

Часть I Строение твердой Земли

ГЛАВА I СЕЙСМОЛОГИЯ

Сейсмология сложилась позднее большинства физических наук. Сейчас так же трудно представить сейсмолога без его основного прибора — сейсмографа, как и астронома без телескопа. Между тем телескоп был построен около 1600 г., а первые эффективные сейсмографы — только 1879 и 1890 гг.

Чарльз Ф. Райтер,
«Элементарная сейсмология».

11. КЛАССИЧЕСКАЯ СЕЙСМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЗЕМЛИ ДЖЕФФРИСА — ГУТЕНБЕРГА

Долгое время сейсмология, одним из основателей которой является русский физик и геофизик академик Борис Борисович Голицын (1862—1916), была наукой о землетрясениях и сейсмических волнах. В настоящее время сейсмология занимается измерениями и анализом всех движений, которые регистрируются сейсмографами на поверхности твердой Земли. День и ночь около тысячи сейсмических станций, расположенных в различных пунктах земного шара, регистрируют дрожание земной поверхности, обусловленное различными причинами. На Земле имеется заметный сейсмический фон, или шум, и волны от землетрясений и больших взрывов, которые могут быть использованы в научных целях для исследования строения Земли, записываемые на фоне этих шумов. Сейсмический шум связан с одной стороны, с работой промышленности и транспорта, а с другой стороны, с микросейсмками — сейсмическими волнами, которые генерируются штормами и беспорядочным волнением в океанах.

По сравнению с Землей Луна представляет идеальный объект для сейсмических исследований. Это обусловлено тем, что на Луне нет атмосферы, океанов и промышленности, а соответственно и сейсмических помех. В связи с этим чувствительность сейсмометров, установ-

ленных на Луне, исключительно высока и приближается к своему теоретическому пределу, составляющему несколько десятков ангстрем смещения почвы.

При землетрясении из ограниченной области под поверхностью Земли излучаются упругие колебания — сейсмические волны. Область, из которой излучаются сейсмические волны, называется очагом землетрясения. Очаг расположен под поверхностью Земли, и его размеры равны нескольким километрам. Сейсмические волны — это, по существу, высокочастотные звуковые волны в твердой упругой Земле. Они делятся на объемные и поверхностные. Объемные волны бывают двух типов — продольные и поперечные. Продольные волны представляют упругие волны сжатия, а поперечные волны — упругие волны сдвига. Распространение объемных волн в упругой Земле подобно распространению световых лучей в оптических средах.

Продольные и поперечные сейсмические волны, в отличие от поверхностных волн, распространяющихся вдоль земной поверхности, пронизывают весь объем (всю толщу) нашей планеты. Поэтому они называются объемными волнами. Они в буквальном смысле слова просвечивают нашу планету и, подобно рентгеновскому анализу позволяют выявить внутреннее строение Земли без непосредственного проникновения в ее недра. Скорость продольных волн в 1,7 раза больше, чем скорость поперечных волн. Соответственно они регистрируются на сейсмограммах раньше и называются первичными, или волнами P , поперечные волны именуются вторичными (волны S)¹⁾. Скорости объемных волн выражаются через модуль упругости (K — модуль сжатия, μ — модуль сдвига) и плотность ρ среды в данной точке простыми формулами, известными из элементарного курса физики:

$$v_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad \text{— продольные волны,} \quad (1)$$

$$v_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad \text{— поперечные волны.} \quad (2)$$

Если бы скорости сейсмических волн P и S в Земле были постоянными и не зависели от глубины, то сейсмиче-

¹⁾ Обозначения сейсмических волн P и S берут свое начало от английских слов primary — первичные и secondary — вторичные.

ские лучи представляли бы собой прямолинейные отрезки. В действительности v_p и v_s систематически возрастают с погружением в недра Земли, исключая небольшую зону на глубинах 50—250 км. Поэтому реальные сейсмические лучи искривлены, т. е. Земли ведет себя

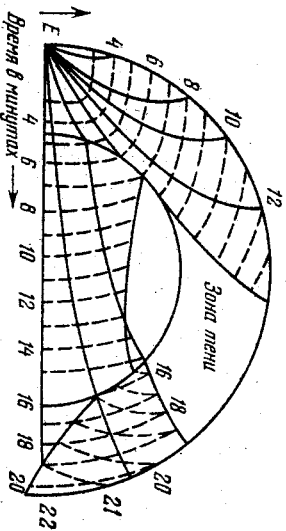


Рис. 1. Пути Р-волн, их время распространения в недрах Земли. Сечение Земли показывает пути сейсмических Р-волн, излучаемых из очага землетрясения, расположенного непосредственно под эпицентром (очага E). Преувеличеные линии, изохроны, указывают время прихода Р-волн в различные точки земной поверхности в минутах. Р-волны не регистрируются в обширной зоне тени, что обусловлено предоминаньем этих волн на границе оболочка — ядро.

по отношению к сейсмическим лучам как преломляющая линза (рис. 1).

Согласно данным, полученным сейсмологией, Земли разделяется на три основные области: кору, оболочку и ядро. Кора отделяется от оболочки резкой сейсмической границей, на которой свойства скачкообразно изменяются (возрастают скорости v_p и v_s и плотность ρ). Эта граница была открыта в 1909 г. югославским сейсмологом Моховичичем и ее называют границей Моховичича или границей М. В связи с этим открытием земная кора получила четкое определение: земной корой называют наружный слой Земли, расположенный выше границы М. Толщина земной коры неравномерна, она изменяется от ~ 10 км (с учетом толщины воды) в океанических областях до нескольких десятков километров в горных районах континентальных областей. Вклад земной коры в полную массу Земли и ее момент инерции мал, поэтому обычно при рассмотрении Земли в целом земную кору представляют в виде однородного слоя эффективной толщиной ~ 35 км. Ниже коры в интервале глубин 35—2898 км расположена силикатная оболочка, или

мантия Земли¹⁾. Наконец, центральная часть Земли, расположенная в интервале глубин 2898—6371 км, образует ядро Земли. То, что в Земле должно быть ядро, плотность которого заметно превосходит плотность наружной силикатной оболочки, ученые понимали уже в конце прошлого века. Рассуждали при этом так. Плотность наружных пород коры равна $\sim 2,8$ г/см³ (граниты) и $\sim 3,0$ г/см³ (базальты), а средняя плотность Земли, равная $5,5$ г/см³, намного больше. Следовательно, у Земли должно быть тяжелое ядро. В то же время были известны железные метеориты (плотность железа при нормальных условиях $7,85$ г/см³), что и послужило поводом для выдвижения гипотезы о существовании железного ядра Земли.

Сейсмическая граница на глубине 2898 км между оболочкой и ядром Земли (и, таким образом, земное ядро) была открыта немецким сейсмологом Гутенбергом в 1914 г. Эта граница не имеет специального названия, хотя с полным основанием ее можно назвать границей Гутенберга, или границей Г. Граница оболочка — ядро является наиболее резкой границей раздела в недрах Земли. Она сильно отражает объемные Р- и S-волны и сильно преломляет Р-волны. На этой границе скорость Р-волн (v_p) скачком падает от значения $13,6$ км/сек в оболочке до значения $8,1$ км/сек в ядре, скорости поперечных волн соответственно уменьшаются от $7,3$ км/сек до нуля; плотность, наоборот, возрастает от $5,5$ до 10 г/см³. Тот факт, что земное ядро не пропускает через себя поперечные волны S, скорость которых в нем v_s равна нулю, означает, что модуль сдвига ядра и также равен нулю. Следовательно, земное ядро является жидким. Этот фундаментальный вывод сейсмологии подтверждается и всеми остальными геофизическими явлениями, имеющими отношение к земному ядру. Данные сейсмологии указывают на то, что оболочка и ядро Земли обладают определенной «тонкой» структурой. Эта структура видна на рис. 2, на котором показана сейсмическая модель Земли, т. е. распределение скоростей (Р- и S-волн) с глубиной.

В соответствии с данными сейсмологии земные недра разделяются на восемь характерных областей — зон. Эти

¹⁾ Термин «оболочка» и «мантия» — синонимы. В геофизике чаще употребляют термин «оболочка», в геологии — «мантия».

Волны обозначаются заглавными буквами латинского алфавита $A, B, C, D(D', D''), E, F, G$. Зона A (0—33 км) — земная кора; зона B (50—350 км) — подкоровая зона, слой пониженных скоростей; зона C (350—1000 км) — переходный слой, зона аномального быстрого возрастания скоростей P - и S -волн; зона D разделяется на зоны D' (1000—2700 км) — зону нормального возрастания скоростей за счет давления вышележащих слоев и зону

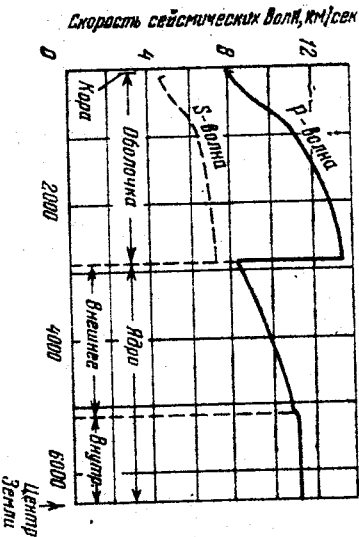


Рис. 2. Скорости волн P и S внутри Земли. Классическая сейсмическая модель Земли Дженералса—Гутенберга. Построена в конце 30-х гг. Основана на неизменной до конца 60-х гг.

D'' (2700—2900 км) — узкую граничную зону оболочка с ядром, которая характеризуется постоянством скоростей P - и S -волн; зона E (2900—4980 км) — жидкое внешнее ядро, зона F (4980—5120 км) — твердое внутреннее ядро, зона G (5120—6471 км) — твердое внутреннее ядро Земли. В самое последнее время точность сейсмических наблюдений была заметно повышена за счет перехода от наблюдений на изолированных сейсмических станциях к наблюдениям сотен сейсмических станций, расположенных вдоль определенных направлений. В результате появились указания на существование разрывов в распределении скоростей P - и S -волн в оболочке Земли. С наибольшей определенностью выявлены две границы: одна в интервале глубин 400—450 км, другая на глубинах 600—700 км. Наконец, в настоящее время получены данные, указывающие на то, что внутреннее ядро Земли находится в твердом состоянии. Более подробно обо всем этом будет сказано в разделе, посвященном современным реальным моделям Земли.

Особенности распределения скоростей сейсмических волн в недрах Земли объясняются следующим образом. При переходе от земной коры (граниты, базальты) к оболочке (ультраосновные горные породы) скорости возрастанут скачком. В подкоровой зоне расположены слой пониженных скоростей, что связано с близостью температуры недр в этом слое к температурам плавления. В зоне C скорость быстро растет из-за фазовых переходов минералов в более плотные и более жесткие в механическом отношении модификации. Затем следует однородный слой D , где скорости растут лишь за счет сжатия от давления вышележащих слоев. На границе с ядром имеется небольшое плато скоростей, причина появления которого до конца не понята. Падение скорости P -волн при переходе из оболочка в ядро связано с тем, что ядро жидкое и состоит из более плотного вещества. Оказалось, что модули сжатия K для оболочка и ядра на их границе примерно равны, а плотность оболочка ρ_0 (2898) $\approx 5,6$ г/см³ заметно меньше плотности ядра ρ_1 (2898) ≈ 10 г/см³.

Жидкое ядро состоит в основном из железа и небольшой примеси легких элементов. Вероятно, оно содержит в виде примеси серу и, может быть, кремний, но вопрос этот все еще остается дискуссионным. Во внешнем ядре возрастание скорости P -волн происходит плавно и обусловлено ростом давления к центру Земли. Определение детального изменения скорости в переходной зоне ядра в классической сейсмологии оставалось нерешенной задачей. Неволя только, что скорость в этой зоне Земли возрастает, а само возрастание обусловлено переходом вещества из расплавленного состояния к твердому, кристаллическому состоянию. Скорость продольных волн во внутреннем ядре почти не меняется, так как давление в этой области Земли возрастает очень слабо.

12. СЕЙСМИЧЕСКИЕ ВОЛНЫ¹⁾

Объемные продольные P - и поперечные S -волны были открыты теоретически Пуассоном в 1828 г. при основании теории упругости. Пуассон показал, что в упругой

¹⁾ Сейсмические волны посвящена специальная книга Е. Ф. Саваренского «Сейсмические волны». — М.: Недра, 1972; см. также Булден К. Е. Введение в теоретическую сейсмологию. — М.: Мир, 1986.

изотропной среде могут распространяться два типа синхронных волн со скоростями v_p и v_s соответственно. Открытие (идентификация на сейсмограммах) P - и S -волн было сделано английским сейсмологом Олдемом только в 1901 г., причем проблемы, которые приходилось преодолеть в то время, теперь даже трудно себе представить. Мы не говорим о несовершенных сейсмографах той эпохи, но даже такая «очевидная вещь», как возрастание скорости P - и S -волн с глубиной, явилась для пионеров сейсмологии неожиданностью.

В сейсмологии экспериментально определяются годограф — время пробега сейсмических волн T как функцию эллиптического расстояния Δ (расстояние в градусах или километрах по дуге большого круга между эпицентром и приемником волн; для Земли 1° соответствует ~ 111 км). Ясно, что функция $T = T(\Delta)$ должна быть связана с распределением скорости с глубиной $v(l)$ (l — глубина), поиск которой и представляет основную интерес для проблемы внутреннего строения Земли. Примерно через десять лет после идентификации P - и S -волн немецкие сейсмологи Гертогг и Вихерт разработали аналитический метод определения искомым функций $v_p(l)$ и $v_s(l)$ по экспериментальным кривым $T_p(\Delta)$ и $T_s(\Delta)$. Развитие классической сейсмологии связано с трудами многих ученых и нашло свое завершение в конце тридцатых годов в работах Джекферриса и Лутенберга.

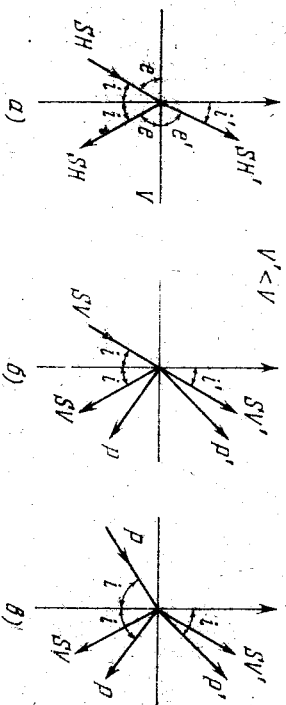


Рис. 3. Схема отражения и преломления сейсмических волн на границах раздела внутри Земли.

При отражении сейсмических волн от поверхности Земли и при отражении и преломлении на резких границах раздела внутри Земли (например, на границе раздела оболочка — ядро) продольные волны P порождают поперечные волны S и наоборот (рис. 3). В результате возникают

больше разнообразие типов путей сейсмических волн в недрах Земли. Границы раздела в недрах Земли как бы анализируют сейсмические импульсы, которые их пересекают или отражаются (как это имеет место на внешней поверхности Земли). Так, импульсы поперечной волны на границе разделяется на поперечные волны двух типов. В поперечной волне типа SH вектор смещения лежит в плоскости границы раздела. Особенностью SH -волн является то, что они не интерферируют с продольными P -волнами и поперечными SV -волнами, вектор смещения которых лежит в плоскости луча (плоскость, содержащая луч и перпендикулярная к границе). В результате при прохождении границы SH -волна дает преломленную и отраженную волны только типа SH (рис. 3, а), а падение SV - (рис. 3, б) и P -волн (рис. 3, в) в общем случае дает четыре волны: отраженные и преломленные SV - и P -волны. Для каждого типа волн при прохождении границы отношение синуса угла падения i к скорости v остается постоянным ($\frac{\sin i}{v} = \text{const}$). Отсюда получается, что

угол падения равен углу отражения и отношению синуса угла падения к синусу угла преломления равно отношению скоростей волн по обе стороны границы. Угол $e = \frac{v'}{v} i$ называется углом выхода.

На сейсмограмме обычно регистрируется ряд фаз, каждая из которых связана с распространением волн по определенному типу пути. Стандартные обозначения различных типов лучей (и соответственно фаз на сейсмограммах) показаны на рис. 4. Так, продольная волна, испущенная из очага в сторону от земной поверхности обозначается буквой P . После первого отражения от земной поверхности она может остаться продольной волной (обозначается PP) или перейти в поперечную волну (обозначается PS). Аналогичный смысл имеют волны S , SS и SP и т. д. Символ e употребляется для указания на отражение волны от границы земного ядра. Так получаются типы волн PcP , ScS , ScP и др. Буква K используется для обозначения отрезка пути волны (P -типа) во внешнем жидком ядре. Так, фаза PKS соответствует волне, которая стартовала как P -волна, прошла во внешнее земное ядро снова как P -волна, а затем преломилась из ядра

в оболочку, перейдя при этом в волну S-типа, и уже не изменяться, выйдя на земную поверхность. Буква i указывает на отражение волны вверх от границы внутреннего ядра, а буквы l и l' обозначают участки пути волн P и S в твердом внутреннем ядре Земли. Так возникают фазы

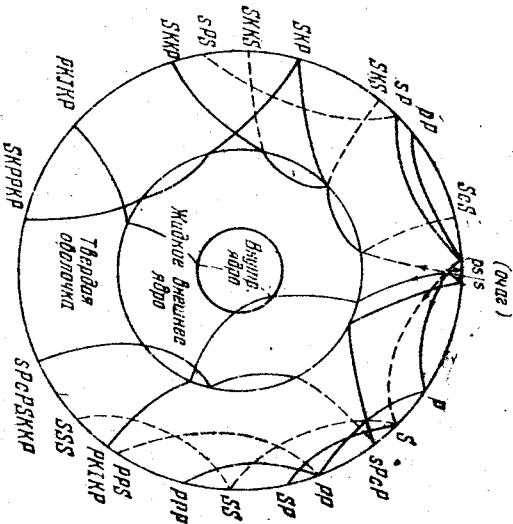


Рис. 4. Обозначения лучей (фаз) в недрах Земли.

$P_1KP, P_1K_1KP, P_1K_2KP$. Географы Джеффриса для некоторых фаз показаны на рис. 5.

На сейсмограммах выявлены сотни различных фаз, которые используются при современных построениях моделей Земли. О чем говорят географы ряда простейших фаз, показанные на рис. 5? Пусть сейсмограф расположен на эпицентральной дистанции $\Delta = 60^\circ$. Первый он зарегистрирует прямую P -волну, затем волну PcP (P -волна, отраженная от земного ядра), далее на сейсмограмме появится волна PP (продольная волна, один раз отразившись от поверхности Земли), за волной PP будет записана первая поперечная волна PcS (обменная волна, возникающая при отражении прямой P -волны от ядра Земли), наконец приходит прямая S -волна. Так как скорости P - и S -волн связаны приближенным соотношением $v_p = 1,7v_s$, то время пробега S -волн T_s легко определить по T_p , именно $T_s \approx 1,7T_p$. Затем последовательно выступают поперечные волны ScS и SS , отраженные от ядра и по-

верхности Земли. На эпицентральных расстояниях $\Delta > 80^\circ$ прямые и отраженные волны P и PcP (S и ScS) становятся близкими и постепенно накладываются одна на другую. На эпицентральных расстояниях $\Delta \approx 103^\circ$ падают прямые S - и P -волны. Это зона «тени» от земного ядра. Для продольных P -волн зона тени и механизм ее образования хорошо виден на рис. 1. Правда, в зоне

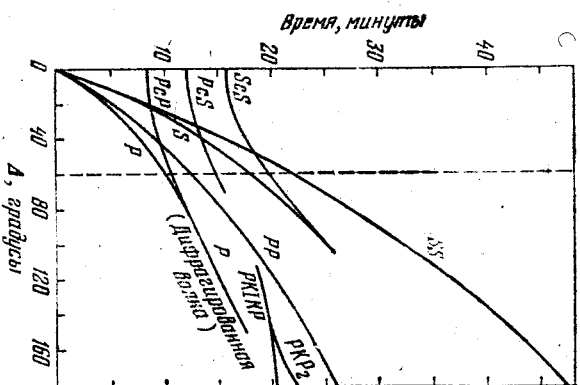


Рис. 5. Времена пробега как функции эпицентрального расстояния (географы) для расстояния от эпицентра очага землетрясения.

тени наблюдается слабая дифрагированная вдоль границы земного ядра P -волна. Это «незаконная» волна, так как само явление дифракции связано с нарушением законов геометрической оптики, когда при отбланивании преломлений сейсмические волны перестают распространяться вдоль лучей и проявляется волновая природа сейсмических колебаний. Зона тени для прямых P -волн протигивается до $\Delta \approx 142^\circ$, когда впервые появляются волны $P_1K_2P_2$, прошедшие через внешнее жидкое ядро. Наконец, последний географ, показанный на рис. 5,— это фаза P_1K_1KP ,— продольная волна, появляющаяся в зоне тени P -волн на эпицентральной дистанции $\Delta \approx 110^\circ$. Эта фаза

объясана своим существованием твердому внутреннему ядру, сильные преломляющие свойства которого и «завернули» луч *PKKP* в зону тени. Обнаружение этой «неожиданной» фазы на сейсмограммах в зоне тени привело в 1936 г. датского сейсмолога миссе Леман к открытию внутреннего ядра Земли.

До сих пор мы все свое внимание сосредоточили на объемах сейсмических волнах, а о поверхностных волнах только упомянули. Поверхностные волны широко используются для исследования наружных слоев Земли (коры, верхней мантии). Поверхностные волны, так же как и объемные, бывают двух типов: они получили название волн Рэлея и волн Лява. Эти волны были теоретически изучены Рэлеем в 1885 г. и Лявом в 1911 г. На сейсмограммах все сейсмические волны были обнаружены в самом конце прошлого века, причём записи поверхностных сейсмических волн Лява оставались непонятными до опубликования теоретической работы Лява в 1911 г. В рэлеевской волне смещение частиц почвы лежит в вертикальной плоскости, а сами частицы описывают эллипс, двигаясь против часовой стрелки. Движение частиц в волне происходит так, что они как бы накатываются на

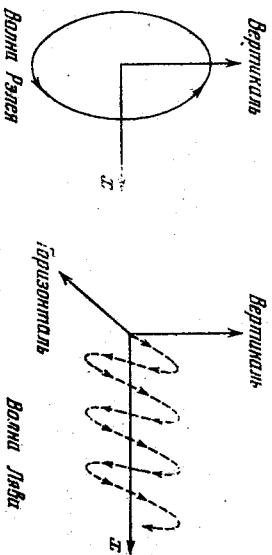


Рис. 6. Смещения в поверхностных волнах Рэлея и Лява. *x* — направление распространения волн.

источник волны (рис. 6). В отличие от волн Рэлея, в волнах Лява смещение частиц происходит в горизонтальной плоскости перпендикулярно к направлению распространения волн. В поверхностных волнах величина смещения максимальна на поверхности и быстро (экспоненциально) убывает с ростом глубины. В связи с этим с помощью поверхностных волн можно эффективно изучать (зондировать) Землю до глубин, равных примерно одной трети их длины волны. Длины поверхностных волн, возбуждае-

мых при землетрясениях, лежат в интервале от десятков до многих сотен километров. Поэтому методом поверхностных волн можно исследовать наружные слои Земли толщиной в сотни километров. Поверхностные волны от особособильных землетрясений столь интенсивны, что они по нескольку раз оббегают вокруг земного шара. Такие интенсивные волны позволяют получить много информации о недрах планеты без использования большого числа приборов. Следовательно, они очень удобны при сейсмических зондированиях на Луне и планетах. С помощью поверхностных волн получено много интересных результатов. Они позволили довольно детально изучить строение слоев понижённых скоростей в верхней мантии Земли, строение земной коры континентального и океанического типов и ряд других региональных деталей наружных слоев Земли.

Наряду с объемными волнами при построении современных моделей Земли используются поверхностные волны и наблюдаемые значения периодов собственных колебаний Земли (см. гл. 3). Если скорости объемных волн практически не зависят от частоты $\omega = \frac{2\pi}{T}$ (T — период), то скорости поверхностных волн, которые распространяются вдоль земной поверхности, обнаруживают заметную дисперсию. Это свойство поверхностных волн и используются для изучения строения наружных слоев Земли. Поверхностные волны характеризуются двумя типами скоростей: — фазовыми C и групповыми U , каждую из которых можно измерить экспериментально. Фазовая скорость определяется как скорость распространения монохроматической гармонички поверхностной волны. При землетрясениях и взрывах большей частью возникают не монохроматические волны, а некоторые импульсы, представляющие группы волн — волновые пакеты. Скорость переноса энергии таким волновым пакетом и называется групповой скоростью. При отсутствии дисперсии фазовая скорость не отличается от групповой, обе скорости просто равны. Зависимости фазовых $C_j(T)$ и групповых $U_j(T)$ скоростей от периода поверхностной волны T называют дисперсионными кривыми. Индекс j указывает номер ветви (или, как часто говорят, моды) функций $C_j(T)$ и $U_j(T)$ поверхностной волны ($j = 1$ — первая или основная мода, $j = 2$ — вторая мода и т. д.). В поверхностных волнах, принадлежащих к первой моде, смещение, как функция

глубины, не имеет узлов, для второй моды смещение как функция глубины имеет один узел (т. е. обращается в нуль и далее с ростом глубины меняет знак) и т. д. Изучение наружных слоев Земли основано на сравнении рассчитанных теоретически дисперсионных кривых для некоторых пробных моделей изучаемого региона Земли с полученными из наблюдений кривыми $C_1(T)$ и $U_1(T)$. В качестве примера на рис. 7 показаны дисперсионные

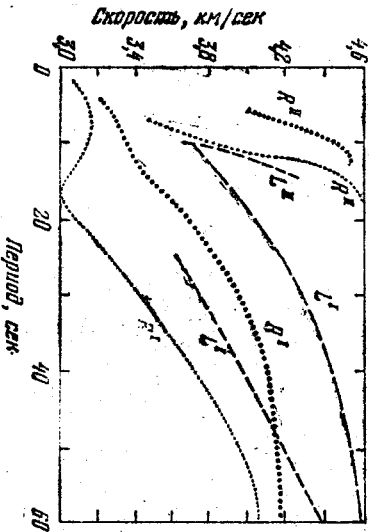


Рис. 7. Дисперсионная кривая для континентального региона (Канадский штат). Маленькие точками и штрихами обозначены групповые скорости волн Рэлея и Лива, крупными точками и штрихами — соответствующие фазовые скорости. R^I, L^I относятся к первой моде волн Рэлея и Лива, R^{II}, L^{II} — ко второй моде волн Рэлея и Лива и т. д. Молочность кривой до графика M — 35 км.

кривые для континентального региона (Канадский штат). Мы видим, сколь сильна дисперсия скоростей волн Лива и Рэлея и это как раз и делает метод поверхностных волн мощным средством изучения наружных слоев Земли.

Сейсмология является важнейшим разделом геофизики. В сейсмологии все результаты получают путем анализа записей сейсмических волн — сейсмограмм (рис. 8). Интересно дать ответ на следующий вопрос: почему запись сигнала на земной сейсмограмме (рис. 8, а) имеет протяженность порядка минут и десятка минут, а на лунной сейсмограмме (рис. 8, б) — несколько часов, хотя само событие — землетрясение, взрыв, удар отработавшей ступени ракеты-носителя о лунную поверхность — длится всего секунды или даже доли секунды? Интересно, что длина записи на лунной сейсмограмме вначале была втроечена как сенсация. Сейчас этот вопрос прояснился,

и параллельно большая ясность достигнута в понимании земных сейсмограмм, хотя выяснение каждого вопроса шло своим путем.

Если ударить в колокол, то все пространство вокруг наполнится звуком. По существу, то же самое происходит

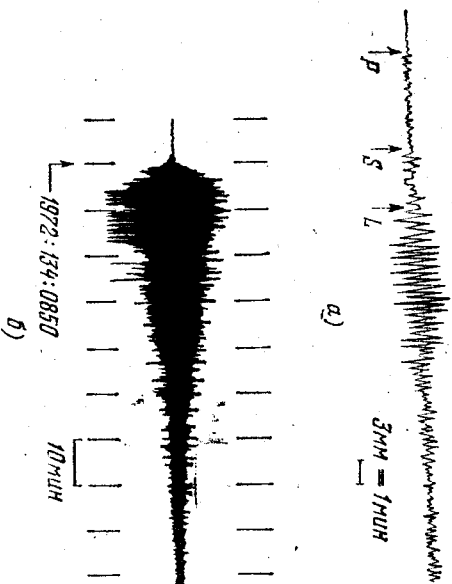


Рис. 8. Земная (а) и лунная (б) сейсмограммы. (а) Земная сейсмограмма, записанная на эпикентральном расстоянии $\Delta = 36^\circ$ (3740 км). Стрелками показаны волнения прямых P - и S -волн и начало записи поверхностных волн (L), после которых записываются рассеянные волны (код). Соответствующие времена пробега равны: $T_p = 6$ мин., 40 сек., $T_s \approx 12$ мин., $T_L \approx 15$ мин. (б) Лунная сейсмограмма. Запись метеороидного удара 13 мая 1972 г. на оловяк на компонент длиннопериодного сейсмометра с максимумом чувствительности около $0,45$ ед. Показана часть записи длиной чуть больше полутора часов.

и в Земле после землетрясения или искусственного взрыва: недра Земли заполняются «земным звуком» — сейсмическими волнами. Однако эта аналогия является не полной. После удара колокола звук от него расходит в виде продольных сферических волн, так как в воздухе (так же как и в жидкости) поперечные волны звуковых частот не существуют. Волна от колокола уходит в «бесконечность» и этим собственно дело и кончается. В случае возбуждения сейсмических волн ситуация более сложная. Прежде всего внешняя половина Земли твердая и в ней при «ударе» возбуждаются как продольные, так и поперечные волны, причем скорости распространения этих волн различны. На границах раздела внутри Земли объемные сейсмические волны испытывают преломление и отражение, порождая обидные волны. В результате число

различных типов сейсмических лучей быстро растет. В дополнение к объемным сейсмическим волнам возбуждаются различные типы поверхностных волн, которые распространяются по различным поверхностным трассам и из-за сильной дисперсии скоростей волновой пакет поверхностных волн со временем распыляется. Далее, хотя Земля и велика, но для сейсмических лучей она является конечным, а не «бесконечным» телом. Сейсмические лучи из-за преобразования небольшой доли их энергии в тепло постепенно затухают. О затухании сейсмических волн будет сказано ниже, а пока что отвлечемся от этого эффекта. Тогда конечность Земли проявится в том, что сейсмические волны будут распространяться от одной «точкой» внешней поверхности к другой, так что недра Земли заполнятся «сейсмическим звуком». Нарисованная нами в общих чертах картина распространения сейсмических волн все еще заметно упрощена, так как мы не учитываем рассеивающих свойств земных недр. Земля не прозрачна, как стеклышко! Некоторые ее зоны являются сейсмически мутной средой. В результате реального строения Земли и конечность ее размеров приводит к тому, что сейсмический сигнал, время возбуждения которого порядка секунд, регистрируется на сейсмограммах в течение минут и десятков минут. Эти эффекты с особой силой проявились на лунных сейсмографах (см. рис. 8, 6). Причины этого следующие. Во-первых, Луна в четыре раза меньше Земли. Во-вторых, коэффициент поглощения сейсмических волн в недрах Луны на порядок меньше, чем в недрах Земли. Наконец, наружный 25-километровый слой Луны сильно неоднороден, хорошо рассеивает сейсмические волны, что, по существу, удлиняет пути сейсмических лучей. Из-за всего этого наружный слой Луны долго «держит» сейсмическую энергию, а это затягивает сейсмическую запись.

Раньше сейсмограмма, записанная после сильных землетрясений на удаленных станциях, $\Delta > 20^\circ$ (в телесеismicической зоне), делилась как бы на две части. Первая часть начиналась со вступления прямых P -волн и кончалась записью поверхностных волн (эти волны на записи имеют большие амплитуды), а вторая часть сейсмограммы, ее хвост, не использовалась для интерпретации и для ее обозначения применялся термин «кода». Теперь более правильно интерпретировать сейсмограмму, разделяя на ней систематически записи регулярных и нерегулярных

(рассеянных) волн. Термин «кода» разумно отнести к рассеянным волнам, связанным с конкретной фазой. Поэтому можно сказать так. Вначале записывается импульс прямой P -волны, затем записываются рассеянные волны фазы P — ее кода, далее вступает следующая фаза, которая записывается на затухающем хвосте коды P -фазы, вторая фаза сопровождается своей кодой и т. д.

Правильная интерпретация рассеянных волн по сейсмограммам, осуществленная в последние годы, явилась крупным достижением. По этой интерпретации у кровли мантии на границе с корой и у ее подошвы на границе с ядром расположены зоны повышенной горизонтальной неоднородности. Мощность этих слоев еще недостаточно хорошо определена и может достигать примерно 200 км. Горизонтальные отклонения скорости от среднего значения порядка одного процента. Эти зоны, если считать сверху вниз, можно назвать первой и второй рассеивающими зонами оболочки Земли. Сами определения пока носят весьма качественный характер, так как обе зоны соседствуют с двумя важнейшими разделами в недрах Земли: границей M и границей G , причем как обе границы, так и кора и крошка ядра могут обладать повышенными рассеивающими свойствами (из-за горизонтальной неоднородности) и агит маскировать действия первой и второй рассеивающих зон Земли. Тем не менее сейчас можно считать установленным, что рассеивающие свойства указанных зон могут формировать ложные регулярные фазы на сейсмограммах (так называемые фазы-предвестники), для интерпретации которых ранее приходилось вводить дополнительные границы раздела в верхней мантии и сильно усложнять распределение скоростей P -волн в переходной зоне между жидким внешним и твердым внутренним ядром (зоны F). Таким образом, правильная интерпретация рассеянных импульсов позволила устранить ложные границы раздела в верхней мантии в зоне B и отказаться от большего числа вариантов сложных скоростных разрезов для зоны F . Сейчас распределение скорости простыми и плавно соединяет значения скорости P -волн внешнего ядра со значениями скорости P -волн внутреннего ядра.

Существуют четыре причины, ослабляющие амплитуду сейсмического сигнала при его распространении в недрах Земли.

Во-первых, волна теряет энергию при прохождении границы раздела, дробясь на несколько волн.

Вторая причина ослабления волны носит чисто геометрический характер и называется геометрическим расхождением. Этот эффект легко понять. Окружим источник концентрическими сферами. Поток сейсмической энергии, протекающий через поверхность каждой сферы, одинаков, а площадь поверхности сферы растет как квадрат радиуса, следовательно, энергия убывает обратно пропорционально квадрату расстояния до источника. Так как энергия волны пропорциональна квадрату ее амплитуды, то амплитуды объемных сейсмических волн убывают обратно пропорционально первой степени расстояния до источника. Уменьшение энергии поверхностных сейсмических волн из-за геометрического расхождения обратно пропорционально первой степени расстояния от источника; соответственно амплитуда поверхностной волны спадает обратно пропорционально корню квадратному из расстояния до источника. Опыт-таки этот результат получается из-за цилиндрической симметрии поверхностных волн и если источник окружить коаксиальными цилиндрами, то сразу получим искомым зависимости. Из-за эффекта геометрического расхождения на больших анциентральных расстояниях интенсивность поверхностных волн становится больше, чем объемных, что хорошо видно на сейсмограмме (см. рис. 8, а).

Следующими двумя причинами, ослабляющими сейсмические волны, являются эффект рассеяния из-за «мутности» среды, о котором мы говорили выше, и эффект преобразования упругой энергии волн в тепло из-за неидеальной упругости земных недр. Оба эти эффекта действуют совместно и их трудно разделить экспериментально. Запишем смещение в какой-либо волне в виде монохроматической затухающей гармоникой

$$A(r, t) = A_0 r^n e^{-(\alpha_r + \alpha_n) r} \cos 2\pi f \left(t - \frac{r}{c} \right),$$

где r — расстояние от источника, t — время, $n = -1$ для объемной волны, $n = -1/2$ для поверхностной волны, f — частота, C — фазовая скорость, A_0 — амплитуда волны в источнике, α_r — коэффициент рассеяния, α_n — коэффициент поглощения из-за неупругой диссипации, $\alpha = \alpha_r + \alpha_n$ — коэффициент затухания гармонической бегущей

волны. Величина α_r может быть сложной функцией частоты.

В большей части земных недр $\alpha_n \gg \alpha_r$. Однако в зонах Земли с повышенными рассеивающими свойствами величина α_r может быть достаточно большой и из-за того, что экспериментально определено сумму $(\alpha_n + \alpha_r)$, она может маскировать определение α_n с помощью сейсмических волн. Коэффициент α_n простым сопоставлением связан с механической добротностью среды Q :

$$\alpha_n(k) = \frac{\pi \cdot f}{v_{(k)} Q(k)}, \quad k = P \text{ или } S, \quad \frac{Q_P}{Q_S} \approx 2,3, \quad (3)$$

где индексы P и S относятся к объемным P - и S -волнам. Механическая добротность Q связана простой формулой с долей упругой энергии $\Delta E/E$, переходящей в тепло за колебательный цикл:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E}, \quad (4)$$

поэтому величину Q^{-1} часто называют диссипативной функцией. Распределение механической добротности в недрах Земли удалось оценить по затуханию собственных колебаний Земли (см. гл. 3). Величина Q может измеряться также в лабораторных условиях на образцах горных пород и минералах. Как лабораторный эксперимент, так и геофизический опыт показывают, что в первом приближении можно считать величину Q не зависящей от частоты. Отсюда сразу вытекают важные для сейсмологии выводы. Пусть $\alpha_n \gg \alpha_r$. Выразим коэффициент затухания α через механическую добротность: $\alpha_S \approx \alpha_P = \frac{\pi f}{v_S Q_S}$; аналогичную

формулу получим для продольных волн P . Мы видим, что затухание сейсмических волн очень сильно (экспоненциально) зависит от частоты. Из-за этого в Земле короткие волны затухают значительно быстрее, чем длинные. Далее, так как $v_P Q_P \approx 1,7 \cdot 2,3 \cdot v_S Q_S \approx 3,9 v_S Q_S$, то продольные волны в Земле затухают слабее, чем поперечные. В коре и мантии Земли величина Q_S варьирует в широких пределах $100 \ll Q_S \ll 1000$, а для ядра Земли $Q_P \gg 1000$. Опеним средний коэффициент затухания объемных сейсмических волн в мантии Земли. Для этого воспользуемся формулой (3), в которой положим

$$\bar{v}_S \sim 6 \text{ км/сек}, \quad \bar{Q}_S \sim 5 \cdot 10^4.$$

Тогда

$$\bar{\alpha}_{DS} \sim 1 \cdot 10^{-3} T^{-1}, \quad \bar{\alpha}_{DR} \sim 2,5 \cdot 10^{-4} T^{-1},$$

где T в сек, а α в км⁻¹.

Периоды объемных сейсмических волн лежат в диапазоне $T \sim (0,1 \div 10)$ сек. Следовательно, из-за диссипации уменьшение амплитуды поперечной волны в e раз с периодом ~ 1 сек происходит на пути в 1000 км, а такое же затухание продольной волны с тем же периодом происходит на пути в ~ 4000 км.

13. СЕЙСМИЧНОСТЬ ЗЕМЛИ

Землетрясения возникают как следствие тектонической жизни Земли. Их изучение весьма важно для физики Земли и представляет собой одну из основных задач сейсмологии. Исследование землетрясений связывает геофизику с геологией, способствуя полведению колликативной базы для суждения о деформациях земной коры.

Гласевичский труд В. Гутенберга и Ч. Рихтера «Сейсмичность Земли» (первое издание вышло в США в 1941 г., русский перевод — М.: ИЛ, 1948 г.) явился фундаментальной сводкой, в которой было подытожено распределение землетрясений по энергиям, их связь с региональными особенностями земной поверхности и их географическое распределение. С тех пор все эти особенности обозначают одним словом «сейсмичность».

Впервые сейсмическую энергию землетрясений по порядку величины по данным одной сейсмической станции рассчитал в 1915 г. В. Б. Голлицы. При этом было сделано предположение, что сейсмические волны из очага излучаются симметрично по всем направлениям.

Однако прошло еще 20 лет, прежде чем Чарльз Рихтер в 1935 г. ввел понятие магнитуды землетрясения — ключевого понятия для обсуждения нами темы. Воу как сам автор в своей книге «Элементарная сейсмология» описывает ситуацию, в которой был сделан этот шаг:

«Идея создания шкалы величин или магнитуд землетрясений, основанная исключительно на инструментальных записях, естественным образом возникла из опыта работников сейсмических станций. Каждый, кто длительное время работал на сейсмической станции, не мог не заметить того огромного несоответствия, которое иногда существует между степенью беспокойства или страхом

людей, вызываемого землетрясением, и истинным характером землетрясения, о котором можно объективно судить по сейсмограммам. Слабый толчок, ощущаемый в центре Лос-Анджелеса, может привести к непрерывным телефонным звонкам на сейсмической станции Пасадена на протяжении полутора часов, в то время как сильное землетрясение в отдаленных частях океана иногда проходит незамеченным, исключая запись сейсмографов, и в результате о нем появляются одна или две строчки в конце газетной страницы...

Было очень трудно убедить некоторых лиц в южной Калифорнии, что разрушительное землетрясение Лонг-Бич 1933 г. было второстепенным событием по сравнению с калифорнийским землетрясением в 1906 г.¹⁾ Подобное недопонимание стало опасным, когда было публично заявлено, что в южной Калифорнии уже произошло катастрофическое землетрясение в 1933 г., и что в течение многих лет не следует ожидать сильных толчков, так что поэтому якобы можно ослабить меры предосторожности».

Таким образом, необходимо было решить двоякую задачу. С одной стороны, для научных целей нужно было разработать сравнительно простой и объективный способ оценки энергии землетрясения. С другой стороны, для чисто практических целей было необходимо объективно и количественно охарактеризовать сейсмический режим того или иного региона, чтобы с большей надежностью прогнозировать сейсмическую опасность. Здесь же видно, что необходимо делать различие между разрушительным действием землетрясения, характеризуемым его балльностью, и реальной величиной энергии землетрясения, характеризуемой магнитудой [см. формулы (5) и (6)]. В настоящее время используется двенадцатилетняя шкала балльности. Вообще говоря, существует качественная связь между шкалой магнитуд и шкалой балльности (или интенсивности воздействия сейсмических волн на сооружения). Практическое значение установления балльности данной местности (сейсмическое районирование), исключительно велико, так как это определяет стоимость строительства. Эти вопросы рассматриваются в специальных руководствах.

¹⁾ Магнитуда землетрясения Лонг-Бич (11 марта 1933 г.) была равна $M_s = 6,25$, а калифорнийского (18 апреля 1906 г.) $M_s = 8,3$ и согласно формуле (6) их энергии отличаются в тысячу раз. (Прим. авт.)

В настоящее время магнитуду землетрясения M_s определяют по формуле

$$M_s = \lg \frac{a^2}{T} + f(\Delta, h) + C, \quad (5)$$

где a — амплитуда смещения почвы в микронах в поверхностных волнах с периодом T ($T \sim 20$ сек), Δ — эпицентральное расстояние, h — глубина очага землетрясения. Эмпирическая функция $f(\Delta, h)$ позволяет приводить все наблюдения к стандартному эпицентральному расстоянию $\Delta = 100$ км, а C представляет стандартному поправку, с помощью которой наблюдения тоже приводятся к некоторому «стандартному» грунту. Логарифмическая шкала позволяет охватить огромный интервал изменений землетрясений одной формулой. Сильнейшие землетрясения характеризуются магнитудами больше восьми по шкале Рихтера. Так, катастрофическое чилийское землетрясение 22 мая 1960 г. имело магнитуду $M_s = 8,3$. Это землетрясение вошло в историю геофизики еще и потому, что после него впервые был зарегистрирован весь спектр собственных колебаний Земли. Магнитуды слабых толчков, которые все еще регистрируются, доходят до -3 .

Из предыдущего параграфа мы знаем, что смещение в поверхностных волнах быстро (по экспоненциальному закону) убывает с глубиной. С другой стороны, из теории колебаний и волн известно, что трудно (или невозможно) возбуждать колебание (волну), если источник возбуждения расположен в зоне малых смещений (в зоне узла колебаний). Интуитивно понятно, что нельзя раскачать волну, «шевеля» ее узел. Из-за этого глубокое землетрясение не возбуждают поверхностные волны¹⁾. Это обстоятельство заставило Гутенберга ввести определение магнитуды по объемным волнам. Магнитуда по объемным волнам обозначается m и определяется по формуле, аналогичной (5), где период $T = 1$ сек. Между обеими магнитудами существует линейная связь. Так, для шкалы Гутенберга — Рихтера $m = 2,5 + 0,63M_s$.

Легко видеть, что должна существовать связь между сейсмической энергией (энергией, переходящей в сейсмические волны) и магнитудой. Действительно, потенциальная энергия колебания или волны пропорциональна квадрату амплитуды смещения (т. е. $E_s \sim a^2$), а кинетическая энергия пропорциональна квадрату амплитуды скорости (т. е. $E_s \sim \frac{a^2}{T^2}$). Для малых колебаний (а реальные сейсмические колебания, с позиций теории упругости, всегда малы) средняя кинетическая энергия равна средней потенциальной энергии. Вообще говоря, магнитуда M_s в (5) определена не по средней амплитуде спектра поверхностных волн, а лишь для некоторого выборочного периода $T \sim 20$ сек (длинные волны), а магнитуда m по выборочному периоду ($T \sim 1$ сек) объемных волн (короткие волны). Если бы сейсмическое излучение очага землетрясения состояло из монохроматической поверхностной волны с периодом $T \sim 20$ сек, то между логарифмом сейсмической энергии и магнитудой M_s существовало бы линейное соотношение $\lg E_s = A + BM_s$ с $B \sim 2$. Из-за того, что спектр излучения очага более сложен и из-за других причин, определенный на практике коэффициент $B = 1,5$. Таким образом,

$$\lg E_s = 11,8 + 1,5M_s, \quad (6)$$

где коэффициенты подобраны так, что E_s определяется в эргах. Согласно этой формуле сейсмическая энергия, освобождаемая при землетрясениях с $M_s = 8,3$, о которых мы говорили, равна $\sim 10^{24}$ эрг.

Гутенберг и Рихтер определили эмпирические соотношения для частоты повторяемости землетрясений различных магнитуд. Пусть N обозначает среднее число толчков в год, значения магнитуд которых лежат в интервале между M_s и $M_s + 0,1$. Тогда данные для всего земного шара в целом хорошо передаются зависимостями

$$\left. \begin{aligned} \lg N &= 8,2 - 1,1M_s, & M_s &> 3, \\ \lg N &= 4,6 - 0,6M_s, & 5,8 &< M_s < 7,3. \end{aligned} \right\} \quad (7)$$

Согласно приведенным формулам число землетрясений экспоненциально быстро возрастает с уменьшением магнитуды. Величина полной сейсмической энергии, выделяющейся в год, равна $\sim 10^{25}$ эрг, что составляет примерно 10^{-3} от теплового потока из недр Земли. Четыре пятых этой величины составляет энергия от толчков с $M_s \geq 7,9$,

т. е. с $E_s \geq 10^{23}$ эрг. На рис. 9 показана карта эпицентров землетрясений с 1950 по 1960 г. с $M_s > 5$. Обращаем внимание на приуроченность большинства землетрясений к узким сейсмическим поясам. Географическое распределение

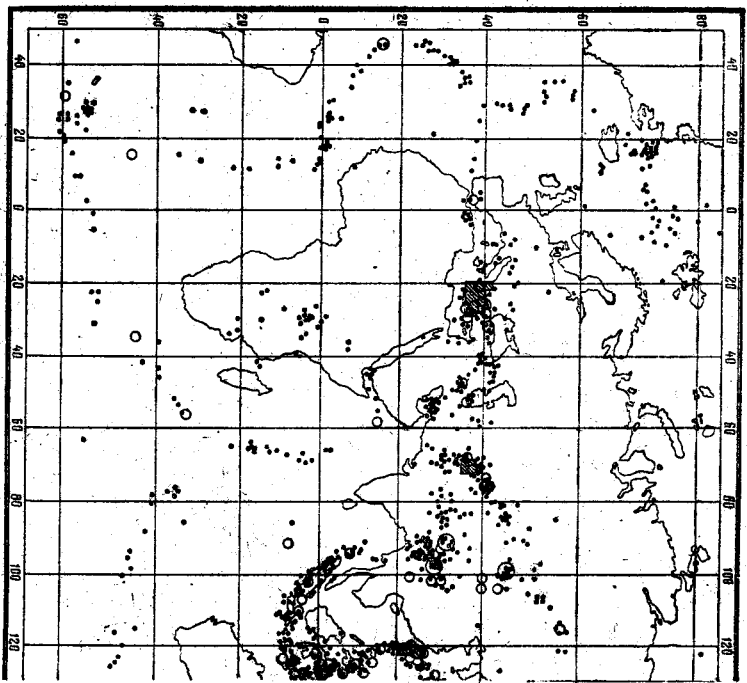
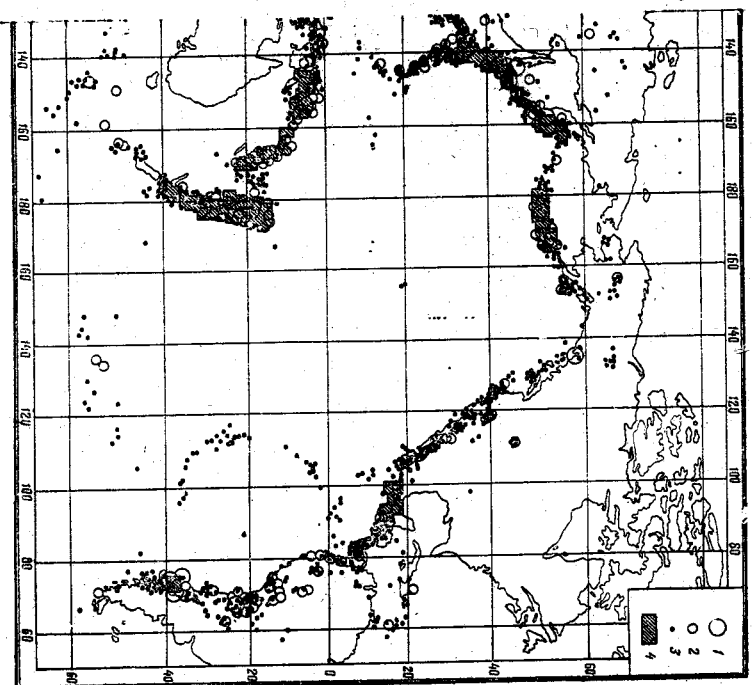


Рис. 9. Карта эпицентров землетрясений с 1950 по 1960 г. с $M_s > 5$. 1 — 1950—1960 гг. с $5 < M_s < 7$

землетрясений явилось одним из оснований для разделения наружного литосферного слоя Земли на наибольшее число литосферных плит и создания новой глобальной тектоники плит.

Гуленберг и Рихтер по сейсмичности выделили следующие важнейшие зоны земной поверхности:

1. Тихоокеанский кольцевой пояс со многими ответвлениями.



$M_s > 8$: 1 — $7 < M_s < 8$; 2 — $5 < M_s < 7$; 3 — районы, где число землетрясений на площади $2 \times 2^\circ$ превысило три.

2. Альпийский пояс Европы; его можно рассматривать как одно из главных ответвлений Тихоокеанского пояса.
3. Памиро-Вайкальская зона центральной Азии.
4. Атлантическо-арктический пояс.

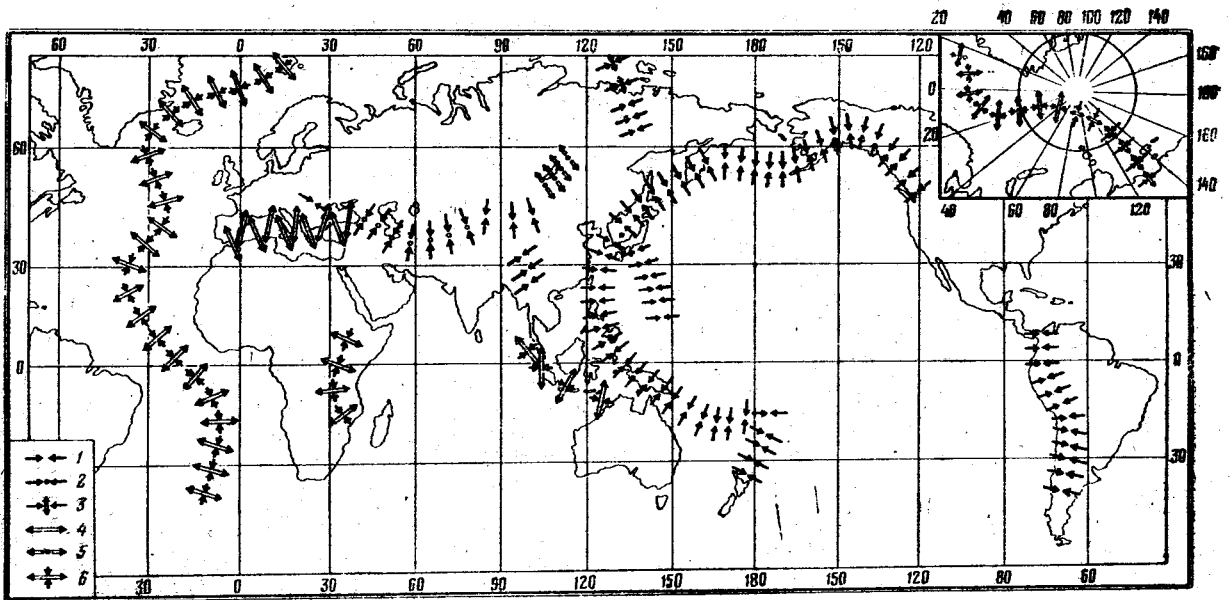


Рис. 10. Ориентация главных осей напряжений в поле упругих напряжений Земли. Наибольшие относительные сжатия (1, 2, 3) или растяжения (4, 5, 6) ориентированы горизонтально и вкрест простирания структур.

5. Поле центральной части Индийского океана с отбеглениями.

6. Зоны разломов (в собственном смысле); яркие примером являются большие рифты¹⁾ Восточной Африки.

7. Большая треугольная активная площадь в восточной Азии, заключенная между Альпийским поясом и Памиро-Байкальской зоной.

8. Второстепенные сейсмические районы, обычно в областях древней складчатости.

9. Центральная впадина северной части Тихого океана. Она почти асейсмична, за исключением Гавайских островов.

10. Стабильные центральные плиты континентов, также почти асейсмичные.

Очаги землетрясений в некотором смысле являются «датчиками» напряжений, существующих в наружной сейсмоактивной оболочке Земли. Действительно, изучая распределение первых вступлений сейсмических волн данного землетрясения на поверхности Земли, можно определить направления главного растягивающего и сжимающего напряжения в его очаге.

Карта упругих напряжений Земли по данным о механизмах землетрясений показана на рис. 10. Она построена А. Р. Вревенской с сотрудниками²⁾. Рассмотрев эту карту, можно сделать следующие общие выводы. Прежде всего, поле упругих напряжений Земли имеет планетарный характер. Мы видим, что наиболее сейсмически активная область земного шара, Тихоокеанский сейсмический пояс, — находится в условиях горизонтального одностороннего сжатия. Наоборот, основные рифтовые структуры Земли (Срединно-Атлантический хребет, Восточно-Африканский и Байкальский рифты) находятся в условиях горизонтального растяжения. Определение поля упругих напряжений исключительно важно для тектоники. Оно широко используется для аргументации в пользу новой глобальной тектоники — тектоники плит.

¹⁾ Рифт — линейно вытянутая на несколько сотен км (нередко свыше 1000 км) щелевидная или рововобразная структура плутогенного происхождения. Ширина большинства континентальных и океанических рифтов 30—70 км, однако известны более узкие (5—20 км) и более широкие (200—400 км) рифты.

²⁾ Валакина Л. М., Введенская А. В., Голубева Н. В., Мишина Л. А., Широкова Е. И. Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. — М.: Наука, 1972.