавая впечатление непрерывности, которая тем не менее четко увязывается с реальной тектонической схемой, обсуждаемой нами ниже.

По сравнению с Тихоокеанским и Альпийским поясами сейсмическая активность срединно-океанических хребтов невелика; землетрясения здесь не столь часты и не столь сильны.

Существуют два характерных типа устойчивых регионов — большие океанские бассейны и континентальные щиты; они могут пересекаться зонами активности типа Африканской рифтовой долины, в которой происходят извержения вулканов и зем-

летрясения, или линией, пересекающей Южную Австралию от зал. Спенсер до оз. Эйр. Пожалуй, единственной частью земного шара, которую можно с уверенностью считать свободной от землетрясений, является Антарктида. Это своего рода сейсмологическая загадка, так как в Антарктиде есть и молодые горы, и действующие вулканы, которые в большинстве других районов, видимо, связаны с землетрясениями. Правильное истолкование этого явления, возможно, даст нам ценную информацию о механизме землетрясений.

Проф. Ф. Ф. Эвисон счел полезным разделить сейсмические регионы на симметричные и асимметричные в зависимости от их соответствия другим геофизическим особенностям: вулканической активности, аномалиям силы тяжести и морским впадинам. Симметричные системы, в число которых входят срединно-океанические хребты и рифты, не столь активны и характеризуются неглубокими землетрясениями. В асимметричных системах области глубоких толчков преимущественно расположены по одну сторону от области неглубокой активности.

Гипотеза дрейфа континентов и расширения океанского дна дает правдоподобное объяснение глобальной схемы и местных различий в расположении геофизических особенностей. Разработанная гипотеза получила название *тектоники плит*.

Согласно этой гипотезе, верхние слои Земли ведут себя как твердые, пригнанные друг к другу плиты, которые сидят на теле Земли как незакрепленные нашлепки и имеют возможность перемещаться. Их толщина является предметом дискуссий. Они

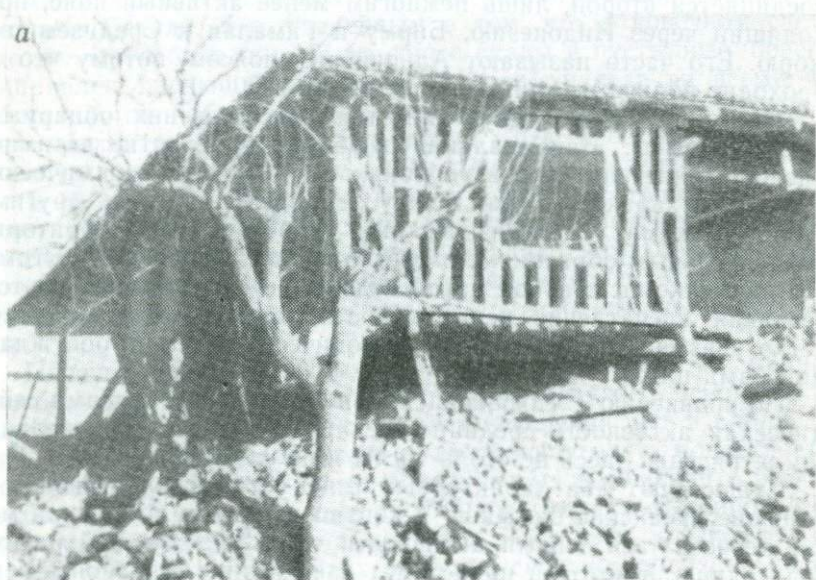




Рис. 76. Разрушение слабых строений (а, б) и кирпича-сырца (в, г)

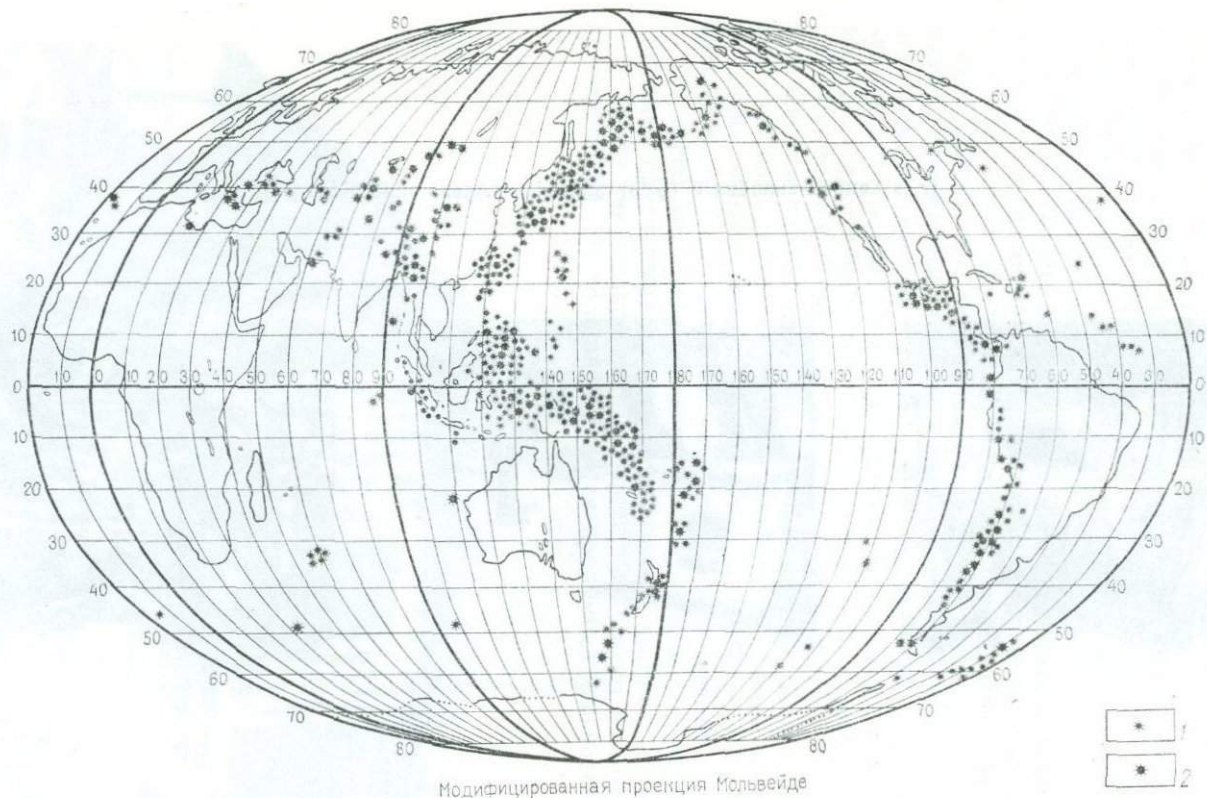


Рис. 77. Эпицентры сильных неглубоких землетрясений за период 1904—1952 гг.:

1 — $M 7-7,7$; 2 — $M 7 \frac{3}{4}$ и более

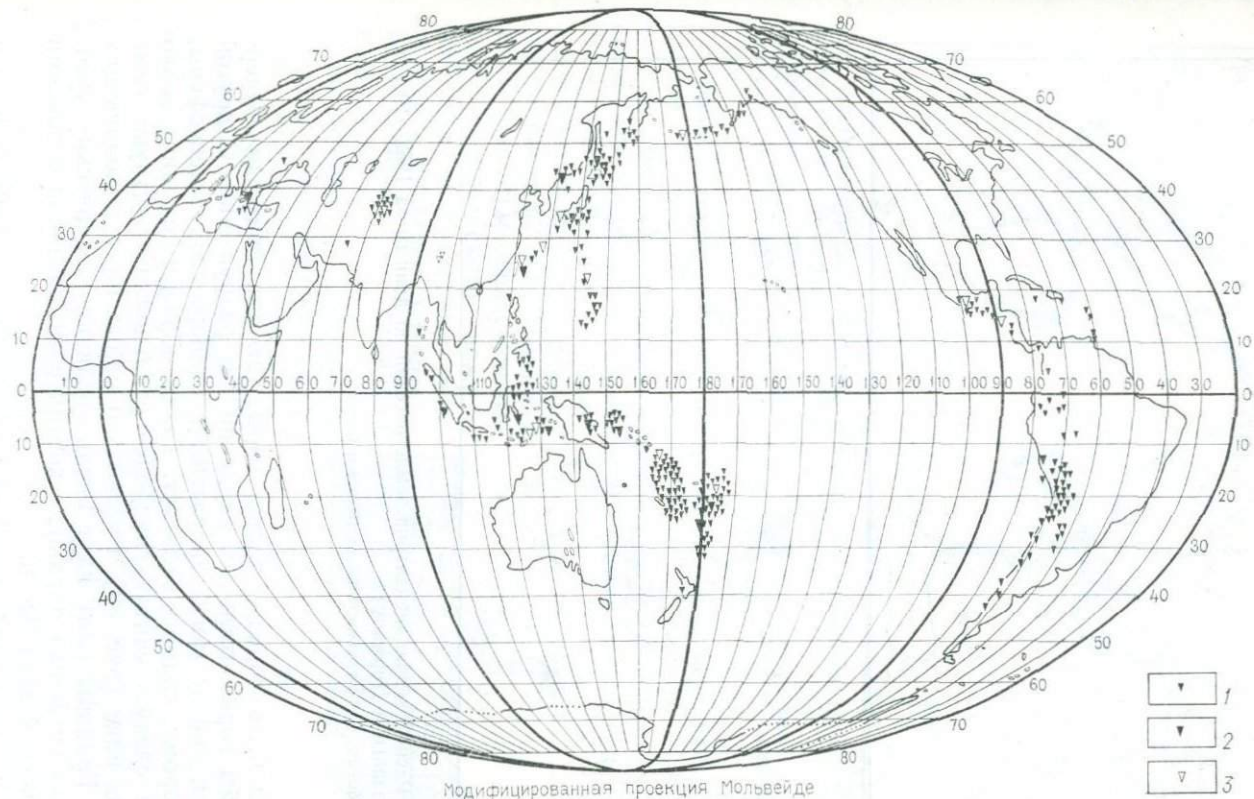


Рис. 78. Эпицентры сильных землетрясений за период 1904—1952 гг.

1 — $M_7 - 7,7$ при $h > 70$ км; 2 — $M 7\frac{3}{4}$ и более при $h > 300$ км; 3 — $M 7\frac{3}{4}$ и более при $h = 70 - 300$ км

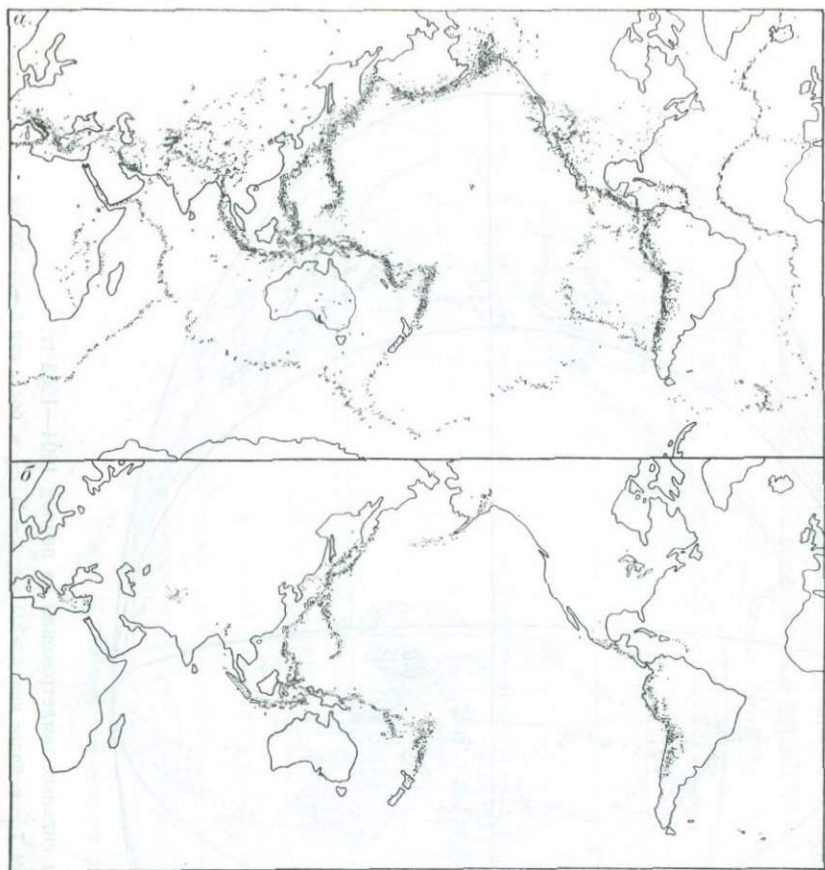


Рис. 79. Расположение эпицентров землетрясений по данным за 1962—1967 гг. (по Барзанги и Дорману):

а — неглубоких; *б* — с глубиной очага 100 км и более

должны быть гораздо толще коры, так как иначе не выдержали бы горизонтальных давлений без разрушения. С другой стороны, они не могут захватывать слабого слоя астеносферы, по которому, видимо, скользят. Таким образом, толщину около 100 км следует считать наиболее реальной. Существуют семь главных плит (рис. 80) и несколько малых плит, дополняющих схему. Границы плит идут вдоль срединно-океанических хребтов и по активным окраинам континентов, совпадая с поясами сейсмической активности.

В предположении, что плиты не спаяны в единое целое, на границах между ними могут происходить три явления: они мо-

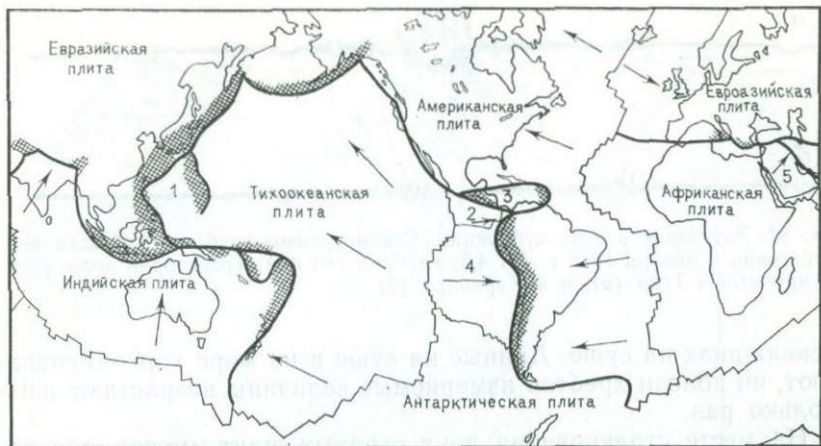


Рис. 80. Тектоника плит. Названия главных плит приведены на карте, малые плиты отмечены номерами:

1 — Филиппинская плита; 2 — плита Кокос; 3 — Карибская плита; 4 — плита Наска; 5 — Аравийская плита. Штриховкой отмечены главные зоны глубоких землетрясений, стрелки указывают направления вероятного перемещения плит

гут раздвигаться, сдвигаться или скользить одна относительно другой.

У срединно-океанических хребтов они раздвигаются силами, возникающими за счет тепловой конвекции в мантии Земли. Восходящие потоки извергают лаву, которая постоянно накапливается на границах плит (рис. 81), образуя новые породы океанского ложа и раздвигая его; следами этого процесса является магнитная полосчатость, описанная в главе 7.

Конвекция существенно связана с циркуляцией вещества. Восходящие потоки горячего вещества должны уравновешиваться нисходящими потоками остывшего вещества. Эти нисходящие потоки нужно искать вблизи активных окраин континентов, а также в окрестностях глубоких океанских впадин. Это подтверждается измерениями тепловых потоков, полученными при зондировании морского дна и

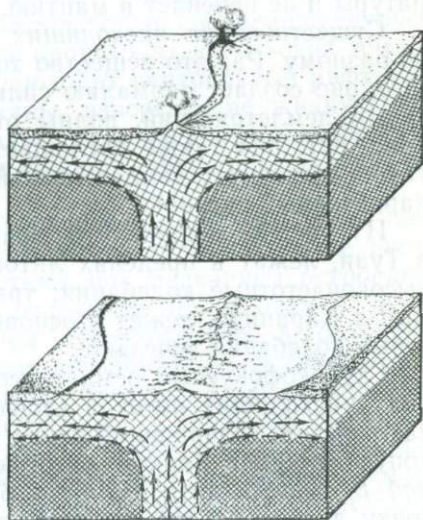


Рис. 81. Расширяющийся хребет. Восходящие конвекционные потоки вызывают вулканическую деятельность вдоль срединно-океанических хребтов

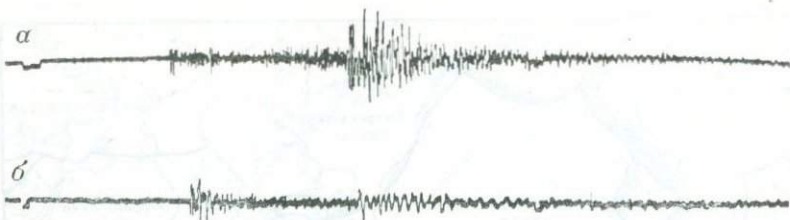


Рис. 82. Затухание в зоне субдукции. Сейсмограммы слабого глубокого землетрясения 6 января 1977 г. (M 4,5; глубина 180 км). Траектории волн, регистрируемые в Туаи (а), и в Карапиро (б)

в скважинах на суше. Данные на суше и на море хорошо совпадают, но вблизи хребтов измеряемые величины возрастают в несколько раз.

На месте столкновения двух сходных плит может образоваться горная цепь. На этом основано объяснение возникновения Гималаев на контакте Индийской и Евразийской плит. Там, где контактируют несходные плиты и существует нисходящий конвекционный поток, ситуация осложняется. Океанское дно затягивается вниз, образуя подводную впадину, а континентальный материал, состоящий из более легких пород, не может погружаться и надвигается поверху. Образуется *зона субдукции*, или поддвига, в которой вещество океанского дна погружается до тех пор, пока не расплавится от повышения температуры и не перейдет в мантию.

Существование нисходящих потоков вещества проявляется по-разному. Раз это вещество холоднее и плотнее, чем вмещающее, оно создает аномалию силы тяжести и меняет вид сейсмограмм землетрясений, волны от которых проходят через него (рис. 82); оно также поглощает энергию происходящих в нем глубокофокусных землетрясений, придавая изосейсам весьма характерный рисунок.

Из рис. 82 видно, что траектории волн, регистрируемые в Туаи, лежат в пределах литосферы, поэтому регистрируются высокочастотные колебания; траектории же волн, регистрируемые в Карапиро, лежат в основном в астеносфере, поэтому быстрые колебания исчезают.

Глубокофокусные землетрясения происходят только в районах нисходящих потоков вещества. Некоторые авторы называют объем, содержащий очаги глубоких сейсмических толчков, «опускающимся блоком литосферы»; другие называют его *зоной Бенъоффа*, хотя д-р Гуго Бенъофф имел несколько иную точку зрения на это явление, нежели принятая в настоящее время.

Симметричные и асимметричные регионы характеризуются определенными взаимоотношениями различных геофизических явлений: землетрясений, вулканов, аномалий силы тяжести и др.

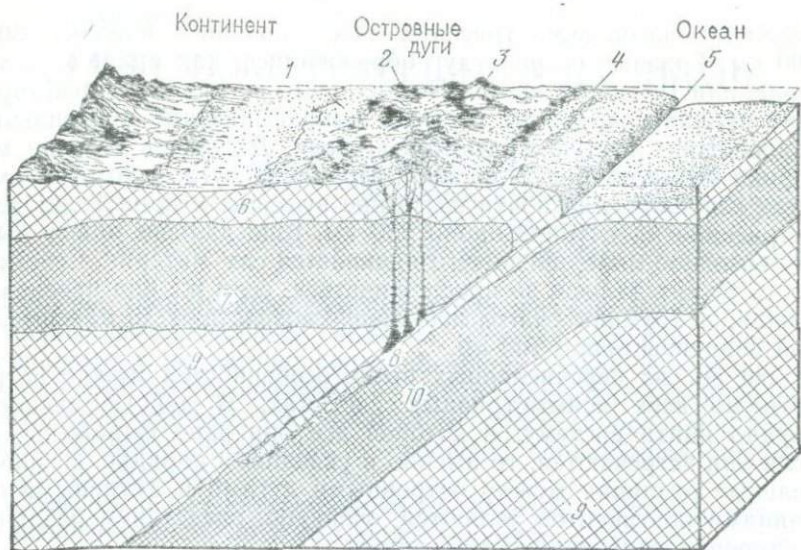


Рис. 83. Субдукция под островную дугу:

1 — мелководное море; 2 — потухшие вулканы; 3 — действующие вулканы; 4 — прибрежные острова; 5 — впадина; 6 — кора; 7 — континентальная литосфера; 8 — зона плавления; 9 — астеносфера; 10 — опускающаяся океаническая кора

Наиболее простая картина наблюдается в срединно-океанических хребтах. Вблизи оси хребта происходят неглубокие землетрясения, вдоль нее же обычно проходит центральный рифт или впадина. Здесь действуют вулканы, извергающие жидкую базальтовую лаву, которая остывает, образуя магнитные полосы на океанском дне. Возраст вулканов увеличивается по мере их удаления от оси хребта.

Существенные черты асимметричности зоны поддвига наиболее отчетливо видны на активных окраинах материков, а также в образованиях, известных под названием *островных дуг* (рис. 83). Неглубокие землетрясения происходят по всей ширине дуги, а глубокие толчки сосредоточены в опускающемся блоке литосферы. Крупные дугообразные системы встречаются на многих окраинах Тихого океана; самой замечательной из них являются Алеутские острова. С внешней, выпуклой стороны этой дуги проходит глубокая океанская впадина, которая ограничивает узкую, но активную зону неглубоких землетрясений. Сила тяжести здесь меньше нормальной. Существуют также небольшие группы островов типа островов Ментавай вблизи южного берега Суматры, являющиеся выходами океанского дна на поверхность в виде хребтов. Здесь сила тяжести вновь становится нормальной и даже продолжает возрастать.

Глубина очагов землетрясений здесь больше — порядка 50—100 км. Главные острова дуг образовались, как правило, в меловое или третичное время. На них часто встречаются действующие вулканы, время от времени выбрасывающие при сильных извержениях густую андезитовую лаву. Дальше в сторону материка проходит более древняя, вторичная дуга, в которой имеются потухшие или почти потухшие вулканы и происходят землетрясения на глубине около 200 км. Еще дальше может быть мелководное море, после чего начинается сам материк. Сейсмичность может дальше не прослеживаться, если же она прослеживается, то глубины очагов постепенно возрастают до максимальной величины около 700 км.

Не все из перечисленных выше особенностей можно встретить во всех асимметричных системах. В действительности трудно найти систему, в которой все они явно выражены; но если они встречаются, то именно в указанном порядке. Незначительные различия между островными дугами и активными окраинами континентов являются, очевидно, следствием различий в строении приповерхностных слоев.

Если проанализируем число землетрясений, происшедших на разных глубинах, то обнаружим, что примерно $2/3$ из них неглубокие и лишь менее 5% произошли на глубинах более 450 км. На этой глубине устанавливается минимум частоты, однако средние ее данные вряд ли имеют большое значение: при переходе из одного района в другой картина сильно меняется, и часто на этих глубинах землетрясений вообще не происходит. Так, в Новой Зеландии сейсмические толчки на глубинах от 380 до 550 км не зарегистрированы; то же самое можно сказать о Камчатке и Южной Америке.

Большая часть по-настоящему глубоких толчков происходит вокруг Тихого океана или вблизи его берегов. Самый глубокий из известных толчков произошел на глубине около 720 км под морем Флорес. Исключением из этого правила является толчок вблизи Гибралтарского пролива в 1954 г., имевший глубину 640 км. В остальном вне Тихого океана глубины более 100 км почти не отмечались. Исключениями являются восточная часть Средиземноморья, в частности, район гор Вранча в Румынии, а также Гиндукуш, где зафиксирована большая группа толчков на глубине около 220 км у южной оконечности Гималаев.

СИЛА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ИХ ЧИСЛО

Антоний. По форме он очень похож на себя.

В толщину не толще, а в высоту не выше.

Двигается с собственной помощью.

У. Шекспир. Антоний и Клеопатра.

До сих пор мы довольно неопределенно говорили о сильных и слабых землетрясениях. Конечно, можно сравнивать одно землетрясение с другим по числу погибших людей или разрушенных зданий, но эти величины не являются характеристиками самого землетрясения. Они зависят от внешних факторов, таких, как плотность населения и уровень социального развития в районе бедствия.

Максимальная интенсивность более непосредственно связана с землетрясением, но и она может искажаться побочными факторами. Небольшое изменение глубины очага влечет большие изменения в размерах пораженной территории и характере распределения интенсивностей; если же эпицентр находится вне суши или же в суровой и недоступной местности, то прямая оценка максимальной интенсивности может оказаться невозможной. По-настоящему хорошая мера должна обобщать суммарный эффект землетрясения и достаточно просто определяться по записям, полученным на действующих сейсмостанциях.

Способ определения такой меры был найден профессором Калифорнийского технологического института Карлом Рихтером, который изобрел шкалу магнитуд землетрясений. *Магнитуда* — это мера полной энергии сейсмических волн. Она характеризуется максимальной амплитудой записи, полученной сейсмографом стандартного типа на фиксированном расстоянии от землетрясения. В качестве стандартного был принят крутильный сейсмометр Вуда — Андерсона с периодом 0,8 с, критическим затуханием и усилением 2800; магнитуда может быть также определена по другим приборам на иных расстояниях с помощью достаточно несложных вычислений.

По этой шкале всякое землетрясение с $M 8$ и более является действительно сильным. Самые сильные из зарегистрированных толчков — это землетрясение в Колумбии и Эквадоре 31 января 1906 г. и землетрясение Санрику в Японии в 1933 г., магнитуда которых достигла 8,9. Судя по ощущавшемуся воздействию, еще более сильным могло быть землетрясение в Лиссабоне в 1755 г.; его магнитуда могла достигать 9, однако точных сведений об этом нет. Магнитуды землетрясений в Сан-Франциско в 1906 г. и на Аляске в 1964 г. были равны соответственно 8,3 и 8,4; един-

ственным новозеландским землетрясением с $M \sim 8$ был толчок на юго-западе Уайрарапы в 1855 г. С момента изобретения сейсмографов сильнейшим было землетрясение в Хокс-Бей в 1931 г. с $M 7,9$.

Всякое землетрясение с магнитудой, значительно превышающей 7, может стать крупной катастрофой, если оно происходит вблизи населенных территорий, особенно в бедных районах земного шара. Толчок с $M 5$ может повредить дымовые трубы и штукатурку, опрокинуть товары, выставленные в витринах. Большая часть слабо ощущавшихся толчков в Новой Зеландии имели $M \sim 3,5$, а в Калифорнии, где очаги ближе к поверхности, часто сообщается о землетрясениях с $M 2,5$. Толчки с $M < 2$ ощущаются крайне редко.

Минимальную возможную силу толчка определить нелегко, но представляются возможными значения магнитуды несколько меньше 0. Магнитуда 0 — это всего лишь число на шкале; оно не означает, что толчок такой силы не обладает энергией, так же как температура 0°C не означает, что тело не обладает теплом. Для очень слабых толчков используются отрицательные значения магнитуды, так же, как для достаточно холодных тел используется температура ниже нуля. Вне зависимости от того, насколько сильным или слабым является землетрясение, ему можно приписать некоторую магнитуду. Журналисты, пишущие о «12 баллах» по шкале Рихтера, видимо, путают магнитуду с интенсивностью, а те, кто пишут, что шкала Рихтера «безгранична», утверждают очевидное. Ведь нет необходимости упоминать о том, что используемые нами шкалы массы, длины, времени, температуры и электрической мощности тоже «безграничны».

Важно подчеркнуть разницу между полной энергией, исчисляемой по шкале магнитуд, и интенсивностями по шкалам *MSK*, Росси — Фореля или модифицированной шкале Меркалли. Интенсивности толчка в разных пунктах разные, их столько же, сколько наблюдателей, магнитуда же у него только одна, даже если ее оценки на разных станциях расходятся. Создается впечатление, что газетные, теле- и радиокомментаторы стремятся запутать людей в этом вопросе; обычно они с равным успехом заменяют магнитуду и интенсивность словом «сила», считая, по-видимому, правильные термины слишком научными для аудитории. Очень тонким приемом у них считается употребление слов «по шкале Рихтера» после любой неуточненной цифры. Как жаль, что многие репортеры считают свои обязанности выполненными после того, как они получили какую-то цифру с ближайшей сейсмостанции. Предыдущее поколение журналистов оставило лишь публикации житейских описаний того, что с ними происходило при землетрясениях.

Однако сейсмологи должны взять на себя часть вины за введение в заблуждение общественности в отношении шкалы

магнитуд. Мы видели, что вначале шкала магнитуд была связана с записями на сейсмографе Вуда — Андерсона. В Калифорнии и Новой Зеландии, где наблюдательные сети были оснащены этими приборами, ею стали повсеместно пользоваться почти сразу, в других же районах мира пользовались другими приборами. Прибор Вуда — Андерсона бесполезен для регистрации толчков на расстоянии свыше 1000 км. Естественно, следовало попытаться приспособить эту шкалу для телесеismicических записей на длиннопериодных приборах.

Первым результатом была шкала магнитуд, связанная с поверхностными волнами. Предполагалось, что она будет давать те же величины, что и первоначальная шкала, но более глубокий анализ показал, что между ними существуют некоторые различия. Местную магнитуду по первоначальной шкале сейсмологи обозначают через M_L , а магнитуду по поверхностным волнам через M_S . Для сильных толчков разница между ними незначительна, но для $M < 5$ оценки по записям на больших расстояниях могут быть занижены в два раза.

При работе со шкалой магнитуд, связанной с поверхностными волнами, возникают две трудности. Во-первых, глубокофокусные толчки не порождают таких волн; во-вторых, их амплитуды значительно уменьшаются в тех случаях, когда их путь до регистрирующей станции осложнен неоднородностью строения земной коры. Чтобы обойти эти трудности, проф. Гутенберг предложил пользоваться величиной, названной им *унифицированной магнитудой*, которая зависит от амплитуды физических волн типа P , S и PP . Оказалось, что она еще больше отличается от магнитуды по первоначальной шкале. Для M 6,6 сходимость достаточна, а выше ее унифицированная магнитуда (обычно обозначаемая m или m_B) становится все меньше по сравнению с магнитудой Рихтера; толчок с унифицированной магнитудой 8 будет по Рихтеру иметь $M \sim 8,7$. Ниже M 5 величина m несколько больше M_L .

К сожалению, далеко не все сейсмические станции дают уточнения, какой магнитудой они пользуются. В среднем диапазоне различия не очень важны, но для сильных толчков, привлекающих особое внимание, они могут быть существенны. Национальный центр информации о землетрясениях США в своих телетайпных сообщениях часто пользуется магнитудой m . Термин «магнитуда по Рихтеру» следует зарезервировать за первоначальной магнитудой M , которой мы будем пользоваться в этой книге; там, где это нужно, будет специально оговариваться разница между M_S и M_L .

Хотя магнитуда землетрясения связана с его полной энергией, связь эта не вполне прямая, так как используется «логарифмическая» шкала. Ее равновеликим делениям соответствуют постоянно возрастающие количества энергии: на каждом шаге энергия возрастает примерно в 27 раз по сравнению с предыду-

щим. Следовательно, при толчке с $M 6$ высвобождается в 27 раз больше энергии, чем при $M 5$ и в $27 \times 27 = 729$ раз больше, чем при $M 4$.

Слабых землетрясений гораздо больше, чем сильных. В интервале M от 2 до 8 с каждым уменьшением магнитуды на единицу число толчков возрастает примерно в 8 раз. Во всем мире ежегодно происходит около 20 толчков с $M > 7$, примерно 1000 с $M > 5$ и свыше 100 000 ощутимых толчков вообще. Конечно, эту зависимость нельзя продолжать бесконечно. В этом случае нам пришлось бы примириться с существованием постоянного дрожания Земли от мельчайших толчков, тогда как общее число толчков, которые могут зафиксировать наши сейсмографы, не дотягивает и до 2 млн. в год.

К счастью для нас, эта 8-кратная зависимость обрывается и на другом конце, так что существует верхний предел силы землетрясений. Он обусловлен прочностью пород, ограничивающей возможность накопления упругой энергии. Чтобы рассеять опасения в том, что это лишь теоретическое предположение, укажем, что если бы упомянутая зависимость имела место и для очень сильных толчков, то примерно раз в 90 лет должны были бы происходить землетрясения с $M 10$. Столь разрушительный толчок потряс бы всю Землю. Но такой катастрофы не было за всю историю человечества.

Зная магнитуду и глубину землетрясения, уже можно сказать очень многое о его последствиях в заданном пункте; правда, остающаяся неопределенность может иметь существенное практическое значение с инженерной точки зрения. Одно и то же количество энергии высвобождается по-разному. Оно может накопиться в виде высоких напряжений в пределах небольшого участка или же в виде меньших по величине напряжений на гораздо большей площади. От этого зависит спектр испускаемых волн, т. е. распределение долей волновой энергии, приходящихся на ту или иную частоту. В очаге с высокими напряжениями происходит их резкий сброс, следствием чего является большая доля волн с коротким периодом, чем при меньшем сбросе напряжений в менее концентрированном очаге. Ожидаемый характер сейсмического толчка зависит от прочности пород и степени их сохранности до толчка.

Записи длинных волн можно использовать для определения характеристики, несущей в себе значительную часть недостающей информации. Она называется сейсмическим *моментом*, от латинского *momentum* (важность), и связана с величиной сброшенного напряжения и количеством движения по разлому. Из сопоставления магнитуды и сейсмического момента толчка можно узнать, большим или малым было сброшенное напряжение. Объем источника, смещение по разлому, момент, магнитуда и сброшенное напряжение связаны между собой: определив любые три из них, можно вычислить два остальных. Определить

момент не так просто, как магнитуду, однако д-р С. Дж. Гибович нашел способ, приемлемый для повседневной работы, и теперь для многих толчков находят как магнитуду, так и момент.

Землетрясения происходят через неравномерные промежутки времени, однако их нельзя считать чисто случайными событиями. Если одно землетрясение произошло, то вероятность того, что в том же районе вскоре произойдет еще одно, возрастает. Иными словами, сильные землетрясения чаще всего влекут за собой афтершоки.

В рамках простой теории упругой отдачи причина возникновения этих афтершоков остается неясной. Если главный толчок высвобождает энергию, накопленную в виде напряжений, то почему бы движению по разлому не продолжаться до полного снятия напряжений? Накопление энергии, достаточной для нового вскрытия разлома после остановки, должно занять довольно много времени, и все же первые афтершоки иногда так же сильны, как и главный толчок. Нередко делались предположения о том, что главный толчок может перераспределять остающиеся в данном районе напряжения, тем самым подготавливая высвобождение энергии, не имевшей возможности высвободиться при первом толчке, и что подвижки по однажды вскрывшемуся разлому облегчены тем, что он не успел вновь зацементироваться. Несколько лет назад изобретатель одного из описанных выше сейсмографов д-р Гуго Беньофф провел исследование магнитуд этих слабых толчков и их связи с главным толчком во времени и сумел выдвинуть гораздо более убедительное объяснение. Чтобы понять его, следует сначала рассмотреть, что происходит с материалами при сжатии.

Предположим, что в лаборатории имеется образец породы, который можно сжимать специальным гидравлическим прессом и одновременно измерять степень его сжатия. Если приложить давление и поддерживать его в течение долгого времени, периодически замеряя изменение объема образца, получим результаты, которые можно изобразить на графике (рис. 84). В момент приложения давления (точка *A*) порода сразу же сожмется до меньшего объема (точка *B*). Если давление останется неизменным, то сжатие будет продолжаться длительное время, но все в меньшей и меньшей степени. Достигнув точки *C*, снимем давление. Объем породы начнет восстанавливаться, но не сразу вернется к первоначальной величине. Он быстро достигнет точки *D*, причем отрезок *CD* будет равен по величине отрезку *AB*, а дальше объем будет восстанавливаться постепенно. Такой процесс восстановления называют «упругим последствием» или «восстановлением деформации ползучести»; Беньофф считает, что именно им объясняются афтершоки.

Упругая отдача может высвободить лишь энергию, соответствующую отрезку *CD*; этим вызвано главное землетрясение. Напряжения в районе разлома, однако, немедленно восстанавли-

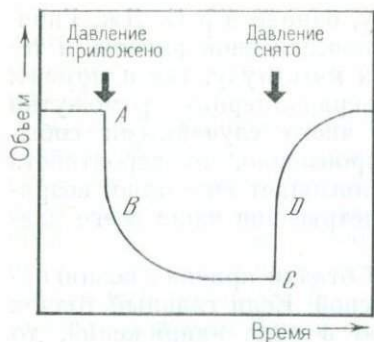


Рис. 84. График развития деформаций во времени

метим одну очень любопытную деталь. В большинстве случаев деформация представляет смесь сжатия и сдвига. При этом энергия сдвига не высвобождается до тех пор, пока целиком не сбрасывается сжатие. Вследствие этого график состоит из двух различающихся по форме частей, причем их форма также совпадает с тем, что можно ожидать по результатам лабораторных экспериментов. График (рис. 85) иллюстрирует процесс снятия напряжений серией афтершоков после Шевииотского землетрясения 10 января 1951 г.

После неглубокого землетрясения в средней тектонической обстановке наиболее сильный афтершок часто оказывается по магнитуде слабее главного толчка на единицу или чуть больше; эту закономерность иногда называют «законом Бата» по имени



Рис. 85. Последовательность афтершоков

ливаются, поскольку имеет место упругое последствие. Эта энергия высвобождается слабыми афтершоками, так как смещения по разлому, освобожденному первым толчком, облегчены и он может распространяться далее. Суммируя накопленную энергию по ряду афтершоков и нанеся ее на график, д-р Беньофф сумел показать, что деформация ползучести восстанавливается точно так же, как этого можно было ожидать по результатам лабораторных испытаний пород на сжатие. От-

впервые подметившего ее шведского сейсмолога. Число толчков убывает с течением времени до тех пор, пока афтершоки не сливаются с нормальной активностью данного региона, а соотношение числа сильных и слабых толчков в любой серии становится почти одинаковым. Это означает, что сильнейший афтершок может произойти спустя много времени после главного землетрясения; вполне возможно, что сильный толчок произойдет где-то в конце серии.

Чем меньше глубина землетрясения, тем выше вероятность афтершоков. На глубинах более 100 км длинные серии очень редки, но глубокие толчки довольно часто происходят группами по два или по три с примерно одинаковыми магнитудами и с интервалами времени от 3 мин до нескольких дней и даже недель.

Группы неглубоких толчков иногда приобретают характер роя землетрясений. Такие землетрясения обычно слабы, но очень многочисленны; они имеют практически одинаковую магнитуду, так что выбрать главного представителя группы невозможно. Слабые рои — довольно частое явление в Новой Зеландии и Японии, но бывают также и в Европе, Тасмании и других районах с низким нормальным уровнем сейсмической активности.

Глава 11.

ВОЛНЫ НА СУШЕ И НА МОРЕ

В житейском шуме мирных поселений
Им рокот мнится кругосветных волн.

А. Теннисон. Королевские идиллии.

Существует верхний предел полезного увеличения сейсмических колебаний. Земля никогда не бывает абсолютно спокойной. Если прибор достаточно чувствителен, он регистрирует постоянные слабые колебания даже при отсутствии землетрясений. Эти колебания называют *микросейсмами*. Если увеличение достаточно велико, чтобы на сейсмограмме были видны микросейсмы, то в дальнейшем увеличении нет смысла, так как это приведет лишь к запутыванию записи. Микросейсмы обладают весьма устойчивым периодом, обычно в диапазоне от 4 до 6 с, хотя бывают и микросейсмы с более коротким периодом, затрудняющие работу некоторых типов сейсмографов. Их амплитуда непостоянна и меняется изо дня в день. При интенсивных «микросейсмических бурях» (рис. 86) записи становятся нечитаемыми.

Некоторые микросейсмы, особенно с коротким периодом, возникают, по-видимому, в результате деятельности человека. Если сейсмическая станция находится вблизи города, короткопериодные колебания в основном исчезают по ночам, когда останавливаются станки на заводах и затихает движение на дорогах. От этих возмущений можно до некоторой степени избавиться, разместив регистраторы в спокойных местах. Существуют также природные микросейсмы. Давно известно, что в глубине материка они причиняют меньше беспокойства, чем у побережья, но лишь недавно стало ясно, как именно связаны между собой волны на суше и на воде.

Было сделано предположение, что волны прибоя, разбивающиеся о берег, постоянно генерируют волны в земле, которые регистрируются как микросейсмы. Этим несомненно объясняется происхождение некоторых микросейсм, особенно у прибрежных скал и побережий, тянующихся на большие расстояния прямыми линиями, однако источник других микросейсм, как выяснилось, находится далеко в открытом море.

Во время второй мировой войны на островах Карибского моря была установлена сеть сейсмографов, известных под названием тройных станций. Предполагалось, что регистрируемые ими микросейсмы окажутся в тесной связи с резкими переменами погоды. Было обнаружено, что их источник находился в центре интенсивных метеорологических систем типа тропиче-

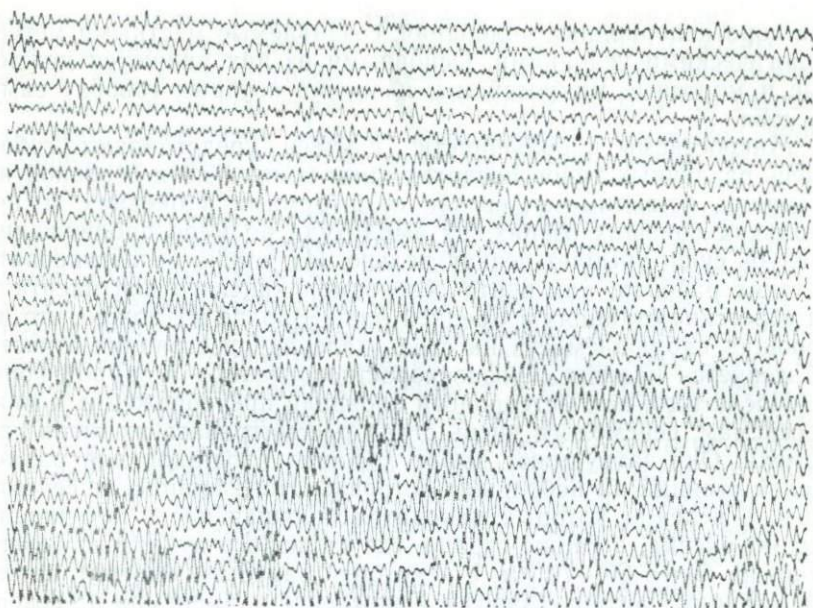


Рис. 86. «Микросейсмическая буря». Фрагмент записи на сейсмографе Голицына в Крайстчерче. Каждая трасса соответствует периоду примерно 7 с; последовательные трассы отстоят по времени друг от друга на 0,5 ч. Возрастание интенсивности микросейсм связано с прохождением метеорологического фронта

ских циклонов и что можно следить за движением штормов с помощью специальных сейсмометров. Дальнейшие исследования показали, что волны воздействуют на дно океана как насос и таким образом сообщают свою энергию земле. Однажды зародившись, цуг волн может пройти несколько тысяч километров, однако, имея надлежащее оборудование, можно различить отдельные их источники.

Хотя этот метод показался многообещающим, сейсмографы для регистрации микросейсм не вошли в стандартный комплект оборудования для прогноза погоды. В Дании был проведен еще ряд исследований штормов Северной Атлантики, а на Королевской сеймостанции в Гонконге обнаружили, что записи микросейсм на стандартных приборах помогают следить за тайфунами, однако в настоящее время использование радаров и спутников, по-видимому, оттеснило сейсмологов от участия в предсказаниях штормов.

Кроме упомянутых штормовых микросейсм, имеющих периоды в диапазоне от 4 до 6 с, и колебаний от станков и дорожного движения с периодом в 1 с и менее, существуют и дру-

гие короткопериодные колебания, создаваемые местными метеорологическими условиями. Основными из них являются дождевые и морозные микросейсмы, названия которых говорят сами за себя.

Микросейсмы в большинстве случаев представляют собой смесь различных типов поверхностных волн, и хотя основной их источник, по-видимому, связан со штормами в океанах и нескольких больших озерах, их амплитуда по мере продвижения в глубь суши убывает незначительно. Их можно регистрировать в таких районах, как центр североамериканского континента и на советских станциях в Средней Азии. Вполне возможно, что их хорошая наблюдаемость на столь далеких расстояниях отчасти объясняется наличием низкоскоростного канала в земной коре.

После того, как метеорологи проявили пренебрежение к микросейсмам, сейсмологи вновь стали рассматривать их лишь как помехи. Они затрудняют выбор хороших площадок для размещения станций на небольших островах. Новозеландские сейсмологи, в ведении которых находится большая часть юго-запада Тихого океана, а также страна, где от любого пункта до берега моря не более 60—70 км, с некоторой завистью смотрят на тихие станции Чартерз-Тауэрз в Квинсленде и Чиангмай на севере Таиланда, где чувствительность приборов в несколько сот раз выше. На полярной станции Скотт, которую часть года осаждают антарктические штормы, можно создавать большее увеличение колебаний после того, как океан замерзнет на долгую полярную ночь.

Самое известное явление, связывающее сейсмические и морские волны, это *цунами* — сейсмические волны на море, которые могут порождаться сильными подводными землетрясениями. Цунами часто называют *приливными волнами*, но они не имеют ничего общего с приливами, и поскольку действительно существует такое явление, как приливные волны, не стоит вносить путаницу. Достаточно широко используемое японское слово «цунами» в действительности означает «волны в гавани». Поскольку чаще всего последствия сейсмических морских волн наиболее катастрофичны в узких эстуариях и заливах, этот термин можно считать подходящим и удобным.

Механизм образования цунами до конца еще не выяснен. Ясно, что вода может сместиться, если произойдет сдвиг по разлому, обвал или поднятие морского дна; проф. Гутенберг, однако, выявил много случаев, когда эпицентр толчка явно находился на суше. По-видимому, морские волны могут иногда возникать в результате прохождения поверхностных волн через мелководный континентальный шельф или, возможно, вдоль подводного каньона.

Землетрясения могут также породить волны в водоемах и озерах. Вода в озере или закрытом морском рукаве обычно плещется с некоторой определенной частотой, зависящей от раз-

меров и глубины бассейна. Если эта частота совпадает с частотой сейсмических волн, то произойдет резонанс и волны усилятся, как в сейсмографе. Такие колебания воды называются *сейшами*; кроме землетрясений, они могут вызываться ветром и другими причинами. Цунами или сильная штормовая волна, прошедшая мимо входа в закрытую гавань, иногда вызывает сейши внутри нее.

Сейши особенно часто порождаются очень сильными землетрясениями потому, видимо, что волны с очень длинными периодами сохраняют значительную амплитуду на расстояниях, намного превышающих расстояния осязутимости землетрясений. После большого лиссабонского землетрясения 1755 г. о сейшах сообщалось из Франции, Италии, Голландии, Швейцарии, Англии и даже из Норвегии и Швеции, т. е. примерно за 2800 км от эпицентра. После землетрясения в Ассаме в 1950 г. колебания регистрировались на водомерных постах в нескольких водоемах Англии и наблюдались также в Скандинавии. Известен случай, когда сейш, порожденный землетрясением на Алеутских островах, внезапно и довольно бесцеремонно прервал официальное собрание, проходившее рядом с плавательным бассейном в Техасе.

Цунами могут быть крайне разрушительными; некоторые рассказы о них настолько эмоциональны, что в них трудно отделить факты от вымысла. Их разрушительная сила, однако, проявляется только по достижении берега. В глубоководных районах корабли не могут их обнаружить, даже если их высота достигает нескольких метров, потому что расстояние между их гребнями чрезвычайно велико. Их скорость зависит от глубины воды; достигнув мелководья, волна резко замедляется, ее фронт вздымается и разбивается со страшной силой, особенно если он стеснен в эстуарии или узком заливе. Даже волна высотой 1—2 м может повредить пришвартованные на мелководье суда, ударив их о дно, и разрушить лодочные станции, прибрежные дороги и дамбы (рис. 87, 88, 89).

Возникнув в каком-либо месте, цунами может пройти несколько тысяч километров, почти не уменьшаясь. Цунами от южноамериканских землетрясений доставили много неприятностей в Новой Зеландии, Японии, а также на Гавайях, которые помимо этого подвергались воздействию цунами из Японии и с Алеутских островов.

К счастью, очень большие цунами редки; в Тихом океане, однако, они бывают достаточно часто и представляют серьезную опасность, поэтому здесь организована постоянная служба предупреждения со штаб-квартирой на Гавайях. Ее работа основана на сотрудничестве сейсмических и мареографических станций многих стран. Станции, регистрирующие землетрясения, которые могут породить цунами, радиографируют необходимые данные на Гавайи, где определяют эпицентр и, если землетрясение оказалось подводным, просят ближайшие мареографиче-



Рис. 87. Разрушения от цунами. Большое Аляскинское землетрясение 1964 г. породило волну высотой 12 м, разрушившую строения, доки и железнодорожные станции вдоль берега зал. Принс-Вильям



Рис. 88. Остатки строений и уцелевшие кокосовые пальмы на Гавайском побережье после цунами высотой 7 м (1975 г.)

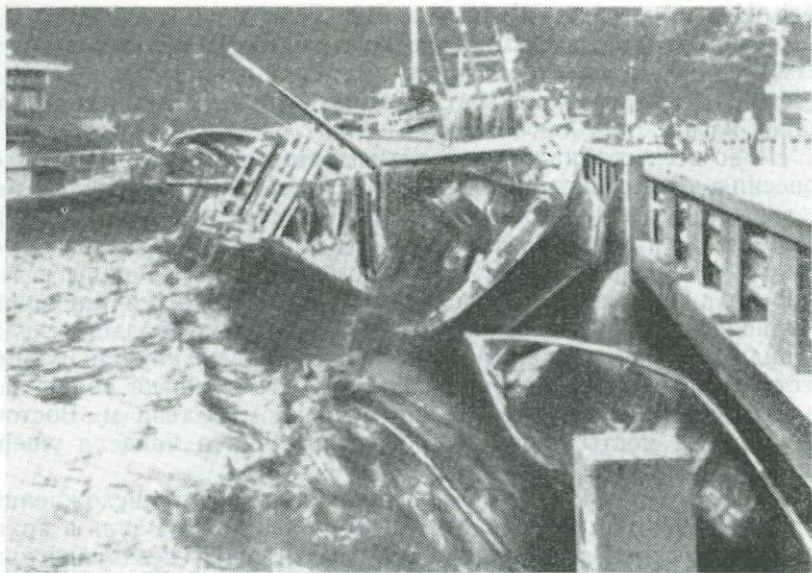


Рис. 89. Цунами, возникшее в результате Ниигатского землетрясения

ские станции наблюдать за отклонениями уровня моря от нормы. Хотя скорость цунами в открытом океане может превышать 600 км/ч, для многих районов возможно оценить время ее прихода и вероятную высоту волны, предупредить суда и население прибрежных территорий, а в случае необходимости эвакуировать людей.

Цунами, поражающие побережье Гавайских островов, чаще всего приходят от Алеутских островов, и предупреждения о них поступают с мареографов на побережьях Аляски и Канады. На самих же Алеутах и в Японии опасные землетрясения зачастую происходят слишком близко. Тем не менее в Японии организована срочная телеграфная связь, по которой передаются сообщения из пораженных районов в районы, куда волна еще не дошла. В Советском Союзе подобная система работает на Сахалине и Камчатке.

Самая большая сейсмическая морская волна, зарегистрированная в бухте Литуя на Аляске в 1958 г., по-видимому, не была чистой цунами. Землетрясение М 8 сдвинуло здесь огромный оползень, который обрушился в бухту, выплеснув на уступ противоположного берега волну, забросившую стволы деревьев на высоту свыше 500 м, другая волна разбилась на дальнем берегу на высоте 290 м. Утонули два рыболовных судна, на которых погибли два человека, и было уничтожено примерно 10 км²

леса. Известны и другие гигантские волны, порожденные оползнями, но без участия землетрясений. Видимо, рекорд для обычных цунами до сих пор держит волна, обрушившаяся на мыс Лопатка (южная оконечность Камчатки) в 1737 г. и разбившаяся на высоте 70 м.

Не во всех странах, у побережья которых происходят землетрясения, существует проблема цунами. Порождение волн может предотвращаться некоторыми особенностями рельефа морского дна или механизма толчков. Так происходит в Новой Зеландии. Землетрясение 1855 г. на юго-западе Уайрарапы с М8 привело к поднятию большого участка побережья и нарушила приливные течения в прол. Кука, но образования больших волн, по-видимому, не вызвало. Единственный явный случай цунами местного происхождения произошел в 1947 г., когда волна, следовавшая за довольно сильным толчком вблизи м. Восточного, смыла мосты через небольшие протоки и нанесла ущерб небольшой приморской гостинице.

Гораздо чаще наблюдаются волны далекого происхождения. В начале 1976 г. в результате толчка вблизи о-ва Рауль в архипелаге Кермадек возникла волна, доставившая несколько тревожных моментов прогулочным судам в заливах п-ова Нортленд. К счастью, землетрясения в районе островов Кермадек, как и у берегов Новой Зеландии, редко вызывают цунами, хотя толчки довольно часто бывают сильными. Самые опасные волны приходят из Чили. В 1868 г. волна от чилийского землетрясения, достигшая Новой Зеландии, привлекла всеобщее внимание в портах на обоих побережьях, а на островах Чатам были наводнения. Подобные же волны последовали и за чилийским землетрясением 1960 г.; они прервали на несколько часов движение судов в порту Литтелтон. Как бы это ни было неприятно, гораздо более серьезными являются последствия тех же цунами в отдаленных районах Тихого океана, например в Японии, где они приобретают разрушительную силу. Эти различия можно объяснить существованием плато Кэмпбелла — огромной территории сравнительного мелководья к юго-востоку от о-ва Южного. Волна, достигая его границы, замедляется, поэтому значительная часть ее энергии рассеивается, не доходя до побережья Новой Зеландии. Иногда перед приходом волн море отходит от берега, предупреждая тем самым о приближении цунами. В этом случае разумнее всего немедленно уходить на возвышенные места, однако в людях часто побеждает любопытство обследовать открывшееся морское дно. Море отступает далеко не всегда, и этот признак, конечно, недостаточно надежен, чтобы основывать на нем систему предупреждения.

За первой волной могут следовать повторные волны с интервалами в 1 ч и более, и это возмущение может на несколько дней нарушить обычный порядок приливов и отливов.

В Японии перед приходом цунами в море иногда наблюда-

ются световые вспышки. Нет причин не верить таким сообщениям; полагают, что они могут быть вызваны возмущениями мелких морских организмов, которыми объясняется также свечение воды в кильватерах судов в тропических морях. Правда это или нет, но этого также недостаточно для сколько-нибудь надежного обоснования предупреждений.

Частоту, с которой возникают цунами, определить трудно. Опубликованные перечни, очевидно, весьма неполны, приведенные в них местонахождения эпицентров-источников представляют лишь догадки. Высоты волн указываются редко. Даже небольшие острова защищают от волн прибрежную территорию. Думается, что на Тихом океане цунами бывают раз или два в год; большинство из них, однако, невелики.

Глава 12.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И ВУЛКАНЫ

Банко. То — пузыри, которые рождает
Земля, как и вода.

У. Шекспир. Макбет.

В сознании многих людей землетрясения ассоциируются с вулканами. В Новой Зеландии наблюдаются обе группы явлений; однако землетрясения происходят вовсе не потому, что в национальном парке Тонгариро имеются вулканы, а в Уакареарева — горячие источники. Вулканы и землетрясения — это разные проявления одних и тех же геологических процессов, и несомненно существует определенная связь между распределением сейсмических поясов на земном шаре и расположением вулканов.

При описании строения Земли было отмечено, что внутренняя ее часть разогрета, но из этого не следует, что под поверхностью залегает сплошной слой расплавленной магмы, готовый излиться в любое подходящее отверстие. Огромное давление вышележащих толщ препятствует плавлению пород. Тем не менее имеются локальные участки, где это может произойти. Циркулирующие в мантии конвекционные токи создают «горячие точки» под океаническими хребтами, а поверхностный материал, увлекаемый в глубины Земли в океанических впадинах или у края континентов, плавится в процессе реабсорбции. Образующийся расплав, называемый *магмой*, продвигается по трещинам вдоль ослабленных зон в твердой земной коре. Обычно это происходит в результате лишнего особых внешних эффектов процесса, известного под названием *интрузии*. Магма, внедрившаяся на некоторое расстояние по трещине или вдоль поверхности раздела между слоями, затвердевает, образуя *дайки* и *силлы* изверженных пород. При благоприятных условиях, когда перемещение магмы не встречает значительного сопротивления, может образоваться вулкан.

Из существующих на земном шаре вулканов 800 или 900 считаются активными, но поскольку их деятельность часто сменяется длительными периодами покоя, трудно установить различие между действующими, дремлющими и потухшими вулканами, как это принято в школьных учебниках географии. Извержения происходят лишь в немногих из них, обычно не более 20 или 30 в год.

Вулканы начинают свою деятельность как клапаны, через которые вулканические газы вырываются на дневную поверхность. Вулканические шлаки, пемза, пепел нагромождаются

вокруг жерла, образуя горы типичной конусообразной формы. Скорость роста конуса часто бывает очень велика. Так, в местечке Парикутин в Мексике местные фермеры знали о существовании небольшой ямы на выгоне, которая неоднократно появлялась вновь, несмотря на то, что ее периодически засыпали. Они бросили эту затею, а в один прекрасный день в 1943 г. яма была разорвана трещиной и из нее поднялся столб сероватого пепла. Спустя 24 ч показали лава и шлаки, образовавшие конус, высотой 50 м. К июню конус достиг деревни, расположенной в 3 км от вулкана, к сентябрю деревня была уничтожена, и лава покрыла площадь примерно в 25 км². Через 2 года высота конуса достигла 500 м, но здесь извержение стало постепенно затухать и спустя 9 лет после первого выброса полностью прекратилось. Это один из немногих случаев, когда вулкан был изучен, что называется, со дня своего рождения.

Обычно различают расплавленную магму, находящуюся в недрах Земли, и лаву, которая изливается на поверхность и, теряя растворенные в ней газы и пар, постепенно затвердевает. Потоки жидкой лавы и горящего газа представляют собой эффектное зрелище, особенно ночью, но температура лавы редко превышает 1200 °С. Это позволяет ей сохранять расплавленное состояние и одновременно указывает на небольшую глубину лавообразующих процессов.

Лавы заметно различаются по химическому составу; две крайних разности представлены очень жидкими базальтовыми лавами, изливающимися вдоль срединно-океанических хребтов и формирующими морское дно, и кислыми андезитовыми лавами, извергающимися из вулканов островных дуг и краевых частей континентов (рис. 90). Многие считают изящные конусы Фудзиямы, Эгмонта, Мейона типичной формой вулканов, но это справедливо лишь для тех из них, которые сложены относительно вязкими андезитовыми лавами. Базальтовые вулканы, такие, как Мауна Лоа на Гавайях или Килиманджаро в Северной Танзании, имеют сглаженную куполовидную форму, напоминающую перевернутое блюдце. В некоторых случаях базальтовые лавы могут быть настолько жидкими, что заполняют лишь углубления в земной поверхности. Однако повторные



Рис. 90. Вулкан Мерапи в центральной части о-ва Ява во время извержения 1961 г.

излияния лавы из множества трещин могут в конце концов привести к формированию обширных плато, подобных Деканскому плато в Индии, в строении которого принимает участие примерно 700 тыс. км³ излившегося материала.

Разрушительная сила вулканов зависит в большой степени от вида лавы, которую он извергает, поэтому вулканы можно классифицировать по этому признаку, но нужно иметь в виду, что с течением времени большинство из них меняет свой характер.

Наиболее спокойный тип извержения — гавайский. Вулканы этого типа обычно изливают очень жидкую базальтовую лаву, образующую невысокие шлаковые купола вокруг вулканического жерла. В вулканах типа Стромболи лава также имеет базальтовый состав, но обладает большей вязкостью и часто выбрасывается на поверхность в виде фонтанов, сопровождающихся небольшими взрывами. Вулканический тип извержений, обязанный своим названием горе Вулкан, расположенный на Липарийских островах вблизи побережья Италии, ха-

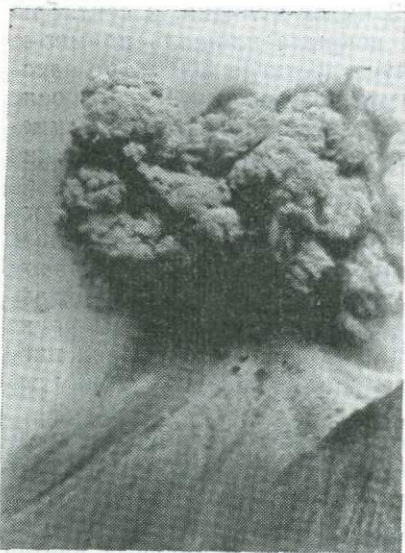


Рис. 91. Вулкан Нгаурухоэ в центральной части Северного о-ва во время извержения 1975 г. Взрыв 19 февраля сопровождался небольшим землетрясением с М3,4. Крупные глыбы, выброшенные вместе с облаком вулканического пепла в форме кочана цветной капусты, достигали 20 м в поперечнике

актеризуется еще более вязкой лавой, состоящей из кислых пород и имеющей тенденцию затвердевать внутри жерла вулкана. Вулканы этого типа часто выбрасывают облака тонкого пепла в форме кочана цветной капусты, которые разносятся ветром на большие расстояния (рис. 91). В Новой Зеландии имеются мощные отложения пепла, сохранившиеся от древних извержений подобного типа. Они распространены по всему району Тонгариро-Таупо в центре о-ва Северного. Последний тип вулканов — пелейский, получил свое название от вулкана Мон-Пеле на о-ве Мартиника, где произошло катастрофическое извержение, уничтожившее город Сен-Пьер в 1902 г. Эти вулканы выбрасывают так называемые палящие тучи — плотные облака газов и раскаленного твердого материала, которые, перевалившись через край кратера, быстро устремляются вниз по

склону (рис. 92, 93). Лава в этих вулканах обладает столь высокой вязкостью, что может образовать в жерле вулкана твердую пробку. Иногда она выдавливается на поверхность, образуя «столб» из относительно мягкого материала, легко разрушающегося под воздействием агентов выветривания. Столб вулкана Мон-Пеле высотой в несколько сотен метров представлял собой первоначально весьма впечатляющее зрелище.

В промежутках между извержениями многие кратеры заполняются водой, стекающей с окружающих склонов, образуя кратерные озера. Стенки кратера часто сложены пеплом, в котором легко образуются бреши как при дальнейшей вулканической деятельности, так и под давлением заполняющей кратер воды. При этом бурные потоки воды с пеплом, камнями, грязью и снегом устремляются вниз по склону горы с большой скоростью. Их называют *лахарами*, или вулканическими грязевыми потоками (рис. 94). Самая страшная железнодорожная катастрофа в Новой Зеландии была вызвана лахаром из озера в кратере Руапеху, разрушившим мост через р. Уонгаэху в национальном парке Тонгариро. Вся территория парка покрыта каменными нагромождениями, оставленными древними лахарами. Однако прорывы кратерных озер — не единственная причина образования лахаров. В Индонезии имели место случаи, когда интенсивного выпадения осадков оказывалось достаточно для образования мощных грязевых потоков.

Взрывы, сопровождающие сильные извержения вулканов, вызывают образование упругих волн, которые могут регистрироваться сейсмографами и даже восприниматься как землетрясения. Большинство взрывов происходит внутри кратеров или в жерлах вулканов, но иногда имеют место и подземные взрывы или толчки, связанные с перемещением магмы, которые можно уже с известным основанием рассматривать как «вулканические» землетрясения. По сравнению с тектоническими землетрясениями, которым посвящена большая часть этой книги, сейсмические толчки, вызванные вулканической деятельностью, представляют собой гораздо более скромное природное явление, так как большая часть энергии взрыва направлена в атмосферу и расходуется на образование звуковой волны. Кроме того, сравнительно слабые вулканические породы разрушаются раньше, чем в них успевают накопиться значительные запасы энергии.

Когда воздушная волна от сильного взрыва повреждает здание, это явление может быть по ошибке принято за землетрясение. Звуковые волны могут распространяться на очень большие расстояния. Так, взрыв вулкана Кракатау в 1883 г. был слышен от Шри-Ланка и Северного Таиланда до Алис-Спрингс в центральной части Австралии. Сильные звуковые импульсы не всегда воспринимаются вблизи вулкана, так как звук более интенсивно распространяется в верхних слоях



Рис. 92. Во время извержения Мерапи в 1961 г., раскаленное облако типа «палящая туча» покрыло широкую тропу сквозь джунгли в нижней части горного склона на расстоянии нескольких километров, оставив после себя толстый слой белого пепла



Рис. 93. Одна из деревень у подножия вулкана Мерапи, уничтоженная раскаленным облаком «палящая туча» в 1961 г. Деревня находилась в краевой части тучи и не испытала всей силы ее воздействия

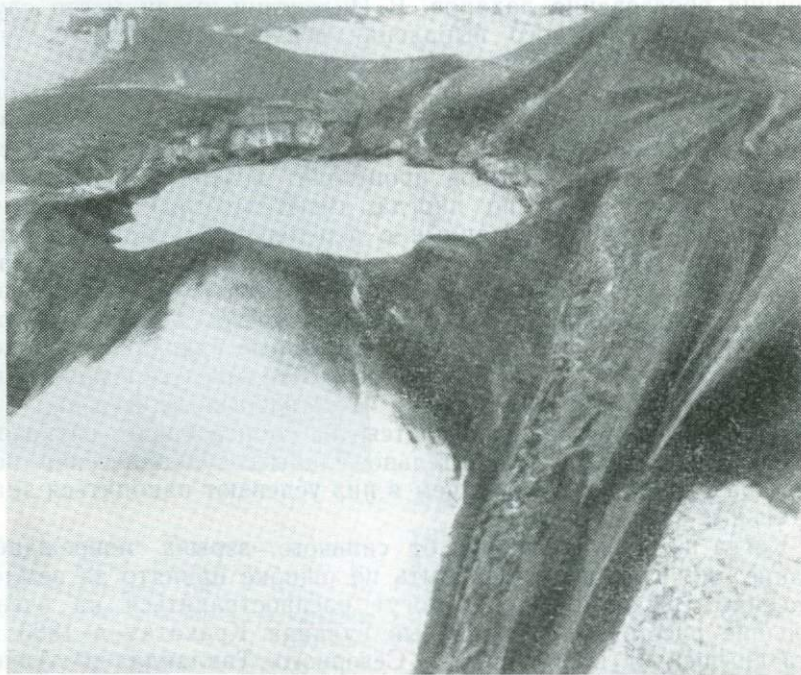


Рис. 94. Лахар. Вулканический пепел, отложившийся вокруг кратерного озера вулкана Руапеху, сместился вниз по склону горы, перерезав тропу через снежное поле

атмосферы, а вокруг вулкана образуется тeneвая зона. Сообщалось, например, что взрывы вулканов Нгаурухоэ и Руапеху не были слышны на территории Национального парка, но были зафиксированы в Таранаки и пригородах Веллингтона, расположенных более чем в 200 км от вулканов.

В большинстве стран, где действующие вулканы расположены вблизи населенных пунктов, властями организованы в той или иной форме наблюдения за приближающимися извержениями. К сожалению, вулканы настолько индивидуальны по своему характеру, что часто трудно бывает решить, за чем собственно следует наблюдать. Обычно вблизи вулканов устанавливаются сейсмографы, но многие извержения начинаются раньше, чем фиксируются первые толчки. Некоторые другие признаки, такие, например, как увеличение уклонов земной поверхности вблизи вулкана или изменение температуры воды горячих источников и кратерных озер, нередко могут служить более надежными предвестниками приближающегося извержения.

Землетрясения, связанные с вулканами, и взрывы в кратерах обычно наблюдаются в период, когда вулканы проявляют видимую активность. Когда активность нарастает, близрасположенные сейсмографы начинают фиксировать особый тип колебаний, известный под названием «вулканического дрожания». Оно представляет собой высокочастотную вибрацию с периодом колебаний в основном менее 0,5 с. Когда «дрожание» появляется впервые, оно выражено слабо и продолжается не более 2 ч, но по мере роста активности вулкана усиливается, и амплитуда колебаний значительно увеличивается. Когда извержение достигает максимума, колебания становятся менее регулярными не столько в связи с изменением их периода, сколько в результате перемены фазы. Колебание как бы прерывается в середине, а затем начинается вновь. Гавайские вулканологи высказали предположение, что «дрожание», вероятно, связано со стремительным движением расплавленной лавы по подводющему каналу, что заставляет вибрировать головы пластов, выступающих в его стенках, как губную гармошку. Симозура установил, что «дрожание» состоит из объемных и поверхностных волн и чем глубже расположен их источник, тем длиннее период колебаний. Он предполагает, что при потери магмой газов и превращении ее в лаву в подземных подводящих каналах и жерле вулкана устанавливаются ритмические колебания, вызывающие «дрожание».

Сейсмограмма, приведенная на рис. 95, получена в Новой Зеландии экспедицией, работавшей на о-ве Рауль в группе Кермадекских островов, при извержении вулкана в конце 1964 г. Взрывы в кратере и мелкофокусные землетрясения с эпицентром под зал. Денхам происходили на фоне вулканического «дрожания», во много раз превышающего по амплитуде нормальные

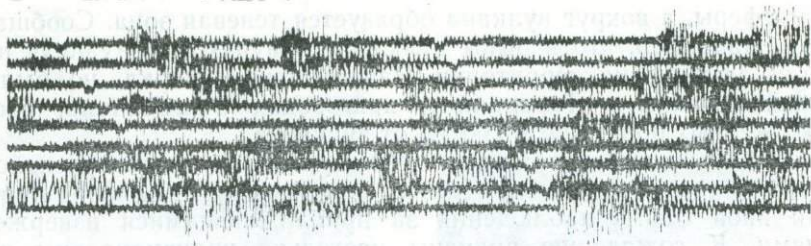


Рис. 95. Вулканическое «дрожание». Взрывы и мелкие толчки на фоне вулканического «дрожания», записанного на о-ве Рауль во время извержения 1964 г.

микросейсмы, но отличающегося от них значительно более коротким периодом колебаний.

В районах, где имеются действующие или потухшие вулканы, таких, как отдельные районы Японии или Северный остров в Новой Зеландии, часто наблюдаются рои землетрясений. Они представляют собой последовательности слабых или умеренных сейсмических толчков, ни один из которых нельзя четко идентифицировать как главный. С мая по декабрь 1922 г. небольшой населенный пункт Таупо испытал сотрясения, которые во всех руководствах рассматриваются как типичный пример такого роя. При этом самый сильный из многих сотен зафиксированных толчков вызвал лишь незначительные разрушения. К западу от эпицентра образовалась зона поверхностных разрывов протяженностью в несколько километров, а береговая линия озера опустилась примерно на 2 м.

В 1922 г. этот район был слабо заселен, и сейсмографы, которые могли бы зафиксировать эти толчки, не были установлены. Теперь представляется более вероятным, что разрывы образовались при землетрясении средней силы, а толчки, наблюдавшиеся позднее, представляли собой нормальную последовательность афтершоков, хотя, может быть, и необычайно сильных. Однако в конце 1964 г. в этом же районе наблюдался еще более типичный рой землетрясений. В настоящее время в нескольких километрах к северу от этого района на геотермической станции Уаираки оборудована постоянная сеймостанция, с которой портативные сейсмографы могут быть доставлены в любой район наблюдений. В обычное время сейсмографы в Уаираки фиксируют примерно 5 толчков в месяц, но в пиковый период роя землетрясений их число увеличивается до 900 в день. Оказалось, что их эпицентр расположен под западной частью озера, соседствующего с заливом, под которым проходит разрыв 1922 г., однако каких-либо признаков оживления этого разрыва отмечено не было.

Местные жители склонны винить в возникновении землетрясений эксплуатацию подземного горячего пара, однако работники электростанции не отметили существенных изменений в качественных или количественных характеристиках пара. Не заметили каких-либо аномалий и геологи, замеряющие температуру воды в источниках и скважинах. В районах, где нет вулканов, истинные рои землетрясений очень редки, однако с вулканической активностью они имеют лишь косвенную связь, и нельзя считать, что механизм их возникновения в настоящее время расшифрован.

Рассматривая островные дуги, автор отметил, что гипоцентры землетрясений, связанных с действующими вулканами, часто располагаются на глубинах порядка 150 км. Французский вулканолог Клод Бло высказал предположение, что к процессам извержения могут быть причастны глубокофокусные землетрясения, охватывающие большие площади; при этом он обратил внимание на характерную последовательность землетрясений, которые обычно начинаются как глубокофокусные, а затем их гипоцентры перемещаются все ближе к поверхности и местоположению вулкана, и нередко завершаются вулканическим извержением. Хотя приводимая им статистика более убедительна, чем аргументация, обычно применяемая в политических спорах, но ее все же недостаточно для того, чтобы убедить большинство геофизиков в правильности высказанных предположений. Поэтому рассмотренные взгляды остаются пока лишь интересной гипотезой.

Д-р Тревор Хатертон из Новозеландского геофизического института и его калифорнийский коллега д-р В. Р. Дикинсон установили интересную связь между положением очагов землетрясений под вулканами с андезитовой лавой и содержанием в ней поташа, которое растет по мере увеличения глубины. Эти данные могут дать дополнительную информацию о физических и химических свойствах пород на глубинах, где происходит плавление.

Тема вулканизма достаточно широка, чтобы стать предметом отдельной книги, поэтому в работе о землетрясениях мы коснулись ее в общих чертах, не затрагивая таких явлений, как горячие источники, грязевые котлы или гейзеры.

Глава 13.

ПРЕДСКАЗАНИЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

К а с с а н д р а. ...Ты насмерть поразил меня на этот раз!

Х о р. Ей видится судьба ее несчастная...

Давно известен нам твой дар пророческий,

Но здесь уже пророкам делать нечего.

Эхил. Агамемнон.

Астрономы умеют предсказывать затмения и некоторые другие эффектные небесные явления с большой точностью, благодаря чему люди относятся с уважением и к другим, более сомнительным астрономическим гипотезам. Предсказания метеорологов менее надежны, но тем не менее пользуются известной мерой доверия. Сейсмологов, которые не занимаются прогнозами землетрясений, часто упрекают в пренебрежении к этой важной задаче, а если они пытаются возражать, ссылаясь на то, что это не входит в круг их обязанностей, у большинства людей все же не остается сомнения в том, что составление прогнозов должно быть возложено на сейсмологов.

На первый взгляд может показаться, что прогноз землетрясений должен достигнуть астрономической точности для того, чтобы он мог принести практическую пользу. Какую, например, ценность может иметь предсказание, что в Калифорнии 5 ноября произойдет землетрясение или что в Маниле следует ожидать сильное землетрясение в течение нескольких ближайших лет? Ведь даже в том случае, если эти предсказания правильны, они не могут служить основанием для принятия каких-либо практических мер. Нельзя ведь в самом деле эвакуировать все население Калифорнии или хотя бы приостановить всю деловую жизнь.

После катастрофического Новозеландского землетрясения в Хокс-Бей в 1931 г., когда погибло более 250 жителей в городах Напьер и Хейстингс, местный пророк заявил, что он правильно предсказал это землетрясение. В действительности же эпицентр землетрясения был указан им много южнее Хокс-Бей в Уайрарапе, но какое значение могут иметь лишних 150 км для решительного прорицателя. Однако, если бы власти поверили его предупреждению, весьма возможно, что жители Мастертауна, главного города Уайрарапы, были бы эвакуированы в Напьер или Хейстингс, увеличив тем самым число жертв.

Прогноз землетрясений должен включать указания о месте, времени и интенсивности сейсмического толчка, притом с высокой степенью точности, или по крайней мере содержать

оценку достоверности сделанного предсказания, так как в противном случае он может принести больше вреда, чем пользы. Однако не только предсказания пророков могут поставить в тупик гражданские власти. Совсем недавно один английский академик (не сейсмолог) пришел к выводу, что он нашел верный способ предсказывать землетрясения и решил сообщить об этом в прессе, прибавив, что он ожидает сильное землетрясение в Новой Зеландии. Британские репортеры поспешили передать эту новость по телеграфу в Новую Зеландию. К счастью, их новозеландские коллеги, прежде чем опубликовать это сообщение, обратились за консультацией к экспертам, так что панику удалось предотвратить.

Предсказание отдельного землетрясения, даже если оно отвечает действительности, может принести жителям лишь дополнительные осложнения, если здания запроектированы без достаточно надежных антисейсмических мероприятий. Кое-что можно, конечно, сделать для уменьшения числа жертв, не зная надвигающейся катастрофы внесет серьезные нарушения в социальную и экономическую жизнь города. Это еще хуже, чем угрожающие предсказания фальшивых пророков. К счастью существует один очень полезный вид прогнозов. Так, утверждение, что «данный мост в течение ближайших 100 лет должен будет выдержать 10 толчков интенсивностью семь баллов» весьма ценно для инженеров-проектировщиков. Сейсмологи сосредоточили свое внимание на том, чтобы включить подобного рода указания в действующие строительные нормы и материалы по сейсмическому районированию территорий, но это не означает, что они отказались от попыток давать более точные прогнозы.

Когда-то сейсмологи потратили немало трудов на то, чтобы установить периодичность, с которой происходят землетрясения. После того, как была разработана теория упругой отдачи, стало ясно, что накопление энергии, вызывающее сейсмический толчок — это длительный процесс и нужно попытаться найти тот «спусковой механизм», который определяет во времени момент высвобождения накопленной энергии. Если такого механизма не существует, возможность точного предсказания землетрясений становится весьма проблематичной. Для этого необходимо знать точные размеры сейсмогенерирующего разлома, прочность вмещающих пород, шероховатость стенок разлома, силу, с которой они прижаты друг к другу и множество других количественных характеристик, которые практически определить невозможно. Только в этом случае можно было бы надеяться получить оценку величины напряжения, необходимого для начала смещения.

Гораздо проще выявить накопление деформаций. Регулярные наблюдения, повторяемые через определенные интервалы времени, могут показать, претерпел ли исследуемый участок

поверхности какие-либо деформации или нет. С тех пор как радиолокационные устройства для точного измерения расстояний вытеснили старые методы триангуляции (рис. 96), решение этой задачи существенно упростилось. На рис. 97 изображен лазерный дальномер-геодиметр, являющийся одним из точных инструментов для измерения расстояний между пунктами, расположенными на сторонах региона, испытывающего деформацию. Сейчас такие наблюдения ведутся в Калифорнии, Японии и Новой Зеландии. Как сказал японский сейсмолог Суехиро на съезде американских инженеров много лет назад, «нет смысла беспокоиться о том, будет ли спущен курок, если Вы не знаете, заряжено ли ружье, в особенности если учесть, что ружье — это землетрясение и оно произойдет независимо от того, существует курок или нет, в тот момент, когда заряд достигнет достаточно большой величины».

Среди всех возможных спусковых механизмов наиболее вероятным всегда считалось изменение давления. Сюда относятся нагрузки от приливов и колебания в величине многих метеорологических факторов. Некоторые исследователи обращались даже к влиянию соседних планет, но оно по своей величине заметно уступает другим действующим силам и едва ли может иметь решающее значение. Следует, однако, учитывать, что если землетрясение подготовлено, то даже самый незначительный внешний толчок может привести к разрядке накопившихся напряжений. Признаки, указывающие на наличие «спускового механизма», возможно, следует искать при наблюдениях за сериями афтершоков или роями землетрясений, когда условия для очередного толчка более благоприятны, чем обычно. Например, Р. С. Хейес установил, что афтершоки землетрясения в прол. Кука обнаруживали тенденцию учащаться, когда спадал прилив или барометр стоял ниже обычного. Аналогичные наблюдения были проведены в Японии. Сообщалось также, что в Гималаях и в бассейне Миссисипи частота слабых толчков связана с ходом речных паводков. При этом резкие изменения в режиме паводка сопровождаются роями слабых толчков.

Д-р Т. Х. Хитон из Калифорнийского технологического института указывает, что, возможно, главную роль играет соотношение скоростей действия «спускового механизма» и изменения величины тектонических напряжений. Гравитационные силы Луны и Солнца влияют не только на воду в океанах, но также на твердую оболочку Земли, вызывая приливные явления, которые могут изменить ее радиус примерно на 40 см. При этом развиваются упругие деформации, изменяющиеся по величине гораздо быстрее, чем медленно накапливающиеся тектонические деформации, высвобождающиеся при землетрясениях. Смогут ли приливные явления сыграть роль «спускового механизма», зависит от характера смещений по разломам. Он изучил 107 толчков, для которых характер смещений был известен, и ус-

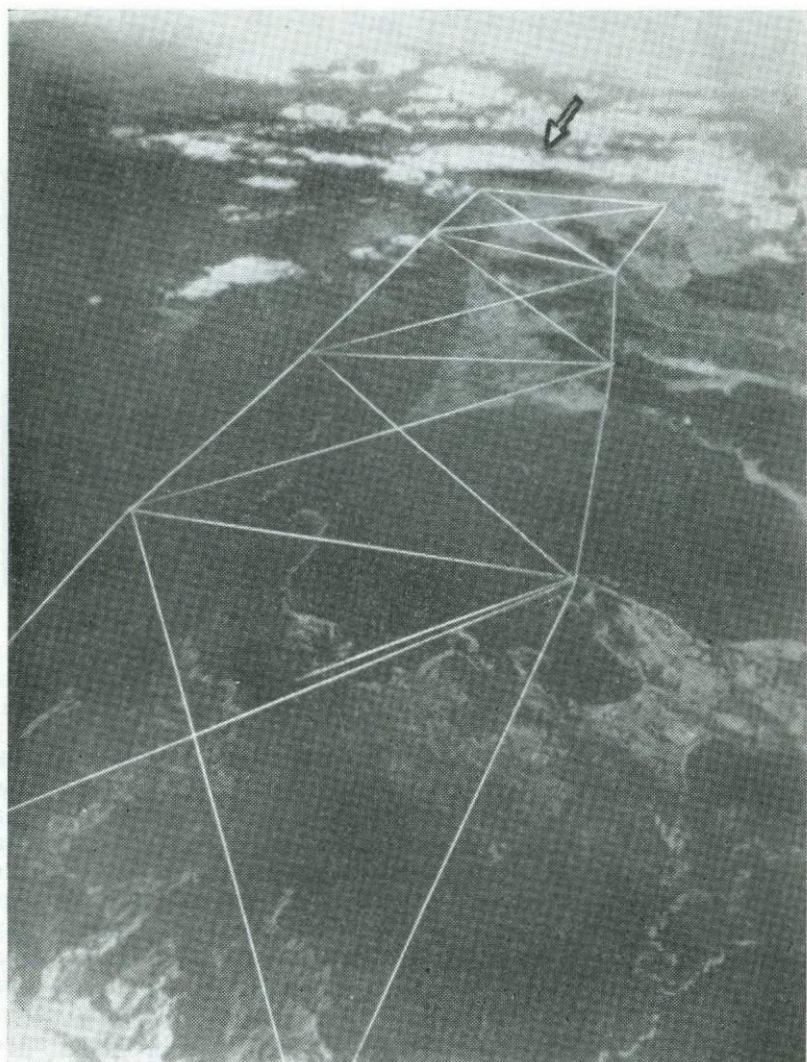


Рис. 96. Триангуляционная сеть, разбитая вдоль разлома Веллингтон, используемая для повторных наблюдений за деформациями, которые могут привести к землетрясению. Разлом следует вдоль западной окраины бухты и продолжается за ее пределы к северу по долине Хатт



Рис 97. Лазерный дальномер-геодиметр

становил, что сильные коровые землетрясения могли быть вызваны приливными силами только в том случае, если смещения по разломам имели вертикальное или диагональное направление, но не горизонтальное. Такой результат дал математический анализ. Не могут быть вызваны приливными явлениями глубокофокусные землетрясения, а также землетрясения с $M 4$, так как в последнем случае скорость изменения других факторов, принимающих участие в этом процессе, оказалась бы больше, чем «спускового механизма». Пока не было возможности проверить справедливость этих предположений.

В большинстве стран сложились определенные представления о погоде, «сопутствующей землетрясениям». В своей книге *«Французская революция»* Карлейль замечает, что «надежда ведет революцию, подобно тому, как землетрясению предшествует ясная погода», однако большинство английских авторов, и среди них Шекспир, рисуют землетрясение как кульминационный момент бури:

Леннокс. Какая буря бушевала ночью!

Снесло трубу над комнатою нашей ...

...И говорят, как в лихорадке,

Тряслась земля.

Макбет. Да, ночь была тревожной.
Леннокс. За весь свой краткий век не помню ночи,
Подобной ей.

Японцы считают, что с землетрясениями связана жаркая и влажная погода. Омори изучил погодные условия, сопутствующие 18 главным японским землетрясениям за период более чем 530 лет и обнаружил, что 12 из них произошло в хорошую погоду, 2 — в облачные дни и 4 — в дождливые. Однако эти данные говорят скорее о японском климате, чем о землетрясениях.

Проведению спасательных работ после новозеландского землетрясения Хокс-Бей в 1931 г. в немалой степени способствовал необычайно длительный период хорошей погоды, однако Мерчисонское землетрясение двумя годами раньше произошло в столь же аномальный период дождей и штормов. Местный фольклор связывает с землетрясениями жаркую и тихую погоду.

Известны случаи, когда резкие изменения атмосферного давления, связанные с прохождением метеорологических фронтов, совпадали с местными землетрясениями. Рихтер отмечает, что в Калифорнии слабые сейсмические толчки усиливаются в начале сезона дождей, когда происходит перемещение мощных воздушных масс и перераспределение нагрузок на поверхность земли. Если изменения давления действительно играют столь важную роль в возникновении землетрясений, можно было бы ожидать, что это особенно заметно скажется на подводных сейсмических толчках, поскольку изменения давления на дне моря во время приливов и отливов примерно в 10 раз больше, чем изменения давления воздуха на суше. Однако ничего подобного не наблюдается.

Широко известно, что резкое увеличение числа слабых толчков возвещает о приближении сильного землетрясения, однако в действительности, это скорее исключение, чем правило. Кроме тех случаев, когда толчки предшествуют извержению вулкана, число форшоков редко превышает 2, при этом их трудно отличить от нормальной слабой сейсмической активности до того момента, пока не произошло главное землетрясение.

По наблюдениям японских сейсмологов, многим сильным землетрясениям предшествовали аномальные наклоны земной поверхности. Для более детального исследования этого явления были применены специальные наклонометры, которые, хотя и зарегистрировали ряд подобных случаев, но четкой картины все же не дали.

Наиболее многообещающие работы по предсказанию землетрясений выполнены в Средней Азии. Советские ученые уже в течение многих лет проводят такие исследования в районе Гарма в Таджикистане. В 1962 г. Кондратенко и Нерсесов

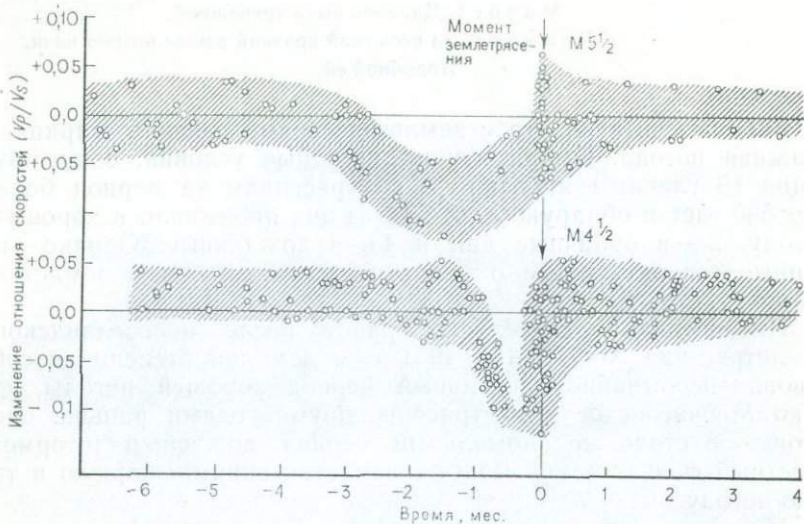


Рис. 98. Предупреждающие изменения скорости. Точки — частные значения отношения скоростей P - и S -волн, проходящих через район Гарма (советская Средняя Азия) в периоды, предшествующие двум землетрясениям умеренной интенсивности. В обоих случаях это отношение медленно уменьшалось в течение нескольких месяцев перед толчком и быстро возвращалось к нормальной величине непосредственно перед землетрясением

обратили внимание на закономерное изменение скорости сейсмических волн при прохождении их через район, где ожидалось землетрясение. В обычных условиях отношение скоростей P и S -волн для большинства типов пород примерно одинаково: скорость P -волн в 1,77 раза больше скорости S -волн. Однако, если породы находятся в напряженном состоянии, это отношение уменьшается и в момент разрыва падает примерно до 1,5.

Советские ученые вели наблюдения за скоростями упругих волн от слабых сейсмических толчков, которые постоянно наблюдаются в этом районе, и обнаружили, что перед сильным землетрясением они становятся аномальными. Соотношение скоростей падает и остается низким в течение довольно длительного периода, предшествующего землетрясению, но непосредственно перед толчком оно возвращается к своему первоначальному значению. Сила землетрясения зависит от длительности периода, в течение которого наблюдалась аномалия (рис. 98).

Первая проблема, с которой приходится сталкиваться при использовании этого эффекта для прогноза землетрясений, связана с тем, что размер района, в пределах которого обнаруживается аномалия, даже в случае сильного толчка невелик — первые десятки километров. Для обнаружения этого явления

были испробованы разные методы. Один из них был изобретен японским сейсмологом Вадати и требует установки 12 или более сейсмографов на одном профиле. Если S — P -интервал для каждой станции нанести на график в зависимости от времени вступления P -волны, точки лягут на прямую, наклон которой характеризует соотношение скоростей. Другой способ, опробованный в Новой Зеландии и США, основан на записи вступлений P -волн от отдельных сейсмических толчков на станциях, находящихся в пределах предполагаемого района аномальных скоростей. Если район находится в напряженном состоянии, волны будут фиксироваться в первом вступлении позже, чем следовало бы из таблиц времени пробега.

Пока что большинство аномалий было обнаружено после землетрясений. Сейсмологи просматривали записи, с тем чтобы выявить эпицентры землетрясений, расположенные вблизи сейсмостанций, и обнаружили, что толчкам предшествовали аномалии. В Новой Зеландии аномалия наблюдалась перед Гисборнским землетрясением 1966 г.; в Калифорнии скорость P -волн начала падать за 3,5 года до землетрясения Сан-Фернандо в 1971 г. Как советские, так и американские сейсмологи с тем или иным успехом пользовались этим методом, однако предсказанные толчки имели небольшую силу. До сих пор наилучшую оправдываемость имело предсказание землетрясения с M 7,3 в провинции Ляонин (Китай) в начале 1975 г. (рис. 99). Сообщается, что китайские власти учли сделанный прогноз и предложили жителям города временно покинуть свои дома для того, чтобы посмотреть кино на открытом воздухе. Большая часть жителей приняла это предложение, и хотя множество домов было разрушено, число жертв оказалось небольшим. Это произошло незадолго до появления первой работы советских сейсмологов, привлековой всеобщее внимание. После появления этой работы в первую очередь предстояло выяснить, наблюдаются ли подобные изменения скоростей в других районах земного шара или они связаны с какими-либо местными геологическими особенностями района Гарма. Если анализ покажет, что это не локальный эффект, неизбежно возникнет второй вопрос: чем эти изменения могут быть вызваны? Если еще можно как-то понять причину уменьшения скоростей, то гораздо труднее объяснить возвращение их к нормальной величине, а именно это является наиболее важным индикатором для установления момента начала землетрясения.

Наиболее общий ответ на эти вопросы дал в 1972 г. Э. Нур из Станфордского университета, предположивший, что в основе этого явления лежит *дилатансия*. Дилатансия — интересный феномен с интересной историей. Она была открыта достаточно давно (в 1886 г.) Осборном Рейнольдсом — английским физиком, занимавшимся поисками свойств эфира — гипотетической субстанции, которая, как в те времена думали, обеспечивает

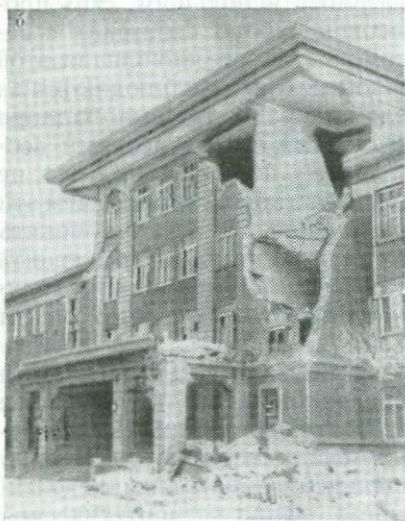


Рис. 99. Ляонинское землетрясение 1975 г. Разрушенные фабрика (а) и административное здание (б)

передачу световых и радиоволн. Вместо этого он случайно натолкнулся на общее свойство почти всех зернистых сред, таких, как песок или другие скопления частиц.

В 1972 г. немногие сейсмологи слышали о дилатансии, хотя это явление было знакомо инженерам, работающим в области механики грунтов. В 1965 г. д-р Ф. С. Франк опубликовал в американском журнале статью, в которой обращал внимание на возможное участие дилатансии в механизме возникновения землетрясений. Что же такое дилатансия? Представим себе, что зерна в породе тесно упакованы, а мы стремимся сжать их еще больше. При этом направление приложенной силы может быть любым, но зерна будут смещаться в стороны, стремясь занять наиболее устойчивое положение. Если они упакованы предельно плотно, единственная возможность изменения формы — это расширение и увеличение объема. Странно, что при этом происходит упрочнение породы, возможно, вследствие роста напряжений на контактах между зернами. Таким образом создаются условия для увеличения упругих деформаций породы, прежде чем она будет окончательно разрушена. Сложности возникают в тех случаях, когда поры материала, подвергающегося дилатансии, заполнены жидкостью. Это отвечает условиям, господствующим в недрах Земли. На небольших глубинах присутствуют подземные воды, а ниже располагается магма, которая может проникать в поры твердой породы. Когда внешнее давление приводит к дилатансии, происходит увеличение порового пространства, но в этом случае причиной является скорее появление мелких трещин, чем перемещение твердых частиц. Поскольку объем порового пространства растет, давление жидкости падает, оставаясь постоянным за пределами области дилатансии. Это вызывает подток жидкости к участку дилатансии, который продолжается до тех пор, пока давление не выравняется, что приводит к потере породой повышенной прочности. В момент, когда давление жидкости падает, происходит снижение скорости P -волн, а когда оно восстанавливается — возвращение ее к нормальной величине.

Теперь можно описать процесс упругой отдачи более обстоятельно. Когда региональные тектонические напряжения достигают предела прочности пород, в них начинают формироваться тончайшие трещины и породы испытывают дилатансию. В этом состоянии они могут выдерживать более высокие напряжения, но по мере подтока жидкости к участку дилатансии прочность их снова падает. Поскольку деформации уже превысили нормальную величину, потеря прочности приводит к разрушению породы (рис. 100).

Если теория дилатансии, объясняющая механизм возникновения землетрясений, правильна, постановка наблюдений за скоростью P -волн или изменением отношения скоростей S и P -волн может явиться не единственным способом установления

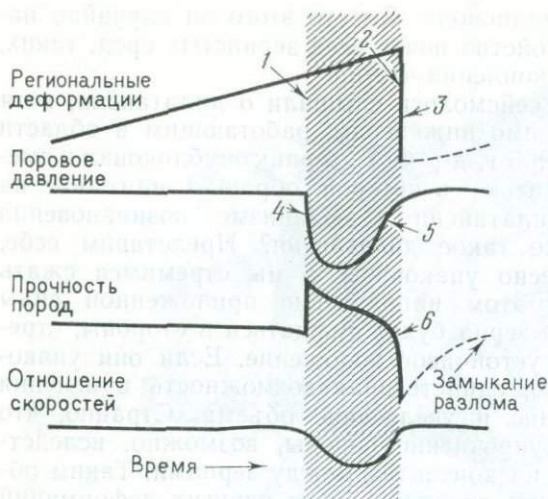


Рис. 100. Дилатансия и механизм землетрясения: 1 — начало дилатансии; 2 — землетрясение; 3 — упругая отдача; 4 — образование трещин и увеличение объема; 5 — перемещение поровой жидкости; 6 — разрушение

критического состояния. Появляется, в частности, возможность выявить некоторые общие закономерности в казавшихся ранее необъяснимыми воздыманиях и наклонах земной поверхности, о которых сообщали японские сейсмологи. Кроме того, наблюдения за режимом грунтовых вод могут оказаться более простыми, чем обычные сейсмологические измерения.

Один из методов, который советские ученые считают многообещающим, состоит в измерении электросопротивления пород между электродами, забитыми в грунт на расстоянии нескольких километров друг от друга. Поскольку электропроводность зависит в основном от содержания жидкости в порах пород, можно ожидать, что дилатансия будет сопровождаться увеличением их электросопротивления. Изменяя расстояние между электродами и силу тока, можно исследовать породы на разных глубинах. Менее очевидный метод, использовавшийся в Гармском районе, основан на том, что все породы в той или иной степени радиоактивны. Когда происходит раскрытие трещин, площадь контактов породы с подземными водами увеличивается, и в силу этого должна расти и концентрация растворенного в воде родона. Эти изменения можно зафиксировать, отбирая пробы воды из глубоких скважин и определяя содержание родона счетчиком Гейгера в лаборатории.

В ближайшем будущем должны быть разработаны и другие надежные методы исследования регионов, находящихся в состоянии дилатансии. Если эти методы оправдают возлагаемые на них надежды, предупреждение о землетрясении будет осуществляться в две стадии.

Первый сигнал тревоги должен даваться в тот момент, когда район оказался в условиях дилатансии, т. е. задолго до

возникновения сильного землетрясения. Чем дольше длится период подготовки, тем сильнее должно быть ожидаемое землетрясение, но его сила зависит также от прочности пород и скорости накопления деформаций. Эти параметры должны устанавливаться для каждого региона отдельно, однако представляется вероятным, что о толчке с $M 7$ предупреждение может быть сделано по меньшей мере за год до землетрясения. Период опасности, оповещаемый вторым сигналом тревоги, наступает в тот момент, когда аномалия исчезает и отношение скоростей P - и S -волн возвращается к своей нормальной величине. Ход этого процесса во времени зависит от пористости пород и наличия жидкости. Очевидно, он должен быть различным в разных регионах, а местами может меняться также в зависимости от времени года. Второе предупреждение может поступить всего за несколько дней до сейсмического толчка, но и этот срок достаточен для того, чтобы сигнал тревоги оказался полезным.

Проф. Ф. Ф. Эвисон установил последовательность событий, предшествовавших нескольким сильным землетрясениям в Новой Зеландии и Калифорнии. Во-первых, это тесно сгруппированная серия толчков примерно равной магнитуды, которую он назвал «предваряющим роем». За ним следует период, названный им «предваряющим перерывом», в течение которого нигде в окрестностях сейсмических толчков не наблюдается. Затем следует «главное землетрясение», сила которого зависит от величины роя землетрясений и продолжительности перерыва. Предполагается, что рой вызывается раскрытием трещин и сигнализирует о начале дилатансии, а перерыв длится в течение дилатантного периода. Возможность прогнозирования землетрясений на основе этих представлений очевидна, однако имеются определенные трудности в выделении предваряющих роев из других сходных по характеру групповых землетрясений, и пока каких-либо бесспорных успехов в этой области не достигнуто. Сообщения об уменьшении числа слабых толчков в период, предшествующий главному землетрясению, поступали также от советских и японских специалистов.

Открытие изменений, происходящих за несколько дней до землетрясения в земной коре, в известной мере подкрепляет широко распространенное представление о том, что птицы и звери могут предчувствовать надвигающееся землетрясение. Нетрудно найти объяснение такому предчувствию, если оно проявляется за полминуты до землетрясения или около того. Ведь многие живые существа гораздо более чувствительны к звукам или вибрации, чем человек, и по крайней мере некоторые из этих случаев, вероятно, обязаны тому, что животные воспринимают слабые продольные волны, в то время как человек ощущает только поперечные.

Гораздо труднее проверить и объяснить сообщения о том,

что животные проявляли беспокойство за день или более до землетрясения, и вопрос о возможности долговременных предсказаний, сделанных на основании поведения животных, оставался до последнего времени открытым. Теперь представляется вполне возможным, что сообщения о необычном поведении овец и рогатого скота за 15 мин до землетрясения Инангахуа в 1968 г. и другие подобного рода сообщения не лишены оснований и объясняются тем, что животные ощущают какие-либо предваряющие землетрясение деформации земной поверхности, которые находятся за пределами чувствительности человека. Подчеркнем, что во всех этих случаях форшоки инструментально зафиксированы не были.

Сходные сообщения имеются о чувствительности рыб, на поведении которых заметно сказывается прохождение через толщу воды сильных P -волн. Большое количество мертвой рыбы, погибшей скорее всего от подводного сейсмического толчка, было обнаружено после многих сильных землетрясений, начиная от землетрясения в юго-западной Уайрарапе в 1855 г. до Аляскинского землетрясения 1964 г.

Проф. Рикитакэ (директор научно-исследовательского института землетрясений Токийского университета) обратил внимание на хорошую согласованность длительности предупреждений, получаемых с помощью различных предвестников. Она зависит от магнитуды приближающегося землетрясения и находит отражение в изменении волновых скоростей, естественных электрических токов, содержания родона в подземных водах, скорости крипа и других индикаторов. Для сейсмического толчка с M 3 можно составить лишь однодневное предупреждение, а для толчка с M 4 — примерно десятидневное. Таким образом, для землетрясения с M 8 можно получить на подготовку к нему 25—30 дней. Тот факт, что различные предвестники дают сходные результаты, рождает надежды, что практический метод прогноза землетрясений находится наконец, в поле зрения.

Однако проблема «что делать с прогнозом» остается. Некоторые сейсмологи сочли бы свой долг выполненным, передав свое предупреждение по телеграфу премьер-министру, другие пытаются подключить социологов к исследованию вопроса о том, какова будет наиболее вероятная реакция общества на сделанное предупреждение. Простой горожанин едва ли будет обрадован сообщению, что городской совет предлагает ему посмотреть кинокартину на открытом воздухе в городском сквере, если он будет знать, что его дом по всей вероятности будет разрушен через один или два часа.

Нет сомнений, что социальные и экономические проблемы, которые возникнут в результате предупреждения, будут весьма серьезными, но что произойдет в действительности в большой степени, зависит от содержания предупреждения. В настоящее

время представляется вероятным, что сейсмологи вначале будут делать заблаговременные предупреждения, возможно, на несколько лет вперед, а затем постепенно уточнять время, место и возможную магнитуду ожидаемого землетрясения по мере его приближения. Ведь стоит сделать предупреждение, и страховые премии, как и цены на недвижимость резко изменятся, может начаться миграция населения, новые строительные объекты будут заморожены, начнется безработица среди рабочих, занятых ремонтом и окраской зданий. С другой стороны, может возникнуть повышенный спрос на лагерное оборудование, средства борьбы с огнем, товары первой необходимости, за чем последуют их нехватка и повышение цен.

Нужно четко различать предсказания, источник которого может заслуживать или не заслуживать доверия, и предупреждения, которые должны носить характер официального указания о необходимости осуществления тех или иных практических мероприятий. Даже те государственные или общественные организации, которые проявляют активность на поприще гражданской обороны и располагают хорошо разработанными планами борьбы с неожиданными катастрофами, не задумывались серьезно над последствиями предсказания землетрясений.

Еще более осторожно с юридической и административной точек зрения следует подходить к предложениям о контроле над землетрясениями, высказанным некоторыми американскими геофизиками в отношении Калифорнии. Для этого, по их мнению, следует пробурить ряд скважин глубиной в несколько километров вдоль разлома Сан-Андреас на расстоянии 0,5 км друг от друга, а затем, выбрав три скважины, откачивать воду из двух крайних и одновременно нагнетать ее в третью — промежуточную. Это могло бы спровоцировать землетрясение, но его магнитуда была бы невелика, поскольку активный разлом замкнут двумя внешними скважинами. Продвигаясь постепенно вдоль разлома, можно было бы снять региональные тектонические напряжения, прежде чем они достигнут опасной величины, и Калифорнии пришлось бы испытать лишь весьма слабые толчки. Стоимость проекта составила бы не более нескольких миллиардов долларов.

Каковы бы ни были перспективы прогноза или контроля, очевидно, что число жертв при землетрясениях и экономические потери могут быть существенно уменьшены, если специалисты направят свою изобретательность и труд в первую очередь на разработку более надежных строительных нормативов и создание более совершенных строительных конструкций.

Глава 14.

„В БЕЗОПАСНОСТИ, КАК ДОМА“

Кто строил этот храм, не помышляя
О бренном доме.

Уильям Вордсворт. Церковные советы.

Среди беспорядка, который вызывается землетрясением, имеется немало более неотложных задач, чем сбор статистических данных, поэтому оценка разрушений и числа жертв — это нелегкая задача. Даже официальные данные могут вводить в заблуждение. Некоторые страны склонны преуменьшить размеры катастрофы, другие, наоборот, преувеличивают число жертв в надежде повысить размеры поступающей помощи. Когда ужасающие результаты Таншаньского землетрясения 1976 г. были, наконец, оценены, оказалось, что цифра в 1 млн. человеческих жизней, унесенных землетрясениями за последние полстолетия, вряд ли является преувеличенной.

В принципе катастрофы, вызываемые землетрясениями, можно предотвратить. Ведь в гибели людей виновны не землетрясения, а возводимые нами сооружения. Естественные явления, такие, как оползни или цунами, играют, конечно, определенную роль, а отсутствие предусмотрительности и ограниченные возможности нашего инженерного искусства также несут свою долю ответственности, но всякий раз, когда приходится читать о больших потерях, убеждаемся, что они являются результатом сочетания бедности, высокой плотности населения и примитивных методов строительства. При этом совсем не обязательно, чтобы землетрясение было сильным.

В 1960 г. в результате сейсмического толчка с магнитудой всего лишь 5,8 погибло от 10 до 15 тысяч жителей в г. Агадир (Марокко). В Кизване (Иран) в 1962 г. землетрясение с M 7,1 унесло более 12 тыс. жизней, а при землетрясении в Чимботе (Перу) с M 7,7, осложненном такими явлениями, как оползни и наводнения, погибло 60 тыс. чел. Обратившись в более отдаленное прошлое, можно найти сведения о землетрясении в Шанси в 1556 г., которое, по данным китайских историков, унесло 830 тыс. жизней. Это величайшая катастрофа за всю историю человечества, сведения о которой нельзя отвергнуть как вымысел. В 1920 г. в результате сейсмического толчка в том месте погибло около 100 тыс. чел.— цифра, равная потерям при катастрофическом землетрясении в Токио в 1923 г. и вдвое превышающая число жертв в Нань-Шане в 1927 г.

Перед лицом таких потерь гибель 700 чел. при землетрясении в Сан-Франциско в 1906 г. едва ли можно отнести к раз-

ряду катастроф. Смерть 256 чел. при землетрясении 1931 г. в Хокс-Бей (Новая Зеландия) — это всего лишь серьезное происшествие, при котором число жертв не достигло и половины ежегодного числа несчастных случаев на автомобильных дорогах в этой стране, однако и этих потерь можно было бы избежать, поэтому о них не следует забывать. Инженеры-сейсмологи должны понимать, что не только жилые здания, учреждения, магазины и фабрики, но также дороги, плотины, мосты и общественные здания могут и должны противостоять практически любым (в разумных пределах) землетрясениям.

Если рассмотреть в деталях шкалу интенсивности землетрясений, например модифицированную шкалу Меркалли, приведенную в приложении, можно убедиться в том, что разрушение хорошо выстроенных зданий может произойти лишь при очень сильных землетрясениях, даже в том случае, если не были осуществлены специальные мероприятия по повышению их устойчивости. Нельзя, однако, считать, что даже в высокоразвитых странах все здания строятся хорошо или не претерпевают разрушений с течением времени.

В Новой Зеландии, где большинство людей живет в домах, которые англичане называют деревянными бунгало, а американцы — одноэтажными каркасными домами, человек, возможно, находится в большей безопасности, чем в других странах, где принято жить в кирпичных многоквартирных блоках. Такой дом прочно закрепляется на железобетонном фундаменте с расширенной подошвой. Каркас связан поперечными балками, а внешняя деревянная обшивка, прибитая гвоздями к вертикальным стойкам, создает дополнительное сопротивление деформациями, хотя не всегда может предотвратить образование трещин на штукатурке внутренней стороны стен. В более старых домах крыши сделаны из листов оцинкованного рифленого железа, прибитых к деревянным стропилам гвоздями со свинцовыми шляпками. Этот тип крыш уступил место вначале черепичным, а позднее — плоским, покрытым рубероидом. Совсем недавно крутые двухскатные крыши вновь вошли в моду, и произошел возврат к оцинкованному железу и алюминию, которые выпускаются теперь в виде лент такой ширины, чтобы покрыть все здание одним куском. Используются также различные виды пластиков и металлические листы с керамическим покрытием, имитирующим черепицу или дранку. В некоторых случаях кирпичная облицовка заменяет деревянную, но без штукатурки.

С точки зрения безопасности при землетрясениях черепичная крыша — это шаг назад по сравнению с железной. Черепичные крыши во много раз тяжелее несущей конструкции, а некоторые из них впитывают количество воды, превышающее их собственный вес. Вследствие этого здание становится неустойчивым в своей верхней части, и исправить ситуацию можно только

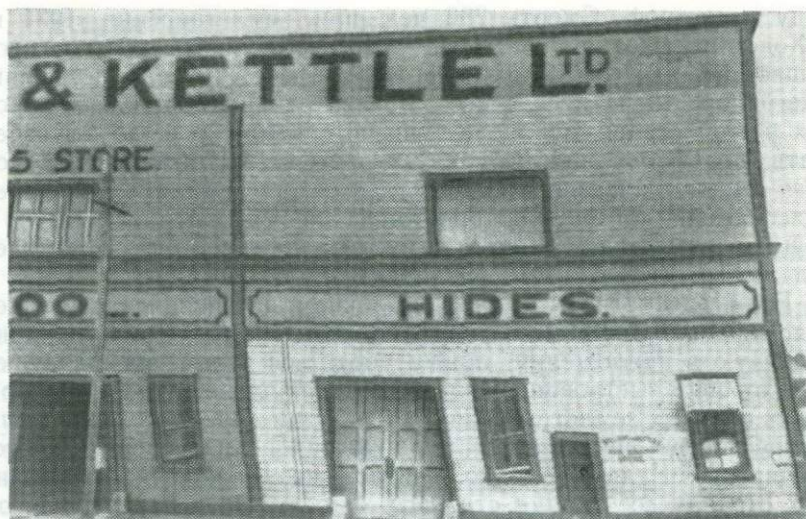


Рис. 101. Напёрское землетрясение 1931 г. (торговый склад в порту Ахурири)

частично за счет дополнительных поперечных связей в несущем каркасе. Товарный склад в порту Ахурири (рис. 101) может служить типичным примером повреждения здания с тяжелой верхней частью при недостаточной жесткости каркаса. Снимок сделан после землетрясения Хокс-Бей в 1931 г. Черепицы легко смещаются при сотрясениях, и даже в том случае, если они не сыплются каскадом на землю и не ранят прохожих или обитателей здания, выбегающих на улицу, они оказываются настолько сильно поврежденными, что теряют водонепроницаемость. Не выбегать наружу во время землетрясения — это разумный совет, каким бы ни было здание, в котором Вы в этот момент находитесь. Максимальной разрушительной силы толчок обычно достигает в течение первых 10 с, и единственное, что можно сделать, — это последовать совету доктора Бейли Виллиса: «Стойте спокойно и считайте до сорока. После окончания счета уже не важно, что Вы будете делать».

Лучшее, что можно предпринять в дополнение к совету доктора Виллиса — это укрыться под какой-либо армированной частью здания, например в дверном проеме, или под крепкой доской или плитой, которые могут выдержать вес обрушившегося на них груза. Виной большинства несчастных случаев при землетрясениях является падение материала, из которого возведено здание, и, как правило, этот материал падает на улицу, а не внутрь сооружения. Так, при обрушении башни почтамта

в Хейстингсе был убит прохожий, в то время как среди посетителей, находившихся внутри здания, жертв не было.

К счастью, в деревянных домах редко бывают серьезные повреждения. Каркас обладает значительной гибкостью и может выдержать большие перекосы, прежде чем что-либо сломается. Но такая гибкость способствует одновременно одному из наиболее обычных повреждений — появлению трещин в унитазах. Поскольку бачок крепится к стене, а сам унитаз к полу, достаточно даже небольшого горизонтального перемещения, чтобы он раскололся. Имеются отдельные примеры, когда это происходило даже при толчках силой IV—V баллов по шкале ММ, однако такие случаи являются, по-видимому, исключением и связаны скорее всего с недостаточной гибкостью водопроводных труб.

Повреждение туалета, конечно, неудобно, но едва ли опасно, не то что другая часто наблюдаемая форма разрушения — растрескивание и обрушение дымовых труб. Они теряют устойчивость при сейсмических толчках силой около V баллов по шкале ММ. Строители уверяют, что нет причин для обрушения труб, если они правильно запроектированы и возведены, но тем не менее обрушение труб продолжается. Во время Мастеронского землетрясения 1942 г. в Веллингтоне и Хатт-Вэлли было повреждено около 20 тыс. труб. Наиболее обычная форма разрушения — это растрескивание кирпичной кладки по диагонали или в виде буквы X, а также скалывание трубы у основания на уровне крыши (рис. 102). Отдельные кирпичи или даже вся верхняя часть трубы может провалиться сквозь крышу. Сентиментальная приверженность к открытому очагу является основной причиной несчастных случаев, связанных с землетрясениями в сельской местности.

Разрушение кирпичных построек часто обязано плохому качеству известкового раствора, однако в некоторых случаях недостаточной прочностью обладают и сами кирпичи (рис. 103). Весьма важно, чтобы углы кирпичного здания и те его части, которые могут колебаться независимо от остального сооружения, были хорошо связаны между собой. Обрушение башен, подобных той, которая была на здании почтамта в Хейстингсе (рис. 104) происходит скорее вследствие разницы в периодах колебаний с остальной частью здания, чем в связи с какими-либо недостатками конструкций. Из сказанного можно сделать вывод, что опасность ограничивается возможностью получить ранения от падающих кирпичей. К сожалению, это не так. Разрушение кирпичной кладки — это, несомненно, большая опасность, но нужно учитывать также косвенное воздействие землетрясений, сказывающееся в так называемых вторичных повреждениях, хорошо известных представителям страховых компаний. Слабое землетрясение может, например, повредить трубопровод, а утечка воды — нанести ущерб находящимся

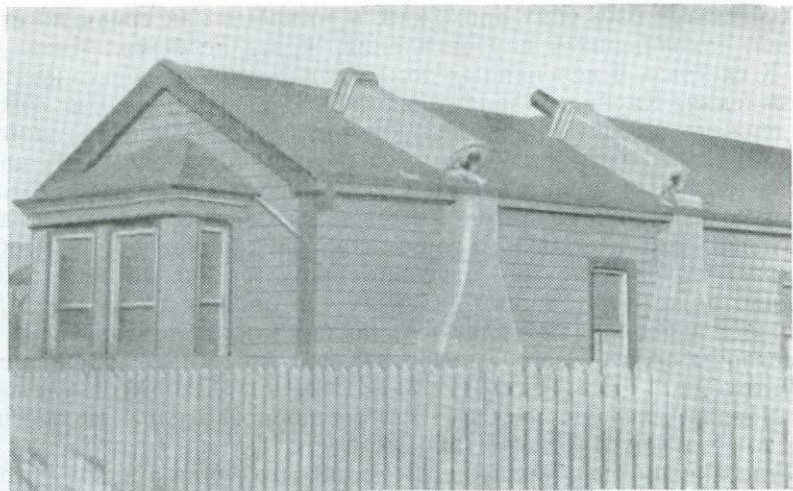


Рис. 102. Скалывание труб на уровне крыши при землетрясении интенсивностью VII—VIII баллов по шкале ММ



Рис. 103. Трещины в стенах дома в Инангахуа, свидетельствующие о том, что кирпичи не всегда прочнее связывающего их цемента



Рис. 104. Разрушенное здание почтамта в Хейстингсе

в здании товаров. При сильных землетрясениях выходят из строя такие общественные службы, как снабжение водой, электроэнергией, газом. В этих условиях у домохозяек появляется искушение приготовить горячую пищу или по крайней мере вскипятить чай в камине. Если в трубе образовалась трещина, скрытая деревянной обшивкой, риск пожара очень велик. При возникновении пожара противопожарная служба не всегда может с ним справиться. И это все не так уж невероятно. Землетрясение в Сан-Франциско и несколько более поздних японских землетрясений показали, что ущерб, причиненный огнем после землетрясения, оказался во много раз больше, чем разрушения, вызванные самим сейсмическим толчком.

Существуют две главные причины разрушения сооружений при землетрясениях: резонанс с вступающими волнами и инерция. Опасность, связанная с инерцией, менее очевидна для строителей небольших общественных и жилых зданий. Когда земля под каким-нибудь объектом смещается, то чем больше его масса, тем сильнее тенденция противостоять движению. Примером может служить смещение цистерны для воды, показанное на рис. 105. Другой пример — смещение колонок с горячей водой, закрепленных только вводными и выводными трубами, вызвавшее значительные вторичные повреждения, которых можно было бы легко избежать, забив ряд гвоздей вокруг основания. Редко крепятся к стенкам тяжелые гардеробы и книжные шкафы, а плиты, холодильники и пианино вообще

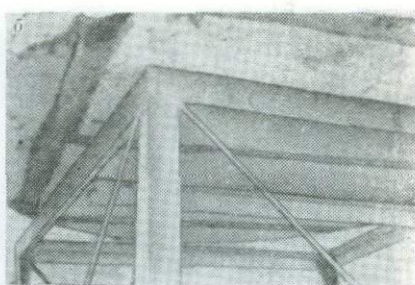


Рис. 105. Цистерна для воды, установленная на устойчивой к сотрясениям металлической платформе, не была на ней закреплена (а); царпины на дне цистерны фиксируют ее перемещения при землетрясении (б)

почти никогда не закрепляются. Все они могут перемещаться (точнее — сохранять состояние покоя) даже при весьма умеренных землетрясениях.

По всей видимости, здравый смысл указывает на необходимость закрепления содержимого наших зданий, но что толку беспокоиться об этом, когда сами здания легко могут быть разрушены. Как же сделать здания достаточно устойчивыми, чтобы они могли противостоять сотрясениям, которые они испытывают?

Опыт показывает, что даже в эпицентральных районах, где магнитуда землетрясений достигала в отдельных случаях 8,5, некоторые здания оставались неповрежденными. Можно было бы скопировать эти здания и запретить применение других конструкций, но большая часть общества воспримет такие меры как недопустимое вмешательство в принципы свободного развития. Необходимо поэтому выявить причины разрушения зданий и использовать полученные данные при планировании строительства и проектировании сооружений. С самого начала было очевидно, что такой подход требует изучения как землетрясений, так и сооружений, но прошло довольно много времени, прежде чем стало ясно, что не менее важное значение имеют свойства грунтов основания, через которые осуществляется взаимодействие землетрясения с сооружением.

Даже если инженеры-сейсмологи сумеют решить эти сложные проблемы, некоторый элемент риска все же сохранится. В абстрактной постановке это положение большинство людей сочтет неприемлемым, хотя в других областях — на транспорте, в вопросах здравоохранения, в отношении разрушений, вызы-

ваемых бурями, пожарами и наводнениями — они, без сомнения, подвергаются гораздо большему риску, чем при землетрясениях. Все эти явления можно проанализировать и выработать на их основе некоторую меру «общественно оправданного риска». Большинство инженеров и составителей антисейсмических нормативов согласится с тем, что их задача заключается в снижении риска до некоторого разумного предела — минимально возможной стоимости потерь. Мир без риска — это недостижимый идеал.

В период землетрясения сооружение ведет себя как грубая имитация сейсмографа, реагируя на сейсмические волны в соответствии с их частотными характеристиками и затуханием.

Конструкция сейсмографа умышленно сделана простой, с тем, чтобы его поведение можно было легко рассчитать, но большинство зданий представляет собой довольно сложные системы. Отдельные ее части могут обладать различным резонансом, а также разными значениями внутреннего затухания и трения, которые могут к тому же изменяться в зависимости от амплитуды возникающих колебаний. Анализ различных составляющих реакции — нелегкая задача, но не менее сложной задачей является определение характеристик сейсмических колебаний при сильных землетрясениях.

Сейсмографы, установленные в обсерваториях, оказываются полезными лишь отчасти, так как они слишком чувствительны для записи колебаний от близких сильных землетрясений. Другой недостаток сейсмографов состоит в том, что скорость протяжки бумаги обычно слишком мала для того, чтобы получить форму входящей волны, поэтому высокие частоты и детали формы волны не могут быть изучены достаточно полно. Таким образом, для записи сильных колебаний должны использоваться специальные инструменты. Они работают не в постоянном режиме, а оборудованы специальными триггерами, которые включают протяжку бумаги только в момент сильного землетрясения. Это снижает расход дорогостоящей бумаги, поэтому можно пойти на ее протяжку с большой скоростью. Правда, при этом первая секунда записи обычно бывает утеряна, так как бумага только набирает нужную скорость, но это не самая разрушительная часть землетрясения. Небольшое число хороших записей сильных землетрясений, доступных для изучения, пока все еще остается предметом всеобщего интереса. Нам неизвестно, где и когда произойдет сильный сейсмический толчок, поэтому его трудно «поймать». В Японии и Калифорнии сейсмографы для записи сильных колебаний устанавливаются в последние годы владельцами крупных зданий; в Новой Зеландии Управление научных и промышленных исследований решило создать сеть таких инструментов на всей территории страны, а Министерство строительных работ устанавливает тензометры

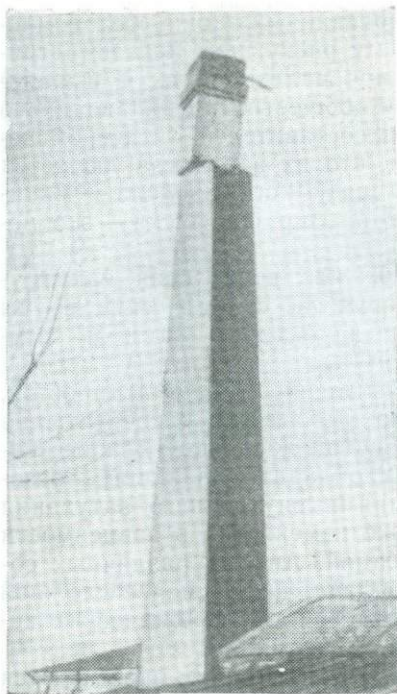


Рис. 106. Смещение высокой фабричной трубы указывает на высокую интенсивность землетрясения, возможно VIII баллов, по шкале ММ, однако наклонная крыша не пострадала

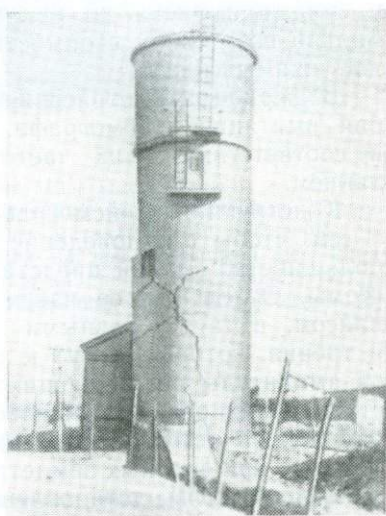


Рис. 107. Перевернутый маятник. Высокая башня, поддерживающая большую массу должна быть более прочной. Кирпичная кладка слишком хрупка для такой конструкции

и другую измерительную аппаратуру на наиболее крупных инженерных сооружениях.

Несмотря на усилия, предпринимаемые в разных частях света, никому еще не удалось получить хорошую запись сейсмического толчка в зоне с $M \geq 8$ и более.

Здания из железобетона или со стальным каркасом, получившие широкое распространение в наши дни, обладают не только высокой прочностью, но и гибкостью, поэтому можно надеяться, что они смогут перенести без значительных деформаций даже самые сильные сейсмические толчки, что, конечно, не исключает возможности разрушения перегородок или раздвижных стен. Отдавая дань уважения архитекторам и строителям, следует отметить, что большинство хорошо спроектированных современных зданий сможет противостоять любым землетрясениям (за исключением, может быть, самых сильных);



Рис. 108. Панельные каркасные дома. Железобетонный каркас этого выставочного здания в Скопле устоял при сотрясении, но на кирпичной кладке стен появились типичные X-образные трещины, свидетельствующие о возникновении напряжений сдвига

гораздо больше внимания следует в настоящее время уделять проблеме вторичного ущерба и возможности возникновения пожаров.

Обеспечение устойчивости сооружений при землетрясениях не сводится к простым советам типа: использовать при строительстве подходящие материалы, не оставлять незакрепленные блоки, угрожающие падением; хотя при строительстве небольших зданий и частных жилых домов такие простые правила, основанные на опыте и включенные в местные законодательные акты, весьма полезны. Проектирование небоскребов, заводов, мостов, плотин, очистных сооружений — это уже значительно более сложная задача.

Некоторые интересные примеры воздействия землетрясений на здания и сооружения разных типов приведены на рис. 106—118.

Один из наиболее ранних подходов к учету воздействия землетрясений на сооружения заключался в определении величины горизонтального ускорения, которому последние должны противостоять. Этот подход обладал тем преимуществом, что инженеры могли применять методы, используемые в современной практике при учете величины ветровой нагрузки; они могли



Рис. 109. Неармированная кирпичная кладка. Первый этаж этого кирпичного жилого дома в Скопье был разрушен землетрясением в то время, как верхние этажи остались почти неповрежденными

суммировать ветровую и сейсмическую нагрузки и учитывать их совместно. Принимаемая в расчет величина ускорения составляла обычно около 0,1 ускорения силы тяжести. Опыт показал, что рассчитанные таким образом конструкции хорошо выдерживали сейсмические нагрузки несмотря на то, что реальная величина ускорения, судя по показаниям сейсмографов, даже при толчках умеренной силы была значительно больше. Причина расхождений заключалась в том, что максимальные ускорения соответствуют значительно меньшим периодам колебаний, чем у большинства зданий, и кроме того, характерны не для всего периода сильных колебаний.

Используя собранную к настоящему времени информацию, инженер-сейсмолог начинает свои вычисления с определения «проектного спектра», который определяет прочность сооружений при ожидаемых частотах колебаний.

Там, где неизвестно, что сейсмический риск различен в разных частях страны, строительные нормативы могут содержать районные меры предосторожности, варьирующие в зависимости от требуемой устойчивости сооружений. В Новой Зеландии принимаемые в расчет значения ускорения изменяются от 0,08 до 0,16 ускорения силы тяжести.

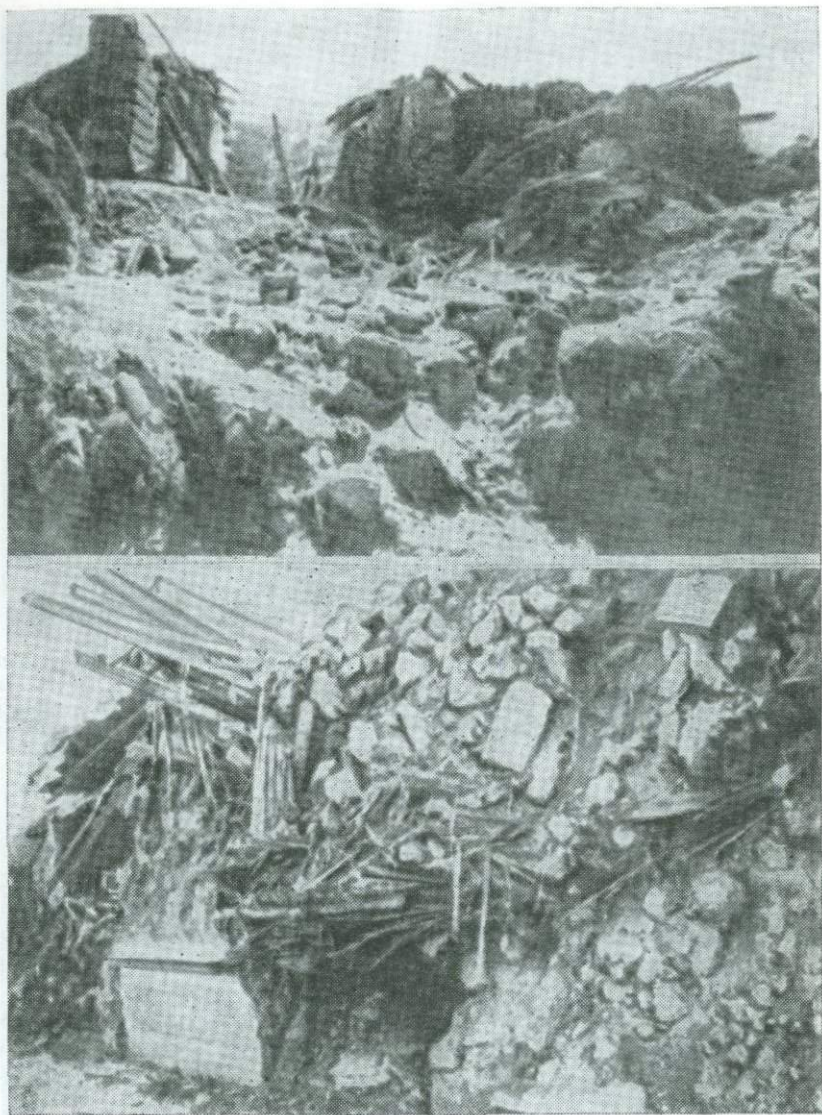


Рис. 110. Землетрясение Чимботе (Перу) в 1970 г., приведшее к полному разрушению населенных пунктов

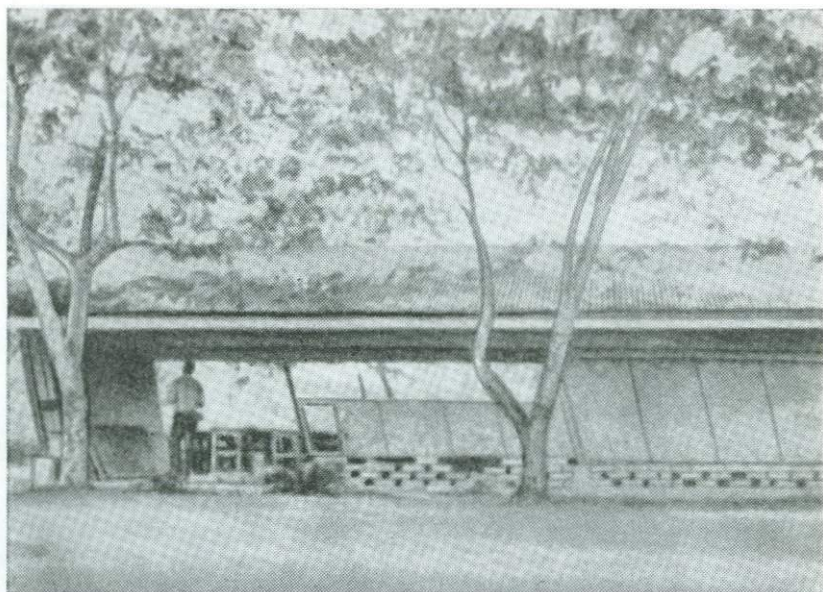


Рис. 111. Легкая тропическая постройка с циновками вместо стен и довольно тяжелой крышей. Торцевые стены оказались достаточно прочными, чтобы выдержать толчок, направленный под прямым углом к плоскости рисунка, однако боковые стены, покрытые циновками, нуждаются очевидно в дополнительном креплении

В Японии применяется более сложная система. Страна разделена на три региона, в каждом из которых принимается в расчёт единая стандартная величина ускорения — 0,2; 0,15 и 0,1. Эти значения затем умножаются на коэффициент величина которого изменяется от 0,5 до 1,5, в зависимости от конструкции здания и грунтовых условий.

В настоящее время такой тип строительных нормативов постепенно вытесняется более сложным, основанным на учете динамических характеристик конструкции, особенно при строительстве высотных зданий или других уникальных сооружений.

Анализ проекта должен показать, что он не только обеспечивает устойчивость здания при землетрясении прогнозируемой интенсивности, но и исключает возможность чрезмерных колебаний, которые могут напугать проживающих в нем людей. В случае высотных зданий типа башен смещения могут быть очень велики, прежде чем возникнет реальная опасность повреждения конструкции, но справедливость этого утверждения не обязательно должна быть очевидна человеку, застигнутому землетрясением на 20-м этаже раскачивающегося небоскреба.



Рис. 112. Традиции и современность. Стойки хижины (Новая Гвинея) не имели поперечных связей (а), а стена хранилища, построенного из бетонных блоков (б), не была армирована

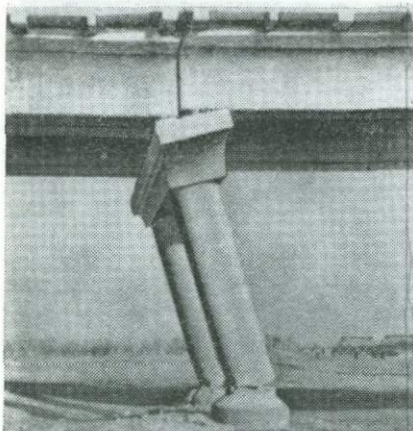


Рис. 113. Горизонтальные смещения балок, приведшие к разрушению мостовых опор при землетрясении в Ляонине



Рис. 114. Легкие, не связанные между собой стены жилого здания в Сан-Фернандо не выдержали боковых силовых воздействий, вызванных горизонтальным смещением опиравшихся на них масс

Кроме того, смещение внутренних частей здания может привести к блокировке лестниц и выходов.

Общедоступность электронных компьютеров изменила подход к проектированию зданий и сооружений в сейсмических районах, сделав возможным рассмотрение таких конструкций, которые несколько лет тому назад даже не обсуждались бы в связи с необходимостью выполнения трудоемких и дорогостоящих расчетов.

Что же, если несмотря на все предосторожности, сильный сейсмический толчок вызовет опасные повреждения конструкции. Проектировщик в известной мере может определить те элементы конструкции, которые будут разрушены в первую очередь, и в большинстве случаев оказывается возможным разместить предметы таким образом, чтобы обитатели здания остались в безопасности, даже если здание опрокинется и его придется возвращать в первоначальное положение.

Для того, чтобы ограничить колебания зданий при землетрясениях, применяется *демпфирование*. Демпфирующие устройства основаны на поглощении энергии, и обычно их располагают таким образом, чтобы определенная секция стены могла принять на себя основной удар от землетрясения. Новозеландские инженеры проводили эксперименты с различными имеющимися в их распоряжении элементами, которые могут быть включены в конструкцию мостов и других подобного рода

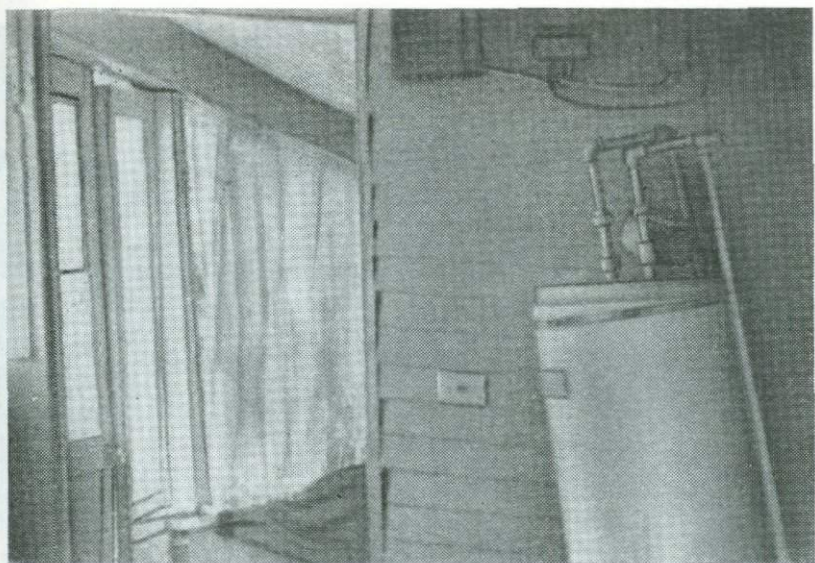


Рис. 115. Плохие поперечные связи и тяжелая крыша вызвали перекос каркаса дома в Сан-Фернандо



Рис. 116. Деревянные каркасные дома хорошо выдерживают землетрясения если они построены на надежном естественном основании. В результате оседания поверхности в Анкоридже во время Аляскинского землетрясения 1964 г. здание сильно наклонилось, не получив однако, серьезных конструктивных повреждений



Рис. 117. Пожар, охвативший деловой центр Напьера, сопровождавший землетрясение 1931 г.

сооружений. Это могли быть металлические соединения и секции, которые должны выдерживать напряжения и деформации, значительно превышающие предел упругости, или поршневые устройства, в которых избыточная энергия используется для продавливания свинца сквозь небольшое отверстие. После сильного сейсмического толчка такие элементы легко могут быть заменены.

При проектировании важно учесть, что период собственных колебаний здания не совпадает с периодом сейсмических волн, возбуждаемых землетрясением. Он может быть вычислен из жесткости строительных материалов и пространственного распределения масс, но последнее трудно поддается измерению, и, кроме того, перемещение внутренних элементов конструкции или тяжелых предметов могут его заметно изменить. К счастью, оказывается возможным измерить период собственных колебаний здания, записывая сотрясения, создаваемые сильным ветром или специальными вибраторами.

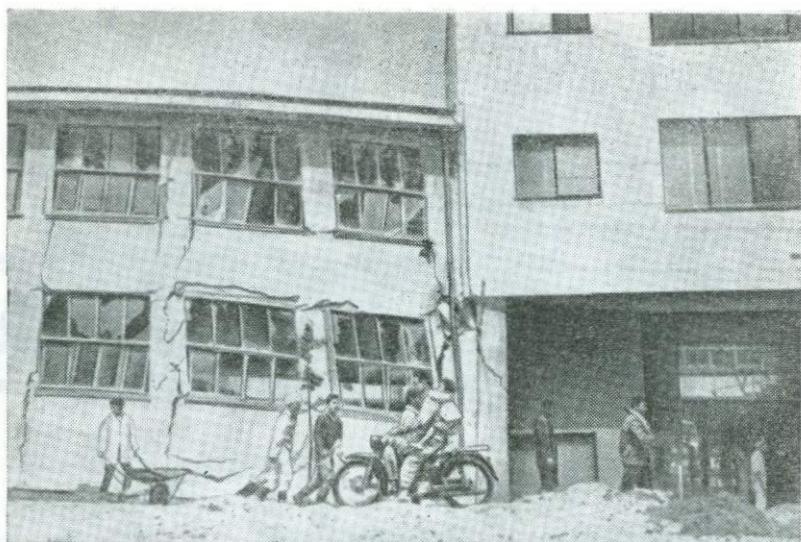


Рис. 118. Соперничество соседей. Разные периоды собственных колебаний этих двух зданий в г. Ниигата послужили причиной различной реакции на землетрясение, и сильный победил слабого

Вибратор состоит из системы грузов, насаженных на общую ось и вращающихся с помощью мотора с переменными скоростями в противоположных направлениях (рис. 119, 120). Центробежная сила, от каждого из них действует на ось XU . В положении 1 и 3 силы действуют в противоположных направлениях и взаимно уравниваются, в положении 2 складываются и тянут ось и раму, в которую она вставлена, вправо. Через пол-оборота, в положении 4, силы снова складываются, но теперь направлены влево. Таким образом, вибратор генерирует переменную силу F с частотой, зависящей от скорости вращения грузов. Чтобы в машине не возникал изгибающий момент, груз A разделен на две половины, а груз B вращается между ними. Существуют различные способы подсоединения вибратора к зданию. Размер используемых грузов зависит от того, насколько безопасны создаваемые сотрясения для здания и насколько чувствительна применяемая регистрирующая аппаратура. В США некоторые здания, предназначенные на слом, были превращены в вибрационные стенды и в результате сотрясений в буквальном смысле развалились на части.

Вибрационные исследования не обязательно должны выполняться на сооружениях натурального размера. Иногда достаточно использовать модели или испытать только часть здания. Японское Министерство строительства располагает очень

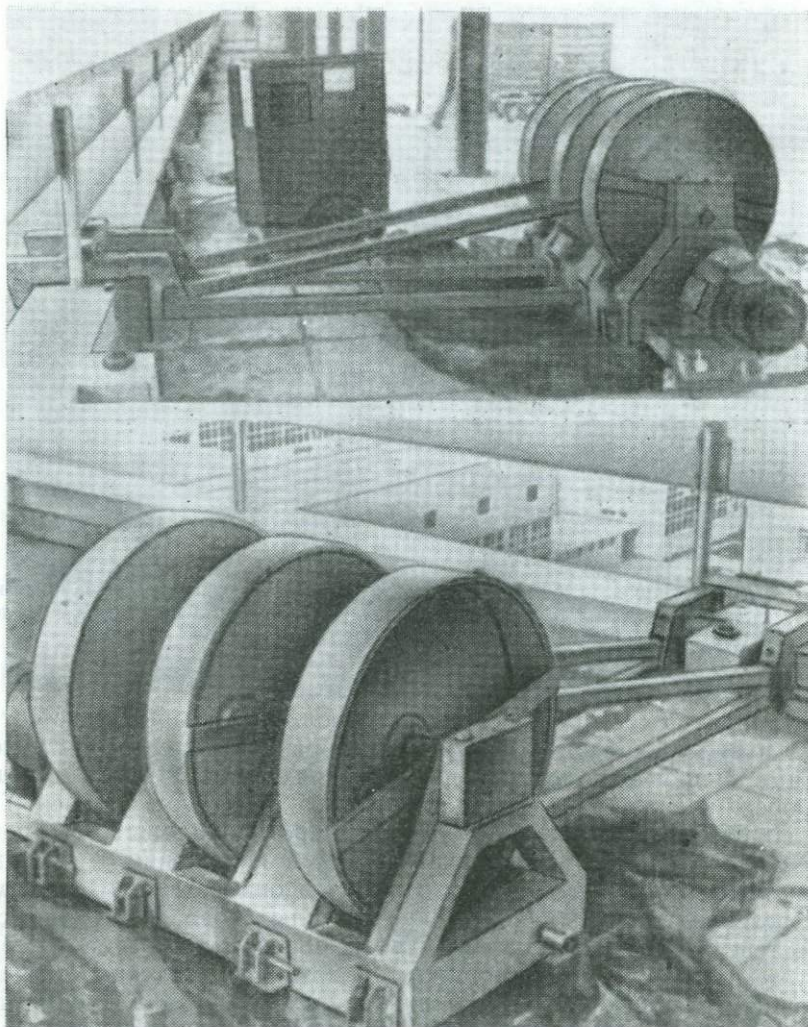


Рис. 119. Строительный вибратор. Вибратор инженерной школы Оклендского университета, закрепленный на парапете здания. Два внешних маховика и один внутренний вращаются в противоположных направлениях

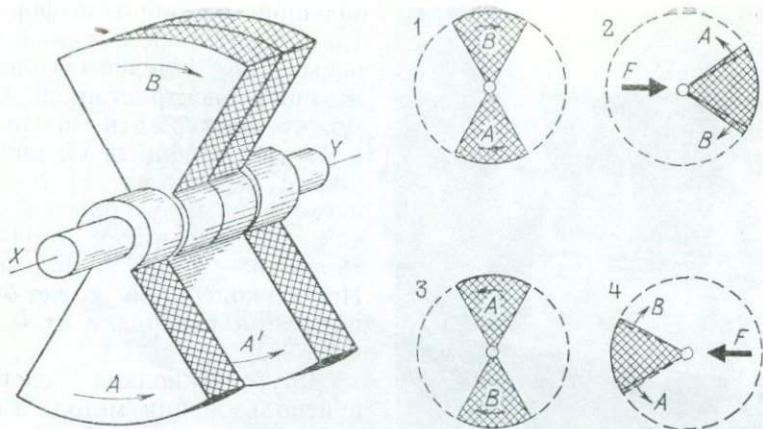


Рис. 120. Принципы работы строительного вибратора

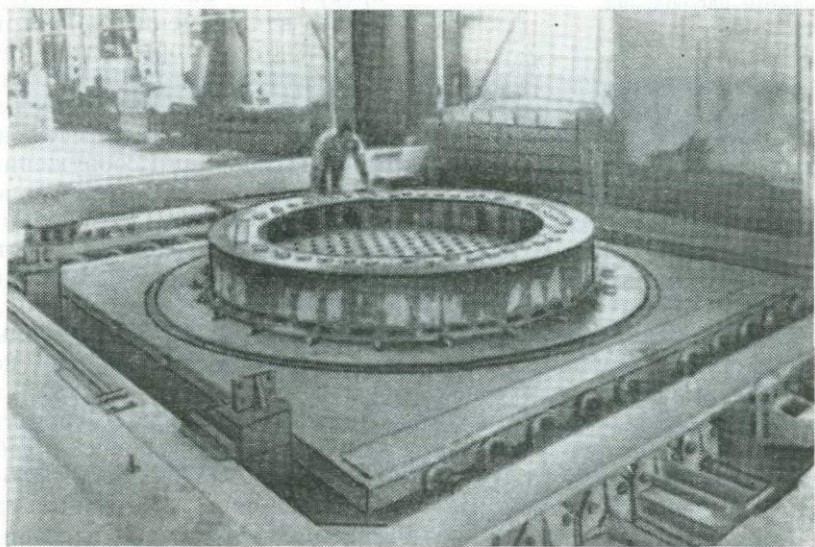


Рис. 121. Большая виброплатформа (Япония). На платформе установлена нижняя часть атомного реактора, подготовленная к проведению испытаний



Рис. 122. Здание в г. Ниигате глубоко погрузившееся в рыхлое песчаное основание; первый этаж оказался почти полностью под землей, а козырек над входной дверью стал пунктом наблюдения

большой виброплатформой (рис. 121), используемой для испытаний отдельных блоков атомных электростанций. Она может выдержать нагрузку в 17 т и сообщить ей вибрацию с вертикальным ускорением, равным ускорению свободного падения, и горизонтальным — вдвое большим. Период колебаний может быть выбран в интервале от 0,2 до 0,9 с.

Другой подход состоит в использовании метода электрических аналогий. Аналог представляет собой электрическую схему, собранную таким образом, чтобы обеспечить реакцию на электрическую вибрацию, сопоставимую с механической реакцией, возникающей в зданиях при сотрясениях. Остроумное фотоэлектрическое приспособление превращает запись землетрясения в переменный электрический ток, который затем пропускается через модель, изу-

чаемую техническими средствами и методами, применяемыми в электротехнике. Конечные результаты можно перевести на язык механики и использовать при проектировании сооружений.

Выше была отмечена важная роль грунтов, на которых построено здание. Исследования, выполненные в США, показали, что на одном и том же расстоянии от эпицентра в зависимости от свойств грунтов интенсивность землетрясения по модифицированной шкале Меркалли может различаться до четырех баллов. Эти изменения могут быть изучены путем обследования территорий разрушенных городов, но лишь записи сильных колебаний на различных типах грунтовых оснований могут дать надежную информацию, в которой нуждается инженер-проектировщик. Существует, конечно, вполне оправдывающая себя практика возводить здания по возможности на скальных породах и, во всяком случае, избегать неоднородных оснований, где часть здания может оказаться на скале, а часть — на насыпных грунтах. Одним из наиболее неустойчивых оснований является аллювий — материал, переносимый реками и покрывающий днища долин. Результаты, полученные в Японии, показывают,



Рис. 123. Песчаные кратеры
а — Чарльстон (Южная Каролина), 1886 г.; б — Нингата, 1964 г.

что для оснований, сложенных аллювием, характерен эффект поглощения слабых колебаний и усиления интенсивных, порождаемых сильными землетрясениями. К сожалению, древние речные террасы часто образуют удобные строительные площадки, а множество портов выстроено именно в устьях рек. Свойства грунтов естественных оснований на участке строительства могут изучаться непосредственно при бурении скважин, и при возведении больших сооружений это в большинстве случаев делается. Желательно, чтобы строительные нормы и правила для больших городов в сейсмических зонах были основаны на более широкой информации, чем полученная из небольшого числа произвольно расположенных скважин. В Японии для этой цели был использован метод изучения поведения грунтов при «микросотрясениях». Было обнаружено, что характер микросейсм и искусственных колебаний зависит в большой степени от природы, мощности и свойств приповерхностного слоя неконсолидированных отложений. Такие записи могут быть получены в течение нескольких минут. Таким образом удалось идентифицировать три или четыре основных типа грунтов. Большие города, такие, как Иокогама, Токио и Осака, были закартированы полностью.

Ни одно здание не может находиться в большей сохранности, чем его естественное основание. Некоторые типы глин при



Рис. 124. Излияние подземных вод при землетрясении 1964 г. вывело из строя транспорт и заставило горожан влезть на крыши домов

сотрясениях могут течь, как жидкость, иногда с весьма неприятными последствиями для возведенных на них сооружений (рис. 122). Одним из последствий осадки неконсолидированного гравия может явиться отжатие на поверхность грунтовых вод с некоторым количеством тонкого песка и ила (рис. 123). Многие представляют себе, что в результате землетрясения они могут оказаться стоящими по колено в водовороте неведомо откуда взявшейся грязной воды (рис. 124). Железные и автомобильные дороги не всегда могут обойти участки развития таких грунтов, и наиболее уязвимыми местами в сети дорожных коммуникаций часто оказываются мосты и насыпи (рис. 125—131).

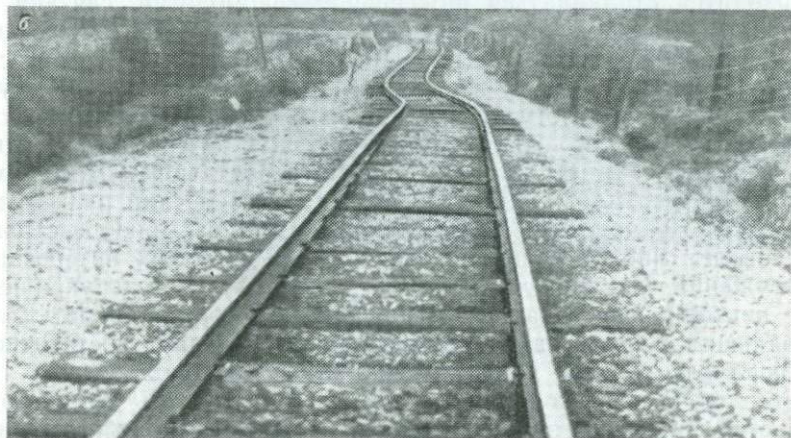


Рис. 125. Шоссе и железная дорога, связывавшие Инангахуа с внешним миром, разрушенные землетрясением 1968 г. Участок шоссе, проложенный по насыпи (а), а железнодорожные рельсы были изогнуты смещением балласта (б)

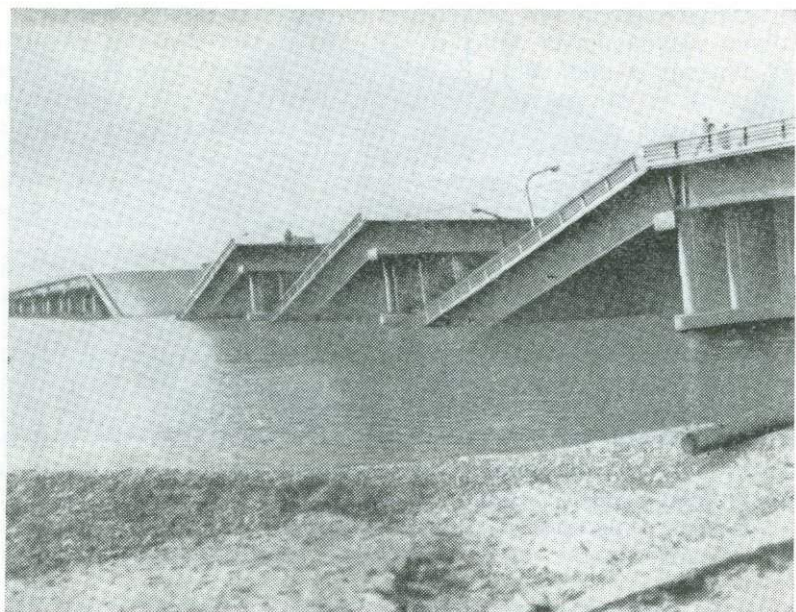


Рис. 126. Смещение опор недавно законченного моста Шоа в Ниигате вызвало обрушение балок. Старый каменный мост, стоявший на широких быках, остался неповрежденным

Пожалуй, одна из наиболее сложных проблем, с которыми приходится сталкиваться инженерной сейсмологии, связана со старинными зданиями, которые ценятся за красоту или как память о важных исторических событиях. Даже если стоимость работ относится к числу второстепенных факторов, меры по укреплению здания могут легко погубить те характерные черты, которые делают его достойным сохранения. В Новой Зеландии не возникает таких проблем, какие ставят перед жителями Йорк-Минстер или Лининг Тауэр, где сейсмический риск недопустим, но само отсутствие старинных зданий в любой стране заставляет многих возражать против сноса любых интересных сооружений. Следует ли, например, сохранять богато украшенное викторианское здание на главной магистрали города? Если украшения хорошо закреплены и здание обладает достаточной прочностью, на этот вопрос можно ответить положительно. Но часто задача состоит именно в том, чтобы выяснить эти обстоятельства, не нанося зданию ущерба. Старые строительные планы могли не сохраниться, а если они и существуют, то не могут дать гарантии, что произведение мастера осталось неповрежденным.

С течением времени даже наши новейшие здания постепенно ветшают, а историческая ценность и сентиментальные настрое-

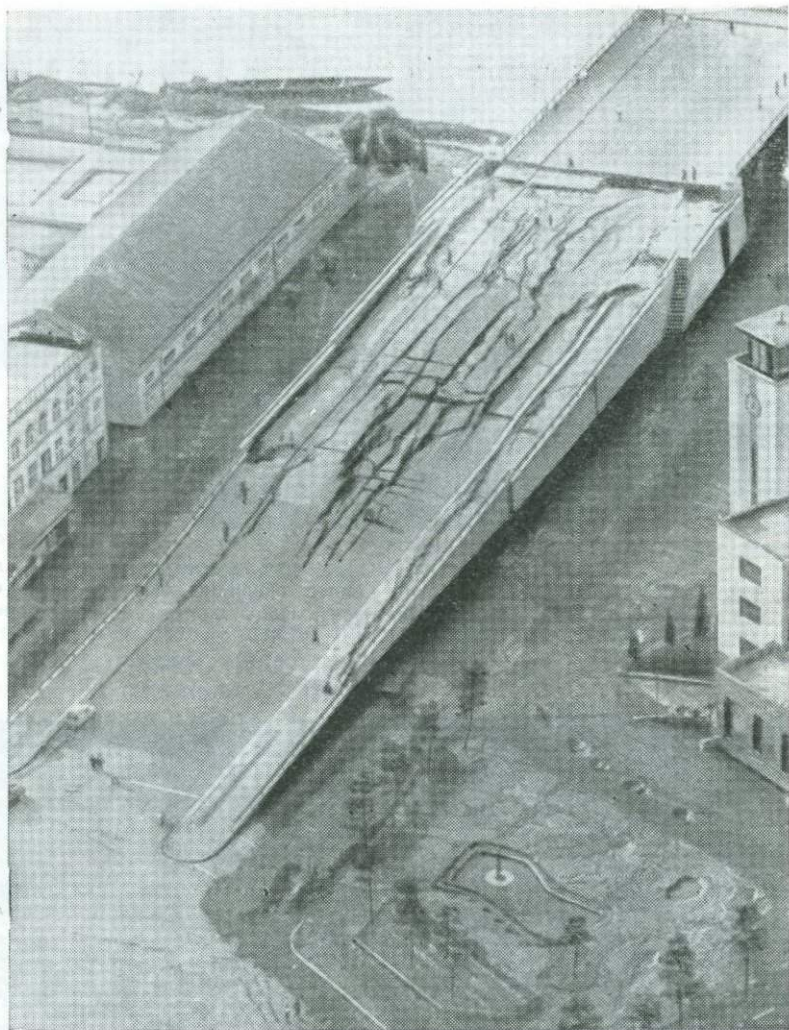


Рис. 127. Подходы к мосту Шова (Ниигата) осели и дали трещины из-за недостаточной плотности грунта и повреждения ограждающих стен. Обратите внимание на песчаные кратеры на переднем плане снимка



Рис. 128. Расчет этого моста в Новой Гвинее, очевидно, был ограничен его устоями. В результате оседания грунта, слагающего насыпь, поперек дороги образовалась стена



Рис. 129. Несколько мостовых пролетов обрушилось, выведя из строя всю эту сложную транспортную развязку у Сан-Фернандо. Землетрясение, вызвавшее аварию, умеренное с $M 6,8$



Рис. 130. Жилые дома в Ниигате после землетрясения. Обратите внимание на песчаные кратеры на переднем плане снимка

ния, окружающие старейшие из них, будут непрерывно нарастать. С ростом общественного внимания к ним может увеличиться и готовность затратить деньги на их охрану. Дальнейшие исследования в этой области могли бы привести к улучшению методов укрепления зданий. Во всяком случае не следует делать поспешного вывода о необходимости исключения всякого «потенциального риска», и прежде чем принять к руководству филантропическое высказывание о том, что ни одно здание не стоит человеческой жизни, следует задуматься над числом несчастных случаев, сопровождающих строительство плотин, железных дорог, мостов и других сооружений, которое не вызывает общественного протеста.



Рис. 131. Эта трещина в грунте и повреждение здания были вызваны смещением грунта по относительно пологому склону при Ляонинском землетрясении

РАЙОНИРОВАНИЕ И СТРАХОВАНИЕ

Тамерлан. Я посрамлю ученых простофиль,
Три части света видящих на карте,
И нарисую этим вот пером
Другие страны, города и села.

К. Марло. Тамерлан Великий.

В одних частях земного шара землетрясения бывают чаще, в других — реже, поэтому можно сделать некоторые обобщения относительно того, какие районы следует считать сейсмически активными, какие — стабильными. В стабильных районах нет необходимости принимать меры предосторожности против землетрясений; так же очевидно, что в районах, где разрушительные землетрясения имеют длительную историю, какие-то меры защиты должны быть приняты. Выработка некоторых обязательных строительных нормативов и страхование от несчастных случаев и экономических потерь — вот два направления, по которым должна идти разработка этих мероприятий.

Там, где землетрясения имели место в прошлом, они почти наверняка произойдут и в будущем. К несчастью, человеческая память коротка, и землетрясения, которые произошли лишь поколение назад, часто оказываются почти полностью забытыми. История таких стран, как Корея и Япония, где записи о землетрясениях велись веками, открывает перед нами новые проблемы. Записи показывают, что периоды сейсмической активности чередуются с периодами относительного покоя, когда землетрясений бывает мало или они полностью отсутствуют. В таких странах, как Новая Зеландия, которая лишь недавно была заселена, или в таких, где обитатели лишь недавно стали цивилизованными, трудно что-либо почерпнуть из истории; но если известно, что землетрясения происходили, любая предусмотрительная администрация должна рассмотреть вопросы о том, следует ли включать в строительные нормы и правила антисейсмические мероприятия, следует ли эти мероприятия распространять на всю страну или только на отдельные ее части, следует ли требования о соблюдении этих мероприятий везде делать одинаково жесткими или варьировать их от региона к региону? Деление территории страны на регионы, различающиеся по требованиям к антисейсмическому строительству, известно под названием сейсмического районирования.

Сейсмическое районирование и исследование сейсмичности далеко не одно и то же. Можно, например, с полным основанием настаивать на большей сейсмостойкости здания, которое

может обрушиться на деловую улицу города, по сравнению с зданиями, которые возводятся на открытом пространстве, даже если прогнозная сейсмичность обоих участков одинакова. Степень сотрясений зависит в большой степени от грунтов основания, и здание, воздвигнутое на мощных галечниках, должно быть более устойчивым, чем соседние здания, стоящие на прочном скальном основании. Менее строгие требования предъявляются к строительству хранилищ или товарных складов, чем к строительству театров и кино, в которых могут одновременно находиться сотни посетителей, или к строительству плотины, прорыв которой может привести к затоплению густо заселенной долины. Все эти факторы должны учитываться при районировании, но они не имеют никакого отношения к сейсмичности, и сейсмолог вправе высказать возмущение, когда подобного рода соображения рассматривают как научные откровения, связанные с оценкой сейсмического риска.

В странах, имеющих исторические записи о землетрясениях за длительный период и высокую плотность населения, таких, как Япония, полезно составлять карты, на которых указывается максимальная интенсивность для каждого отдельного города или населенного пункта. Если регион, подобный опять же Японии, характеризуется очень высокой сейсмичностью, то в большинстве районов, где ожидаются землетрясения, они уже происходили когда-нибудь в прошлом, поэтому такая карта может дать хорошую оценку возможной интенсивности. Карты такого типа используются для определения минимально необходимых мер предосторожности. Чем длиннее ряд наблюдений, на которых они основаны, тем они надежнее, но было бы ошибкой полагаться на них во всех деталях. Катастрофическое землетрясение в Ниигате в 1964 г. произошло в районе с более низкой сейсмичностью, чем многие другие районы Японии. Поэтому уроки истории следует дополнять другими исследованиями. С этой целью используются два основных метода: геологическое картирование и инструментальные наблюдения за слабыми землетрясениями.

Мы уже отмечали выше, что слабые землетрясения происходят гораздо чаще, чем сильные; число толчков какой-либо определенной магнитуды примерно в восемь раз больше, чем число толчков с магнитудой, превышающей эту величину на единицу. Записывая число толчков за выбранный промежуток времени, можно, таким образом, подойти и к грубо приближенной оценке возможной частоты сильных землетрясений. Конечно, точное соотношение между числом слабых и сильных толчков должно меняться от района к району, но кажется вполне разумным предполагать, что там, где часто наблюдаются слабые толчки, должны время от времени происходить и сильные. Как далеко можно зайти в такой экстраполяции — вопрос спорный. В Советском Союзе для оценки сейсмичности были организо-

ваны специальные экспедиции в некоторые из республик Средней Азии. На основе исследований, проведенных в Тянь-Шане, где записывались землетрясения с $M \geq 2$ и менее в течение 1—2 лет, д-р М. В. Гзовский и его коллеги пришли к выводу, что эти данные могут быть использованы для достаточно надежной оценки сейсмичности. Если активные регионы действительно могут быть выявлены таким способом, то было бы опростетчиво делать вывод о том, что регион неактивен, только на основании отсутствия за столь короткий период времени слабых сейсмических толчков.

С помощью очень чувствительных портативных сейсмографов, разработанных в последние годы, стало возможным записать и локализовать даже более слабые землетрясения, чем были записаны в Тянь-Шане. Небольшая сеть таких сейсмографов может быть развернута на исследуемом участке и оставлена там на несколько дней или недель, пока не будет зафиксировано достаточное число сейсмических толчков, а затем переброшена на соседний участок с тем, чтобы в конце концов покрыть сетью наблюдений весь район работ. Такие наблюдения за микроземлетрясениями, как их принято называть, проводившиеся в последние годы в Северной и Южной Америке, а также в Новой Зеландии, позволили пролить свет на некоторые проблемы тектоники. С их помощью можно, например, установить, какие части зоны тектонического разрыва являются в настоящее время активными, а какие «мертвыми», однако использование таких кратковременных наблюдений для экстраполяции выявленных закономерностей на отдаленное будущее требует осторожности.

Большую ценность для осуществления сейсмического районирования представляют различные виды геологических наблюдений. Если какая-либо часть геологической структуры сейсмически активна, есть основание распространить этот вывод и на остальную ее часть. Выше была отмечена тесная взаимосвязь между сильными землетрясениями и тектоническими разрывами, и очевидно, что меры предосторожности при строительстве должны приниматься в любом районе, где были зафиксированы активные разломы. Ряд землетрясений был зафиксирован в прошлом вдоль центральной части новозеландского Альпийского разлома, а также на отдельных участках разлома Сан-Андреас, но ни один из сейсмологов не взял бы на себя смелость предложить ослабить меры предосторожности в этих районах только потому, что в последние годы они не проявляют сейсмической активности.

Советские ученые многое сделали в области *сейсмического районирования*. В их понимании это нечто большее, чем простое выделение зон. Сейсморайонирование представляет собой тщательно выполненный синтез различных сейсмологических и геологических материалов. Необходимые данные часто собираются

большими экспедициями, подобными той, которую мы упомянули выше; для получения данных о землетрясениях прошлого изучаются различные исторические документы. Советские сейсмологи придают тектоническим разрывам меньшее значение, чем их американские и новозеландские коллеги, концентрируя свое внимание на выделении регионов, которые характеризовались контрастными движениями на протяжении геологической истории, в особенности если эти движения содержали вертикальную составляющую, и рассматривают переходные зоны между структурами как наиболее опасные. В тех районах, где они работают, такие зоны чаще обозначаются как флексуры, а не как крупные тектонические разрывы, более характерные для Тихоокеанского побережья.

Поверхностные разрывы — это не единственные свидетельства землетрясений прошлого. Многие толчки сопровождались поднятиями, опусканиями или наклонами больших участков поверхности. Об этом можно судить по изменению высоты береговых линий, бровок террас, положения волнорезов по отношению к современному уровню моря, а также по некоторым геоморфологическим признакам, как, например, увеличение скорости вреза мелких ручьев. Интенсивное развитие оползней на больших территориях также часто бывает связано с землетрясениями. Важно подчеркнуть, что все эти признаки используются лишь для того, чтобы проследить *распространение* сейсмической зоны, которая выделяется на основании анализа расположения эпицентров известных землетрясений и определения расстояний, на которые может распространиться эффект сильного землетрясения. Отсутствие разрывов или каких-либо других геологических признаков не может служить доказательством, что землетрясений в этом районе не было, а тот факт, что в прошлом здесь наблюдались лишь слабые толчки, не позволяет считать, что это верхний предел их возможной силы.

Нет ни одной части Новой Зеландии, которая бы отстояла далеко от известных сейсмических очагов, и до последних лет здесь существовали единые правила сейсмостойкого строительства, которые действовали на территории всей страны. Позднее, несмотря на резкие возражения сейсмологов, были введены новые правила, несколько повысившие требования для одних районов и одновременно существенно снизившие их для других, в том числе районов, где расположены два больших города, один из которых уже успел пострадать с тех пор от мелкофокусного толчка с $M 5$, произошедшего почти непосредственно под городом.

Национальные схемы сейсмического районирования, по крайней мере в странах с экономикой свободного предпринимательства, обычно затрагивают лишь вопрос общественной безопасности. Горожанин должен по возможности остаться живым (и желательно невредимым) при разрушении дома, в котором

Он проживает. Человек с большим капиталом, вложенным в недвижимость, может смотреть на эту проблему с несколько иных позиций. Даже если его дом выдержал сейсмический толчок, большие затраты могут потребоваться на ремонт: замену потрескавшейся штукатурки, окраску и т. п. Вероятно, он будет искать возможность покрыть эти расходы за счет страхования. И с этих позиций большое значение имеет изучение повторяемости землетрясений. Редкое землетрясение может быть столь же разрушительным, как и часто повторяющееся, и просчет, допущенный при прогнозе, трудно оправдать перед жителями города, лежащего в развалинах, заявлением: «Я не говорил, что этого вообще не может произойти, я только утверждал, что это будет происходить нечасто». Степень устойчивости, достаточная для того чтобы сохранить жизнь человека, — это минимально допустимый стандарт для проектирования любого здания в сейсмическом районе. Что выгоднее — платить высокую страховку или укрепить штукатурку — это, возможно, следует оставить на усмотрение владельца дома.

Тектонический разрыв — это не узкая зона повышенного сейсмического риска. Сооружение, попавшее на тектонический разлом, в действительности оказалось бы в большой опасности, если бы крылья разлома начали перемещаться, но лишь очень немногие сооружения попадают в такое положение. Здание, построенное вблизи разлома на прочных скальных породах, имеет больше шансов остаться невредимым, чем здание, возведенное на плохих грунтах в 1 км или более от него. Если в зоне разлома имеются разрушенные или разбитые трещинами породы, было бы неразумно использовать их в качестве основания, но именно в связи с трещиноватостью, а не из-за близости к разлому. Многие так твердо верят в потенциальную опасность разломов, что с сейсмологов чаще спрашивают карту разломов, чем информацию о сейсмическом риске, в которой действительно имеется необходимость. Вся Новая Зеландия интенсивно разбита разломами, возраст которых во многих случаях трудно установить. Геолог знает, что разлом должен быть моложе самой молодой из разорванных им пород, и, следовательно, некоторые из разломов могут быть классифицированы как современные. Однако термин «современный» распространяется на языке геологов на период времени продолжительностью около 25 тыс. лет, и изучаемый разлом может вовсе не проявлять тенденций к активизации. Единственное вполне достоверное доказательство активности разлома — это свидетельство очевидца произошедшей подвижки. Иногда после землетрясения предпринимается срочная «переклассификация» разломов. Так, разлом Уайт-Крик, по которому произошла подвижка при Мерчисонском землетрясении в 1929 г., долгое время считался «мертвым». Если строитель желает получить надежную информацию о разломах, он должен обратиться к геологам. Информацию же о сейсмиче-

ском риске он должен требовать не от геологов, а от сейсмологов.

Существует широко распространенное убеждение, что некоторые люди живут «на линии землетрясений», где сейсмические толчки более ощутимы, чем на соседних участках. Такие заявления нередко делаются даже с гордостью, и, насколько я могу судить, эта линия рисуется им в виде некоей извивающейся змеи, странным и зловещим образом простирающейся через всю округу. Во многих городах есть районы, которые пользуются репутацией лежащих на этой линии. В Веллингтоне, по крайней мере, районы, которые относят к их числу, расположены в старых частях города, где здания, без сомнения, менее устойчивы. Действительно, не во всех частях города землетрясения ощущаются с равной интенсивностью, но причины такого положения лежат в различных свойствах грунтов основания, а не в наличии «линий землетрясений», являющихся чистым вымыслом.

Можно спорить о необходимой степени укрепления здания, чтобы сделать его устойчивым к сотрясениям, но, если соответствующий уровень достигнут, нет основания завышать ее в одних местах и занижать в других. Заявления о том, что в районах, где неизвестны активные разломы, землетрясения, как правило, наблюдаются реже и не так разрушительны, следует квалифицировать как безответственные. Совпадение этой точки зрения с дилетантским представлением о роли разломов лишь отвлекает исследователей от изучения землетрясений, эпицентры которых находятся за пределами области распространения современных поперечных разломов, и от того факта, что мы почти незнакомы с подводной геологией районов, лежащих за пределами береговой зоны нашей протяженной и узкой страны.

Во многих странах сейсмическое районирование гарантирует жителям некоторую защиту от землетрясений, которой они были бы в противном случае полностью лишены. В Новой Зеландии это приводит к тому, что в зонах с предположительно низким сейсмическим риском жители оказываются лишенными такой защиты, а в зонах с высоким риском их вводят в излишние расходы. В последние годы большое внимание уделяется изучению мелкомасштабных вариаций сейсмичности, связанных с различиями в грунтовых условиях внутри одной и той же выделенной сейсмической зоны. Измерения, сделанные при сильных землетрясениях, позволили установить, что интенсивность колебаний на слабо консолидированных грунтах может быть на несколько баллов выше, чем на соседних участках, сложенных скальными породами. Оценка этих вариаций внутри принятой схемы сейсмического районирования известна под названием сейсмического *микрорайонирования*. Последнее обычно основывается на анализе материалов различного рода съемок, поскольку применение технических средств в застроенных районах встречается с существенными трудностями. Гравитационная

съемка используется, например, для того, чтобы проследить изменения глубины залегания кровли коренных пород под толщами аллювия или насыпных грунтов. В известной степени возможны непосредственные геологические исследования; образцы рыхлых грунтов или скальных пород, отбираемые из скважин, на участках изысканий могут быть изучены в лаборатории. Кроме того, можно использовать портативные сейсмографы для записи частоты и амплитуды микроколебаний. Последние обычно генерируются искусственно, однако реакция грунта на такие искусственные колебания может служить индикатором для оценки возможного его поведения в естественных условиях при землетрясениях. При перемещении записывающей аппаратуры с одного типа естественных оснований на другой характер колебаний заметно меняется. Когда вся доступная информация собрана, может быть составлена карта, на которой выделяются в первую очередь все опасные участки. К настоящему времени выполнено микрорайонирование территорий нескольких японских и новозеландских городов и некоторых частей Калифорнии. Результаты, полученные разными методами, хорошо согласуются друг с другом.

Проблемы сейсмического районирования связаны с проблемой страхования от землетрясений, однако зоны, устанавливаемые для целей страхования и строительства, не обязательно должны совпадать. Конструктивные проблемы почти всегда возникают в связи с опасностью сильных землетрясений, в то время как общая сумма страховых премий связана в большой степени с ущербом, причиняемым имуществу, и мелкими повреждениями построек при слабых сейсмических толчках. Таким образом, большое практическое значение приобретает информация о возможной частоте слабых толчков, а также об относительной частоте толчков разных магнитуд. Следующая трудность связана с тем, что жители районов с невысокой сейсмичностью не склонны прибегать к услугам страхования, в связи с чем страховые премии в таких районах оказываются высокими, возможно, неоправданно.

Система страхования, осуществляемая Комиссией по оценке ущерба, причиняемого землетрясениями и войнами, была учреждена новозеландским правительством после Мастертонского землетрясения 1942 г. Она обеспечивает владельцам компенсацию убытков, причиненных землетрясениями, военными действиями и некоторыми другими бедствиями. Необходимый денежный фонд создается небольшой обязательной надбавкой к страхованию от пожаров, включая и страхование автомобилей. По новозеландским стандартам выплачиваемые страховые премии высоки. В спокойный год общая сумма, выплачиваемая за повреждения от слабых толчков, не превышает нескольких тысяч новозеландских долларов, но одного толчка с $M 5$ достаточно, чтобы выплаты выросли на порядок. Со времени учреж-

дения страхового фонда максимальная величина М 7 была зафиксирована при землетрясении в Инангахуа в 1968 г. Хотя большинство населенных пунктов, пострадавших при землетрясении, относилось к числу небольших и располагалось на некотором расстоянии от эпицентра, выплата страховых премий составила более 2 млн. новозеландских долларов.

К недостаткам этой системы относятся сложности, связанные с выплатой страховых премий при выезде за пределы страны, вмешательством общественности и правительства, вынуждающих выплачивать премии незастрахованным лицам, а также со случаями, когда вопрос о сейсмическом происхождении повреждений остается неясным. Не прекращается давление на правительство со стороны сельских жителей, заинтересованных в том, чтобы располагать страховым фондом для покрытия ущерба, наносимого оползнями, наводнениями и другими природными бедствиями, которые нередко усугубляются хозяйственной деятельностью самих пострадавших.

Страхование — это метод, смысл которого заключается не в том, чтобы помочь полностью избежать оплаты расходов, связанных с ущербом, наносимым землетрясениями, а в том, чтобы распределить эти расходы во времени и пространстве. Поэтому Комиссия по оценке ущерба, причиняемого землетрясениями и войнами, использует часть своих средств для субсидирования работ по улучшению строительного законодательства, а также щедро финансирует работы Новозеландского Национального Общества инженеров-сейсмологов и публикацию полученных результатов. Интересно отметить, что выплаты из страхового фонда идут во все районы страны, от крайнего севера до о-ва Стюарт. Это подтверждает точку зрения сейсмологов, что всю территорию Новой Зеландии следует рассматривать как единую сейсмическую зону с примерно одинаковой величиной сейсмического риска.

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И БОМБЫ

...Они спорят о вещах умозрительных, не в силах найти для своих споров ни надежных свидетелей, ни судей. Но поскольку их целью является Мир, то есть Истина, постольку неважно, каким путем они идут.

Джон Донн. Биатанатос.

Использование взрывов при сейсмических исследованиях оказалось настолько успешным, что сейсмологи-наблюдатели иногда даже немного завидуют своим коллегам, работающим в этой области. Привлечение записей землетрясений к изучению внутреннего строения Земли затруднено неопределенностью времени, места и глубины очередного сейсмического толчка. Контролируемые взрывы лишены этого недостатка, при этом значительная часть энергии взрыва расходуется, как и при землетрясениях, на генерирование упругих волн. До последней войны большинство сильных взрывов носило случайный характер, и хотя местоположение их было известно, но время взрыва, как правило, не сообщалось, поэтому невозможно было осуществить необходимые подготовительные операции. Когда война закончилась, сейсмологи многих стран сумели убедить военные власти использовать излишки взрывчатых веществ для исследования строения земной коры, или по крайней мере производить взрывы таким образом, чтобы полученные записи могли иметь научное значение. В Европе, например, сейсмологи объединились, чтобы записать сотрясение от большого взрыва в Хаслах (ФРГ) и на острове Гельголанд. На территории Новой Зеландии тонны глубинных бомб были взорваны одновременно в Веллингтонской гавани, а сотрясение было записано передвижной сейсмостанцией, установленной на расстоянии 150 км.

Все это оказалось весьма полезным для развития сейсмологии, однако совершенствование военной техники дало ей в руки еще более мощное оружие — атомную бомбу. К сожалению, генералы и политики считают (притом на весьма сомнительных основаниях), что они лучше, чем сейсмологи, могут решить вопрос, где следует ее использовать.

Записи атомных взрывов осуществлялись с самого начала испытания этого оружия, но первые несколько записей имели ограниченную ценность. При первом испытании в Нью-Мексико момент взрыва не был зафиксирован должным образом в связи с некоторыми организационными и эмоциональными обстоятельствами. Исключалась возможность записи взрыва атомных бомб в Хиросиме и Нагасаки. В иных условиях осуществля-

лись испытания атомных бомб на Бикини. Вполне удовлетворительные записи были получены даже в Калифорнии, и Гутенберг и Рихтер сумели определить их магнитуду.

В период проведения Международного геофизического года проф. К. Е. Буллен возглавил международную кампанию по использованию некоторого числа атомных бомб специально для изучения строения земной коры и верхней мантии, но это предложение было признано неприемлемым по политическим соображениям. Однако с тех пор результаты многих ядерных испытаний, в том числе британские в Маралинге (Австралия), а также большинство американских, были изучены с большой детальностью. Особую ценность имело испытание в Маралинге, поскольку этот район асейсмичен, и казалось, что строение земной коры на одном из континентов не будет изучено длительное время. Тем временем проф. Буллен собирал записи атомных взрывов, сделанные обычным образом на сейсмических станциях, и сумел использовать их как для проверки стандартных таблиц времени пробега сейсмических волн, так и для того, чтобы убедить военные власти в том, что некоторые факты бесполезно пытаться сохранить в секрете. С тех пор данные о моменте взрыва и другая информация, требуемая сейсмологами, предоставляется им с большой готовностью.

Хотя эта работа и была чрезвычайно важной, но вскоре она отошла на второй план в связи с необходимостью разработки надежных способов распознавания ядерных взрывов. После того как было достигнуто соглашение о запрещении ядерных испытаний в атмосфере, казалось, что запрет будет распространен и на подземные испытания, но для этого нужно было разработать методы контроля. Взрывы в атмосфере обнаруживаются легко, то же можно сказать и о подземных взрывах, но вся трудность состоит в том, что они почти, если не полностью, неотличимы от землетрясений (рис. 132). Если соглашение о запрещении испытаний будет достигнуто, то предварительно должна быть решена и эта проблема, и единственными, кто пожалеет об этом, будут сейсмологи. А пока правительствами выделяются бесприммерно большие средства на проведение сейсмических исследований, и удивительно, как много фундаментальных проблем сейсмологии оказалось тесно связано с проблемой обнаружения ядерных взрывов.

Хотя обнаружить подземные ядерные взрывы технически возможно, но существующая сеть сейсмических станций во многих районах мира еще слишком редкая, а сами станции часто оснащены устаревшим оборудованием. В этом плане Комитет американских сейсмологов отметил, что для выявления тайных ядерных испытаний понадобится гораздо больше хороших станций, и если лишь тонкие детали отличают взрывы атомных бомб от землетрясений, было бы весьма желательно, чтобы станции были оснащены стандартным оборудованием. Если бы такое

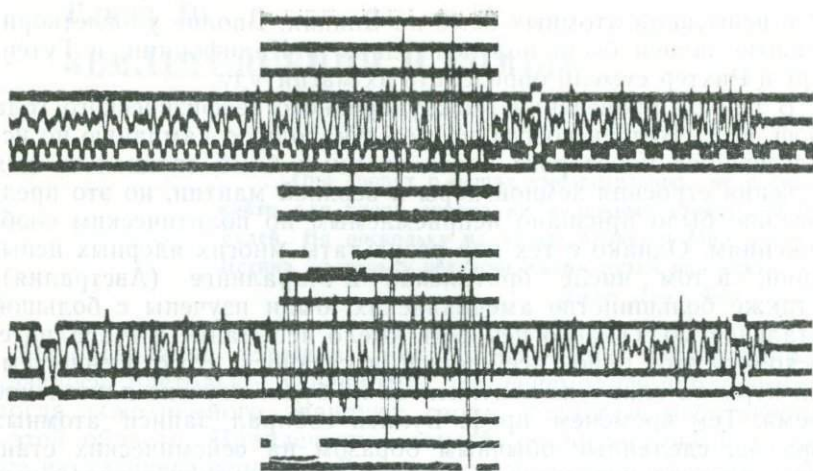


Рис. 132. Верхняя сейсмограмма — ядерный взрыв, произведенный в 180 км от записывающей станции в Тинемахе, нижняя — обычное землетрясение, с эпицентром, находящимся на расстоянии 181 км почти в том же направлении. Расстояние между участком испытаний и эпицентром около 43 км (По Прессу и Аршамбо)

решение было принято, приборы следовало бы изготовить на одном заводе и передать их сейсмостанциям разных стран мира. Однако большинство станций не выражало заинтересованности в замене существующей аппаратуры, поэтому единственный выход заключался в передаче им этой аппаратуры бесплатно. Это мероприятие было осуществлено правительством США, и в настоящее время имеется глобальная сеть, состоящая примерно из 120 стандартных сейсмических станций. Каждая оснащена двумя комплектами трехкомпонентных приборов: сейсмометром Беньоффа для короткопериодных волн и сейсмометром Пресса — Юинга — для длиннопериодных. Кроме того, в комплект входят точные электронные часы и радиоприемник для синхронизации записей, приборы для градуировки и воспроизведения фотозаписей. Каждая из станций может при желании хранить свои записи в секрете, но в Американской геологической службе имеется центральный архив, где за несколько центов можно получить фотокопию любой записи любой станции. К числу крупных территорий, где нет стандартных станций, относятся Канада (кроме самой северной ее части), Китай и Советский Союз (стране Москвы). Новая Зеландия контролирует четыре такие станции.

Мы отметили в предыдущей главе, что верхний предел требуемого усиления определяется фоном микросейсм. В глубинах Земли их влияние гораздо меньше, чем на поверхности, поэтому

в настоящее время разработано несколько типов сейсмометров, которые настолько малы, что их можно опускать к забою скважин на глубину нескольких сотен метров.

Существует и другой путь нейтрализации влияния микросейсм — объединение выходных сигналов двух сейсмометров, расположенных на небольшом расстоянии друг от друга. Записи отдаленного землетрясения, сделанные двумя приборами, находящимися приблизительно в 1 км один от другого, очень сходны, за исключением небольшого различия во времени вступления, которое зависит от направления подхода волн. Фон же искусственных помех на двух станциях должен быть, очевидно, различным, и, кроме того, микросейсмсы обычно подходят с иного направления, чем волны. Если несколько сместить одну из записей с учетом разницы во времени вступления, а затем их совместить, можно исключить влияние помех. Размещая сейсмометры по некоторой правильной сетке в виде групп и объединяя выходные сигналы после введения поправок на запаздывание, можно создать инструмент, который позволит выявлять даже очень слабые землетрясения (или взрывы атомных бомб) на больших расстояниях. Выходной сигнал каждого сейсмометра в группе записывается отдельно на магнитную ленту и может быть воспроизведен после необходимого усиления и фильтрации, до или после совмещения с другими записями. Электронные компьютеры автоматически определяют время запаздывания и ту комбинацию, которая может обеспечить сейсмолога нужной информацией в каждом конкретном случае. Расположение сейсмографов в виде групп позволяет существенно повысить эффективность многих видов исследований.

В 1962 г. Управлением по атомной энергии Соединенного Королевства группа из 20 сейсмометров была размещена в Эскдейлмуре (Шотландия). Сейсмометры установлены на бетонных фундаментах в неглубоких шурфах, которые размещены на равном расстоянии друг от друга по двум взаимно перпендикулярным линиям длиной 8 км каждая. Сигналы поступают в центральную лабораторию, расположенную в месте их пересечения, и записываются на магнитную ленту. Далее они могут быть переписаны на обычную бумажную ленту или подвергнуты после фильтрации совместной обработке несколькими различными способами. Вся система была тарифирована при взрывах глубинных бомб в Северном и Ирландском морях.

Несколько аналогичных групп с различными схемами размещения сейсмометров функционируют в Соединенных Штатах. Еще более эффективная система создана в Биллингсе (шт. Монтана); ее можно назвать «группой групп». Она занимает площадь около 150 км².

Участок для размещения Большой системы сейсмических скважин, как она официально называется, был выбран благодаря его удаленности от морских побережий и объектов челове-

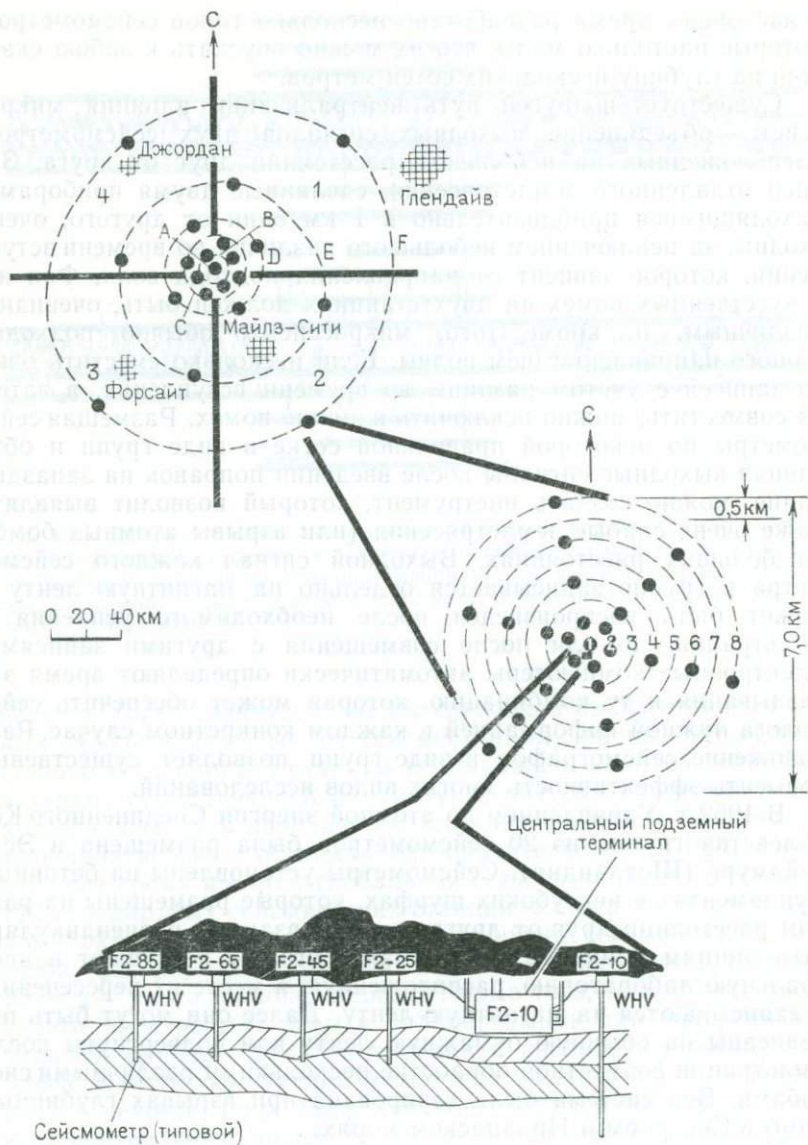


Рис. 133. Сейсмическая группа. Слева сверху изображен план большой сейсмической группы в шт. Монтана. Каждая из точек представляет подгруппу сейсмографов, размещенных по системе, показанной крупным планом справа. На разрезе внизу — центральный сейсмограф на глубине 170 м и четыре сейсмографа, размещенных вдоль того же радиуса на глубине 65 м

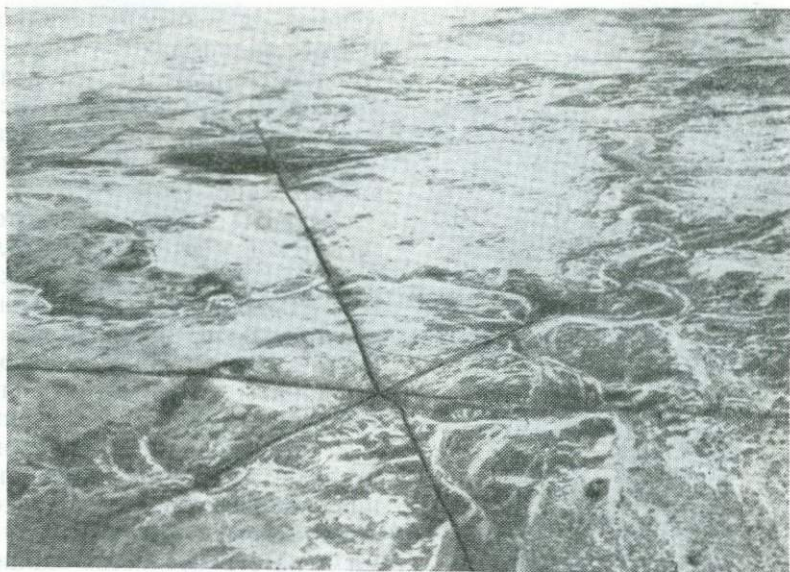


Рис. 134. Аэрофотоснимок одной из 21 подгрупп, образующих Большую систему сейсмических скважин в юго-западной части шт. Монтана (США)

ческой деятельности, а также однородности его геологического строения. Всего здесь имеется 525 скважин, объединенных в 21 подгруппу. Каждая подгруппа состоит из 25 инструментов, размещенных вдоль 6 диаметров круга, длиной 7 км каждый (рис. 133, 134). Для того, чтобы еще больше снизить шумовой фон, сейсмометры опущены на забои 120-миллиметровых скважин, закрепленных металлическими обсадными трубами и бетоном. Большинство скважин глубиной 65 м, но центральная скважина в каждой группе имеет глубину 170 м.

На рис. 135 изображен скважинный сейсмометр. Такая система размещения использована для каждого сейсмографа, образующего Монтанскую группу. Обсадка каждой скважины заканчивается сверху оголовком, состоящим из обычной 200-метровой бензиновой бочки, покрытой металлической «шляпой», предохраняющей устройство от дождя. В оголовок вмонтированы усилитель и конец кабеля, передающего сигналы в центр подгруппы. Стойка, опирающаяся на забой скважины, помогает поддерживать сейсмометр в вертикальном положении.

Сигналы от отдельных сейсмометров в каждой подгруппе передаются в подземный зал, где они усиливаются и преобразуются в микроволновые радиосигналы, передаваемые в информационный центр, расположенный в Биллингсе, примерно в 200 км от места наблюдений. Два электронных компьютера, располо-

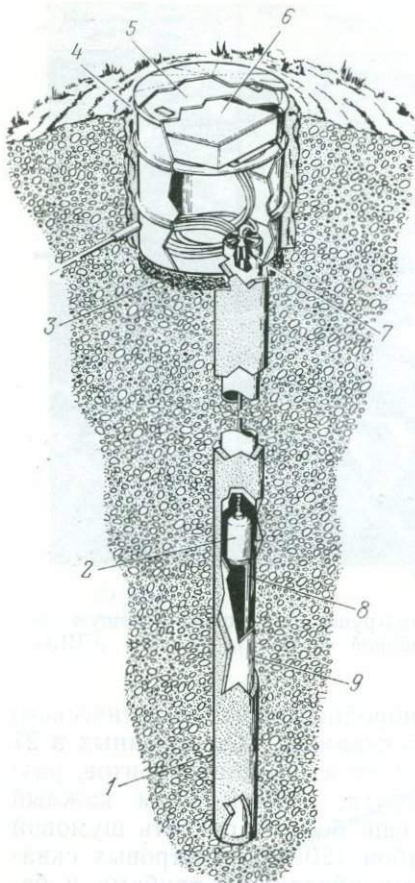


Рис. 135. Сквжинный сейсмометр

1 — цемент; 2 — сейсмометр; 3 — слой гравия; 4 — изоляция; 5 — крышка; 6 — коробка усилителя «1»; 7 — патрон; 8 — стойка; 9 — обсадка

женных в информационном центре, записывают и обрабатывают сигналы от 525 сейсмографов, а также осуществляют проверку и тарировку сейсмометров и другой аппаратуры (рис. 136).

Затраты на создание этой гигантской системы составили более 7,25 млн. долл., из которых 1 млн. долл. был израсходован на компьютеры и другое оборудование в информационном центре, более 1,25 млн. долл. — на бурение и оборудование скважин, 0,5 млн. долл. — на приобретенные сейсмометры и другой аппаратуры, а остальная сумма — на строительство зданий, оборудование радиорелейных и кабельных линий связи, ограждение участка и др. Штат информационного центра состоит из 17 чел., из которых только один — сейсмолог. Остальные 15 чел. необходимы для поддержания системы в рабочем состоянии.

Когда мы получаем запись подозрительного сигнала, независимо от того, с использованием ли системы или без нее, как распознать, бомба это или нет? Рис. 133 показывает, насколько большим может быть сходство между записями землетрясения и взрыва, если они происходят почти на одинаковом расстоянии от записывающей станции. Характер записей зависит в большей степени от состава грунта, чем от вида источника колебаний. В некоторых случаях в решении этого вопроса нам могут существенно помочь точные измерения глубины очага возмущений. Если она превышает несколько километров, это надежное свидетельство в пользу землетрясения. Однако точные определения глубины осуществить нелегко, и для этого нужно располагать записями, сделанными на очень близком расстоянии от источника колебаний. В случае секретных атомных взрывов такая возможность маловероятна.

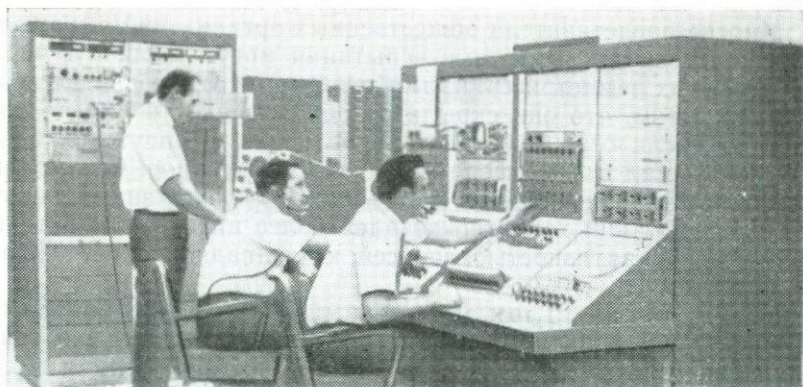


Рис. 136. Информационный центр в Биллингсе (шт. Монтана)

Вначале предполагалось, что определение направления первоначальных движений по сейсмограммам даст весьма простой способ для разграничения ядерных взрывов и землетрясений. Мы уже видели, что землетрясение, благодаря упругой отдаче, должно давать сжатия и разрежения на сейсмограммах в соседних квадрантах. Считалось, что при взрывах картина должна быть более простой, поскольку частицы вблизи источника колебаний движутся по радиусам в стороны, и ничего кроме сжатия не происходит. Предполагалось также, что поскольку вся энергия расходуется на сжатие, S -волны должны быть очень слабыми или не наблюдаться вовсе. Реальная картина оказалась намного сложнее. Даже в тех случаях, когда условия вблизи источника очень однородны, некоторый элемент сдвига неизбежен; кроме того, получают возможность высвобождения деформации сдвига, которые уже успели накопиться в толще породы в силу естественных причин. Вследствие этого на большинстве записей атомных взрывов наблюдается значительное развитие S -волн, хотя записи малых разведочных взрывов иногда их не содержат. В настоящее время установлено, что различие между атомными бомбами и землетрясениями легче всего установить из соотношения между поверхностными и объемными волнами; иначе говоря, должна существовать разница в значениях магнитуд, определяемых по разным фазам. Оказывается, что если применить в едином комплексе все имеющиеся методы, число сомнительных случаев может быть сведено до того минимума, когда оно перестанет быть препятствием для политического урегулирования вопроса о запрещении подземных испытаний, и в момент, когда пишется эта книга, объявлено о начале нового раунда переговоров по данному вопросу.

Многие представители общественных организаций выражают беспокойство, что подземные испытания могут увеличить число естественных землетрясений, а некоторые из них обвиняют сейсмологов в том, что они скрыли от общественности «факт» увеличения числа сейсмических толчков после французских ядерных испытаний в атмосфере над атоллom Муруроа. Сейсмологи же обнаружили, не придав этому факту особого значения, что период испытаний характеризовался более низкой, чем обычно, сейсмической активностью во всей юго-западной части Тихого океана.

Предположение о том, что сильный взрыв может послужить «спусковым механизмом» для землетрясения, не лишено оснований, но только в тех районах, где оно должно так или иначе произойти. Если региональные напряжения приблизились к опасному пределу, воздействие сильных упругих колебаний может привести к превышению этого предела, разрушению пород и упругой отдаче, которая, как отмечалось выше, ответственна за сейсмические толчки. Однако такой ход событий возможен только в тех местах, где землетрясение подготовлено естественными процессами. Таким образом, атомный взрыв может определить *момент* сейсмического толчка, но сама *возможность* землетрясения от него не зависит. Можно быть также совершенно уверенным в том, что если такое возбуждение возможно, оно не должно распространяться на большие расстояния от места взрыва. Взрыв атомной бомбы в 5 кт приводит к выделению такого же количества энергии, как землетрясение с M 5. Если взрыв возбуждает землетрясение, можно было бы ожидать, что и многие сотни землетрясений с такой магнитудой, происходящие ежегодно на территории земного шара, приведут к тому же результату, а возбуждающее воздействие действительно сильных землетрясений распространится на громадные площади. Однако в действительности ничего подобного не происходит. Существует множество основательных причин для выступлений против ядерных испытаний, но эта не относится к их числу.

Глава 17.

ЗА ПРЕДЕЛАМИ НАШЕГО МИРА

Отелло. Какое упущение Луны!

Она с Землею сблизилась сверх меры...

У. Шекспир. Отелло.

Известно, что геофизики, изучавшие структуру и тектонику нашей планеты, всегда жаловались на то, что Земля — единственная в своем роде, поэтому очень трудно установить, является ли открытие чисто земным или характерно для всех планет Солнечной системы и поэтому имеет особую важность. С тех пор как в ноябре 1969 г. американская экспедиция «Аполло» успешно установила сейсмограф на лунной поверхности, положение несколько изменилось к лучшему. Сейчас на Луне функционируют пять станций (рис. 137, 138).

Перед тем как был установлен первый инструмент, мнение сейсмологов о возможности лунотрясений (или *селеносейсм*, если пользоваться классической терминологией) разделились, однако все согласилось с тем, что установка сейсмографа на Луне может дать интересную информацию. Возможно, удалась бы записать удары метеоритов или толчок при посадке космического корабля на лунную поверхность, а если бы эти попытки кончились неудачей — прибегнуть к взрыву зарядов. Так или иначе возможность изучения внутреннего строения Луны сейсмическими методами стала вполне реальной.

В этом плане первая проблема заключалась в разработке портативного сейсмометра, который смог бы выдержать сильный толчок при посадке на Луну. Сейсмологи принялись сбрасывать сейсмометры с вертолетов и даже выстреливали ими, как в цирке, из небольших пушек. К сожалению, первые попытки установить инструмент на Луне кончились неудачей. Однажды даже космонавт, находившийся рядом с прибором, был обвинен в том, что он споткнулся о какое-то препятствие, настолько необычно выглядела полученная запись, однако позднее все разъяснилось.

Бесспорно, имеются весьма интересные различия между землетрясениями и «лунотрясениями». Оказалось, что внутреннее строение Луны и волнопроводящие свойства пород сильно отличаются от того, что ожидалось. По сравнению с Землей Луна сейсмически спокойна. Почти все фиксируемые толчки очень слабы, и общего количества энергии, выделяемой за год, едва хватило бы для толчка с M_2 , но в то же время они весьма многочисленны, а записывающие устройства достаточно чувствительны, чтобы регистрировать на разных участках от 600 до

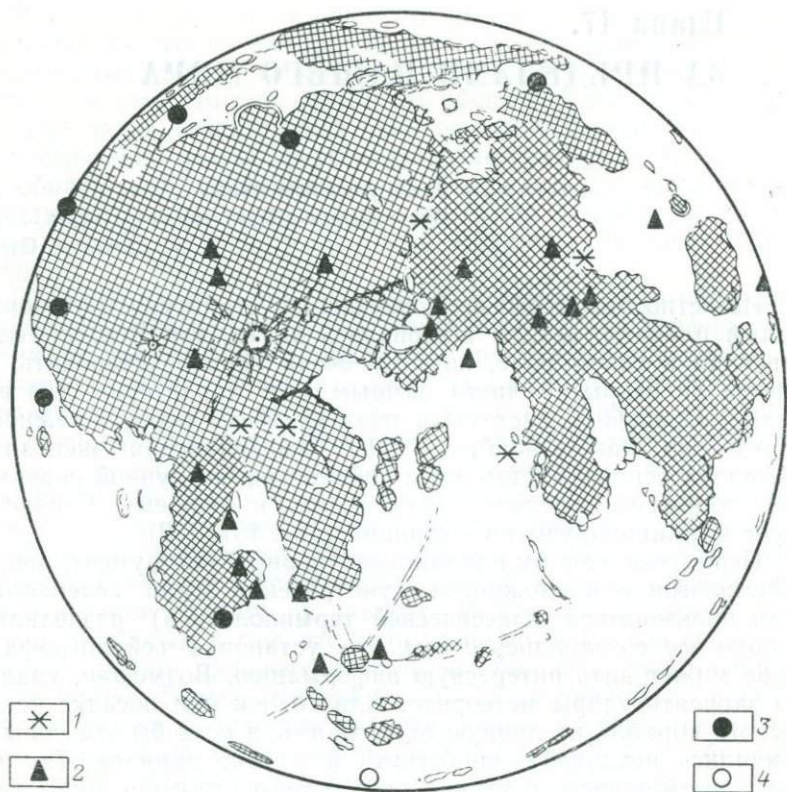


Рис. 137. Схематическая карта расположения лунных сейсмографических станций и «лунотрясений»:

1 — сейсмограф; 2 — нормальные «лунотрясения»; 3 — мелкофокусные «лунотрясения»; 4 — толчок на обратной стороне Луны

2000 толчков в год. Сюда не включены очень слабые «температурные лунотрясения», сопровождающие резкие перепады температур при восходе и закате солнца. Такие очень слабые толчки являются, по-видимому, результатом растрескивания и оседания лунной поверхности.

Регистрируются также три типа более сильных возмущений. Во-первых, удары от падения метеоритов, хотя оказалось, что число крупных метеоритов существенно меньше, чем это наблюдается на Земле. Во-вторых, нормальные лунотрясения, вызываемые волнами, приходящими, как оказалось, с глубин от 600 до 900 км, поэтому их нельзя было бы считать «нормальными» для земных условий. Создается впечатление, что они приходят из ограниченного числа фокусов, по-видимому, не более 50.

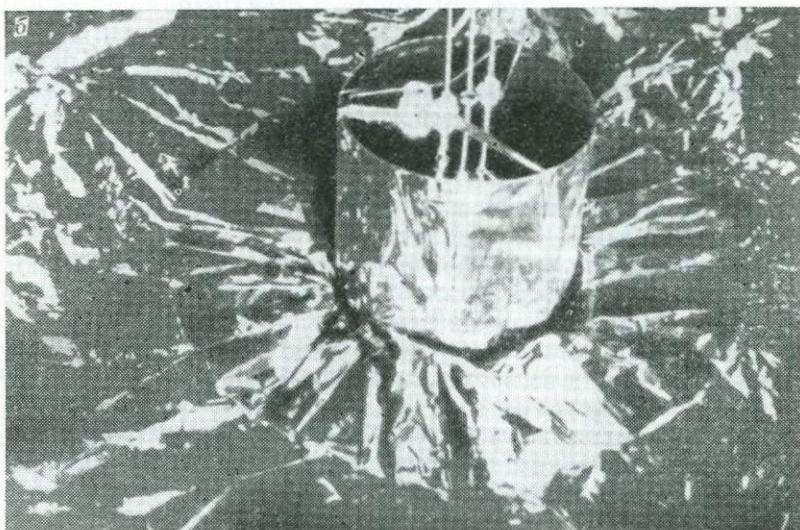


Рис. 138. Космический корабль «Аполло-П» (а), доставивший на Луну четыре сейсмографа: три длиннопериодных и один короткопериодный с вертикальной компонентой, показанный крупным планом (б)

Записи сотрясений, связанные с разными фокусами, почти идентичны, и каждый фокус активизируется в определенный момент лунного месяца. Ответственны за них, вероятно, приливные силы. Пики активности повторяются каждые 14 сут., и, кроме того, наблюдаются пики второго порядка с интервалом 206 сут.,

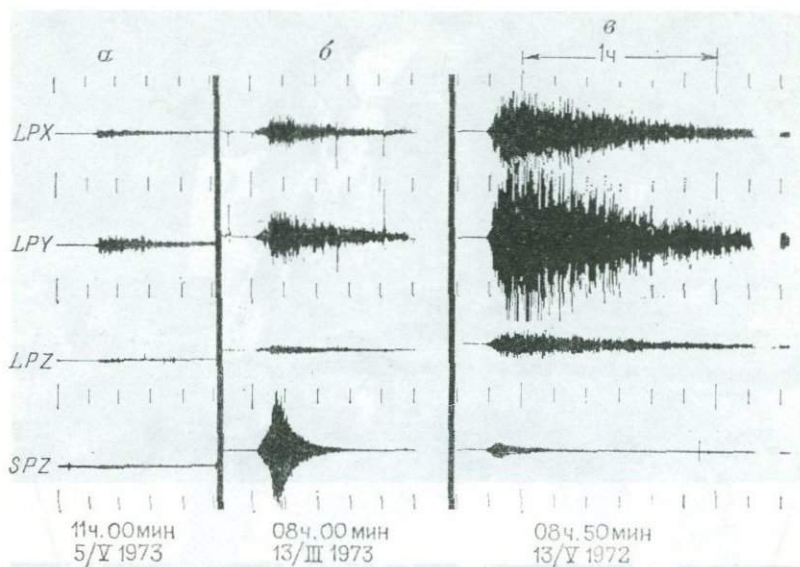


Рис. 139. Сейсмограммы нормального (а), мелкофокусного (б) «лунотрясений» и метеоритного удара (в). Две верхние записи сделаны длиннопериодными сейсмографами с горизонтальной компонентой, а нижние — длинно- и короткопериодными с вертикальной компонентой (По Накамура и др.)

которые могут соответствовать ходу солнечного воздействия на приливные силы.

В-третьих, очень мелкофокусные возмущения, которые могут быть связаны, как и на Земле, с высвобождением коровых напряжений. До сих пор таких лунотрясений зафиксировано около 12, при этом не установлено какой-либо ясной закономерности в их распределении во времени или пространстве (см. рис. 137).

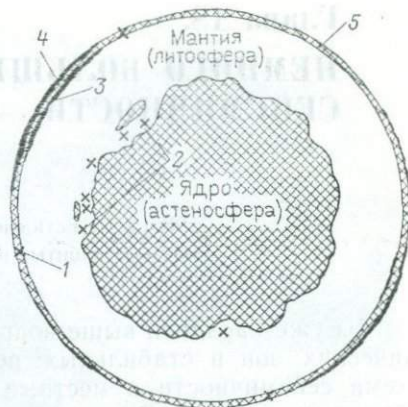
Лунные сейсмограммы по внешнему виду заметно отличаются от земных (рис. 139). Частота колебаний значительно выше, а реверберация продолжается гораздо дольше. При этом трудно выделить отдельные фазы, и нет чистых поверхностных волн. Полагают, что это объясняется очень большой сухостью лунных пород, но, несомненно, нам предстоит узнать еще многое об условиях распространения волн на Луне.

Внутри Луна, как и Земля, делится на три главные сферы, но свойства этих сфер существенно иные, чем на Земле. Используя записи искусственных сотрясений, метеоритных ударов и наиболее сильных лунотрясений, оказалось возможным построить кривую времени пробега *P*-волн для расстояния до 1000 км. Были выделены также волны *PP* и *PPP* (рис. 140).

По сравнению с земными лунные сферы имеют менее правильную форму и характеризуются значительной пространствен-

Рис. 140. Разрез внутреннего строения Луны:

1 — мелкофокусные «лунотрясения»; 2 — нормальные лунотрясения; 3 — слой высоких скоростей; 4 — базальты лунных «морей»; 5 — кора (лунный радиус 1738 км; радиус ядра 1100 км; толщина коры 60 км)



ной неоднородностью. Толщина коры составляет около 60 км, а средняя скорость P -волн в ней около 6,7 км/с. Более высокие скорости наблюдаются только в базальтах, слагающих поверхность

обширных лунных морей, а также в основании коры, где в некоторых местах они могут достигать величин, соответствующих слоям повышенных скоростей. Ниже коры скорость возрастает до 8 км/с и остается постоянной вплоть до основания мантии, которая простирается до глубины 700 км.

Ядро не похоже на земное. Астрономические измерения показали, что средняя плотность вещества Луны не превышает 3,3, так что содержание металлов в нем не может быть большим. Лунное ядро, по-видимому, не проводит волны, или, по крайней мере, проводит их плохо, тем не менее оно находится в твердом состоянии, и объяснение этому явлению следует, очевидно, искать в его недостаточной жесткости. Таким образом, его следовало бы считать лунной астеносферой, а мантию над ним — литосферой. Условия на границе между ними весьма сложны, поэтому сама граница должна быть очень неровной.

Исследование Луны — первый небольшой вклад сейсмологов в планетарную астрономию. К тому времени, когда эта книга выйдет из печати, две американские станции «Викинг» должны доставить сейсмографы на Марс. Передача информации с Марса на Землю — более сложная задача, чем передача ее с Луны, однако считается, что и эта проблема в настоящее время решена. Каждая из двух станций, доставленных на Марс, будет функционировать 90 дней, а вместе они будут работать половину этого срока. То, что мы уже знаем о Марсе, позволяет предположить, что его структура и тектоника имеют большее сходство с Землей, чем с Луной, и недалеко то время, когда «марсотрясения» (или *ареосейсмы*?) вместе с землетрясениями и лунотрясениями составят предмет сейсмологии.

В ноябре 1976 г. сейсмометром, доставленным космическим кораблем «Викинг» на равнину Утопии, был записан толчок, магнитуда которого оказалась равной 6.

Глава 18.

НЕМНОГО БОЛЬШЕ О ГЕОГРАФИИ СЕЙСМИЧНОСТИ

Ж а к . . . Есть очень много странных мест,
набитых наблюдениями. . .

У. Шекспир. Как вам это понравится.

Мы уже касались выше вопросов размещения на Земле сейсмических зон и стабильных регионов и показали, как общая схема сейсмичности и местные отклонения от нее могут быть объяснены с позиций плитотектоники. В большинстве районов мира, которые мне удалось посетить, как сейсмичных, так и асейсмичных, наиболее активными считаются Калифорния и Япония, возможно, потому, что некоторые другие страны менее развиты, или потому, что работы сейсмологов этих стран меньше публикуются. Обе эти страны, как и Новая Зеландия, расположены по краям Тихоокеанской плиты, но во всех трех случаях характер контакта с соседними плитами различен; соответственно различается и характер сейсмичности. Рассмотрим их более детально.

Самый простой из этих районов — Калифорния. Здесь контакт между Тихоокеанской и Американской плитами проходит по разлому Сан-Андреас (рис. 141). Периодические подвижки сдвигового характера по этому разлому (или по какому-либо второстепенному разлому в этой системе) вызывают мелкофокусные землетрясения, при этом вдоль границы плит не происходит ни субдукции, ни надвигания одной плиты на другую, что могло бы проявиться в глубокофокусной сейсмической активности. Мелкофокусные землетрясения имеют в большинстве случаев характер слабых толчков и вследствие этого ощущаются на небольшой площади, даже в том случае, если наблюдатели, находящиеся вблизи эпицентра, отмечают весьма высокую интенсивность. Калифорнийцы ощущают меньшее число толчков, чем новозеландцы, но эти толчки более тревожны. Размещение в пространстве эпицентров землетрясений (рис. 142) и схема разломов (рис. 143) весьма сходны, что и объясняет ту легкость, с которой американские сейсмологи приняли теорию упругой отдачи. По сравнению с Калифорнией в Японии и Новой Зеландии проблемы сейсмичности более сложны, но и гораздо более типичны для Тихоокеанского кольца в целом. Простая картина, наблюдаемая в Калифорнии, вовсе не является обычной.

Новозеландский Альпийский разлом, прослеживающийся вдоль западных склонов Южных Альп (рис. 144), в геологиче-



Рис. 141. Аэрофотоснимок одного из сегментов разлома Сан-Андреас. Хорошо видны отроги холмов, срезанные последовательными горизонтальными подвижками по разлому

ском отношении имеет много сходного с разломом Сан-Андреас в Калифорнии, однако его положение нельзя установить по карте новозеландских землетрясений (рис. 145—148). Хотя уровень сейсмической активности меняется во времени и в настоящее время некоторые районы страны находятся в состоянии относительного покоя, мелкофокусные землетрясения на двух

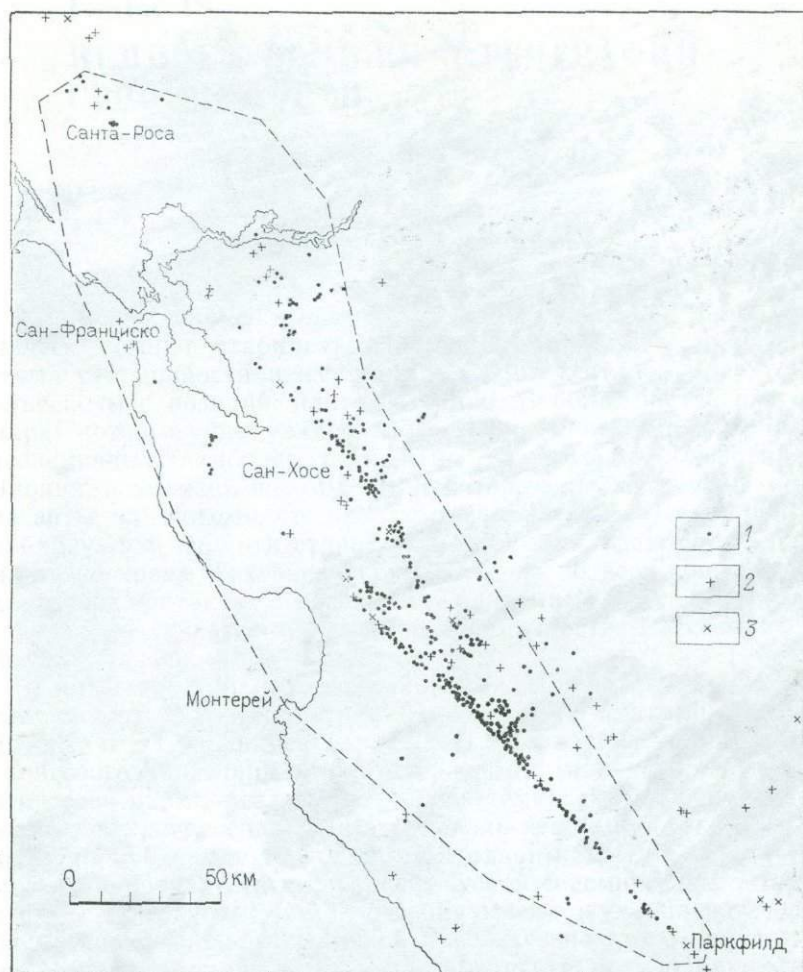


Рис. 142. Эпицентры землетрясений (Калифорния), происшедшие на протяжении примерно 3 мес.:

1 — $M \leq 1,5$; 2 — $1,5 < M \leq 2,5$; 3 — $2,5 < M \leq 3,5$; 4 — $M > 3,5$. Пунктирной линией показан район, в котором толчки можно было надежно определить и локализовать в пространстве

главных островах ощущаются практически повсеместно. Могут быть выделены две главные группировки эпицентров: эпицентры Главного сейсмического региона (рис. 149) расположены на большей части о-ва Северного, за исключением п-ова Нортленд, и в северной части о-ва Южного; второй регион — Фьордленд (или Южный), где толчки концентрируются в юго-западной части о-ва Южного. Между ними расположен Центральный сейс-

мический регион, тоже, без сомнения, сейсмичный, но в меньшей степени, чем два первых.

В Центральном регионе нет эпицентров глубокофокусных землетрясений, в Главном и Южном они есть. В Главном регионе эпицентры глубокофокусных землетрясений приурочены к зоне, которая пересекает страну от зал. Пленти до Нельсона и Марлборо (см. рис. 147, 148). За исключением небольшой группы эпицентров, которая расположена примерно в 600 км от Таранакки, наиболее глубокофокусные землетрясения приурочены к северной части этой зоны. По мере продвижения к северо-западу максимальная глубина очагов постепенно уменьшается, пока глубоко- и мелкофокусная зоны не сливаются в одну. Описанная система гипоцентров, называемая иногда Новозеландским подкоровым рифтом, имеет черты сходства с так называемой зоной Бень-оффа и, как полагают в настоящее время сейсмологи, маркирует положение погружающегося края Тихоокеанской плиты.

На рис. 149 приведен положение трех сейсмических регионов по отношению к активным вулканам, главным разломам и гравитационным аномалиям. Тесная взаимосвязь между землетрясениями и выраженными на поверхности разломами, отмеченная для Калифорнии (см. рис. 142, 143), в Новой Зеландии не прослеживается.

Очаги сейсмической активности в регионе Фьордленд сгруппированы гораздо более тесно, чем на севере. Все эпицентры лежат вблизи оз. Те-Анау, и фокальная глубина составляет 100—120 км. Это самые южные глубинные толчки, зафиксированные вдоль западной окраины Тихоокеанского кольца.

Пространственное распределение сейсмической активности и других геофизических особенностей региона (см. рис. 149) показывает, что под южной частью Северного края Тихоокеанской плиты подвигается или затягивается под край Индийской плиты, в то время как регион Фьордленд — это надвинутая часть Тихоокеанской плиты. Сопряжение этих двух структур, в котором важную роль играет Альпийский разлом, характеризуется, естественно, большой сложностью.

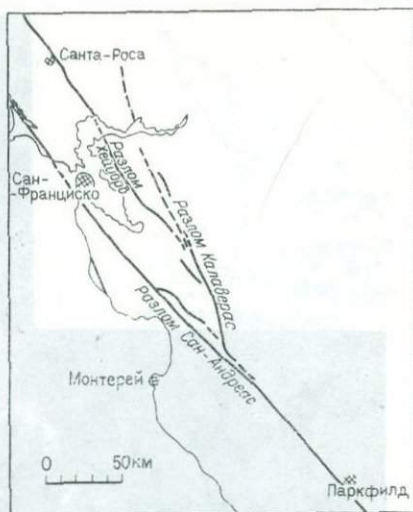


Рис. 143. Главные разломы (Калифорния). Сейсмическая активность здесь тесно связана с расположением геологических разломов, прослеживающихся на поверхности

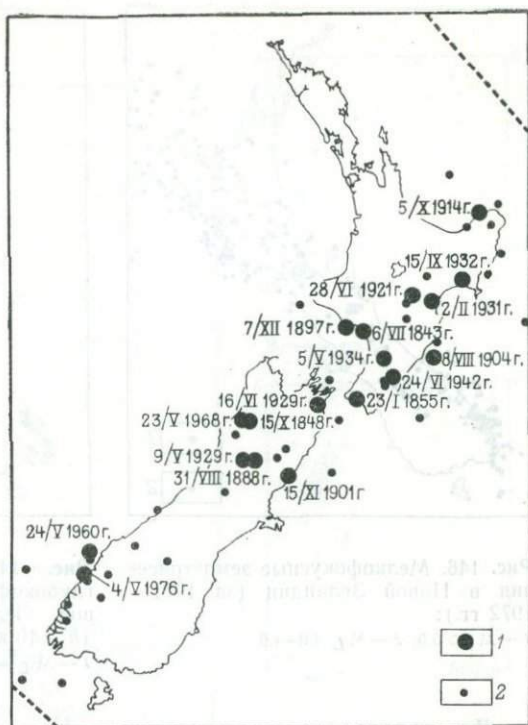


Рис. 144. Альпийский разлом, следующий вдоль западного склона покрытых снегом Южных Альп на Южном о-ве Новой Зеландии. На фотографии, сделанной с искусственного спутника, показан его сегмент длиной более 150 км от Грей до ледника Франца Иосифа. Большое озеро у северного конца сегмента — оз. Браннер, у южного — оз. Мапурика, с расположенными к северу от него на побережьи лагунами Окарито и Солтуотер

Геофизическая структура Главного сейсмического региона в общем типична для островных дуг. Здесь имеются как действующие, так и потухшие в настоящее время вулканы. О-в Северный пересечен крупной отрицательной гравитационной аномалией. Вдоль его восточного побережья проходит подводный желоб Хикуранги. Все эти структуры, как и следовало ожидать,

Рис. 145. Сильные мелкофокусные землетрясения в Новой Зеландии ($h < 100$ км)

1 — $M_L > 7$ (1840—1976 гг.);
2 — $M_L > 6$ (1940—1976 гг.)



хорошо согласуются с расположением пояса глубокофокусных землетрясений, хотя в деталях имеются определенные различия. Существует узкая щель и некоторое смещение между Новозеландской зоной глубокофокусных землетрясений и крупнейшей сейсмической зоной, которая продолжает Тихоокеанский пояс в северо-западном направлении — к островам Кермадек и Тонга.

Очевидно, система Фьордленд ориентирована скорее в направлении Тасманского бассейна, чем Тихого океана, но ее геофизические особенности недостаточно хорошо изучены. Здесь нет активных вулканов, а древние проявления представлены лишь вулканами на о-ве Отаго (близ Данидина) и небольшом о-ве Соландер у западных подходов к прол. Фово. Хотя глубоко-водная зона подходит очень близко к западному побережью, здесь нет четко выраженного глубокоководного желоба, а расположение положительных и отрицательных гравитационных аномалий не такое, как можно было бы ожидать на основании общих соображений. Фьордленд — суровый район, покрытый густыми лесами и в большей части необитаемый. Густая сеть станций была развернута здесь только в последние годы, и лишь недавно в руки сейсмологов стала поступать геофизическая информация.

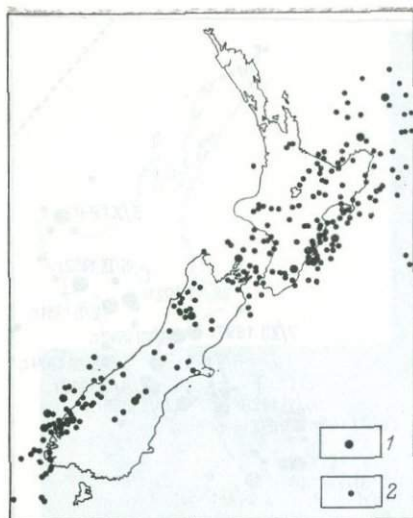


Рис. 146. Мелкофокусные землетрясения в Новой Зеландии (за 1971—1972 гг.):

1 — $M_L > 5,0$; 2 — $M_L 4,0-4,9$



Рис. 147. Эпицентры подкорковых глубокофокусных землетрясений Новой Зеландии за 1971—1972 гг. ($h \geq 40$ км):

1 — $M_L > 5,0$; 2 — $M_L 4,0-4,9$

До последнего времени считалось, что на п-ове Нортленд землетрясений вообще не бывает, но в ноябре 1963 г. был зафиксирован слабый толчок в Каитайе, на крайнем севере полуострова. В канун рождества второй толчок с $M 5\frac{1}{4}$ вызвал незначительные разрушения. С тех пор в том же районе, а также в других пунктах между ним и Оклендом произошло несколько слабых землетрясений. Если дополнительно принять во внимание землетрясение в зал. Островов, произошедшее в 1914 г. и получившее широкую известность, станет ясно, что нет такой части Новой Зеландии, где время от времени не происходили бы землетрясения. Подобные факты являются предупреждением против слишком детального разграничения зон в схемах сейсмического районирования этой территории.

Насколько можно установить, в Новой Зеландии не было очень сильных землетрясений. По-видимому, только два из них — полуполюгендарное землетрясение Хао-Венуа, происшедшее около 1460 г., и землетрясение на юго-западе района Уайрарапа в 1855 г. — имели магнитуду порядка 8. Как исторические сведения, так и характер повторения маломagnitude толчков указывают на то, что в среднем столь сильные землетрясения должны происходить не чаще чем раз в столетие, но землетрясения с $M 7$ могут наблюдаться уже значительно чаще — один раз в 10 лет. К счастью, не многие из них происходят вблизи

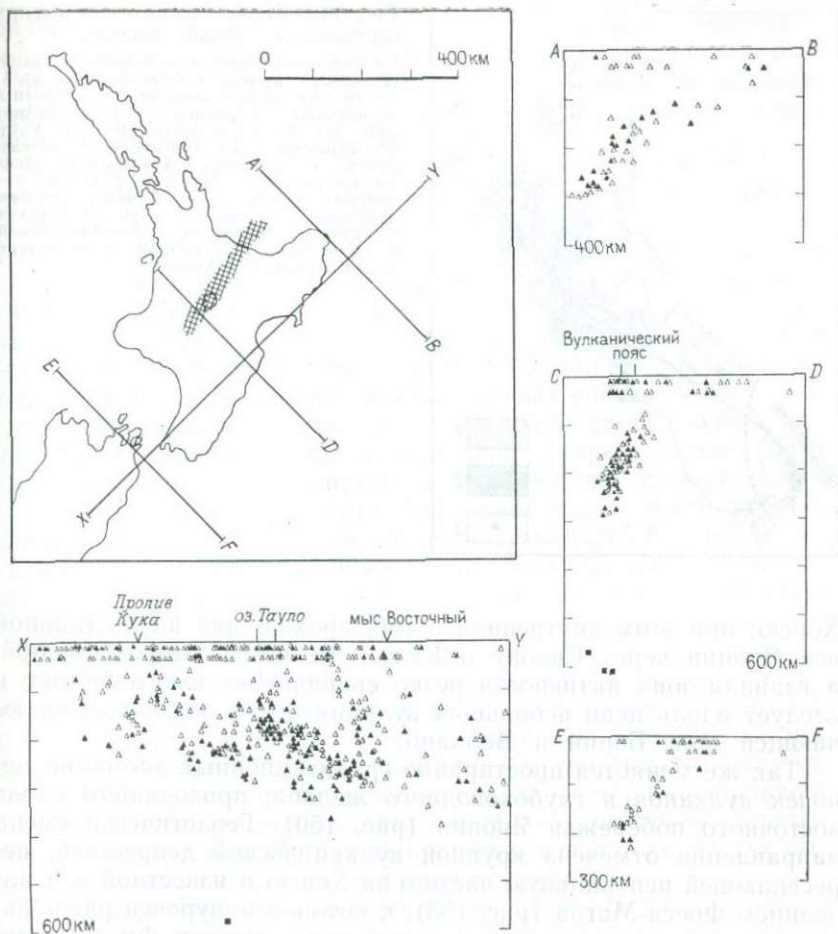


Рис. 148. Приуроченность глубокофокусных землетрясений Новой Зеландии к району погружения литосферной плиты. Треугольниками показаны гипоцентры землетрясений, штриховкой — размещение активных вулканов

больших городов. В приложении дан перечень таких сейсмических толчков и приведена карта расположения эпицентров, а некоторые из наиболее сильных и интересных землетрясений описаны в следующей главе.

В Японии землетрясения возникают в результате относительного перемещения Тихоокеанской и Евразийской плит, однако мы считаем, что, как и в Новой Зеландии, при столкновении этих плит формируются довольно сложные структуры. Сейсмическая зона, прослеживающаяся на юго-запад от Камчатки через Курильские о-ва и Хоккайдо, разветвляется в центре о-ва

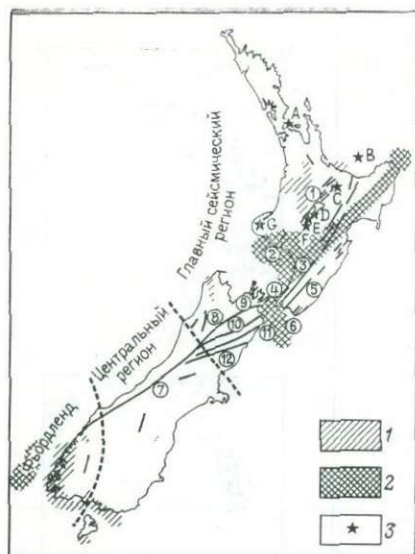


Рис. 149. Карта сеймотектонических особенностей Новой Зеландии:

1 — положительные изостатические гравитационные аномалии (более 50 м/с^2); 2 — то же отрицательные; 3 — вулканы, проявившие активность за последние 1000 лет (А — Рангитото, В — о-в Уайт, С — Таравера, Д — Тонгариро, Е — Нхау-рухэ, F — Руалеху, G — Эгмонт). Цифры на рисунке — активные разломы: 1 — Роторуа—Таупо, 2 — Нукумаху, 3 — Веллингтон, 4 — Охапу, 5 — Зап. Уайрарапа, 6 — Вост. Уайрарапа, 7 — Альпийский, 8 — Уайт-Крик, 9 — Уайрау, 10 — Аватере, 11 — Кларенс, 12 — Хоуп

Хонсю; при этом внутренняя ветвь, проходящая вдоль главной оси Японии через Сикоку и Кюсю, является второстепенной, а главная зона активности резко сворачивает к юго-востоку и следует вдоль цепи небольших вулканических островков, включающей о-ва Бонин и Волкано.

Так же меняется простиранение гравитационных аномалий, цепочек вулканов и глубоководного желоба, проходящего вдоль восточного побережья Японии (рис. 150). Геологически смена направления отмечена крупной вулканической депрессией, пересекающей центральную часть о-ва Хонсю и известной под названием Фосса-Магна (рис. 153), к которой приурочен ряд больших вулканических конусов, в том числе и гора Фудзи. Зона глубокофокусных землетрясений внешней ветви прослеживается под о-вом Хонсю и Японским морем до Азиатского материка, во внутренней же ветви цепь вулканов и полоса эпицентров глубокофокусных землетрясений тянутся с перерывами почти до о-ва Кюсю. В терминах плитотектоники можно сказать, что внутренняя и внешняя ветви охватывают Филиппинскую «малую плиту» (см. рис. 80), а пользуясь старой терминологией, Северную Японию можно отнести к островным дугам, а Южную — к блоковым структурам.

Древняя японская цивилизация обеспечила сейсмологов детальными историческими записями о землетрясениях прошлых времен; правда, Китай может гордиться еще более длинными летописями. Самое раннее надежное свидетельство о землетрясении в Японии относится к 416 г. н. э., а сведения о сильных землетрясениях, по крайней мере для Центральной Японии, ста-

новятся достаточно полными лишь после Великого землетрясения в Нанкайдо в 684 г. Иمامура, составивший каталог 66 разрушительных землетрясений за период с 1596 по 1935 гг., полагает, что в него вошли даже те землетрясения, которые произошли в отдаленных районах страны.

Можно сомневаться в том, что Колумбийско-Эквадорское землетрясение 31 января 1906 г. или землетрясение Санрику у восточного побережья Хонсю 3 марта 1933 г., имевшие, согласно определениям Рихтера, М 8, 9, были сильнейшими с тех пор, как стали возможны инструментальные записи землетрясений, но нет никаких сомнений, что с общечеловеческой точки зрения Таншаньское землетрясение 27 июля 1976 г. в Китае было величайшей природной катастрофой нашего времени. По самым скромным подсчетам, эта катастрофа унесла около 1 млн. человеческих жизней. Это самая высокая дань, уплаченная смерти при землетрясениях за последние четыре столетия, и вторая по величине за всю историю человечества. Единственным сравнимым по числу жертв бедствием было землетрясение Кванто 1 сентября 1923 г., почти полностью разрушившее Токио и Иокогаму — два города в мире с наибольшей плотностью населения. По официальным данным, число жертв составило около 100 000 чел. (рис. 154—157).

Эпицентр землетрясения Кванто, получившего наименование по названию провинции, наиболее сильно пострадавшей от сейсмического толчка, находился примерно в 80 км к юго-западу от Токио, возле о-ва Осима в зал. Сугами; при этом многие маленькие городки по берегам залива были уничтожены цунами, последовавшим за землетрясением. На некоторых из небольших островков высота волны достигала 12 м, поэтому много жителей утонуло; однако возникновение цунами в некоторых местах сыграло положительную роль, потушив пожары.

В Токио и Иокогаме огромное число несчастных случаев было вызвано именно пожарами, а не обрушением зданий. Японские дома традиционно строятся из дерева с внутренними перегородками в виде легких раздвижных рам, затянутых бумагой. Они отапливаются жаровнями с древесным углем, которые легко могут опрокинуться и поджечь плетеные циновки, покрывающие пол. В течение часа, последовавшего за землетрясением, пожарным управлением было зарегистрировано более 100 пожаров, но в связи с выходом из строя телефонной сети и аварийных систем, а также с тем, что улицы с каждой минутой все больше заполнялись беженцами, мало что можно было сделать.

Пожары явились усугубляющим бедствием при большинстве крупных землетрясений, и многие американцы склонны приписывать разрушение Сан-Франциско в 1906 г. в большей степени пожарам, чем самому землетрясению. Но это событие нельзя сравнить с катастрофой в Токио в 1923 г.

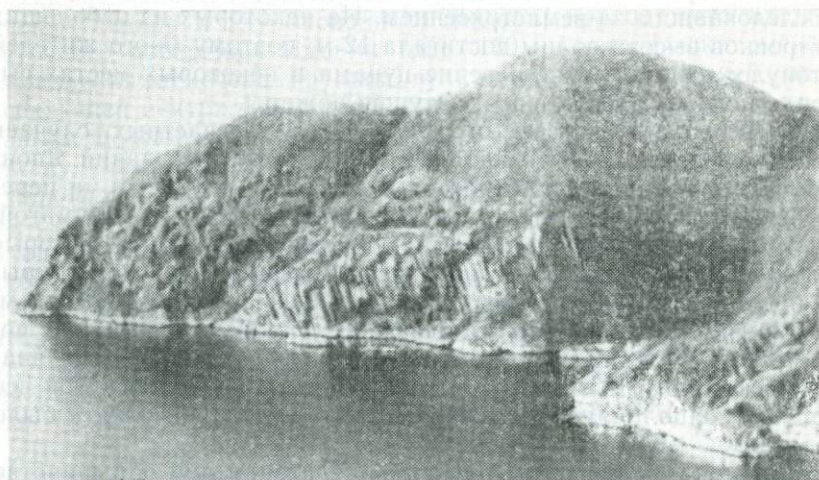
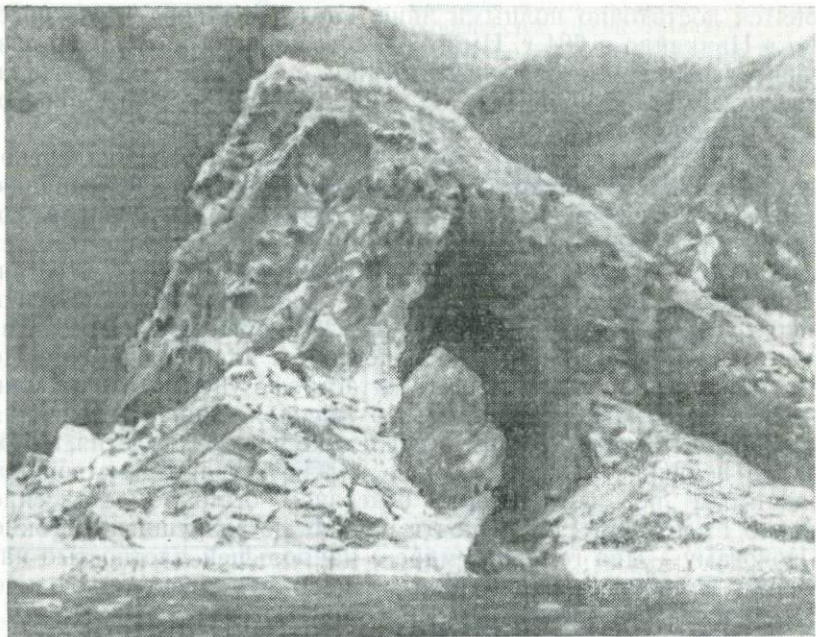


Рис. 150. Региональные поднятия. Белая кайма из погибших рачков и других морских организмов указывает на поднятие о-ва Ава Сима и соседних участков побережья о-ва Хонсю при землетрясении в Ниигате в 1964 г.



Особенности колебаний земной поверхности при землетрясении Кванто до сих пор остаются загадкой для сейсмологов, и это не удивительно, так как толчок с $M 8,3$ — это сложное явление, и часть движений должна быть приписана сильным афтершокам. Имамура считает, что по крайней мере один из них имел место на суше, к северу от главного эпицентра.

Японские сейсмологи выполнили высокоточную топографическую съемку пострадавшей территории. Исходя из предположения, что триангуляционные пункты, расположенные в 80 км к северу, остались несмещенными, они установили, что п-ов Босо и земли вокруг зал. Сугами сдвинулись к юго-востоку. На полуострове амплитуда смещений составила 4,5 м; в глубь острова она постепенно уменьшается и на окраине Токио не превышает 1 м, а местами

вообще не фиксируется. О-в Осима, напротив, сдвинулся примерно на 1 м к северу. Наряду с горизонтальными смещениями были установлены также вертикальные с амплитудой до 2 м.

Что произошло на дне залива, до настоящего времени остается неясным. Некоторые изменения глубин, выявленные Японской морской экспедицией при составлении новых карт, возможно, связаны с подводными оползнями, но наиболее глубокая часть залива, судя по этим данным, должна была опуститься на 200 м. Имеются и другие участки, где глубина воды увеличилась вдвое.

В открытом океане подобные изменения глубин часто и без основания приписывают недостаточной определенности в положении съемочных судов, но когда 83 000 эхолотных промеров сделано в замкнутом заливе, такое объяснение кажется уже менее убедительным. Альтернативное предположение требует допустить возможность вертикальных перемещений такого масштаба, какой до настоящего времени нигде зарегистрирован не был, поэтому большинство сейсмологов относит отмеченные

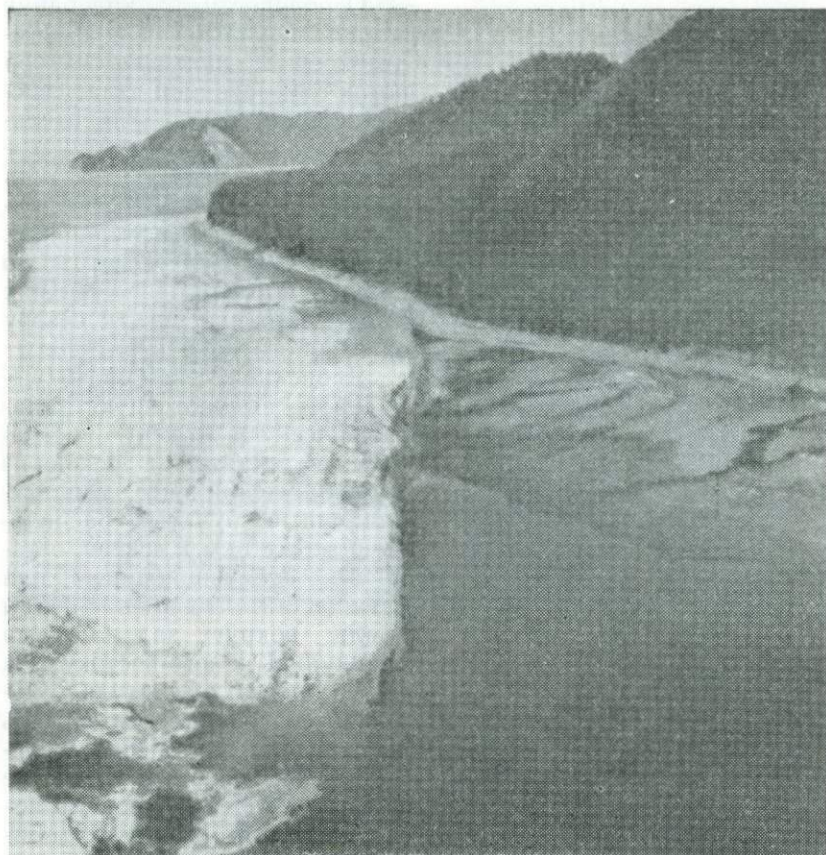


Рис. 151. Смещения по разлому Ханнинг-Бей при Аляскинском землетрясении 1964 г. Белый налет на скалах слева состоит из побелевших остатков морских организмов, оказавшихся выше уровня моря. Поднятие испытал весь район, однако блок, образующий левое крыло разлома, был поднят примерно на 3 м выше, чем противоположный

изменения глубин за счет дефектов исследований, выполнявшихся до землетрясения.

В 1923 г. школа сейсмологических исследований, основанная Милном, уже несколько утратила свой первоначальный авторитет, но после Токийского землетрясения в университете Токио был создан Имперский институт исследования землетрясений, в результате чего в Японии вновь начался период активных сейсмологических исследований. Исследовательские работы в Калифорнии развивались медленнее, однако доклад комиссии, изучавшей землетрясение 1906 г. в Сан-Франциско, и как результат — развитие Ридом теории упругой отдачи — стали важнейшими вехами в развитии сейсмологии тех лет.

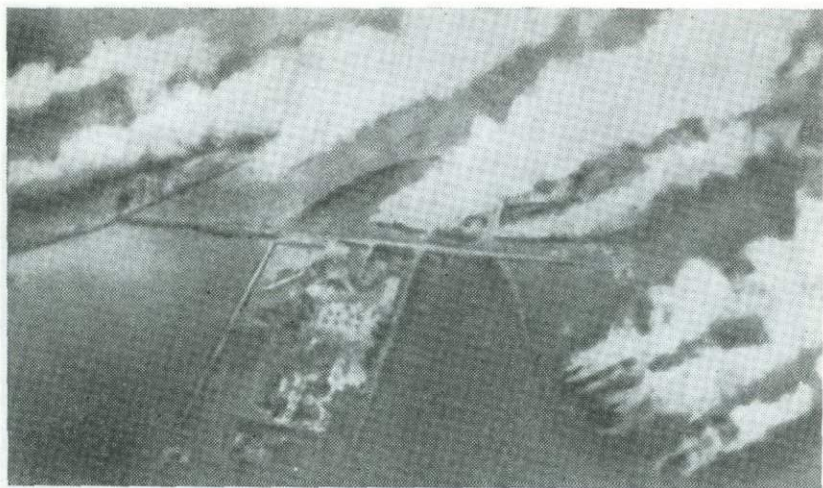


Рис. 154. Землетрясение Кванто, 1923 г. На этом снимке, сделанном с военного самолета, видно множество отдельных очагов пожаров



Рис. 155. Развалины Токио после землетрясения Кванто и последовавших за ним пожаров



Рис. 156. Беженцы в парке Токио после землетрясения Кванто

серьезно страдавших от землетрясений. 40 чел. погибло в 1812 г., когда рухнула церковь в Сан-Хуан-Капистрано. Этот год получил известность как «год землетрясений». Сильные толчки в районе Сан-Франциско были отмечены также в 1836 и 1838 гг., а возле форта Тейон в Центральной Калифорнии — в 1852 г. Землетрясение Оуэнс-Вэлли 1872 г. было первым, которое нашло отражение в геологическом отчете.

Теперь известно, что в результате движений по Калифорнийским разломам западное побережье штата смещается к северо-западу со средней скоростью несколько сантиметров в год. Этот процесс должен в конце концов привести к возобновлению добрососедских отношений между жителями Сан-Франциско и Лос-Анджелеса, живущих на противоположных сторонах разлома Сан-Андреас.

По своим размерам разлом Сан-Андреас очень напоминает Альпийский разлом



Рис. 157. Смещения земной поверхности при землетрясении Кванто. Стрелками показаны направления постоянных перемещений земной поверхности, выявленных точными геодезическими измерениями до и после землетрясения. Длина стрелок пропорциональна величине смещения

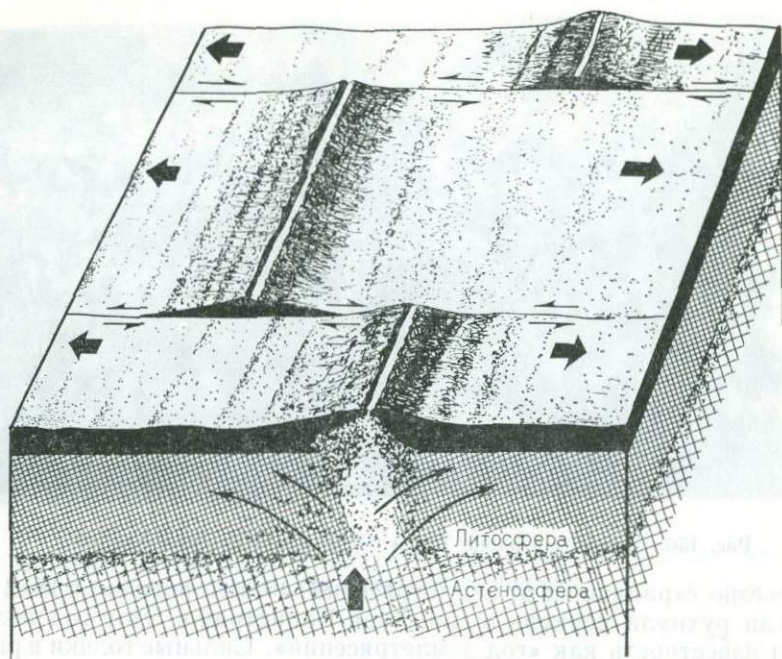


Рис. 158. Трансформные разломы

в Новой Зеландии, но в отличие от него не заканчивается на-
двигом, а переходит в серию подводных трещинных зон, ко-
торые являли загадку с тех пор, как были обнаружены в 1950 г.
Они также относятся к поперечным разломам, к тому их типу,
который был назван *трансформным* канадским проф. Т. Вильсо-
ном, которому впервые удалось объяснить их происхождение
в 1965 г.

Трансформными называют разломы, рассекающие срединно-
океанические хребты на отдельные сегменты, смещающиеся
друг относительно друга в горизонтальном направлении. В ре-
зультате образуются разрывы с различной скоростью спрединга
в соседних точках, лежащих на его противоположных крыльях.
Сейсмичность срединно-океанических хребтов часто связывают
с этими поперечными разрывами. Большинство землетрясений
происходит в сегментах, заключенных между отрезками хреб-
тов. Характер движений, показанных на рис. 158, противо-
положен тому, который следовало бы ожидать, исходя из смеще-
ния хребтов, благодаря спредингу, направленному в стороны от
гребня.

По своим последствиям землетрясение в Сан-Франциско
(1906 г.) не было столь катастрофичным, как в Токио в 1923 г.,

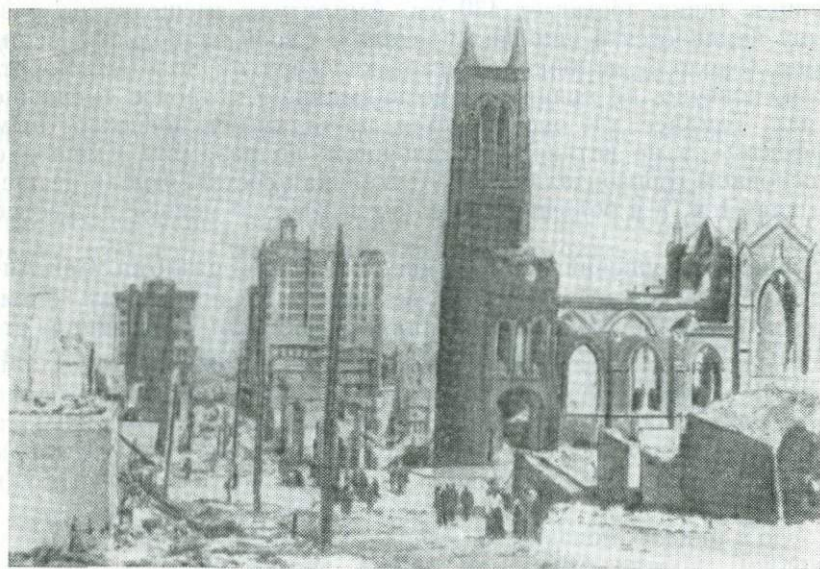
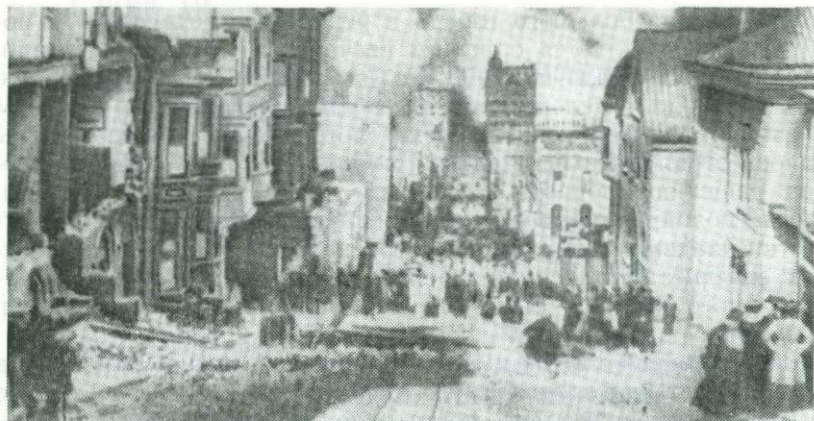


Рис. 159. Землетрясение в Сан-Франциско, 1906 г.

но разрушение большого города в результате сотрясений и пожаров всегда является большим несчастьем. Было подсчитано, что 700 чел. погибло и 28 000 чел. остались без крова. Больше всего пострадали деловые районы города, выстроенные главным образом на землях, отвоеванных у моря. Вспыхнувшие пожары удалось ограничить площадью примерно в 10 км² лишь благодаря решению взорвать динамитом ряды уцелевших зданий. Многие водопроводные магистрали были разрушены, а при отсутствии задвижек давление быстро начало падать и в тех секциях, которые остались неповрежденными. Общая величина материального ущерба была оценена примерно в 4 млн. долл. (рис. 159).

Сейсмический толчок имел M 8,3. Эта величина установлена весьма точно благодаря тому, что комиссия по изучению этого землетрясения оказалась достаточно расторопной, чтобы собрать и опубликовать сейсмограммы со всех станций мира. Для сильных землетрясений, вероятно, неверно говорить об эпицентрах, так как очаг может иметь значительные размеры, однако эпицентр землетрясения 1906 г. обычно размещают в точке на разломе Сан-Андреас, примерно в 50 км к северо-западу от города. Образовавшийся при этом разрыв земной поверхности является наиболее длинным из всех образований такого рода и даже по самым минимальным оценкам достигает 300 км. Местами разрыв уходит на дно моря, что наряду с рядом других факторов затрудняет его изучение. Рихтер полагает, что его полная длина достигает 430 км. Амплитуда смещения по разрыву изменяется в широких пределах. Своей наибольшей величины (около 5 м) она достигает к северу от Золотых Ворот, если, конечно, не принимать во внимание 7-метровое смещение у зал. Томалес, где оно является, по-видимому, поверхностным эффектом, а не истинным смещением по разрыву. Смещение в основном горизонтальное. Вертикальная составляющая не превышает 1 м, а в большинстве случаев гораздо меньше или вовсе отсутствует.

Зона разрушений прослеживается вдоль разлома Сан-Андреас более чем на 500 км, но ее ширина не превышает 80 км. Это необычайно резко выраженная вытянутость объясняется отчасти связью с разломом, а отчасти — особенностями геологического строения этого региона.

НЕКОТОРЫЕ НАИБОЛЕЕ ИЗВЕСТНЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ МИРА

Просперо. ...Потряс я мыс скалистый
И с корнем вырывал сосну и кедр.

У. Шекспир. Буря.

Землетрясения всегда были предметом слухов и преувеличений. Плиний старший, этот древнеримский собиратель слухов рассказывает о том, что землетрясениями было разрушено 12 азиатских городов; Сенека описывает рождение двух островов — Тереона и Тереи. В 740 г. «город *Константинополь* в течение целого года страдал от таких сильных сейсмических толчков, что Император и весь народ были вынуждены жить за пределами города, в чистом поле, в шатрах и палатках, так как опасались, что дома и дворцы могут обрушиться им на головы».

Ученые классической античности также уделяли сейсмичности постоянное внимание. Аристотель видел причину землетрясений в ветрах, заточенных в подземных пещерах. Тем самым он положил начало бытующим и в настоящее время представлениям о связи между погодой и землетрясениями.

Инструментальная сейсмология зародилась в Китае, где Чан Хен изобрел сейсмоскоп в 132 г. н. э., представлявший собой смесь высокого искусства с практичностью. На внешней стороне высокого сосуда с расположенным внутри маятником по кругу были размещены выгравированные на металле головы драконов, держащие в своих пастьях шарики. При качании маятника один или несколько шариков выпадали из своих мест в открытые рты лягушек, размещенных у основания сосуда таким образом, чтобы они могли эти шарики проглотить.

В литературе приводятся сведения о великих бедствиях. «Вот, помнитесь, одиннадцать годов тому минуло, в год землетрясения...» — говорит кормилица Джульетты, и сам У. Шекспир, без сомнения, пережил землетрясение 1580 г. Оно явилось предметом рассмотрения в брошюре Томаса Твайна, содержащей больше здравого смысла и точных наблюдений, чем современный читатель мог бы ожидать, прочтя, такое название: «Краткий и сжатый трактат о происхождении, приметах и последствиях всех землетрясений в целом; в особенности же о том в высшей степени странном и ужасном деянии Господа Нашего, который потряс Землю не только внутри Лондона, но также во многих других частях всей Англии; имевшем место в среду на пасхальной неделе, в шестой день апреля,

около шести часов вечера в год 1580 от рождества Христова».

Точка зрения Твайна на причину землетрясения, как и та, которую У. Шекспир вложил в уста Хотспера, в основном совпадает с аристотелевой, хотя нельзя сказать, что он недооценивает роль божьего гнева. Тем не менее он остается острым наблюдателем и точным хроникером, и его отчет явился образцом многих последующих работ в этой области, как в Старом, так и в Новом Свете.

Нам неизвестна магнитуда землетрясения 1556 г. в провинции Шанси (Китай), в результате которого погибло около 830 000 чел. Хотя это самая страшная из сейсмических катастроф, записанных в анналах истории, но она отвечает не самому сильному из известных землетрясений. Первенство обычно отдается Лиссабонскому землетрясению, магнитуда которого, возможно, достигла 9.

Полагают, что эпицентр Лиссабонского землетрясения находился в море, в 100 км от берегов Португалии. Границы территории, на которой ощущалось землетрясение, установить трудно, так как значительная площадь пострадала от действия сейшей. Во всяком случае радиус ее превысил 1500 км, и толчки ощущались на всей площади от Азовских островов до Италии и от Великобритании до Северной Африки. Как сообщалось, сейши наблюдались даже в Норвегии и Швеции, за 3500 км от эпицентра. Заявления о том, что толчки ощущались и в Новом Свете, можно не принимать всерьез, так как они, по-видимому, не были связаны с этим землетрясением.

Разрушение Лиссабона было ужасным. В 1755 г. в городе насчитывалось около 230 тыс. жителей, и по самым скромным подсчетам примерно 30 тыс. из них погибло. Многие жители находились в момент толчка в храмах, поскольку это был день Всех Святых и время первой мессы. За толчком последовали цунами высотой около 7 м и многочисленные пожары.

Катастрофа потрясла Европу, и моралисты и мудрецы всех мастей не преминули нажить на этом капитал. Вольтер в предисловии к своей «Поэме о Лиссабонской катастрофе» упрекал людей, которые считали, что «наследники мертвых теперь получают свое наследство, каменщики разбогатеют на восстановлении города, звери разжиреют на трупах, похороненных под руинами; таков естественный итог естественных событий». Он обеспечил землетрясениям прочное место в литературе, упомянув о них в «Кандиде».

«Это землетрясение совсем не новость,— отвечал Панглос,— город Лима в Америке испытал такое же сотрясение в прошлом году; те же причины, те же следствия: несомненно, существует серная залежь под землей от Лимы до Лиссабона». И многие ученые мужи того времени, вероятно, согласились бы с этим утверждением. В остальном автор меньше придерживается фактов, но произведение напоминает нам о том, что в прежние

времена природные катастрофы служили скорее испытанием национального духа, чем предметом исследований с целью принятия практических мер против их повторения. «После землетрясения, которое разрушило три четверти Лиссабона, мудрецы страны не находили средства более верного, чтоб предотвратить окончательную гибель, как дать народу прекрасное аутодафе. Университет в Коимбре постановил, что зрелище сожжения нескольких человек на малом огне с большою церемониею есть несомненное средство остановить содрогание земли». Это было, без сомнения, столь же действенное средство, как и продукция упоминаемого Джозефом Эдисоном «бесстыдного шарлатана, продававшего пилюли, которые, как он говорил деревенским жителям, хорошо помогают от землетрясений». Следует заметить, что в наши дни университет в Коимбре оборудован сейсмографами.

Разумеется невозможно рассмотреть здесь все крупные землетрясения с тех отдаленных времен до наших дней, но список наиболее важных из них приведен в приложении. К счастью, в дальнейшем Европа была избавлена от катастроф такого масштаба, как Лиссабонская, но я не берусь судить, сыграло ли здесь роль аутодафе или сказались какие-то иные причины. Другим частям света повезло в этом отношении меньше. Не обошли землетрясения и Новый Свет, а жители колоний в Новой Англии размышляли о том, не виноваты ли в их возникновении громоздкие мистера Франклина, извлекающие «электрическую материю» из атмосферы.

Нет необходимости слишком часто подчеркивать, что районы с низкой сейсмичностью не застрахованы от более сильных толчков. Лиссабон не относится к районам с высокой сейсмичностью, а долина Миссисипи, где в 1811 г. произошло Нью-Мадридское землетрясение,— и того менее. В то время эпицентральная зона не была так густо заселена, как в настоящее время, но некоторые толчки имели разрушительную силу. Рихтер полагает, что один из них, происшедший на 16 декабря, был самым сильным из известных на тогдашней территории Соединенных Штатов. Он ощущался в Бостоне, за 1700 км, а также в других районах от Канады до Нового Орлеана. Как по своей силе, так и по приуроченности к асейсмичному району, это землетрясение является вызовом современным тектоническим концепциям.

Другой район Соединенных Штатов, считавшийся традиционно асейсмичным (Южная Каролина), также сильно пострадал от Чарльстонского землетрясения в 1886 г. Это землетрясение было одним из первых, которому был посвящен обстоятельный геологический отчет, содержащий несколько превосходных фотографий (см. рис. 123).

Однако обзор современной сейсмологии следовало бы начать с посещения Робертом Маллетом района, пострадавшего

от итальянского землетрясения 1857 г. В 1862 г. он опубликовал книгу «Великое Неаполитанское землетрясение 1857 года; основные принципы сейсмологических наблюдений». Этот двухтомный труд хорошо иллюстрирован цветными литографиями и может быть отнесен к сейсмологической классике. В нем приведены детальные описания разрушений в городах и деревнях, тщательно изучены направления, в которых произошло опрокидывание зданий и памятников, характер действующих сил, вызвавших разрушения, форма и положение изосейст и сделана попытка сформулировать общие принципы. Маллет не довольствовался описаниями; он был также экспериментатором. Им были выполнены исследования скорости распространения сейсмических волн, которые он возбуждал искусственно взрывами небольших пороховых зарядов, а момент вступления фиксировал, наблюдая за поверхностью ртути, налитой в неглубокий плоский сосуд. Он также ввел в обиход многие из используемых в литературе терминов и среди них сейсмология, изосейста, сейсмический фокус и др. Это землетрясение не было особенно значительным, если, конечно, не мерить его значение тем вкладом, который оно внесло в науку.

Члены экспедиции капитана Кука в Новую Зеландию ощущали землетрясение в прол. Марлборо, но сейсмическая история этой страны начинается раньше — с 1460 г. В маорийских преданиях сохранились сведения о сильном сейсмическом толчке, происшедшем в этот год вблизи Веллингтона и сопровождавшемся впечатляющим поднятием побережья. Современный п-ов Мирамар перестал быть островом, образовалась серия морских террас на побережье в Туракири-Хед, свидетельствующая о длительной истории положительных вертикальных движений побережья, связанных, возможно, с древними землетрясениями. Мгновенные поднятия образовали ряд террас, бровки которых маркируются светлой каймой. Часть берега между урезом воды и первой из них впервые обнажилась при землетрясении Уайрарапа в 1855 г., а следующая над ней — около 1460 г. Вероятные даты образования более высоких террас приблизительно устанавливаются как 1100 и 2900 гг. до н. э. Слегка наклонные поверхности дальнего мыса представляют собой останцы еще более древних террас, срезанных морем в плейстоцене, по меньшей мере 100 тыс. лет тому назад (рис. 160). Сейчас здесь имеется большое число террас, свидетельствующих об устойчивых поднятиях берега на протяжении по крайней мере 6500 лет.

Основание европейских поселений в Новой Зеландии относится к 1840 г., когда только что прибывшие колонисты испытали свой первый сейсмический толчок. Думая, что это аборигены пытаются опрокинуть их дома, они выскочили из постелей, наскоро вооружившись шпагами и пистолетами, чтобы сразиться с неприятелем. Спустя три года более сильный толчок

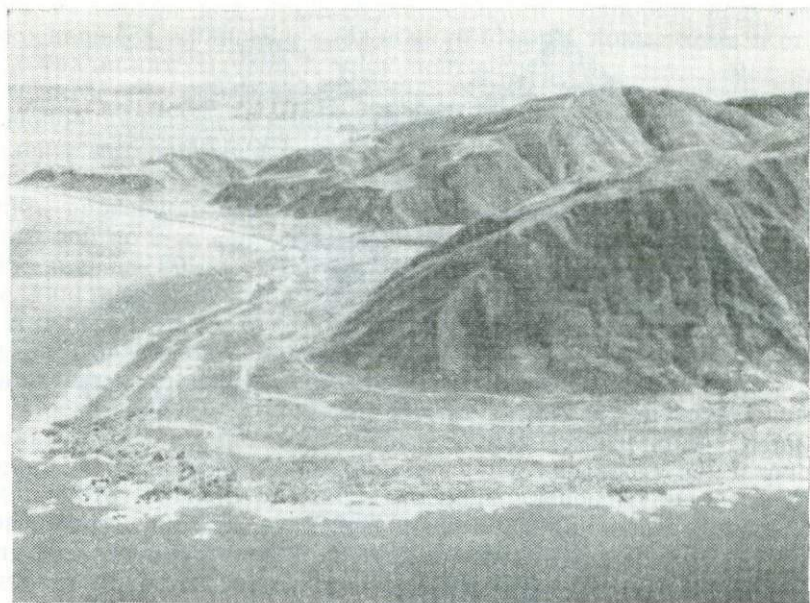


Рис. 160. Морские террасы в Туракири-Хед (к востоку от входа в Веллингтонскую гавань)

потряс Уонгануи. Были повреждены дома и церковь, а один из местных жителей погребен под оползнем, но серьезность сейсмической проблемы не была осознана до 16 октября 1848 г., когда сильным землетрясением Марлборо было разрушено и повреждено большинство зданий в Веллингтоне (рис. 161). Три человека погибли под обрушившейся при афтершоке стеной, поврежденной ранее при землетрясении. Этому землетрясению часто приписывают образование сейсмического разрыва, который прослеживается у подножья склона долины Аватере на 100 км. Разумеется, он обязан своим образованием не одному землетрясению, и как раз при этом толчке каких-либо подвижек по этому разлому, по-видимому, не было. В результате проведенных исследований в настоящее время выявлены и описаны движения по разлому в долине Уайрау, которая проходит параллельно долине Аватере к северу-западу от последней. Разлом начал изучаться лишь спустя несколько лет после землетрясения.

Столь сильный толчок, последовавший через 10 лет после основания города, должен был бы послужить жителям предупреждением о необходимости применения при строительстве домов специальных мер предосторожности. Жители спорили о том, не мог ли сейсмический толчок быть вызван возгоранием

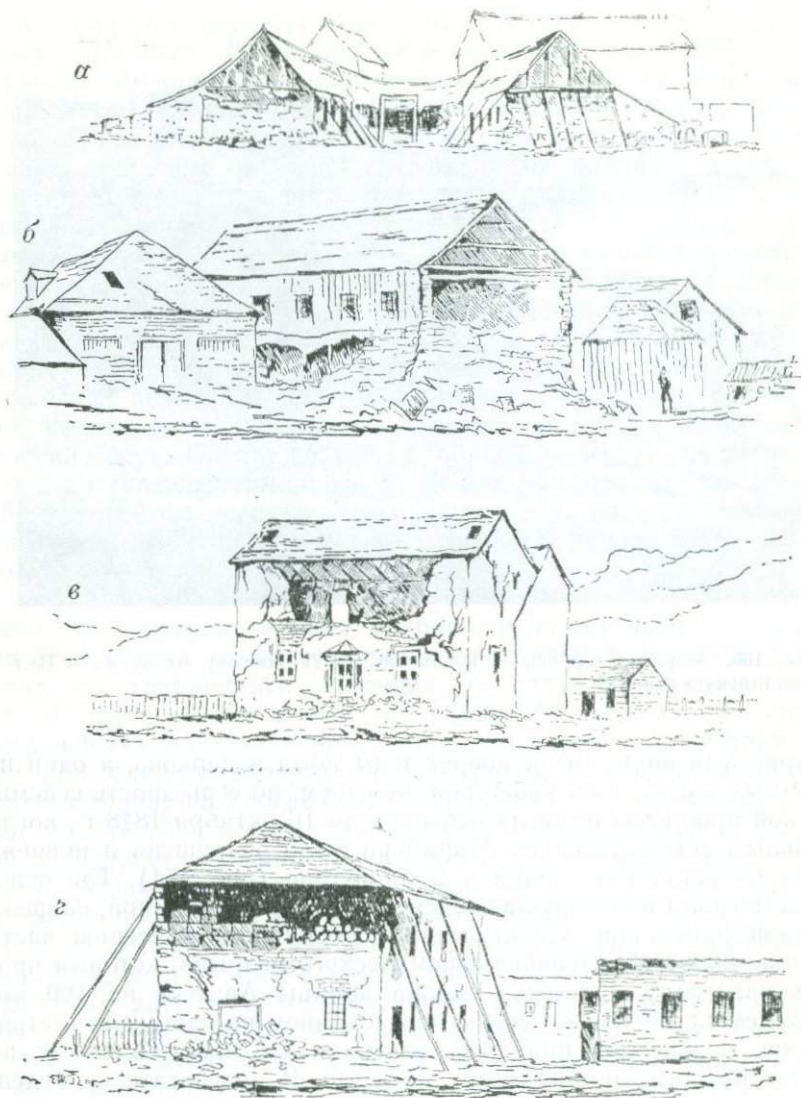


Рис. 161. Зарисовки поврежденных зданий в Веллингтоне относящиеся к числу наиболее ранних живописных изображений последствий землетрясений Марлборо (1848 г.):

а — склад Фитцджерберта; *б* — артиллерийский склад; *в* — колониальный госпиталь; *г* — здание Хиксон и К°

газа в пещере под прол. Кука, ставили подпорки под свои покосившиеся жилища и продолжали строить новые дома в старых традициях. В 1855 г. урок повторился.

Считается, что землетрясение 1855 г. было единственным в Новой Зеландии, магнитуда которого достигла 8. Очаг находился в юго-западной части разлома Уайрарапа, на склоне гор Римутака, примерно в 25 км к востоку от города. При землетрясении произошло вертикальное перемещение поверхности с амплитудой до 3 м, сопровождавшееся вскрытием разлома на протяжении до 50 км и общим поднятием побережья вблизи Веллингтонской гавани. За исключением землетрясения Кач в Индии в 1819 г. это был первый случай, когда на поверхности земли образовался разрыв, вызванный землетрясением; этот факт описан в книге Лайелля «Принципы геологии».

После 1848 г. Веллингтон быстро разросся, поэтому разрушенными оказались многие новые здания. Выяснилось одновременно, что деревянные постройки лучше переносят землетрясения, и это вызвало раскол в мнениях членов муниципального совета относительно того, что представляет большую опасность для города: пожары или разрушения. В конце концов было принято решение строить в центре города кирпичные здания, но большинство жителей Веллингтона и по сей день предпочитают жить в деревянных. С тех пор произошло несколько серьезных пожаров, но сильных разрушений, вызванных землетрясениями, больше не наблюдалось вплоть до Мастертонских землетрясений 1942 г.

Крайстчерч, как и Веллингтон, не раз испытывал сильные землетрясения, но ни разу эпицентр их не располагался вблизи города. Одна из наиболее любопытных проблем возникла при строительстве в Крайстчерче собора и была связана с разработкой конструкции шпиля. Верхняя часть собора неоднократно разрушалась, несмотря на применение ряда хитроумных уловок, таких, например, как установка креста в виде качающегося маятника, или освящения его епископом, которого подняли наверх в специальном кресле. Последняя конструкция, в которой верхняя часть собора была выполнена из дерева, сохраняла свою стабильность и архитектурную форму в течение многих лет.

Самое сильное из кентерберийских землетрясений произошло в 1902 г. вблизи г. Шевиот, или г. Маккензи, как его тогда называли. Один из ведущих геологов того времени, Александр Маккей, опубликовал интересный отчет об этом землетрясении. Он начинается с обзора существовавших в то время представлений о причинах землетрясений, далее рассматривается предшествующая сейсмическая история региона, описываются наблюдения автора за повреждениями зданий и сооружений, излагаются мнения фермеров, и заканчивается описанием эпизодом с лошадью, которая сдохла от испуга.

Главный толчок произошел 16 ноября, а 20 ноября Маккей отправился из Веллингтона в Крайстчерч, где он обследовал шпиль собора и отметив, что он слегка сдвинулся, порекомендовал «небольшой ремонт». Путешествие в Шевииот совершалось в то время вначале поездом, затем каретой, так как поезда еще не ходили дальше Эмберли; Маккей прибыл к месту назначения в 16 ч, как раз вовремя, чтобы ощутить афтершок, которого он, однако, не заметил. При этом он с некоторой резкостью высказался в отношении недостаточного «рвения прессы», которая ограничилась небольшой заметкой под заголовком «Шевииот в панике», поскольку на него самого произвел глубокое впечатление вид повреждений, обычных для умеренных землетрясений. Они были заметны только с близкого расстояния. Примерно за 1 км «город выглядел как идеальный провинциальный городок, в котором не было ничего необычного, кроме отсутствия дыма из труб, поскольку они были разрушены землетрясением». Однако при въезде в город Маккей обнаружил, что все улицы засыпаны стеклом от выбитых окон, а большинство жителей города, поставив палатки на выгонах и заложив лошадей в коляски на случай поспешного бегства, собралось в почтовой конторе, чтобы обсудить последствия афтершока.

Повреждения, которые он наблюдал, были обычными для деревянных построек. Они сдвинулись со своих фундаментов, трубы упали, нередко внутрь домов, вызвав там страшный беспорядок. Вдоль дорог появились поверхностные трещины и небольшие провалы. На следующий день «продолжал дуть холодный норд-вест, который затруднял фотографирование и делал проведение всех видов работ крайне неприятным».

Он приводит один из самых ранних примеров определения направления подхода сейсмической волны, основанного на том, что из двух человек, разговаривавших в момент сейсмического толчка по телефону, один почувствовал толчок раньше другого. Таким образом было получено достаточно достоверное свидетельство того, что толчок возник к северу от Парнассеса, — вывод, к которому пришел и сам Маккей, но иным путем. Этот вывод расходился с мнением местных жителей, склонных считать, что волна пришла с востока или со стороны моря. Кроме серьезных предположений ходило множество невероятных слухов. Сообщали, например, что произошло извержение горы Куксон, хотя она была сложена известняками, или что ложе р. Чайау вначале расступилось, поглотив воду, а затем сомкнулось, извергнув ее в виде фонтанов высотой до 10 м. Между прочим, последняя история могла иметь некоторые основания, так как было зафиксировано образование песчаных кратеров.

К числу землетрясений, которые остались в памяти жителей Новой Зеландии, относятся Мерчисонское (или Буллерское) 1929 г. и землетрясение в Хокс-Бей 1931 г.

Мерчисонское землетрясение, во время которого погибло 17 чел., было первой сейсмической катастрофой в Новой Зеландии, сопровождавшейся человеческими жертвами.

Мерчисон, давший имя землетрясению, представлял собой небольшой поселок на 300 жителей, раскинувшийся на дне глубоко врезанной долины р. Буллер в месте слияния этой реки с двумя ее притоками. Долина имеет в ширину не более 1 км и ограждена холмами, круто поднимающимися над ее бортами на высоту 1200—1500 м. Это один из самых влажных районов Новой Зеландии. Землетрясение произошло в середине зимы, когда погода была особенно скверной. Все условия благоприятствовали образованию оползней, и они в действительности произошли, отрезав дороги и перегородив реки. Это вызвало множество несчастных случаев. Кроме того, несколько человек погибло при наводнениях, последовавших за прорывом временных запруд.

Испытания, выпавшие на долю оставшихся в живых, послужили материалом, из которого родилось позднее множество легенд. Города Уэстпорт и Нельсон — база снабжения пос. Мерчисон — также были разрушены, а дороги перекрыты. Департамент общественных работ сделал все от него зависящее, чтобы оказать помощь жителям поселка, живущим в промокших палатках на пришкольном участке, но прошло полных 5 дней, пока дорога на Нельсон была вновь открыта для движения. Когда поселок был эвакуирован и передан заботам охраны, в него начали прибывать жители отдаленных долин. Надеясь найти пристанище в Мерчисоне, около 30 женщин и детей, больных и престарелых, проделали более чем 30-километровый путь через оползни и заросли кустарника, которые местами были столь густыми, что пришлось прорубать тропу через них.

О Карамии вообще забыли. Этот крошечный поселок не был сильно поврежден, но дорога на Уэстпорт, которая связывала его с внешним миром, была нарушена оползнями и размыта в столь многих пунктах, что попросту перестала существовать, а запасов продовольствия оставалось катастрофически мало. Один из поселенцев отправился пешком по дороге за 50 км в Уэстпорт за помощью, но она пришла только спустя две недели, когда первому летчику удалось посадить свой самолет «Тайгер мот» на берегу реки.

Это землетрясение с $M 7,8$ ощущалось на территории всей Новой Зеландии. Два члена Геологической службы М. Л. Онгли и Х. Е. Файф, выполнившие исчерпывающие полевые исследования в эпицентральной зоне, установили, что весь район испытал поднятие, при этом восточная его часть поднималась более интенсивно, чем западная. Это вызвало оживление разлома Уайт-Крик, который до этого считался неактивным. Там, где разлом пересекает главную автомобильную дорогу, образовался вертикальный уступ высотой 5 м.

Это землетрясение сопровождалось необычно сильными звуковыми эффектами. Звуки усиливались, отражаясь от склонов долины. Пройдя более 100 км в верхних слоях атмосферы, звуковая волна вновь достигла земли в Таранаки. В других местах на том же расстоянии от эпицентра погода была неблагоприятна для распространения звуковой волны, но вблизи эпицентра звуки, напоминающие раскаты грома или артиллерийскую канонаду, сопровождали афтершоки в течение еще многих недель.

Новая Зеландия сильно пострадала от Мерчисонского землетрясения, но еще более разрушительным было землетрясение в Хокс-Бей (см. рис. 7 и 104). На этот раз в район разру-



Рис. 162. Один из многих крупных оползней, вызванных землетрясением Инангахау. Оползень временно перекрыл р. Буллер, создав дополнительную опасность для районов, расположенных ниже по течению

шений попали города Напьер, Хейстингс, Гисборн и Уаироа — примерно по 30 тыс. жителей в каждом. Из них 256 чел. погибло. Деловые кварталы были почти полностью разрушены, и огонь довершил разрушения.

Эпицентр толчка, происшедшего утром 3 февраля 1931 г. (по местному времени), находился примерно в 25 км от г. Напьера и имел $M 7,9$. В этом районе были известны лишь небольшие разломы, однако участок территории длиной 90 км и шириной 15 км оказался поднятым на 3 м. Возле самого г. Напьера амплитуда вертикального перемещения составила 2 м, при этом произошло осушение обширного участка лагуны Ахурири, вследствие чего территория Новой Зеландии увеличилась еще на 14 км². Здесь впоследствии был выстроен городской аэродром.

Примерно две недели спустя после главного толчка в зал. Спондж, возле г. Гисборна, произошло следующее любопытное событие. Местный житель, работавший на берегу, вдруг увидел, как из глубин моря поднимается галечная отмель, причем без всякого предварительного предупреждения и без каких-нибудь сотрясений, которые можно было бы ощутить. Поверхность банки поднялась над поверхностью моря более чем на 2 м, а ее площадь составила приблизительно 1 га.

С 1931 г. Новая Зеландия не испытывала столь сильных землетрясений, как Мерчисонское или Хокс-Бей. 24 июня 1942 г. в результате толчка с $M 7$ и эпицентром возле Мастертона были повреждены старые постройки в пригородах Веллингтона. Жертв не было, лишь некоторые жители получили небольшие ранения, однако ремонтные работы оказались тяжелым бременем, так как основная часть рабочей силы находилась в это время на фронте. Результатом этого толчка явилось введение в Новой Зеландии системы страхования от ущерба, причиняемого землетрясениями и войнами.

24 мая 1968 г. произошло землетрясение с $M 7$ в Инангахуа, примерно в 35 км от Мерчисона, сопровождавшееся крупными оползнями (рис. 162); в результате одного из них погибли два человека (см. рис. 125). Благодаря созданию сети сейсмологических станций, а также тому, что геологические партии, оснащенные портативными сейсмографами, пригодными для записи афтершоков, прибыли в этот район через несколько часов после главного толчка, оно оказалось наиболее изученным из всех новозеландских землетрясений. Этот район нельзя назвать густозаселенным, тем не менее дома, мосты, железнодорожные станции и подземные трубопроводы были серьезно повреждены. В течение месяца после главного толчка было зафиксировано 15 афтершоков с $M 5$ и более.

Глава 20.

НЕКОТОРЫЕ СОВРЕМЕННЫЕ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Быть может, здесь Землетрясения Гений...
Учил ее безумству упоений,
И все кругом лишь след его забав?

Шелли. Монблан.

1960 г. стал одним из наиболее трагических в истории землетрясений не только в связи с катастрофическими последствиями, происшедшего в мае этого года чилийского землетрясения с M 8,5 и последовавшего за ним разрушительного цунами, но также из-за непропорционально сильных разрушений, вызванных несколькими землетрясениями умеренной силы, виною чему явились традиционные методы строительства в пострадавших странах. 21 февраля при землетрясении с M 5,5 погибли 47 чел. в Алжирской дер. Мелуса, а 24 апреля 450 жителей г. Лар и окрестных деревень в Иране были погребены под обломками собственных домов, разрушенных землетрясением с магнитудой всего лишь $5\frac{3}{4}$ (среди них 200 детей, участвовавших в праздничной процессии на узких улицах). Сейсмический толчок такой же силы, потрясший в ночь на 29 февраля Агадир, сравнял старый город с землей и разрушил примерно половину всех зданий в современном деловом центре города. Более $\frac{1}{3}$ его населения погибло, еще $\frac{1}{3}$ была ранена. Под развалинами оказалось столько трупов, что вопрос об их идентификации и перезахоронении даже не ставился. Район разровняли и покинули.

Можно считать, что Агадирское землетрясение было чем-то вроде каприза природы. Последний раз сильное землетрясение произошло в этой части Марокко в 1731 г., и об этом случае забыли. На слабые толчки не обращали внимания. Конечно, никто и не предполагал, что Агадир находится в пределах важной сейсмической зоны, и даже сейчас многие сейсмологи считают, что должно произойти землетрясение с $M > 5\frac{3}{4}$, чтобы отнести этот район к высокосейсмичному. Нужно принять во внимание, что землетрясения такой силы происходят в разных частях Земли каждые три или четыре дня. Необычность этого землетрясения заключалась также в очень малой фокальной глубине, которая, судя по очень малой протяженности зоны разрушений, не превышала 4 км, и в положении эпицентра, находившегося всего в 1—2 км от города. Когда радиус плейстоценовой области столь невелик, нужно особое невезение, чтобы

город попал именно в эту область, да еще при столь плохо построенных зданиях.

Что же это за место, где был выстроен г. Агадир, и насколько неизбежна была катастрофа? Происхождение города теряется в античной истории. В XVI в. шериф Мулей-Мухаммед отбил его у португальцев и построил г. Касбу, но после землетрясения 1731 г. город пришел в упадок и находился в таком состоянии до начала нашего столетия, когда вновь получили признание его удобные безопасные гавани и привлекательные песчаные пляжи. Значение города как порта и туристского центра непрерывно росло, а в последнее время 60 заводов начали изготавливать консервы из морских и сельскохозяйственных продуктов для продажи их на экспорт. Нечего удивляться, что старые постройки в марокканских кварталах плохо сохранились. Старая каменная кладка держалась на растворе из глины и песка, а для крыш использовался какой-нибудь подручный материал, начиная от досок и гофрированного железа и кончая железобетонными плитами. Судьба столь привлекательных на вид современных отелей, жилых кварталов и общественных зданий оказалась не менее печальной. В большинстве случаев обманчивое впечатление высокого качества строительства создавалось тонким слоем гладкой наружной штукатурки, а под ней скрывалась все та же каменная кладка на цементном растворе, не отвечающем по качеству самым низким требованиям. Многие железобетонные здания сохранились лучше. Несмотря на отсутствие у большинства из них поперечных связей, они не разрушились полностью, как обычные каменные здания.

В противоположность Марокко, история Чили насчитывает большое число сильных землетрясений. Эпицентр землетрясения 22 мая с M 8,5 находился на юге п-ва Арауко. Почти немедленно за главным толчком последовало большое число афтершоков, отмеченных на территории всей страны, многие из которых были очень сильными, и далеко не всегда можно было вполне однозначно определить, с каким из них связаны те или иные разрушения. Города Консепсьон и Вальдивия испытали сильные сотрясения, однако большинство новых зданий, выстроенных в соответствии с нормативами, введенными после землетрясения 1939 г., остались целыми. Старым зданиям, возведенным до принятия этого постановления, повезло меньше.

В Чили наблюдался почти весь перечень явлений, которые по современным представлениям сопровождают сильные землетрясения: воздымание поверхности в одних районах и опускание ее в других с последующими наводнениями, сейши на озерах, оползни, подпруживание рек, таинственное свечение воздуха. Водонасыщенные глинистые грунты вытекали из-под зданий, что приводило к их разрушению, перекрывались фарватеры водных путей и гавани. Через два дня после землетрясения произошло извержение вулкана Пуэху в 650 км к югу от Консепсь-

она, впервые с 1905 г. Единственное, чего не наблюдалось при этом землетрясении,— это разрывов земной поверхности, но это не помешало некоторым геологам опубликовать карты, на которых было показано «вероятное положение сейсмогенного разрыва» на дне моря.

Последовавшая за землетрясением волна цунами была самой мощной за много лет. Воздействию цунами, возникшего у берегов Чили, подверглось все Тихоокеанское побережье. На Гавайских островах погиб 61 человек, несмотря на то что власти эвакуировали наиболее угрожаемые районы. В Японии также было зарегистрировано много несчастных случаев и серьезных повреждений портовых сооружений и оборудования. В Новой Зеландии ущерб был минимальным.

Такими же убогими домами, явившимися причиной катастрофы в Ларе, Агадире и Мелоузе, был застроен пос. Баюн-Зара. В этом районе Ирана произошел еще более сильный сейсмический толчок с $M 7$, и число жертв также было соответственно выше. Погибли около 12 тыс. жителей и значительная часть их домашнего скота. Д-р Н. Н. Амбресайс, посетивший район землетрясения по поручению ЮНЕСКО, сообщает, что сейсмологи, изучавшие этот район, считали его «самым асейсмичным в стране» и что даже старейшие его жители не могут припомнить каких-либо явлений, которые могли бы вызвать беспокойство. Хорошая сохранность старинных построек и мостов на обследованной территории также свидетельствует о том, что ничего похожего на последний катастрофический толчок не происходило в этом районе с 1630 г. При строительстве мостов использовался в основном сырцовый кирпич, и немногие из них уцелели. Эпицентр землетрясения находился вдали от крупных городов, но в Тегеране интенсивность толчка была столь велика, что потрескалась штукатурка, а население было охвачено паникой. Жители выскакивали на улицы из окон первых этажей, теряли управление транспортом, спасались бегством из домов и увеселительных заведений.

Землетрясение вызвало разрыв земной поверхности протяженностью более 100 км. Образование разлома произошло по меньшей мере в два этапа. Имеются также сообщения о сейшах, изменении дебитов родников и колодцев, небольших грязевых вулканах. Существуют также вполне достоверные сведения о «сейсмическом свечении» атмосферы. 39 жителей сообщили, что они видели оранжево-красное зарево над Рудаком — районом, где нет электрического освещения. За свечением последовал гул, как от низко летящего самолета. Упомянувшееся раньше свечение при чилийском землетрясении было голубовато-зеленым.

Другим примером катастрофических последствий умеренного сейсмического толчка для города, где при строительстве не учитывались самые необходимые меры предосторожности, может

служить землетрясение в г. Скопле (Югославия) 26 июня 1963 г. с M 6. Умеренные землетрясения не являются чем-то необычным для Македонии, да и сам г. Скопле был уже разрушен дважды — в 518 г. н. э. и в 1555 г. Многие из разрушенных при землетрясении зданий относились к числу новостроек, и хотя правила строительства предписывали применение антисейсмических мероприятий, но ими часто пренебрегали, главным образом руководствуясь естественным стремлением как можно быстрее ликвидировать последствия войны и предоставить жителям быстро растущего города новые квартиры. Эта рискованная политика себя не оправдала (см. рис. 108, 109). Разрушения в новых районах нередко были столь же впечатляющими и катастрофическими, как и в Старом Городе, где, между прочим, некоторые живописные одноэтажные саманные жилые постройки и лавки с черепичными крышами, насчитывающие несколько веков, остались нетронутыми. Водопроводная и канализационная системы подверглись лишь незначительным разрушениям. Фактором, усилившим разрушения, по-видимому, явились грунты, слагающие основания сооружений. Город стоит на толще рыхлых отложений (позднетретичных песках и галечниках) мощностью от 3 до 80 м, а местами и более.

Удивительно, что землетрясение в Скопле не вызвало пожаров. По-видимому, более широкое использование электричества для отопления и приготовления пищи позволило, наконец, существенно снизить риск пожаров — одного из самых страшных последствий землетрясений. В то же время не следует забывать, что землетрясение произошло в четверть шестого утра, когда значительная часть населения еще не поднялась с постелей.

27 марта 1964 г. произошло землетрясение с M 8,5 в зал. Принс-Вильям, Аляска. Хотя на о-ве Монтагью и наблюдались разрывы земной поверхности, но еще более удивительными геологическими явлениями, вызванными этим землетрясением, явились поднятия и опускания обширных по площади участков. Площадь зоны афтершоков, простирающаяся почти от Вальдиза до самой южной оконечности о-ва Кадьяк, почти в точности повторяет и по форме, и по площади Южный о-ов Новой Зеландии (рис. 163). Некоторые из афтершоков имели M 6 и более, т. е. в свою очередь представляли собой сильные землетрясения.

Сообщения прессы были сконцентрированы в основном на описании последствий этого землетрясения в Анкоридже и не отметили того интересного факта, что эпицентр землетрясения находился в 130 км от него и что некоторые другие города, такие как Вальдиз и Сьюард, расположенные на том же расстоянии, пострадали значительно меньше. Большая часть Анкориджа построена на мощном языке древней морены. Слои песка и гравия, подстилающиеся 90-метровой толщиной неустойчивых

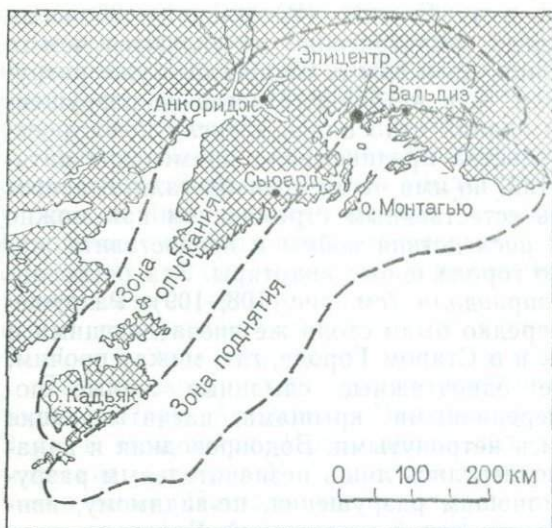


Рис. 163. Зоны поднятий и опускания во время землетрясения на Аляске 27 марта 1964 г.

глин и слагающие верхнюю часть крутого подводного склона, были сцементированы вечной мерзлотой. Неудивительно, что такой материал не смог выдержать сильного сейсмического толчка.

Важнейшие уроки, которые инженерная сейсмология могла извлечь из этого землетрясения, заключались не в том, что причиной разрушения многих сооружений из предварительно напряженного железобетона явилось недостаточное заанкеривание их натяжными тросами или что обрушение декоративных панелей с фасадов зданий часто бывало вызвано недостаточным их креплением к стенам, а в том, что многие сооружения, начиная с небольших деревянных домов и кончая большими городскими зданиями, остались целыми, несмотря на почти полное разрушение фундаментов и естественных оснований, вследствие чего многие из них стояли в виде мостов над зияющими трещинами или наклонились под неправдоподобно большими углами (см. рис. 116).

Хорошо выстроенные здания обычного типа проявили редкую устойчивость к сотрясениям, но, как известно, ни одно здание не может быть более устойчивым, чем его естественное основание. Поэтому большую часть усилий, затрачиваемых в настоящее время на выявление различий в повторяемости землетрясений, следовало бы направить на изучение поведений естественных оснований. Полученный урок повторился через три месяца в Японии.

Ниягата — большой город, насчитывающий примерно 340 тыс. жителей — расположен в пределах сложенной песками

низменности в устье р. Синано на западном побережье Северного Хонсю — самого большого о-ова Японии. Землетрясение с $M 7\frac{3}{4}$ произошло около 13 ч 16 июня 1964 г. Эпицентр был расположен в море, примерно в 70 км к северу от города. Жертв было немного — 12 чел. погибло в самой Ниигате и немного больше в пригородах и сельских районах. Большинство крупных зданий представляло собой современные конструкции из железобетона. Они выдержали сотрясения, но были сильно повреждены в результате разрушения естественных оснований.

В результате уплотнения песков при сотрясении примерно $\frac{1}{3}$ территории города претерпела резкие опускания, местами достигшие 2 м (рис. 164). Одновременно из «песчаных вулканов», образовавшихся по краям тяжелых зданий, и многочисленных крупных трещин произошло излияние грунтовых вод, и прохожие оказались внезапно погружены по колено в водовороты мутной воды. Возникшее наводнение было усилено комбинацией высокого прилива и небольшого цунами (см. рис. 89). Все это, в свою очередь, нарушило нормальное течение реки, и она вышла из берегов, прорвав ограждения и затопив улицу примерно на протяжении 0,5 км. Образовались глубокие временные русла со столь высокой скоростью течения, что по ним плыл механический транспорт. Мосты, соединявшие берега реки, рухнули, после того как в результате разрушения естественных оснований были сдвинуты устои (см. рис. 125), взлетные полосы на аэродроме покрылись трещинами и были затоплены, а на нефтеочистительном заводе загорелись 70 цистерн. Огонь перекинулся на соседние дома, и 300 из них были уничтожены. Причины возникновения пожара установить не удалось. Других очагов пожара где-нибудь в городе не наблюдалось. Электросеть, водоснабжение, канализация и другие городские коммуникации были разрушены.

Помимо наводнения, которое в некоторых частях города не спадало более трех дней, наиболее впечатляющим последствием землетрясения являли собой покосившиеся, но не претерпевшие серьезных повреждений здания. Одно из них, в группе одинаковых четырехэтажных железобетонных сооружений, почти полностью опрокинулось (см. рис. 130 и 165), некоторые погрузились в толщу разжиженного грунта (см. рис. 122). Здание наклонялось медленно, и, как сообщила одна из газет, женщина, развешивавшая белье в момент землетрясения на крыше этого здания, смогла спокойно перейти с крыши на стену и спуститься на землю.

В южном полушарии самой большой сейсмической катастрофой было Перуанское землетрясение 21 мая 1970 г. Магнитуда толчка составила 7,7, эпицентр находился в 25 км от берега, к западу от Чимботе — морского порта с населением около 120 тыс. жителей. В Чимботе имелись современные железобетонные здания и фабрики со стальными каркасами, но

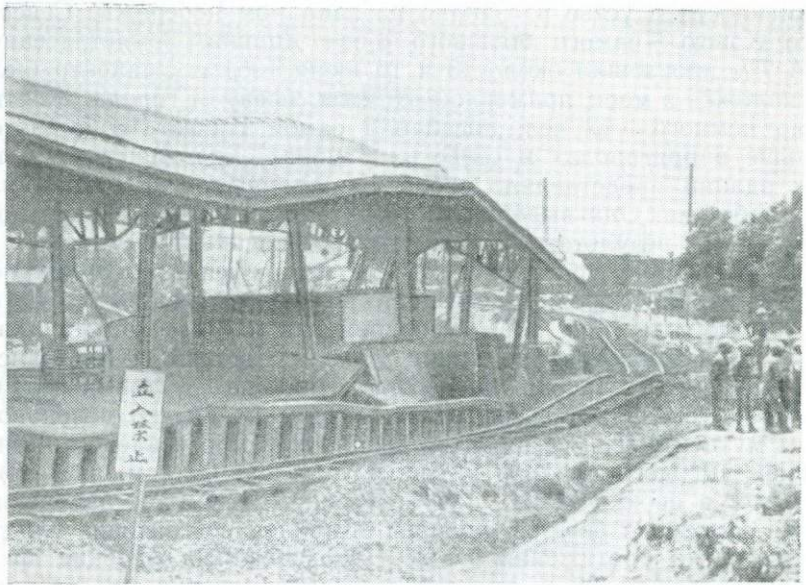


Рис. 164. Повреждения на железнодорожной станции Ниигата, вызванные уплотнением слабоконсолидированных грунтов и оседанием поверхности

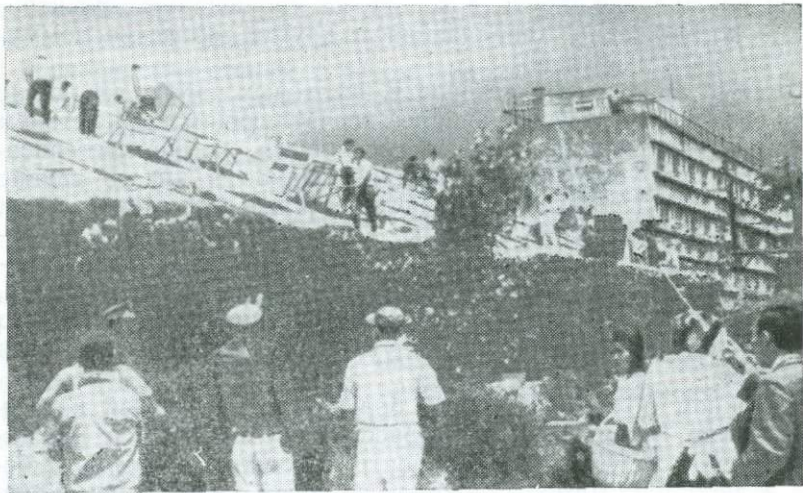


Рис. 165. Опрокинувшийся многоквартирный дом в Ниигате

большинство жилых домов было сооружено из кирпича-сырца. Некоторые дома были двухэтажными.

В городах и деревнях в радиусе примерно 100 км все постройки из кирпича-сырца были разрушены. Многие современные здания были возведены на слабых основаниях и повреждены в результате разжижения грунтов, вызванного сотрясениями. Поэтому неудивительно, что только в Чимботе было зарегистрировано 500 смертельных случаев. Общие же потери исчислялись в 70 тыс. погибших, 50 тыс. раненых и 800 тыс. оставшихся без крова. Основной причиной столь грандиозной катастрофы явилась грязе-каменная лавина, сорвавшаяся в Уаскарана.

Невадо де Уаскаран — пик Андах высотой 6768 м, расположенный примерно в 100 км к востоку от Чимботе. Огромные массы породы, перекрытые льдом и снегом, сорвались с его крутого западного склона и устремились по долине Ллангануко к г. Юнгаи и дер. Ранрахирке. Здесь и ранее случались лавины, даже без такого возбудителя, как землетрясение. В 1962 г. одна из них чуть не смела Ранрахирку, но г. Юнгаи считался в безопасности, так как между ним и трассой схода лавин располагался горный отрог высотой 250 м. Однако в 1970 г. этого оказалось недостаточно; часть лавины перехлестнула через хребет.

Юнгаи был живописным городком с красивой площадью и собором. Все, что осталось от него, — небольшая часть соборной стены и четыре пальмы, стоявшие на площади. Из 18 тыс.



Рис. 166. Ликвидация последствий землетрясения в провинции Ляонин (Китай)

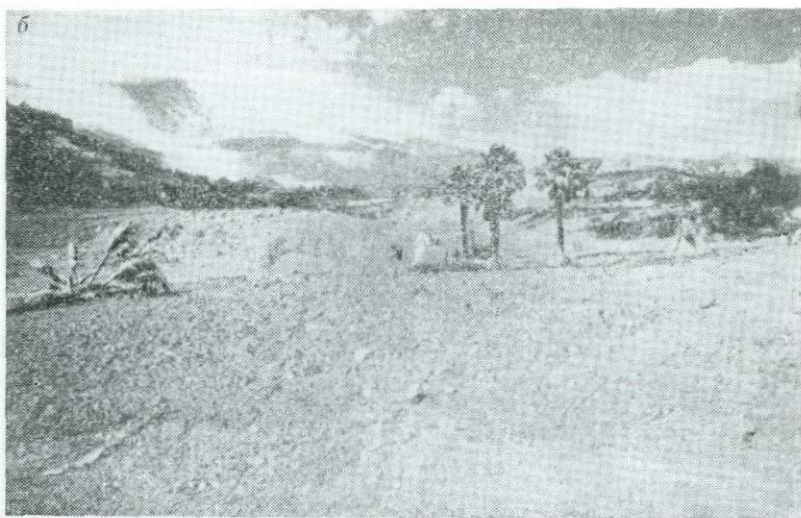


Рис. 167. Плаца-де-Армас в г. Юнгай до (а) и после (б) катастрофической Уаскаранской лавины, вызванной землетрясением в Чимботе, 1970 г.



Рис. 168. Отложения лахара (Материал Уаскаранской лавины)

жителей города погибло 15 тыс. Менее чем за 5 мин лавина проделала 3-километровый путь до города и промчалась еще на 12 км вниз по долине. В Юнгаи, Ранрахирке и других пунктах, расположенных по пути движения лавины, погибло 25—30 тыс. жителей (рис. 167, 168).

По своему характеру лавина в Юнгаи представляла собой типичный лахар. О жидком состоянии потока свидетельствует грязь, выплеснутая на склоны долины, его высокая скорость, а также то, что он легко преодолел встретившийся на его пути хребет. Вначале мощность его была довольно велика — 10 или 15 м, но по мере продвижения потока она постепенно уменьшалась, и на городской площади в Юнгаи остался лишь примерно 3-метровый слой наносов. В них содержались огромные валуны, некоторые массой 100 т.

Этот обзор уместно завершить указанием, что проблема землетрясений во всей ее сложности еще далеко не решена. Примеры Юнгаи, Нингаты и Анкориджа указывают на то, что даже в том случае, когда здания и сооружения выстроены в полном соответствии с установленными нормами и требованиями и не разваливаются на части при сотрясении, участки, где строятся большие или малые города или даже отдельные здания, требуют самого тщательного изучения.

Особые сооружения, такие, как плотины, мосты, высотные здания, будут требовать и в дальнейшем самого пристального внимания со стороны инженеров-сейсмологов; нерешенным остается и множество второстепенных проблем. Большинство

систем водоснабжения, электроснабжения и дренажа уязвимо в тех или иных своих частях. То же можно сказать о шоссе-ных и железных дорогах, доках, аэродромах.

В одних частях мира сейсмическое районирование ведет к улучшению строительных норм и правил. В других (и это, к сожалению, справедливо и для нашей страны) плохо информированные круги могут использовать его для того, чтобы оказать давление на правительство в целях ослабления установленных мер предосторожности. Землетрясения в Ниигате, Агадире и Баюн-Заре произошли в районах, считавшихся до этого менее опасными, чем другие, расположенные от них в сотнях километров. Разумные меры предосторожности, принимаемые обществом, должны не только обеспечить достаточную устойчивость проектируемых сооружений в соответствии с установленной сейсмической активностью региона, но и создать также необходимую безопасность от редких землетрясений, возможных в районах со слабой сейсмичностью и даже находящихся за пределами сейсмических зон.

ПРИЛОЖЕНИЕ

Если человек начнет с уверенности, он кончит сомнением; но если он согласен начать с сомнения, он кончит уверенностью.

Ф. Бекон. О достоинстве и приумножении наук.

Факты и цифры

Заканчивая обзор современной сейсмологии, автор сознает, сколь многое осталось за его рамками. Ничего не сказано о лабораторных экспериментах, моделирующих поведение материалов при высоких температурах и давлении, едва затронуты отдельные направления современной теоретической тектоники, не рассмотрены или лишь упомянуты целые большие регионы Земли.

Однако автор надеется, что из обзора можно понять, что такое сейсмология и как много отраслей физики и геологии нужно привлечь к дальнейшему ее развитию. Те из нас, кто считает себя сейсмологами, может предложить множество проблем, заслуживающих обсуждения с соответствующими авторитетами.

В этом последнем разделе книги приводятся некоторые таблицы и цифры, а также список исторических землетрясений, который может понадобиться читателю для справок. Кроме того, приведен список немногих работ, изучение которых может помочь студенту углубить свои знания по рассмотренным в книге проблемам.

Размеры Земли

Более двух столетий тому назад французские ученые включились в длительную борьбу за установление единой меры длины, которая естественным образом вытекает из определения линейных размеров Земли. В качестве такой меры был предложен метр — одна десятиmillionная часть расстояния от экватора до полюса, которое они героически пытались измерить в период между 1790 и 1820 гг. Попутно ими были заложены основы методик современных гравитационных измерений.

В настоящее время достигнуто международное соглашение о принятии метра и связанной с ним единицы массы — килограмма — в качестве общепринятого стандарта, и большинство стран либо уже перешло на новую Международную систему, либо осуществляет практические мероприятия по ее введению. В этой книге автор использует в основном систему СИ. Однако официальные указания о предпочтительном употреблении тех или иных единиц (что, например, могло лишить нас такой полезной единицы, как сантиметр) не принимались во внимание в тех случаях, когда намечалось расхождение рекомендуемых величин с используемыми в современной практике. Самым большим прегрешением автора является умышленное использование метрической тонны в качестве универсальной единицы массы. Теперь, когда в английской системе мер метрическая тонна уже перестала быть проблемой школьной арифметики, а из торговли исчезли такие величины, как «длинные» и «короткие» тонны, можно надеяться, что и другие старинные меры постепенно выйдут из употребления.

Геофизики, которые не были склонны выражать плотность четырьмя цифрами, когда им нужны только две или три, решили использовать в качестве единицы массы мегаграмм в кубическом метре, что в точности отвечает старой мере грамм в кубическом сантиметре. Таким образом, обе стороны сохранили свой престиж, а старая истина, что плотность и удельный вес выражаются одним и тем же числом, осталась в силе.

Геохронологическая шкала

Время, млн. лет	Эра	Период	Продолжительность, млн. лет
	Четвертичная	Современный Плейстоцен	0,025 2
2			
	Третичная или кайнозойская	Плиоцен Миоцен Олигоцен Эоцен Палеоцен	10 13 15 20 10
70			
	Мезозойская	Мел Юра Триас	65 45 45
225			
	Палеозойская	Пермь Карбон Девон Силур Ордовик Кембрий	45 80 50 40 60 100
600	Докембрийская или эозойская	Докембрий	

Возраст земной коры 4500 млн. лет

Полярный диаметр Земли	12 714 км
Экваториальный диаметр	12 757 км
Средний радиус	6 371 км
Радиус ядра	3 473 км
Радиус внутреннего ядра	1 250 км
Расстояние до ядра	2 898 км
Расстояние до внутреннего ядра	5 121 км
Масса Земли	$5,98 \times 10^{24}$ кг
Объем Земли	$1,083 \times 10^{21}$ м ³
Средняя плотность Земли	5,517 гм ⁻³

Шкала интенсивности

Приведенный ниже вариант модифицированной шкалы Меркалли дается в сокращенном виде только для того, чтобы познакомить читателя с принципом построения такого рода шкал. В пользу применения шкал интенсивности для различных целей имеются достаточно сильные аргументы, поэтому если требуется оценить балльность по масштабам разрушений, можно воспользоваться модификацией шкалы, предложенной К. Рихтером [19] и

Дж. Эйби [8]. Наиболее доступный вариант шкалы MSK, по-видимому, дается М. Батом [1]:

I. Не ощущается никем, за исключением единичных наблюдателей, находящихся в особо благоприятных условиях.

II. Ощущается лишь немногими лицами, находящимися в покое, особенно на верхних этажах зданий. Предметы, подвешенные на тонких шнурах, могут раскачиваться.

III. Заметно ощущается в помещениях, особенно на верхних этажах зданий, однако многими не идентифицируется как землетрясение. Стоящие автомобили могут слегка покачиваться на рессорах. Вибрация — как от прошедшей поблизости грузовой автомашины. Можно оценить длительность сотрясения.

IV. В дневное время ощущается многими из тех, кто находится в помещениях, и лишь немногими на открытом воздухе. В ночное время некоторые спящие просыпаются. Посуда звенит, окна и двери хлопают, стены трещат. Ощущение такое, как будто в дом врезалась грузовая автомашина. Стоящие автомашины заметно покачиваются на рессорах.

V. Ощущается почти всеми; многие просыпаются. Бьется часть посуды, трескаются стекла в окнах, местами появляются трещины в штукатурке, опрокидывается неустойчивая мебель. Иногда наблюдается раскачивание столбов, деревьев и других высоких предметов. Могут остановиться часы с маятником.

VI. Ощущается всеми; многие в испуге выбегают из домов. Иногда смещается тяжелая мебель, в некоторых местах осыпается штукатурка и опрокидываются трубы. Разрушения небольшие.

VII. Все жители выбегают из домов. В зданиях, возведенных по специальным проектам, повреждения незначительные, в типовых, хорошо выстроенных зданиях — от легких до умеренных, в плохо спроектированных или выстроенных — значительные. Опрокидывается часть труб. Толчки ощущаются в автомашинах.

VIII. В зданиях, возведенных по специальным проектам, — легкие повреждения, в типовых зданиях — значительные повреждения, иногда частичное разрушение, в плохо выстроенных — значительные разрушения. Происходит отрыв панелей от каркасов. Опрокидываются и падают печные и фабричные трубы, колонны, памятники, стены. Перемещается тяжелая мебель. Наблюдаются выбросы небольших объемов песка и ила. Изменяется положение уровня воды в колодцах и скважинах.

IX. В зданиях, возведенных по специальным проектам, значительные повреждения, наклон хорошо спроектированных и выстроенных каркасных зданий, в типовых зданиях большие повреждения, частичное разрушение. Здания смещаются относительно своих фундаментов. Значительные трещины на земной поверхности. Разрывы подземных трубопроводов.

X. Разрушение некоторых хорошо выстроенных деревянных зданий и большинства каменных и каркасных вместе с их фундаментами. Многочисленные трещины на земной поверхности. Искривление рельсов на железных дорогах. Значительные оползни по берегам рек и на склонах. Выбросы песка и ила. Выплеск воды и затопление берегов.

XI. Только немногие каменные здания сохраняют устойчивость. Обрушение мостов. Широкие трещины на поверхности земли. Подземные трубопроводы полностью выходят из строя. Сплывы и оползни в рыхлых грунтах. Значительный изгиб рельсов на железных дорогах.

XII. Тотальное разрушение. На поверхности земли образуются волны. Изменяются отметки поверхности и линия горизонта. Предметы подбрасываются в воздух.

Магнитуда и энергия

Магнитуда землетрясения является мерой общего количества энергии, излучаемой при сейсмическом толчке в форме упругих волн, но, строго говоря, она не равна всей энергии, высвобождаемой при землетрясении, поскольку

процесс упругой отдачи далеко не идеальный генератор воли. Часть накопленной упругой энергии превращается в теплоту. Свидетельством этого может служить метаморфизм пород вблизи разрыва, а также повышение температуры воды в близрасположенных источниках и колодцах. Какая часть энергии переходит в тепло, оценить трудно.

В научном смысле энергия — это сила, которая совершает работу независимо от того, выступает ли она в форме теплоты, электричества, упругих колебаний или чего-либо еще. Энергия измеряется в джоулях. Формально джоуль — это работа, совершаемая силой в 1 Н при перемещении точки ее приложения на 1 м в направлении действующей силы, а ньютон — это сила, которая, будучи приложенной к массе в 1 кг, сообщает ей ускорение в 1 м/с².

Зависимость между энергией упругих волн в джоулях и силой землетрясения по шкале магнитуд не вполне однозначна, но в настоящее время большинство сейсмологов использует уравнение, предложенное Маркусом Батом:

$$\log E = 5,24 + 1,44M_S \text{ (Дж).}$$

Значения магнитуд по шкалам M_L и m_S вначале должны быть преобразованы с помощью следующих уравнений

$$m = 1,7 + 0,8M_L - 0,01M_L^2;$$

$$m = 0,56M_S + 2,9.$$

Т а б л и ц а 1

M_S	Высвобожденная энергия, Дж	Примечание
0	$1,7 \times 10^5$	Для очень слабых толчков значения ненадежны
1	$4,8 \times 10^6$	
2	$1,3 \times 10^8$	
2,5		Самые слабые из ощутимых землетрясений
3	$3,6 \times 10^9$	
4	$1,0 \times 10^{11}$	
5	$2,7 \times 10^{12}$	Самые слабые землетрясения, вызывающие повреждения
5,5		Данидинское землетрясение 1974 г.
5,9		Бомба, взорванная на атолле Бикини
6,0		Агадирское землетрясение
6,1/2	$4,4 \times 10^{13}$	Землетрясение в Скопле, 1963 г.
6,8		«Номинальная» атомная бомба (20 кт)
7,0		Землетрясение в Сан-Фернандо, 1971 г.
7,8	$2,1 \times 10^{15}$	Землетрясение в Инангахуа, 1968 г.
7,9		Буллерское землетрясение, 1929 г.
7,9		Землетрясение в Хокс-Бей, 1931 г.
8,0	$5,7 \times 10^{16}$	5-мегатонная бомба (?)
		Подземные испытания на Алеутских островах, 1971 г.
8,3		Землетрясение в Сан-Франциско, 1906 г.
8,4		Чили, 1960, Аляска, 1964 г.
8,9		Самые сильные из зарегистрированных сейсмических толчков:
		Колумбия, 1906 г., Санрику, 1933 г.
9	$1,6 \times 10^{18}$	300-мегатонная бомба (?)

Используемая в быту единица мощности — 1 кВт равна 1000 Дж/с. М. Бат указывает, что среднегодовое потребление энергии его родным городом Упсала с населением около 100 тыс. жителей составляет около 290 млн. кВт в год и может быть обеспечено одним землетрясением с M 6,8. Землетрясение с M $8\frac{3}{4}$ обеспечило бы город электроэнергией более чем на 600 лет, но толчка с M $1\frac{1}{2}$ хватило бы меньше, чем на 1 с.

Делались попытки сопоставить землетрясения по выделению энергии с взрывом атомных бомб, однако вполне точно это сделать трудно, поэтому значения соответствующих переходных коэффициентов до сих пор являются предметом обсуждений на международных конференциях. Интенсивность генерирования волн зависит в большой степени от типа пород, в которых взорвана бомба. Согласно данным американских источников, необходим взрыв в 10 кт в аллювии, чтобы эффект его был равноценен взрыву в 1 кт в скальных породах. Советские специалисты считают, что взрыв бомбы в 1 кт может рассматриваться как эквивалент толчка с M 4,6—4,8, в то время как американские рассматривают взрыв в 2 кт как эквивалент толчка с M 4. По этой причине данные, приведенные в табл. 1, несколько различны.

Статистика землетрясений

Таблица 2

Магнитуда	Число толчков за десятилетие	Энергия, высвобожденная за десятилетие, Дж
8,5—8,9	3	156×10^{16}
8,0—8,4	11	113×10^{16}
7,5—7,9	31	80×10^{16}
7,0—7,4	149	58×10^{16}
6,5—6,9	560	41×10^{16}
6,0—6,4	2100	30×10^{16}

Примечание. Таблица составлена на основе данных за 47 лет, собранных С. Дуда (с 1918 по 1964 гг.).

Таблица 3

Регион	Процент от общей величины высвобожденной энергии	Количество энергии, приходящееся на 1° вдоль сейсмической зоны, (Дж)
Аляска	4,3	$6,1 \times 10^{16}$
Запад Северной Америки	1,0	$0,8 \times 10^{16}$
Мехико (Центральная Америка)	4,2	$2,3 \times 10^{16}$
Южная Америка	16,4	$6,4 \times 10^{16}$
Юго-западная часть Тихого океана — Филиппины	26,5	$7,0 \times 10^{16}$
Рюкю (Япония)	15,8	$13,5 \times 10^{16}$
Курильские острова — Камчатка	5,8	$7,0 \times 10^{16}$
Алеутские о-ва	3,0	$2,9 \times 10^{16}$
Центральная Азия (Турция)	16,9	$5,6 \times 10^{16}$
Индийский океан	4,5	—
Атлантический океан	1,6	—

Слабые толчки гораздо более многочисленны, а данные о них менее надежны (табл. 2). Гутенберг и Рихтер считают, что число толчков в год с $M > 5$ несколько менее 1 тыс., а с $M > 3$ около 50 тыс.

Поскольку тектонические регионы сильно отличаются друг от друга по своим размерам, трудно сравнивать сейсмичность одной страны с сейсмичностью другой. В этом отношении может быть полезна табл. 3, составленная Маркусом Батом. Почти вся сейсмическая энергия высвобождается при сильных землетрясениях, поэтому он включил в нее лишь толчки с M 7,9 и более за период 1904—1964 гг.

Общее количество энергии, высвобожденной в установленных интервалах времени и магнитуд, составило $2,4 \cdot 10^{19}$ Дж. Около 77 % приходится на Тихоокеанское кольцо.

Исторические землетрясения с 1500 по 1902 г.

Ниже приводится список землетрясений, охватывающий период, для которого имеется надежная информация, вплоть до того момента, когда в распоряжении ученых появились инструментальные записи. Данные заимствованы главным образом из «Каталога разрушительных землетрясений» Джона Милна. В список включены все европейские землетрясения, соответствующие по Милну III классу, вызвавшие разрушение городов и опустошившие целые районы. В него вошли также некоторые землетрясения, происшедшие за пределами Европы и упоминаемые многими авторами. Наконец, он дополнен несколькими менее интенсивными толчками, представляющими по тем или иным причинам особый интерес для сейсмологов, или связанными с историческими событиями.

Даты землетрясений могут на один день расходиться с данными, приведенными в других источниках, поскольку не всегда удается установить, использовал ли автор в своих записях местное время или Гринвичское. Все они даются по современному календарю с поправкой на переход со старого стиля, который произошел в разных странах в различные годы.

Названия, напечатанные прописными буквами, часто используются как «собственные имена» землетрясений, но во избежание путаницы они обычно дополняются соответствующей датой.

- 1505 6 июля Персия, Афганистан
- 1509 25 февраля Калабрия, Сицилия
- 1509 14 сентября Турция
- 1510 10 января Бавария
- 1511 26 марта Адриатика
- 1514 16 апреля Занте, Греция
- 1531 26 января Испания, Португалия
- 1549 Персия
- 1556 24 января Австрия, Бавария
- 1556 26 января ШАНСИ (Китай)
- 1590 15 сентября Центральная Европа
- 1596 Нижний Новгород
- 1609 15 июля Кансю (Китай)
- 1612 8 ноября Южная Европа
- 1618 25 августа Швейцария
- 1622 25 октября Кансю (Китай)
- 1638 27 марта Италия, Греция
- 1658 20 августа Филиппины
- 1663 5 февраля Св. Маврикий (Канада)
- 1670 17 января Центральная Европа
- 1679 4 июня Кавказ
- 1687 20 октября Лима (Перу)
- 1688 11 апреля Италия
- 1688 5 июня Италия
- 1688 10 июля Малая Азия
- 1692 7 июня Ямайка
- 1693 9 января Италия, Сицилия
- 1693 11 июня Мальта
- 1703 14 января Италия

- 1703 31 декабря ОДОВАРА (Япония)
 1706 10 апреля Исландия
 1710 май—июнь Алжир
 1718 10 декабря Кипр
 1719 25 мая Турция
 1721 26 апреля Персия
 1727 18 ноября Персия
 1728 28 ноября Филиппины
 1730 8 июля Чили
 1730 30 декабря Хоккайдо (Япония)
 1737 11 октября Калькутта
 1741 24 апреля Италия
 1751 24 мая Чили
 1755 1 ноября ЛИССАБОН (Португалия)
 1757 9 июля Азорские о-ва
 1759 30 октября Малая Азия
 1763 29 июля Венгрия
 1766 21 октября Венесуэла
 1767 11 июля Занте, Греция
 1773 3 июня Гватемала
 1783 5 февраля Калабрия, Италия
 1786 5 февраля Греция
 1786 9 марта Южная Италия
 1789 30 сентября Перуджа, Италия
 1790 6 апреля Трансильвания
 1791 2 ноября Греция
 1796 26 февраля Малая Азия
 1797 4 февраля Эквадор, Перу
 1788 28 июля Италия
 1802 26 октября Восточная Европа
 1805 26 июля Италия
 1810 16 февраля Кандия, Греция
 1811 16 декабря НЬЮ-МАДРИД (США)
 1812 26 марта Венесуэла, Колумбия
 1819 16 июня КАЧ (Индия)
 1822 20 ноября ВАЛЬПАРАИСО (Чили)
 1823 5 марта Южная Италия, Сицилия
 1823 7 мая Центральная Америка
 1825 19 января Греция
 1827 сентябрь Лахор (Индия)
 1828 7 марта Сибирь
 1829 5 мая Турция
 1832 8 марта Калабрия, Италия
 1833 26 августа Северная Индия, Тибет
 1835 20 февраля КОНСЕПСЬОН (Чили)
 1840 2 июля Армения
 1846 14 августа Центральная Италия
 1847 31 июля Никарагуа
 1847 8 октября Чили
 1847 16 ноября Ява, Суматра
 1848 15 октября Марлборо (Новая Зеландия)
 1853 21 апреля Шираз (Персия)
 1853 18 августа Греция
 1855 23 января ВЕЛЛИНГТОН (Новая Зеландия)
 1856 12 октября Средиземноморье
 1857 8 января Южная Калифорния
 1857 16 декабря Неаполитанское королевство (Италия)
 1858 20 сентября Греция, Турция
 1859 22 марта Эквадор
 1860 3 декабря Центральная Америка

- 1861 16 февраля Юго-западная Суматра
 1864 12 января Чили
 1867 2 января Алжир
 1868 13 августа ЧИЛИ, БОЛИВИЯ
 1868 16 августа Эквадор
 1870 5 октября Мангоне (Италия)
 1872 20 марта ОУЭНС-ВЭЛЛИ (Калифорния, США)
 1875 28 марта Новая Каледония
 1875 18 мая Колумбия, Венесуэла
 1877 9 мая ИКИКЕ (Чили)
 1879 18 октября Южная Венгрия, Румыния
 1880 22 февраля Иокогама (Япония)
 1880 18 июля Филиппины
 1882 7 сентября Центральная Америка
 1883 3 мая Таврия, Персия
 1883 28 июля Кассамиччоло (Италия)
 1883 27 августа Кракатау (взрыв)
 1883 15 октября Греция
 1885 27 марта Греция
 1885 2 августа Русский Туркестан
 1886 27 августа Греция
 1886 31 августа ЧАРЛЬСТОН (Ю. Ж. Каролина, США)
 1889 28 июля Кумамото, (Япония)
 1891 28 октября МИНО-ОВАРИ (Япония)
 1893 31 января Греция
 1893 17 апреля Греция
 1894 10 июля Турция
 1895 7 января Хорасан (Персия)
 1895 13 мая Греция, Турция
 1896 15 июня САНРИКЮ (Япония)
 1896 26 августа Исландия
 1897 12 июня АССАМ (Индия)
 1897 21 сентября Филиппины
 1898 2 июля Венгрия
 1899 22 января Юго-западная Греция
 1899 10 сентября ЗАЛ. ЯКУТАТ (Аляска, США)
 1899 30 сентября КЕРАМ (Восточная Индия)
 1900 22 марта Япония
 1900 9 октября Аляска
 1902 19 апреля Центральная Америка
 1902 21 августа Филиппины
 1902 16 декабря Туркестан

Значительные землетрясения, происшедшие после 1903 г.

Список начинается с 1903 г., поскольку это был первый год, для которого получены достаточно точные и полные инструментальные данные о магнитудах землетрясений. В нем содержатся данные о всех землетрясениях с $M \geq 8$ и более, а также выборка менее сильных сейсмических толчков, ставших предметом важных исследований или по тем или иным причинам привлекавших внимание общественности.

С 1903 по 1954 гг. магнитуды приводятся по данным, содержащимся в книге Гутенберга и Рихтера [12] с необходимыми исправлениями, взятыми из книги Рихтера [19]. С 1955 по 1965 г. магнитуды даются по книге Роте [20], и они полностью совпадают с опубликованными ранее данными. Для более поздних землетрясений не существует какого-нибудь вполне авторитетного источника, содержащего данные о магнитудах. Они приводятся по книге М. Бата [1]; значения магнитуд M_S взяты из «Регионального каталога» Международного Сейсмологического центра (Regional Catalogue of the

Таблица 4

Дата	Эпицентральный регион	Магнитуда	Глубина очага, км
1903 4 января	Тонга	8±	400
14 января	Мехико	8,3	—
27 февраля	Ява	8,1	—
2 июня	Алеуты	8,3	100
11 августа	Тессели (Греция)	8,3	100
1904 7 июня	Японское море	7,9	350
25 июня	Камчатка	8,3	—
25 июня	Камчатка	8,1	—
27 августа	КОЛЫМА (Сибирь)	8,3	—
20 декабря	Коста Рика	8,3	—
1905 22 января	Целебес	8,4	90
4 апреля	КАНГРА (Индия)	8,6	—
9 июля	Северо-западнее оз. Байкал	8,4	—
23 июля	То же	8,7	—
8 сентября	КАЛАБРИЯ (Италия)	7,9	—
1906 21 января	ХОНСЮ (Япония)	8,4	340
31 января	Колумбия (Эквадор)	8,9	—
16 марта	КАГИ (Тайвань)	7,1	—
18 апреля	Сан-Франциско (Калифорния)	8,3	—
17 августа	Алеуты	8,3	—
17 августа	Чили	8,6	—
14 сентября	Новая Гвинея	8,4	—
22 декабря	СИКЬЯНГ (Китай)	8,3	—
1907 14 января	КИНГСТОН (Ямайка)	—	—
15 апреля	Мехико	8,3	—
25 мая	Охотское море	7,9	600
21 сентября	КАРАТАГ (Таджикистан)	8,1	—
1908 26 марта	Мехико	8,1	80
28 декабря	МЕССИНА (Сицилия)	7,5	—
1909 22 февраля	Фиджи	7,9	550
13 марта	Хонсю (Япония)	8,3	80
7 июля	Гиндукуш	8,1	230
1910 12 апреля	О-в Рюкю	8,3	200
16 июня	О-в Лойалти	8,6	100
1911 3 января	ТЯНЬ-ШАНЬ (Туркестан)	8,7	—
18 февраля	ФЕРГАНА (Памир)	7,7	—
15 июня	О-в Рюкю	8,7	160
1912 9 августа	Мраморное море	7,8	—
1913 14 марта	Молуккские о-ва	8,3	—
1914 24 ноября	Марианские о-ва	8,7	110
1915 13 января	АВЕЦЦАНО (Италия)	7,5	—
1 мая	Камчатка	8,1	—
3 октября	НЕВАДА (США)	7 ³ / ₄	—
1916 13 января	Новая Гвинея	8,1	—
1917 30 января	Камчатка	8,1	—
1 мая	Тонга	8,6	—
26 июня	САМОА	8,7	—
1918 15 августа	О-в Каролина	8,3	—
17 сентября	Курильские о-ва	8,3	—
18 ноября	Море Банда	8,1	—
1919 1 января	Тонга	8,3	—
30 апреля	Тонга	8,4	—

Дата	Эпицентральный регион	Магнитуда	Глубина очага, км	
1920	5 июня	Тайвань	8,3	—
	20 сентября	Фиджи	8,3	—
	16 декабря	КАНСЮ (Китай)	8,6	—
1921	15 ноября	Гиндукуш	8,1	215
	18 декабря	Перу	7,9	650
1922	11 ноября	АТАКАМА (Чили)	8,4	—
1923	3 февраля	Камчатка	8,4	—
	1 сентября	КВАНТО (Япония)	8,3	—
1924	14 апреля	Филиппины	8,3	—
	26 июня	Маскаренские о-ва	8,3	—
1925	1 марта	КВЕБЕК (Канада)	7,0	60
	16 марта	Юннань (Китай)	7,1	—
	28 июня	МОНТАНА (США)	6,7	—
1926	26 июня	РОДЕС, Додескаденские о-ва	8,3	100
1927	7 марта	ТАНГО (Япония)	7,9	—
	22 мая	КАНСЮ (Китай)	8,3	—
1928	9 марта	Индийский океан	8,1	—
	1 декабря	Чили	8,3	—
1929	7 марта	Алеутские о-ва	8,6	—
	1 мая	ШИРВАН (Иран)	7,1	—
	16 июня	Буллер (Мерчисон)	7,6	—
	27 июня	Новая Зеландия	—	—
	20 ноября	Южные (Сандвичевы о-ва)	8,3	—
1930	2 февраля	ИДЗУ (Япония)	7,1	—
1931	3 октября	ХОКС-БЕЙ (Новая Зеландия)	7,9	—
	14 мая	Соломоновы о-ва	8,1	—
1932	26 мая	Целебес	8,3	—
	3 июня	Желоб Тонга-Кармадек	7,9	600
	2 марта	Мехико	8,1	—
1933	15 января	САНРИКЮ, (Япония)	8,9	—
	29 июня	БИХАР (Индия)	8,4	—
	18 июля	Целебес	6,9	720
	20 апреля	О-в Санта-Крус	8,1	—
1935	30 мая	Тайвань	7,1	—
	28 декабря	КВЕТТА (Белуджистан)	7,5	—
	16 апреля	Суматра	8,1	—
1937	1 февраля	Тонга	8,1	400
	10 ноября	Ява	8,6	—
	25 января	БЕРИНГОВО МОРЕ	8,7	—
	30 апреля	Чили	8,3	—
1939	21 декабря	Соломоновы о-ва	8,1	—
	26 декабря	Целебес	8,6	150
	24 мая	АНАТОЛИЯ	7,9	—
	27 июня	Перу	8,4	—
1940	27 июня	Бирма	8,7	—
	25 ноября	Центральная Австралия	6,7	—
	14 мая	Западная Португалия	8,4	—
1942	6 августа	Эквадор	8,3	—
	24 августа	Гватемала	8,3	—
	10 ноября	Бразилия	8,6	—
		Южная Африка	8,3	—

Дата	Эпицентральный регион	Магнитуда	Глубина очага, км
1943 6 апреля	Анды	8,3	—
25 мая	Филиппины	8,1	—
30 июня	Целебесское море	6,8	703
23 июля	Ява	8,1	90
6 сентября	Маскаренские о-ва	7,8	—
1943 10 сентября	ТОТТОРИ (Япония)	7,4	—
1944 7 декабря	Хонсю (Япония)	7,4	—
1945 12 января	МИКАВА (Япония)	7,1	—
27 ноября	Индийский океан	8,3	—
1946 4 августа	Вест-Индия	8,1	—
10 ноября	АНКАШ (Перу)	7,3	—
20 декабря	Сикоку (Япония)	8,4	—
1948 24 января	Филиппины	8,3	—
28 июня	ФУКУИ (Япония)	7,3	—
5 октября	АШХАБАД (Туркмения)	7,3	—
1949 10 июля	ТАДЖИКИСТАН	8,0	—
22 августа	Юг Аляски	8,1	—
1950 28 февраля	Хоккайдо (Япония)	7,9	340
15 августа	АССАМ	8,7	—
2 ноября	Море Банда	8,1	—
2 декабря	Новые Гебриды	8,1	—
9 декабря	Анды (Аргентина)	8,3	100
1952 4 марта	Хоккайдо (Япония)	8,6	—
21 июля	КЕРН-КАУНТИ (Калифорния)	7,7	—
4 ноября	Камчатка	8,4	—
1953 18 марта	Северо-западная АНАТОЛИЯ	7,2	—
25 ноября	Хонсю (Япония)	8,0	—
1954 6 июля	ФАЛЛЮН (Невада, США)	6,6	—
9 сентября	ОРЛЕАНСВИЛЬ (Алжир)	6,7	—
16 декабря	Невада (США)	7,1	—
1955 18 февраля	КВЕТТА (Пакистан)	6,7	—
1 апреля	ЛАНАО (Филиппины)	7,6	—
1956 9 июня	КАБУЛ (Афганистан)	7,7	—
9 июля	САНТОРИН (Греция)	7,7	—
1957 9 марта	Андреяновские о-ва	8,0	—
14 апреля	Юг о-ва Самоа	8,0	—
28 июля	Гуирреро (Мексика)	7,8	—
4 декабря	Монголия	8,3	—
13 декабря	Иран	7,2	—
1958 10 июля	Юго-восток Аляски	7,9	—
6 ноября	Курильские о-ва	8,7	75
1959 2 января	Бриттани	5,2	—
4 мая	Камчатка	8,2	60
18 августа	Оз. ХЕБГЕН (Монтана, США)	7,1	—
1960 21 февраля	МЕЛОУЗА (Алжир)	5,5	—
29 февраля	АГАДИР (Марокко)	5,8	—
24 апреля	ЛАР (Иран)	5,7	—
22 мая	Арауко (ЧИЛИ)	8,4	—
1961 1 июня	Эфиопия	6,7	—
11 июня	ЛАР (Иран)	6,7	—
31 августа	Граница Перу и Бразилии	7,7	629

Дата	Эпицентральный регион	Магнитуда	Глубина очага, км
1962 1 сентября	БАЮН-ЗАРА (Иран)	7 ¹ / ₂	60
1963 21 февраля	Барс (Ливия)	—	
26 июля	СКОПЛЕ (Югославия)	6,0	
13 октября	Курильские о-ва	8,2	
1964 27 марта	АНКОРИДЖ (Аляска)	8,4	
16 июня	НИИГАТА (Хонсю, Япония)	7,5	
1965 28 марта	Чили	7,5	
1966 19 августа	ВАРТО (Турция)	6,9	
1967 30 июля	КАРАКАС (Венесуэла)	7,1	
1968 16 января	Сицилия	6,1	
16 мая	ТОКАХИ (Япония)	7,9	
1 августа	КАСИГУРАН (Филиппины)	7,7	
1968 31 августа	ДАШТ-И-БАЯЗ (Иран)	7,2	
14 октября	МЕКЕРИНГ (западная Австралия)	7,2	
1969 28 февраля	Берег Португалии	7,9	
25 июля	Восточный Китай	6,1	
1970 28 марта	ГЕДИЗ (Турция)	7,4	
7 апреля	Лусон (Филиппины)	7,7	
31 марта	ЧИМБОТЕ (Перу)	7,7	
1971 10 января	Западный Ириан	8,0	
9 февраля	САН-ФЕРНАНДО (Калифорния, США)	6,8	
12 мая	БУРДУР (Турция)	6,7	
22 мая	БИНГЕЛЬ (Турция)	6,7	
9 июля	ИЛЬЯПЕЛЬ (Чили)	7,7	
14 июля	Соломоновы о-ва	8,1	
1972 25 января	Тайвань	7,5	
30 июля	Юго-восточная Аляска	7,6	
23 декабря	МАНАГУА (Никарагуа)	6,2	
1973 30 января	МИХОАКАН (Мексика)	7,5	
17 июня	Хоккайдо (Япония)	7,7	
1974 3 октября	Перу	7,6	
28 декабря	ПАТТАН (Западный Пакистан)	6,2	
1975 4 февраля	ЛЯОНИНГ (Китай)	7,4	
11 февраля	ГВАТЕМАЛА	7,5	
26 мая	Северная Атлантика	7,9	
20 июля	Соломоновы о-ва	7,9	
6 сентября	ЛИС (Турция)	6,7	
11 октября	Южнее Тонга	7,9	
1976 14 января	О-ва Кермадек	8,0	
6 мая	ФРИУЛИ (Италия)	6,5	
6 августа	Минданао	7,9	
27 июля	ТАНШАНЬ (Китай)	8,0	

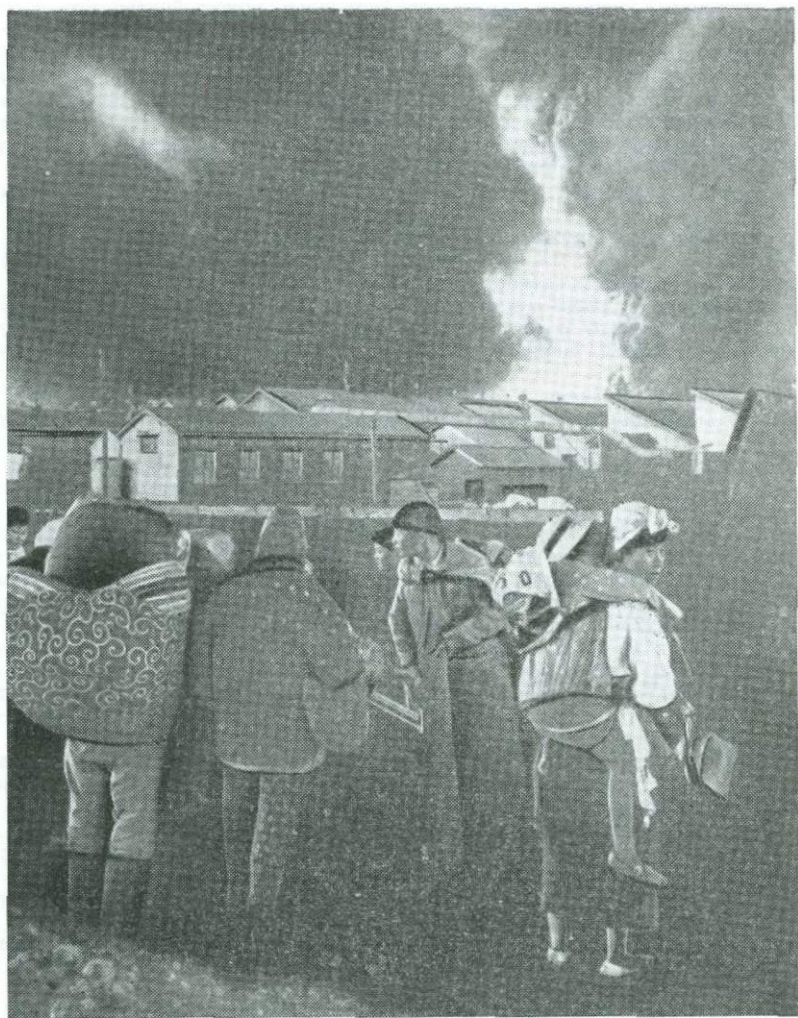


Рис. 169. Бездомные жители перед стеной пламени, охватившего склады горючего после землетрясения в Ниигате

International Seismological Centre), а также из монографий об отдельных землетрясениях. Там, где это было необходимо, использовались статистические поправки, выведенные Роте (табл. 4).

Землетрясения Новой Зеландии

Этот список включен в книгу не только потому, что он представляет интерес для новозеландцев, но и потому, что немного найдется в мире других регионов с умеренной сейсмичностью, по которым имелись бы все необходимые данные. Эпицентры наиболее сильных землетрясений показаны на

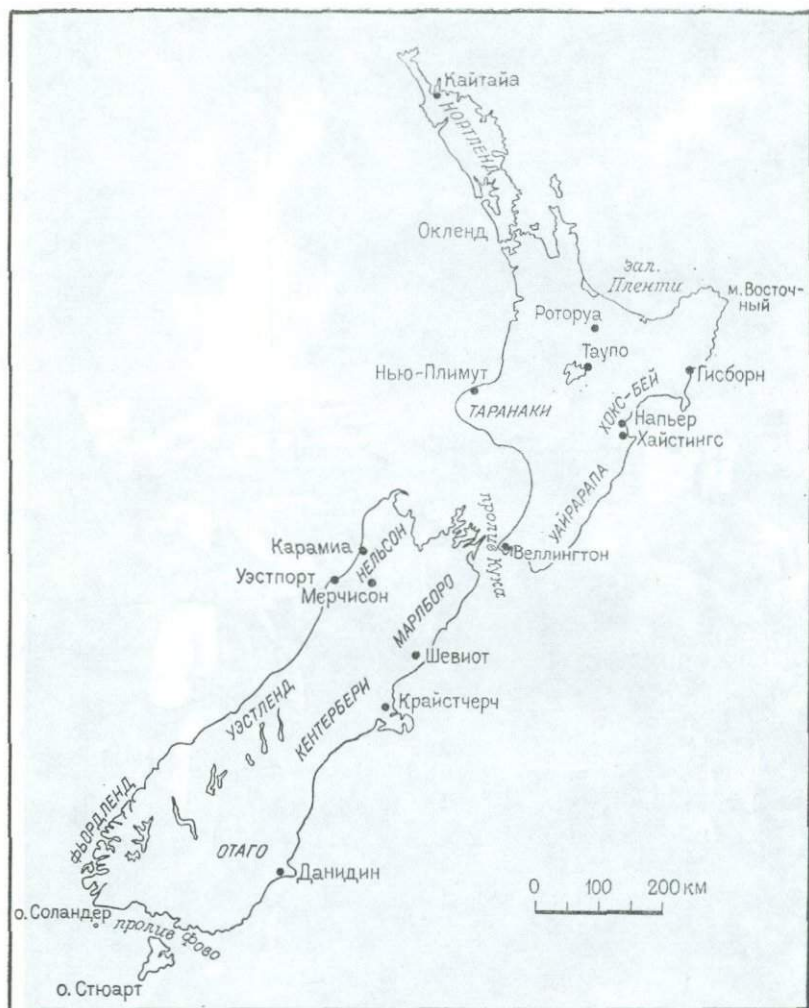


Рис. 170. Карта Новой Зеландии с основными географическими названиями, упомянутыми в тексте. Геологические разломы и действующие вулканы см. на рис. 149

рис. 145. В список включены все землетрясения, магнитуда которых, как полагают, достигала 7, а также некоторое число землетрясений, которые привлекли всеобщий интерес или произошли в необычных местах. Данные о землетрясениях, происшедших в историческое время, базируются на информации, содержащейся в составленном автором «Описательном каталоге новозеландских землетрясений», из которого до настоящего времени был опубликован лишь раздел, охватывающий период с 1460 по 1854 г. Магнитуды

этих землетрясений оцениваются приблизительно на основе имеющихся данных об эффектах их проявления. Инструментальные данные заимствованы из ежегодных «Новозеландских сейсмологических отчетов» и описаний отдельных землетрясений. Для некоторых землетрясений, относящихся к периоду 1860—1940 гг., положение эпицентров и значения магнитуд все еще нуждаются в уточнении. Даты даются по Новозеландскому календарю. Широта и долгота эпицентров землетрясений приведены в таблице; читатели, не знакомые с географией Новой Зеландии, могут воспользоваться также картой (рис. 170), на которой показаны положения эпицентров и приведены все географические названия, упоминаемые в тексте.

1460, Веллингтон. Возможная магнитуда 8. Известна в маорийских преданиях как «Хао-венуа» — «глотатель земли».

1773, май, 11. Зал. Королевы Шарлотты. Капитан Фюрно, плававший на корабле «Аванюр», пишет в своих записках, что его отряд, посланный на берег, «ощутил два толчка, вызванных землетрясением, однако никаких повреждений не было». Это первое землетрясение в Новой Зеландии, о котором сообщил наблюдатель-европеец.

1826, Фьордленд. Неопределенные предания, основанные на сообщениях охотников за тюленями и китами, дающие основания предполагать, что приблизительно в это время произошло очень сильное землетрясение.

1843, июль, 8. Уонгануи. М не менее $7\frac{1}{2}$. Повреждены здания, отмечены сильные оползни. Погибли 2 чел.

1848, октябрь, 16. Северо-восточная часть Марлборо. М 7,1. Интенсивность по шкале ММ для нижней части долины Уаирау достигала X, наблюдались значительные повреждения зданий в Веллингтоне. Иногда ошибочно называется землетрясением Аватере, хотя отчеты того времени описывают разрывы вдоль разлома в долине Уаирау. Иногда неверно указывается также дата. Ошибка до трех дней вызвана путаницей, внесенной сильными афтершоками. В результате сильного афтершока 19 октября погибли 3 чел.

1853, январь, 1. Нью-Плимут. М ~ 6 $\frac{1}{2}$. Сильнейший из толчков, известных в этой части Новой Зеландии. Отмечены падения труб и другие небольшие повреждения зданий.

1855, январь, 23. Юго-запад Уайрарапа. Вероятная магнитуда 8,1. Протяженные разрывы на поверхности, поднятие побережья. Разрушения в Веллингтоне, сильные повреждения в Уонгануи. Погибли 5 чел.

1863, февраль, Хокс-Бей. Повреждение зданий и трещины на поверхности земли в Напфере. Ощущалось почти по всей стране. Информация недостаточно полная.

1876, февраль, 26. Оамару. Повреждения домов. Необычно сильное землетрясение для этой части Новой Зеландии.

1886, июнь, 9. Извержение вулкана Таравера. Самое сильное вулканическое извержение в Новой Зеландии. Сотрясение ощущалось, но нет указаний о том, что они были сильными.

1888, сентябрь, 1. Сев. Кентербери. М ~ 7. Образование разрывов в Глин-Уай явилось первым примером значительных поперечных смещений.

1891, июнь, 23. Устье р. Уаикато. Магнитуда, по всей вероятности, значительно больше 6. Необычно положение эпицентра. Разрушения зданий в Рагланде и Каухиа, в Окленде — обрушение труб.

1895, август, 18. Таупо. М > 6. Повреждения зданий, оползни и трещины. Возможно, имели место разрывы, выходящие на поверхность.

1897, декабрь, 7. Уонгануи. М 7. Разрушения в Уонгануи. Ощущалось от Окленда до Тимару.

1901, ноябрь, 17. Шевиот. М 7. Разрушения и оползни в Сев. Кентербери. Один человек погиб.

1904, август, 9. В открытом море у м. Турнагайн. М $7\frac{1}{2}$. Повреждения в Кастрлпойнте.

1914, октябрь, 7. Восточная часть м. Пеннисьюла. М от 7 до $7\frac{1}{2}$. Разрушения в восточной части зал. Пленти. Один человек погиб.

1914, ноябрь, 22. Восточная часть м. Пеннисьюла. М от $6\frac{1}{2}$ до 7. Ощущалось по всему Северному о-ву и южнее до Оамару, однако сообщений

о разрушениях поступило немного. По всей вероятности, землетрясение отнеслось к глубокофокусным.

1917, август, 6. Северная Уайрарапа, 40°8' ю. ш., 176°0' в. д. М > 6. Ощущалось от Окленда по Шевюта.

1921, июнь, 19. Хокс-Бей, 30°3' ю. ш., 176°4' в. д. М 7. Глубина очага около 80 км. Ощущалось от Окленда до Данидина. Небольшие повреждения в большей части района Хокс-Бей.

1922, июнь, 19. Район Таупо. Множество афтершоков. Часто описываются как рой землетрясений. Разрывы и оседания поверхности земли к северо-западу от оз. Таупо.

1922, март, 9. Перевал Артур, 42°5' ю. ш., 172°0' в. д. М 6,9. Эпицентр находился в пределах слабо заселенного гористого района. Ощущалось по всей стране за исключением п-ова Нортленд.

1929, июнь, 16. Буллер, 41°8' ю. ш., 172°2' в. д. М 7,8. В районе Мерчисона землетрясение было разрушительным и сопровождалось многочисленными оползнями и разрывами поверхности земли. 17 погибших.

1931, февраль, 3. Хокс-Бей, 39°20' ю. ш., 176°40' в. д. М 7,9. Разрушительное. В Напьеере интенсивность достигла XI баллов по шкале ММ. Региональное поднятие. Небольшие разрывы на поверхности земли. 256 погибших.

1931, май, 5. Зал. Поверти. М > 6. Повреждения в районе Гисборна.

1932, сентябрь, 16. Уайроа, 38°9' ю. ш., 177°55' в. д. М 6,8. Повреждения в Гисборне и Уайроа.

1934, март, 5. Пахатуа, 40°5' ю. ш., 175°6' в. д. М 7,6. Повреждения в южной части Хокс-Бей и в северной части Уайрарапы. Один человек погиб.

1942, июнь, 24. Южная Уайрарапа, 40°9' ю. ш., 175°9' в. д. М 7,0. Повреждения в Уайрарапе и Веллингтоне.

1942, август, 1. Южная Уайрарапа, 40°95' ю. ш., 175°8' в. д. М 7,1. В связи с большой глубиной очага (55 км) интенсивность существенно меньше, чем 24 июня.

1950, февраль. Южная часть Южного о-ова, 48°5' ю. ш., 164° в. р. М 7. Ощущалось в некоторых районах Отаго и Саутленда.

1950, август, 5. Южная часть Южного о-ова, 50° ю. ш., 164° в. д. М 7,3. Ощущалось у прол. Фово.

1953, сентябрь, 29. Зал. Пленти, 37°3' ю. ш., 176°8' в. д. М 7,1. Глубина очага 300 км. Ощущалось на обширной площади, но повреждения невелики.

1955, июнь, 12. Сиорд Каикурас, 42°8' ю. ш., 173°3' в. д. М 5,1. Незначительные повреждения в районе Шевюта.

1958, декабрь, 10. Зал. Пленти, 37°2' ю. ш., 176°9' в. д. М 6,9. Глубина очага 330 км. Отдельные повреждения труб даже в столь отдаленных пунктах, как Бленхейм.

1960, май, 24. Фьордленд, 44°2' ю. ш., 167°7' в. д. М 7. Район эпицентра почти необитаем. В районе оз. Ванак небольшие повреждения зданий, трещины в штукатурке. На о-ве Северном не ощущалось.

1962, май, 10. Уэстпорт, 41°65' ю. ш., 171°32' в. д. М 5,9. Повреждения труб, штукатурки, кирпичной кладки. Общий ущерб 250 тыс. долл. Жертв не было.

1963, декабрь, 23. Нортленд, 35°1' ю. ш., 173°5' в. д. М 5,2. Повреждены трубы, фундаменты домов, цистерны для воды и сложенные штабелями товары в р-не Кантан. Землетрясения в районе п-ва Нортленд редки. До этого события район считался асейсмичным.

1966, март, 5. Гисборн, 38°2' ю. ш., 177°85' в. д. М 6,2. Повреждены старые дома, выстроенные на слабых грунтах. Множество поврежденных труб. Нарушены газовые и водопроводные системы.

1966, апрель, 23. Прол. Кука, 41°64' ю. ш., 174°52' в. д. М 6,1. Повреждения труб и других сооружений в Седдоне.

1968, май, 24. Инангахуа, 41°72' ю. ш., 171°94' в. д. М 7,0. Серьезные повреждения деревянных домов, мостов, железнодорожных линий, подземных трубопроводов. Большие оползни. Разрывы земной поверхности. Трое погибших.

1972, январь, 8. Те-Ароха, 37°58' ю. ш., 175°69' в. д. М 5,1. Незначительные повреждения труб, мебели и другого имущества.

1974, апрель, 9. Данидин, 45°97' ю. ш., 170°52' в. д. М 5,0. Повреждения труб и имущества на общую сумму 250 тыс. долл. Максимальный из толчков, известных в восточной части Отаго.

Краткий список рекомендуемой литературы

Хотя работы по сейсмологии заняли определенное место в ряду современных книг, ставящих своей целью познакомить не специалиста с проблемами наук о Земле, но лишь немногие из них посвящены землетрясениям как главной теме, а если и посвящены, то вряд ли могут быть рекомендованы читателю без серьезных оговорок. Тем читателям, которые хотели бы узнать больше о землетрясениях, следует обратиться в первую очередь к трудам специалистов. Первой в любом списке книг о землетрясениях должна стоять «Элементарная сейсмология» Ч. Ф. Рихтера* [19], в которой более широко рассмотрены многие проблемы, затронутые в этой книге, и содержится подробная, критически рассмотренная библиография. Хотелось бы внести ясность в следующее положение. Хотя плитовая тектоника и все то, что провозглашается как *новая глобальная сейсмология*, создают необходимую основу, на которой могут рассматриваться сейсмические и тектонические процессы, эти концепции в гораздо меньшей степени разрушили сложившуюся ранее картину, чем это представляется некоторым из наиболее ревностных сторонников этих направлений.

Введение в сейсмологию Маркуса Бата [1] характеризуется скорее физическим, чем геологическим подходом к рассмотрению проблемы и показывает, что достаточно хорошо сбалансированная картина мира может быть получена на базе наблюдений, осуществляемых автором в Упсале. Неплохой результат достигается использованием элементарных математических вычислений, не нарушающих легкости восприятия изложенного. Написанная на более элементарном уровне книга Дж. Х. Ходжсона «Землетрясения и строение Земли» [13] четко отражает интересы автора, но в меньшей степени — строение Земли, хотя она этому вопросу посвящена. Читателям, которые считают, что серьезной преградой для понимания научных публикаций является недостаточное формальное знание физики, можно рекомендовать книгу О. М. Филлипа «Сердце Земли» [17]. Книга Брюса Болта «Землетрясения: букварь» [3] содержит превосходные описания нескольких землетрясений недавнего прошлого и посвящена проблеме, представляющей интерес для современной науки.

Из геологических работ, авторы которых стоят на современных позициях, можно рекомендовать книги «Понимание Земли», выпущенную Гессом, Смитом и Вильсоном [10], и «Земля» Пресса и Сиверса [18]. Этими же изданиями подобрана серия интересных статей, появившихся в *Scientific American* в 1952—1973 гг. под рубрикой «Дрейф континентов» (Continents Adrift).

Образцовым руководством, открывшим дверь в геологию не одному поколению студентов, может служить книга Холмса «Принципы физической геологии» [14].

Инженеры, желающие получить более ясное представление о сейсмологии, чем можно получить из большинства книг по проектированию и строительству, с интересом прочтут книгу Роберта Вигеля «Инженерная сейсмология» [24]. Книга Болта и др. «Геологические стихии»** [9] содержит уникальное описание некоторых современных природных катастроф.

* Имеется русский перевод: Рихтер Ч. Ф. Элементарная сейсмология. М., ИЛ, 1963. (Прим. перев.)

** Имеется русский перевод: Болт Б. А., Хорн У. Л., Макдональд Г. А., Скотт Г. Ф. Геологические стихии. М., Мир, 1978. (Прим. перев.)

В последние годы появилось много хорошо иллюстрированных технических отчетов об отдельных землетрясениях, от многотомных трудов, посвященных Аляскинскому землетрясению 1964 г., землетрясению Сан-Фернандо 1971 г. или исчерпывающе полных отчетов о землетрясениях в Ниигате и Токахи-Оки до коротких заключений, выпущенных рекогносцировочными отрядами ЮНЕСКО. Среди интересных отчетов о сильных землетрясениях следует назвать «За две минуты до полудня» Ноэля Буша [6] о землетрясении Кванто 1923 г. и «Катастрофа в Сан-Франциско» Моника Сазерленд [23]. Одновременно следовало бы отметить выдающуюся коллекцию фотографий Вильяма Бронсона, выпущенную под названием «Земля содрогалась, небеса горели» [4].

Книгу Т. Д. Кедрика «Лиссабонское землетрясение» [16] можно назвать хрестоматией в лучшем значении этого слова, автор показывает катастрофу на интеллектуальном и социальном фоне того времени.

Следующие две книги будут, очевидно, в равной степени привлекательны как для читателей, которые предпочитают все видеть сами, в полевой обстановке, так и для читателей, которые считают, что книга может избавить их от необходимости прилагать какие-либо усилия. Это «Страна землетрясений» Р. Якопи [15], которая позволит читателю совершить путешествие по разлому Сан-Андреас, и «Суровый ландшафт» Г. С. Стивенса [21], в которой подробно описываются прекрасная природа центральной части Новой Зеландии и история ее тектонического развития. Она, несомненно, станет геологической классикой. Обе книги прекрасно иллюстрированы.

Образцовой работой по сейсмичности земного шара все еще остается «Сейсмичность Земли и сопутствующие явления» Гутенберга и Рихтера [12], вышедшая впервые в свет в 1954 г. и переизданная в 1965 г., где список землетрясений был продолжен Роте [20] до 1965 г. В этих книгах содержатся детальные карты распределения эпицентров для всего земного шара с классификацией землетрясений по магнитуде и глубине очагов.

Читатели, которым хотелось бы окинуть более широким взглядом геофизику, могли бы начать с «Глобальной геофизики» Такера и др. [11], а затем, если позволит их математическое образование, перейти к «Физике Земли» Ф. Стейси [22]. На том же уровне написано руководство по сейсмологии К. Буллена [5]. Для тех же, кто не в состоянии следить за математическими выкладками К. Буллена, все же может оказаться полезной его отличная библиография.

Пока писалась эта книга, появились три новые весьма ценные работы. Выше уже упоминалась книга «Геологические стихии» [9], где имеются ценные главы о землетрясениях, цунами и вулканах с интересными материалами по другим темам.

Вышла в свет новая книга В. А. Болта «Ядерные взрывы и землетрясения: приподнятая завеса» [2], в которой сделана похвальная попытка рассмотреть с международных позиций оба аспекта этой проблемы — технический и политический. Упомянем также отчет Комиссии Национального Исследовательского Совета США «Прогнозы землетрясений и общественная политика» [7], в котором авторам удалось избежать применения социального и административного жаргона и четко сформулировать спорные вопросы. Различия в общественной реакции и социальной оценке не позволяя многим странам принять сделанные выводы, но знакомство с методом анализа окупит затраты времени на знакомство с этой работой.

И в заключение остановимся на некоторых наиболее важных технических журналах. Лишь два из них: *Bulletin of the Seismological Society of America* и *Journal of the Earthquake Research Institute, Tokyo* — посвящены, главным образом, вопросам сейсмологии. Из остальных журналов вопросы сейсмологии наиболее широко освещаются в *Geophysical Journal*, *Journal of Geophysical Research*, Известиях АН СССР (серия геофизическая), который имеется в английском переводе, и *Tectonophysics*. Для инженеров издаются также журналы *Earthquake Engineering and Structural Dynamics*, *Bulletin of the New Zealand National Society for Earthquake Engineering*, который, несмотря

на свое название имеет международный круг подписчиков и читателей и *Proceedings of the triennial World Conferences on Earthquake Engineering* (Труды Международной конференции по инженерной сейсмологии, организуемой раз в три года).

1. *Bath M.* Introduction to seismology. Birkhauser Verlag, Basel and Stuttgart, 1973.
2. *Bolt B.* Nuclear explosions and earthquakes: the parted Veil. Freeman and Co., San-Francisco, 1976.
3. *Bolt B.* Earthquakes: a primer. Freeman and Co., San-Francisco, 1978.
4. *Bronson W.* The Earth Shook, the Sky burned. Doubleday and Co., N. Y., 1959.
5. *Bullen K. E.* Zithoduction to theoretical seismology. Cambridge Univ. Press. 3-d ed., 1963.
6. *Bush N. F.* Two minutes to noow. Artur Barker, London, 1963.
7. *Earthquake* prediction and public policy. Rept. Comiss. US National Res. Council US National Acad. Sci., Washington, 1975.
8. *Eiby D. A. N. Z. J. Geol. and Geophys.*, 1963, v. 7, p. 108—133.
9. *Geological hazards/ B. Bolt, W. Z. Horn, G. A. Macdonald, G. F. Scott.* Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, N. Y., 1975.
10. *Gess, Smith, Wilson.* Understanding the Earth. Artemis Press, Sussex, 1971.
11. *Global geophysics/ Tucker, Cook, Jyer, Stacey.* English Universitics Press, London, 1970.
12. *Gutenberg, Richter C. F.* Seismicity of the Earth and associated phenomena. Hafner Publ. Co., N-Y., London, 1965.
13. *Hodson J. H.* Earthquakes and Earth structure. Prentice-Hall, N. Y., 1964.
14. *Holmes A.* Principles of physical geology. Nelson, London, 3-d ed., 1978.
15. *Jacopi R.* Earthquake country. Zaul Book Co., Menlo Park, 1964.
16. *Kendrick T. D.* The Lisbon earthquake. Methuen, London, 1956.
17. *Phillips O. M.* The heart of the Earth. Freeman and Co., San-Francisco, 1968.
18. *Press, Seivers.* Earth. Freeman and Co., San-Francisco, 1974.
19. *Richter C. F.* Elementary seismology. San-Francisco, 1958.
20. *Rothe.* La Séismicite du globe. UNESCO, Paris, 1969.
21. *Stevens G.* Rugged landscape. A. H. and A. W. Reed, Wellington, Sidney, London, 1974.
22. *Stacey F. D.* Physics of the Earth. John Wiley and Sons, N. Y., London, 1969.
23. *Sutherland M.* The San-Francisco disaster. Barrie and Rockliff, London, 1959.
24. *Weigel R. L.* Earthquake engineering. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, New Yersey, 1970.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
Введение	9
Глава 1. Как ощущаются землетрясения	11
Глава 2. Запись землетрясений	17
Глава 3. Чтение записей	31
Глава 4. Предварительное «прощупывание»	52
Глава 5. В толщах горных пород	63
Глава 6. В недрах Земли	72
Глава 7. Континенты и океаны	85
Глава 8. Как происходят землетрясения	93
Глава 9. Где происходят землетрясения	106
Глава 10. Сила землетрясений и их число	117
Глава 11. Волны на суше и на море	124
Глава 12. Землетрясения и вулканы	132
Глава 13. Предсказание землетрясений	140
Глава 14. «В безопасности, как дома»	154
Глава 15. Районирование и страхование	182
Глава 16. Землетрясения и бомбы	190
Глава 17. За пределами нашего мира	199
Глава 18. Немного больше о географии сейсмичности	204
Глава 19. Некоторые наиболее известные землетрясения мира	223
Глава 20. Некоторые современные землетрясения	234
Приложение	245
Факты и цифры	245
Размеры Земли	245
Геохронологическая шкала	246
Шкала интенсивности	246
Магнитуда и энергия	247
Статистика землетрясений	249
Исторические землетрясения с 1500 по 1902 г.	250
Значительные землетрясения, происшедшие после 1903 г.	252
Землетрясения Новой Зеландии	257
Краткий список рекомендуемой литературы	261

Джордж А. Эйби

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ

Редактор издательства *С. Г. Бароянц*
Переплет художника *М. И. Гозенлут*. Художественный редактор *Е. Л. Юрковская*.
Технический редактор *Л. Н. Шиманова*. Корректор *К. С. Торопцева*.
ИБ № 4914

Сдано в набор 19.04.82. Подписано в печать 22.07.82. Формат 60×90^{1/16}. Бумага типографская № 1. Гарнитура «Литературная». Печать высокая. Усл.-печ. л. 16,5. Усл. кр.-отт. 16,5. Уч.-изд. л. 17,2. Тираж 50 000 экз. Заказ 1021/8705—2. Цена 1 р. 20 к.

Ордена «Знак Почета» издательство «Недра», 103633, Москва, К-12,
Третьяковский проезд, 1/19

Ленинградская типография № 4 ордена Трудового Красного Знамени Ленинградского объединения «Техническая книга» им. Евгении Соколовой Союзполиграфпрома при Государственном комитете СССР по делам издательства, полиграфии и книжной торговли. 191126, Ленинград, Социалистическая ул., 14.

1р. 20 к.

3842

НЕДРА