СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ВОЛНАМ



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«МИР»

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ

ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ВОЛНАМ

Сборник статей

ПЕРЕВОД С АНГЛИЙСКОГО
Э. Г. ШЕЧКОВОЙ

ПОД РЕДАКЦИЕЙ, С ПРЕДИСЛОВИЕМ И ПОСЛЕСЛОВИЕМ
проф. Е. Ф. САВАРЕНСКОГО

Издательство «МИР»
Москва 1965

УДК 550.834

В настоящее время для исследования строения земной коры и оболочки Земли широко применяются методы, основанные на изучении скоростей распространения поверхностных сейсмических волн. Особенно полезны эти методы при изучении земной коры в труднодоступных районах земного шара (Арктика, Антарктида, области океанов и морей).

В СССР подобные работы начали интенсивно развиваться лишь в последние годы. За рубежом этим вопросам посвящено большое количество исследований, но они почти недоступны советским читателям. Настоящий сборник знакомит их с этими исследованиями.

Книга рассчитана на геологов и геофизиков, как специалистов и преподавателей, так и студентов. Она окажет большую помощь ученым в деле осуществления проекта глубокого бурения с целью изучения мантии Земли, одобренного Международным союзом геофизики и геодезии.

Редакция литературы по вопросам геологических наук

Предисловие

Изучение строения и формирования Земли — одна из актуальных проблем, стоящих перед геологом. Увеличение запасов полезных ископаемых в последнее время становится возможным преимущественно за счет освоения новых площадей или новых геологических провинций. В дальнейшем, по мере сужения этих возможностей, возникнет необходимость разведки минеральных ресурсов глубоких горизонтов земных недр. Уже теперь, когда поставлена задача использования внутриземного тепла, широкое развитие получают глубинные геофизические, в особенности сейсмические методы исследования строения Земли, ее коры и верхней части оболочки. Важно изучить особенности строения земной коры в разных районах — под континентами и океанами, под впадинами, платформами и горами, т. е. там, где обычные методы исследования часто не применимы.

За последнее двадцатилетие для определения толщины земной коры, мощности и особенностей строения отдельных ее слоев, а также скоростей распространения в них продольных волн начали применять метод сейсмического зондирования и, в частности, метод ГСЗ, разработанный советскими геофизиками. К сожалению, широкое использование этого метода требует значительных затрат.

Помимо объемных сейсмических волн, в последнее время используются так называемые поверхностные сейсмические волны, возникновение которых обусловлено слоистой структурой Земли. Дело в том, что землетрясения вызывают многократные отражения и, следовательно, колебания отдельных ее слоев. Распространяясь вдоль границ этих слоев, колебания создают поверхностные сейсмические волны.

Технические достижения последнего десятилетия, возможность сверхбыстрых вычислений на электронных машинах и машинной обработки наблюдений позволяют увеличить как масштабы, так и темпы изучения поверхностных сейсмических волн с периодами от немногих секунд до нескольких минут.

По поверхностным сейсмическим волнам можно определить осредненное строение земной коры в пределах расположения сейсмических станций и на трассах эпицентр — станция, т. е. на больших пространствах. В некоторых случаях используются волны, многократно обежавшие Землю, и собственные колебания Земли. Все эти исследования осуществляются одновременно с решением других задач и несением оперативной сейсмической службы. Такие определения возможны повсеместно; особенно полезным оказывается этот метод в труднодоступных районах, например в Арктике, Антарктике и Океании.

В сборнике рассмотрены результаты изучения распространения поверхностных волн. По этой причине в послесловии дан краткий очерк явления поверхностной сейсмической волны и особенностей ее распространения.

Проблеме изучения строения Земли по поверхностным сейсмическим волнам посвящено немало работ за рубежом и у нас в Советском Союзе.

В настоящий сборник включены работы зарубежных авторов по поверхностным волнам, выполненные за последние несколько лет. При этом были выбраны главным образом статьи, содержащие сведения о строении земной коры. Ряд статей несколько сокращен, что сделано, однако, без ущерба для существа дела. Например, если автор иллюстрирует свои выводы и таблицами и графиками, при переводе был оставлен только один способ их подачи.

Издание перевода этих статей, безусловно, должно заинтересовать широкий круг геологов, геофизиков и других работников смежных специальностей.

Е. Саваренский

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

Строение земной коры

I. ЛОКАЛЬНОЕ И РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея

ЧАСТЬ 1. ЮЖНАЯ КАЛИФОРНИЯ

Ф. Пресс [1]

Введение

За последнее десятилетие заметно возросли наши знания о строении земной коры. Континентальная кора, за исключением аномальных областей, таких, как горные цепи и окраины континентов, имеет толщину около 35 *км*. Подобно этому, однородна и океаническая кора, толщина которой около 5 *км*. Сводка современных геофизических данных о строении земной коры составлена Гутенбергом [10] и Юингом и Прессом [7].

В настоящее время особенно важным являются исследования строения земной коры в отдельных районах. Результаты таких исследований могут составить основу теорий развития континентов, океанических котловин и других структур.

Основным средством изучения строения коры является сейсмический метод преломленных волн. Однако применение этого метода в районах со сложной структурой затруднительно. Некоторые из этих трудностей связаны с поглощением и рассеянием сравнительно коротких (длиной 5 *км*) объемных волн, обусловленными неоднородностью состава земной коры.

В данной работе описывается метод определения особенностей строения коры по вариациям фазовой скорости волн Релея, проходящих длинный путь по океану. Метод использован для определения толщины земной коры в южной Калифорнии, в районе Полуостровных хребтов, и блока Сьерры-Невады. Изучено строение коры в районах, удаленных от побережья [2].

Метод

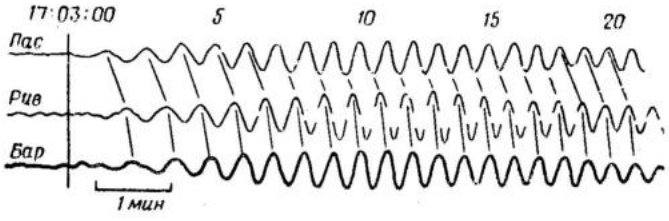
Главной особенностью сейсмограмм удаленных неглубоких землетрясений является цуг диспергирующих колебаний волн Релея. Дисперсия, или изменение периода со временем, является следствием различия упругих свойств слоев над и под границей Мохоровичича. На длинные волны влияет более глубокая высокоскоростная часть оболочки Земли. Эти волны приходят раньше, чем короткопериодные. Последние связаны со слоями, расположенными ближе к поверхности Земли. На фиг. 1 показан пример записи на станциях Пасадена, Риверсайд и Баррет диспергирующих волн Релея от землетрясения

[1] Press F., Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part I: Southern California, Bull. Geol. Soc. Am., 1956, 67, 1647—1658.

[2] Автор благодарит проф. Г. Бениоффа, проф. Б. Гутенберга, проф. Ч. Рихтера и Дж. Нордквиста за помощь и содействие.

на Соломоновых островах. Из отдельной сейсмограммы можно построить кривую зависимости групповой скорости от периода. Чтобы получить групповую скорость для данного периода, надо разделить эпицентральное расстояние на измеренное время появления волн этого периода. Повторяя этот процесс для всей последовательности периодов, получают кривую групповой скорости. Эту кривую можно сравнить с теоретической кривой, вычисленной при различных предположениях о строении коры. Таким способом можно получить осредненные свойства коры между эпицентром и сейсмической станцией. Пресс и Юинг [12] дали сводку результатов, полученных методом групповой скорости.

Для определения локальных вариаций строения коры можно использовать фазовую скорость. Она может быть вычислена вместе с направлением



Фиг. 1. Сейсмограммы станций Пасадена, Риверсайд и Баррет (длиннопериодный вертикальный сейсмограф Бениоффа). Землетрясение на Соломоновых островах 26 мая 1955 г. Сейсмограммы расположены с согласованием времени, и на них показаны одни и те же фазы колебаний.

распространения волн из разностей времен прихода отдельных вершин колебаний, записанных на трех сейсмических станциях, расположенных в виде треугольника. Фазовая скорость c является функцией периода T. Она связана с групповой скоростью U известным соотношением

$$U = c + k\, dc/dk, \tag{1}$$

где $k = 2\pi/cT$. Важно, чтобы линейные размеры сторон треугольника были порядка длины волны. Если эти размеры много меньше, то различия во временах прихода волн не могут быть определены с достаточной точностью. Вследствие дисперсии период, соответствующий вершине или впадине, постепенно уменьшается (значит, уменьшается и фазовая скорость). Если расстояния между станциями намного превышают длину волн, то фазовую скорость нельзя считать одинаковой в пределах треугольника. При таком расположении станций возникает и другая трудность — идентификация данной вершины и впадины на каждой станции. Эвернден [4] сделал оценку размеров треугольника.

Локальная фазовая скорость волн Релея зависит от периода, толщины коры и упругих констант коры и верхней части оболочки. Эти параметры входят в дисперсионные уравнения, которые рассматривались рядом авторов (см. [11]). Основой метода, использованного в настоящей работе, является выражение местных вариаций фазовой скорости для данного периода через изменения толщины коры. Изменения фазовой скорости могут быть также обусловлены локальными вариациями в упругих константах. Однако последние работы [1, 7] показывают, что, несмотря на неоднородность состава земной коры, сейсмические скорости варьируют мало. Это справедливо, когда характеристики коры и оболочки осредняются на расстояниях 50—100 *км*, соответствующих длинам используемых волн Релея. Дальнейшее подтверждение постоянства скоростей сейсмических волн может быть получено из выводов Рихтера [14], основанных на данных для землетрясений Керн-Каунти в Кали-

форнии. Из его работы следует, что скорость продольных волн в земной коре под горами Сьерра-Невада имеет обычное для континентов значение. Подобно этому автор установил, что скорость волн *Lg* для отрезка пути через Сьерру-Неваду близка к средней скорости на больших континентальных трассах. Представляется вполне обоснованным коррелировать изменения фазовой скорости волн Релея с изменениями толщины коры.

Теоретические кривые фазовых скоростей для коры различной толщины могут быть вычислены из дисперсионного уравнения волн Релея, распространяющихся в системе кора — оболочка. Для этого необходимо задать величины упругих констант этих слоев. Эвернден [5] использовал такой способ не столько для определения строения коры, сколько для характеристики волн Релея.

Более эффективным является получение фазовой скорости из экспериментально определенной групповой скорости. Если кривая групповой скорости получена для волн Релея, пересекающих длинный континентальный путь, в большей своей части свободный от аномальных структур, то вычисленная кривая фазовой скорости будет соответствовать средней континентальной коре. Тогда локальные определения фазовой скорости можно сопоставить с этой кривой для средней континентальной коры и определить локальную толщину коры. В этой работе использован второй способ, который требует минимального числа гипотез о строении коры. Если локальные значения фазовой скорости дают значения толщины, то необходимо выбрать значение средней толщины континентальной коры. По преломленным волнам толщина земной коры в Северной Америке и Южной Африке составляет 35 *км* [10].

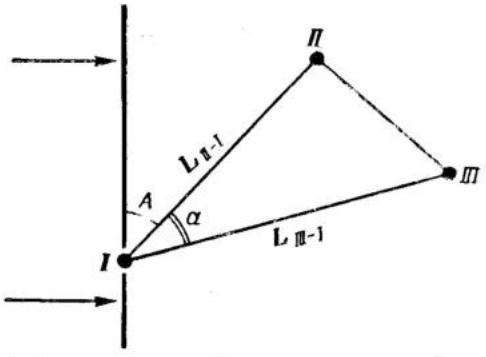
Надежная кривая групповой скорости получена Прессом, Юингом и Оливером [13] для трассы от Алжира до Наталя. Из этой кривой по формуле (1) была определена кривая фазовой скорости для периодов 10—40 *сек*, а вне этого интервала она вычислялась из теоретической кривой групповой скорости Пресса и Юинга [12]. Эта кривая рассчитана для коры 35 *км*, где скорость поперечных волн 3,51 *км/сек*, а скорость в оболочке принята равной 4,68 *км/сек*. Такая структура коры и оболочки согласуется с данными преломленных волн. При интерпретации локальных вариаций фазовой скорости использовалась та часть кривой, которая получена из экспериментальной кривой групповой скорости для Африки.

На фиг. 4—8 представлена серия калибровочных кривых фазовой скорости. Кривая для толщины 35 *км* получена из экспериментальной кривой групповой скорости для Африки. Другие кривые определены из условий распространения волн Релея в слоистой среде: для данной фазовой скорости толщина земной коры меняется пропорционально изменению периода. Таким образом, если средняя толщина коры Африки 35 *км*, то другие кривые фазовой скорости отображают кору толщиной 45, 35, 25 и 15 *км*. Для любой другой величины средней толщины коры в Африке, скажем H, положения кривых не изменяются, но они будут соответствовать толщинам $45H/35$, $35H/35$, $25H/35$ и $15H/35$.

Для определения локального строения коры из вариаций фазовой скорости необходимо измерить фазовую скорость для данного периода с погрешностью не более 0,1 *км/сек*. В идеальном случае для точного определения фазовой скорости при данном периоде требуется длинный цуг синусоидальных колебаний с постоянными периодом и амплитудой. Тогда можно точно определить времена прихода вершин и впадин на каждую станцию треугольника. При отсутствии таких идеальных условий используются волны Релея, распространяющиеся по океаническим трассам. В этих условиях волны имеют синусоидальный характер. Амплитуды и период их для интервала периодов 15—24 *сек* мало изменяются с течением времени. Эти особенности колебаний определяются крутизной кривой групповой скорости для океанической трассы [6]. Можно найти от 3 до 10 циклов колебаний с постоянным периодом и почти постоянной амплитудой. В этом методе кора океана используется как свое-

образный спектрограф, выделяющий гармонические компоненты начального импульса так, что можно определить локальную фазовую скорость у выбранных компонент.

Процесс измерения фазовой скорости начинается с нумерации вершин и впадин группы колебаний поверхностных волн, приходящих на станции, расположенные треугольником. Если станции удалены друг от друга на расстояние порядка длины волны, то нетрудно коррелировать отдельные вершины и впадины на станциях. Эта корреляция может быть легко осуществлена, если три сейсмограммы расположить под одну вертикаль таким образом, чтобы найти на них одни и те же колебания в начальной части поверхностных волн, где дисперсия наиболее отчетлива. При больших межстанционных расстояниях



Ф и г. 2. Треугольник сейсмических станций и волновой фронт.

можно так же прокоррелировать фазы, учитывая растяжение цуга с увеличением расстояния. Существенно использование идентичных приборов на трех станциях. Это необходимо для исключения влияния инструментального фазового сдвига при измерении фазовой скорости. Времена прихода волн и разности их на разных станциях определяются для каждой вершины и впадины. Эти данные сопоставляются с номерами вершин и затем группируются по периодам, далее определяется среднее значение разности времен прихода для данного периода.

Для определения средней разности времен для данного периода обычно используется не менее 4 и не более 20 разностей времен прихода. Если времена обозначить в порядке их увеличения через t_{I}, t_{II}, t_{III}, а через $\Delta_{\mathrm{III-I}}$ и $\Delta_{\mathrm{II-I}}$ — средние разности времен прихода для данного периода относительно станции I, то фазовую скорость c можно вычислить по формуле

$$c = \frac{L_{\mathrm{II-I}} \sin A}{\Delta_{\mathrm{II-I}}} = \frac{L_{\mathrm{III-I}} \sin (A+a)}{\Delta_{\mathrm{III-I}}} . \qquad (2)$$

Согласно фиг. 2, через $L_{\mathrm{III-I}}$ и $L_{\mathrm{II-I}}$ обозначены расстояния между станциями III, I и II, I соответственно, a — угол между сторонами $L_{\mathrm{II-I}}$ и $L_{\mathrm{III-I}}$, A — угол между волновым фронтом и стороной треугольника $L_{\mathrm{II-I}}$.

На фиг. 4—8 приведены фазовые скорости в зависимости от периода. Путем интерполяции между калибровочными кривыми каждая точка может быть приведена в соответствие с определенным значением толщины коры. Средние значения толщины коры и квадратичной ошибки принимаются за инвариант для данного треугольника и землетрясения.

Использованные материалы

Основные данные получены для сети сейсмических станций Калифорнийского технологического института. На фиг. 3 показано расположение этих

станций. Площади между станциями покрывают главные структуры южной Калифорнии, включая южную часть Сьерры-Невады, Полуостровные хребты и прилегающие долины, прибрежный район и южную часть долины Сан-Хоакин.

Таблица 1

РАССТОЯНИЕ (*км*) МЕЖДУ СТАНЦИЯМИ И АЗИМУТ НА СТАНЦИЮ, УКАЗАННУЮ В ЛЕВОЙ КОЛОНКЕ, ОТ СТАНЦИИ, УКАЗАННОЙ В НИЖНЕМ РЯДУ

	Бар	Б-Б	Ча	Дал	Ф-Т	Хей	Иза	К-Р	Л-Х	М-В	Пас	Пал	Рив	С-Б	Тин
Б-Б	174,3														
	353°														
Ча	358,1	185,8													
	346°	340°													
Дал	196,3	82,9	183,6												
	327°	265°	186°												
Ф-Т	318,7	195,0	157,7	126,6											
	319°	291°	228°	308°											
Хей	401,4	231,4	48,7	218,6	163,6										
	343°	336°	317°	356°	31°										
Иза	368,5	211,5	82,0	174,4	93,5	71,7									
	333°	317°	256°	340°	24°	220°									
К-Р	408,6	286,0	201,8	218,9	92,5	184,3	120,2								
	316°	296°	255°	306°	303°	241°	253°								
Л-Х	58,2	155,7	329,0	153,9	—	369,0	—	—							
	292°	192°	174°	160°	—	170°	—	—							
М-В	214,3	105,4	181,4	23,9	105,3	212,2	162,0	197,2	168,4						
	323°	269°	193°	285°	133°	182°	166°	128°	334°						
Пас	214,4	116,4	192,3	33,5	104,3	221,4	168,2	194,7	166,1	13,6					
	319°	265°	196°	266°	140°	185°	170°	132°	329°	231°					
Пал	76,3	98,7	281,8	126,7	252,7	325,3	294,7	344,6	65,4	147,4	150,5				
	347°	177°	166°	136°	132°	162°	150°	130°	34°	131°	126°				
Рив	159,7	50,5	203,2	44,6	170,4	243,8	209,0	263,0	125,8	67,9	75,5	86,0			
	336°	237°	174°	116°	125°	167°	151°	124°	355°	112°	103°	326°			
С-Б	343,6	258,8	246,0	178,0	89,1	246,4	175,2	98,4	287,7	154,5	145,8	290,7	221,3		
	305°	275°	232°	280°	238°	220°	220°	178°	307°	279°	283°	295°	283°		
Тин	505,8	334,4	148,8	322,3	249,4	104,6	158,2	235,2	473,5	314,4	322,5	429,6	348,4	319,6	
	344°	339°	338°	353°	14°	347°	8°	35°	349°	357°	359°	343°	347°	25°	
Вуди	390,2	239,5	113,6	194,2	92,9	92,9	33,7	91,6	—	178,7	182,7	318,1	232,1	160,6	160,2
	329°	313°	263°	331°	3°	238°	280°	63°	—	336°	340°	325°	325°	30°	200°

Б-Б — Биг-Бэр
Бар — Барретт
Ча — Озеро Чайна
Дал — Далтон
Ф-Т — Форт-Техон
Хей — Хейви
Иза — Изабелла
К-Р — Кинг-Ранч
Л-Х — Ла-Холья
М-В — Маунт-Вильсон
Пас — Пасадена
Пал — Паломар
Рив — Риверсайд
С-Б — Санта-Барбара
Тин — Тинемаха
Вуди — Вуди

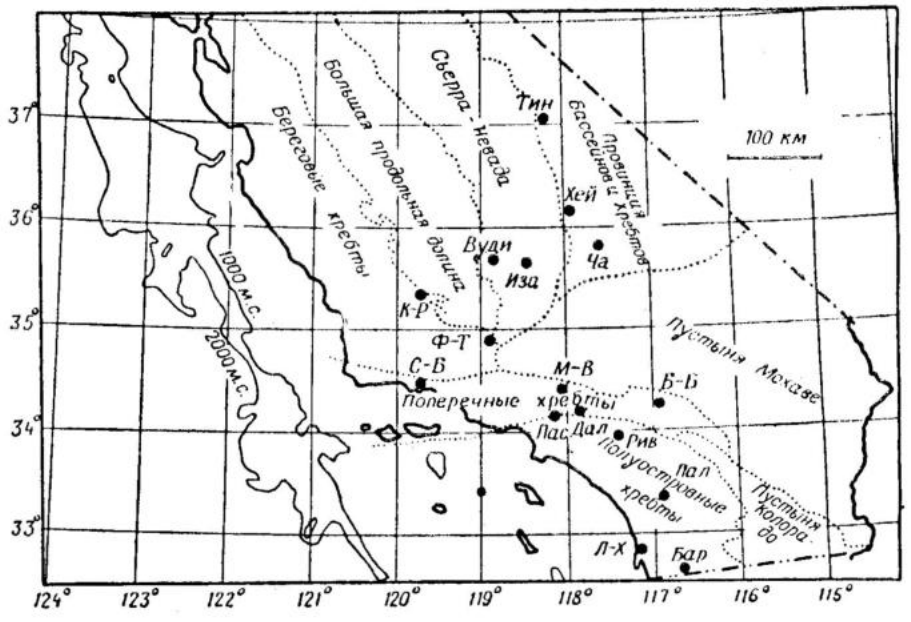
Расстояния между станциями и азимуты приведены в табл. 1 [1]. Все станции оборудованы короткопериодными вертикальными сейсмографами Бениоффа, а некоторые станции имеют в дополнение один или два крутильных сейсмографа и длиннопериодный вертикальный сейсмограф. (Эти же типы приборов использовались в данной работе.) Выбор зависел от наличия идентичных

[1] При вычислении угла a в уравнении (2) использовались только расстояния.

Таблица 2

ДАННЫЕ ОБ ЭПИЦЕНТРАХ

Номер землетрясения	Дата	Время в очаге	Координаты эпицентра	Магнитуда
1	27 февраля 1955	20 : 43 : 23	27,5° Ю 176° З	8
2	25 ноября 1953	17 : 48 : 52	34 С 141,5 В	8,25
3	25 апреля 1955	18 : 28 : 47	24,5 Ю 113 З	6,75
4	26 мая 1955	16 : 23 : 10	10 Ю 161 В	7



Фиг. 3. Сеть сейсмических станций Калифорнийского технологического института. *м. с.* — морская сажень.

приборов на трех станциях треугольника и от качества сейсмограмм. Использованы записи поверхностных волн от четырех землетрясений, данные о которых сведены в табл. 2.

Результаты

В табл. 3 суммированы результаты настоящей работы. В первой колонке даны сокращенные названия станций, образующих треугольник, вместе с номером землетрясения. Станции указаны в порядке увеличения времени прихода волн Релея. Для последовательности периодов указаны средние разности времен пробега. Периоды относятся к вершинам или впадинам, обозначенным цифрами в следующей колонке. Для каждого периода вычислена фазовая скорость и приведены данные о направлениях движения волнового фронта как по данным треугольника станций, так и по дуге большого круга.

На фиг. 4—8 приведены фазовые скорости. Здесь же показаны районы, покрываемые треугольником станций. Каждое значение фазовой скорости использовалось для определения толщины коры путем интерполяции этих данных между калибровочными кривыми. В последней колонке табл. 3 при-

Таблица 3

ВЫЧИСЛЕНИЕ ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ И НАПРАВЛЕНИЯ ПРИХОДА ВОЛН. ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ

	Треугольник станций 1	Период, *сек*	Δ_{II-I}, *сек*	Δ_{III-I}, *сек*	Номер вершины или впадины	*c*, *км/сек*	Направление прихода волн к треугольнику станций, *град*	Направление на эпицентр, *град*	*H*, *км*	Среднее *H*, *км*
1	Пас, Пал, Б-Б	23,0	11,1	26,8	5	3,62	129	131	38	35±1
		20,0	11,5	26,8	12	3,65	128		32	
		18,6	9,7	26,6	7	3,55	131		34	
		17,0	9,5	26,9	9	3,48	131		35	
		16,2	9,9	27,4	20	3,44	131		36	
		16,0	10,3	27,1	17	3,51	130		32	
1	Вуди, Хей, Тин	24,8	25,8	39,6	3	3,55	131	132	46	47±2
		22,0	30,0	39,8	4	3,42	128		51	
		19,4	26,9	39,8	9	3,43	128		44	
		18,4	27,5	40,2	4	3,36	128		48	
		18,0	26,6	39,6	4	3,47	129		38	
		16,8	28,2	41,7	10	3,28	129		54	
1	Вуди, Иза, Тин	19,4	6,5	39,5	7	3,43	128	132	44	49±3
		18,4	6,7	39,6	9	3,39	127		45	
		16,8	6,7	41,8	9	3,27	129		56	
		16,4	6,6	41,8	6	3,29	129		50	
1	Пас, Бар, Рив	23,0	1,4	12,2	8	3,77	130	131	31	28±4
		20,0	1,2	12,5	11	3,65	130		32	
		16,0	1,6	12,2	10	3,78	129		22	
1	К-Р, Вуди, Иза	20,0	26,1	32,4	10	3,42	130	132	46	43±3
		18,4	25,9	32,6	9	3,50	126		37	
		16,3	27,1	33,7	15	3,30	129		49	
		16,0	26,4	32,9	18	3,39	129		39	
2	Пас, Б-Б, Пал	21,2	29,7	39,2	5	3,63	73	65	35	36±1
		19,6	31,1	39,8	12	3,52	75		38	
		19,0	31,1	38,9	11	3,56	77		35	
		18,0	31,2	39,1	10	3,54	77		34	
2	Пас, Рив, Пал	24,6	20,7	39,6	6	3,63	71	65	41	34±2
		21,2	20,9	39,2	6	3,61	74		36	
		19,6	20,6	39,8	13	3,64	70		32	
		19,0	20,6	38,9	11	3,66	73		30	
		18,0	20,9	39,1	11	3,61	74		31	
2	Пас, Пал, Бар	23,0	39,4	51,8	10	3,73	67	65	33	31±2
		19,6	39,8	52,6	8	3,70	65		29	
3	Рив, Пас, Тин	18,9	6,4	98,0	4	3,52	184	184	37	49±4
		16,8	6,7	102,7	6	3,37	185		42	
		15,4	6,9	104,1	10	3,32	185		44	
		14,0	7,5	105,8	12	3,27	186		47	
		13,3	8,5	107,5	15	3,24	188		62	
		12,7	9,2	108,0	8	3,24	190		59	
3	Бар, Рив, Пас	18,9	38,0	44,3	4	4,00	186	183	18	16±1
		16,8	39,0	45,8	6	3,91	188		19	
		15,4	39,4	46,3	10	3,88	188		18	
		14,0	39,5	47,0	12	3,91	190		16	
		13,3	39,9	48,3	15	3,92	193		14	
		12,7	40,1	49,3	8	3,94	196		13	

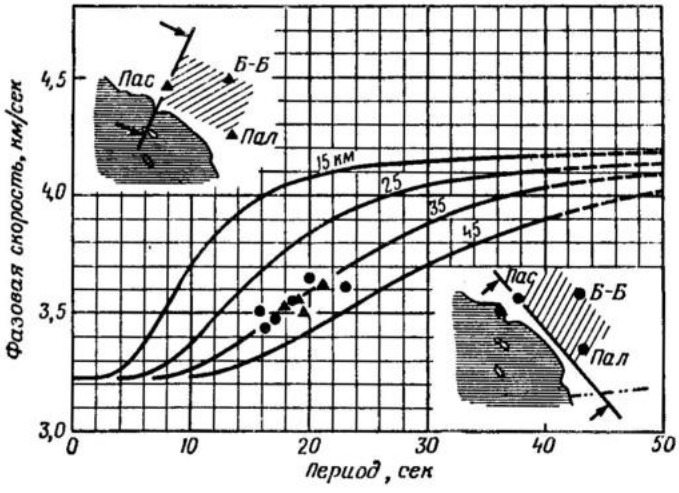
Продолжение табл. 3

Треугольник станций [1]	Период, сек	Δ_{II-I}, сек	Δ_{III-I}, сек	Номер вершины или впадины	c, км/сек	Направление прихода волн к треугольнику станций, град	Направление на эпицентр, град	H, км	Среднее H, км
4 Пас, Рив, Бар	24,0	16,3	23,2	7	4,11	104	103	16	19±1
	22,0	16,5	23,1	8	4,04	105		19	
	19,3	16,9	24,4	11	3,98	105		19	
	18,4	17,2	25,1	7	3,92	104		20	
	17,7	17,2	24,0	12	3,87	105		21	

[1] Сокращения см. в табл. 1.

ведены средние значения толщины коры (H) и квадратичные ошибки для каждого треугольника и землетрясения.

1 Пасадена — Паломар — Биг-Бэр [1]; *2 Пасадена — Биг-Бэр — Паломар*. Фазовые скорости для этих комбинаций станций и землетрясений приведены на фиг. 4. Хотя волновые фронты пересекали треугольники в различных

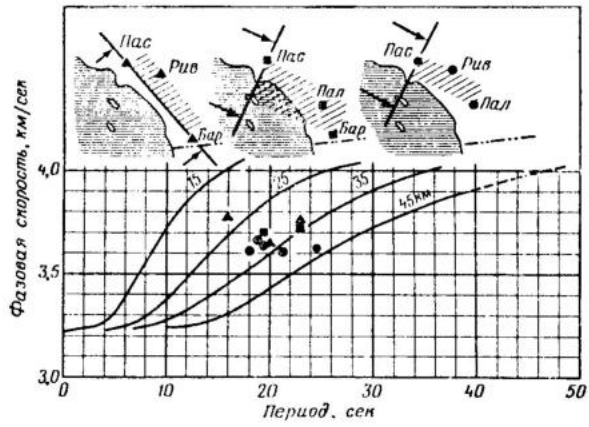


Фиг. 4. Фазовые скорости, вычисленные для треугольников: *1* Пасадена — Паломар — Биг-Бэр, *2* Пасадена — Биг-Бэр — Паломар.

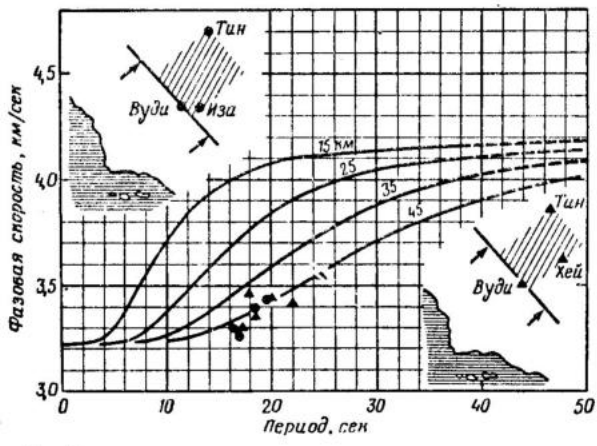
направлениях, исследуемые районы были почти одинаковы. Они включают Поперечные хребты, Полуостровные хребты и примыкающие к ним долины. Толщины земной коры для этих сочетаний треугольников равны соответственно: 35 ± 1 и 36 ± 1 *км*, т. е. такая же, как упоминавшаяся средняя толщина коры для Африки.

Волновой фронт для землетрясения *1* параллелен границе континента, и в данном случае рефракция минимальна. Среднее значение направления прихода волн, определенное по треугольнику станций, отличается от направления дуги большого круга между эпицентром и Пасаденой не более чем на 1°.

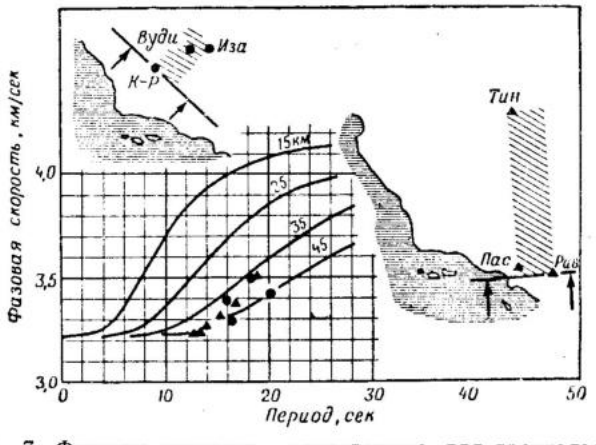
[1] Цифры перед названиями станций указывают на номер землетрясения (табл. 2).



Ф и г. 5. Фазовые скорости, вычисленные для треугольников: *2* Пасадена — Риверсайд — Паломар; *1* Паломар — Баррет — Риверсайд; *2* Пасадена — Паломар — Баррет.



Ф и г. 6. Фазовые скорости, вычисленные для треугольников: *1* Вуди — Хейви — Тинемаха; *1* Вуди — Изабелла — Тинемаха.

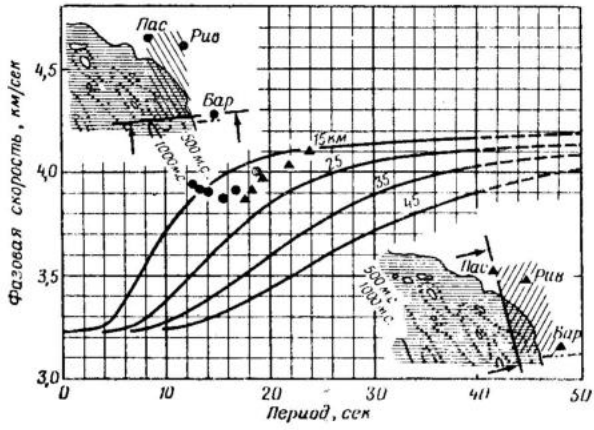


Ф и г. 7. Фазовые скорости, вычисленные для треугольников: *1* Кинг-Ранч — Вуди — Изабелла; *3* Риверсайд — Пасадена — Тинемаха.

Волновой фронт землетрясения *2* подходит к границе континента под острым углом, что создает большую рефракцию. Среднее направление распространения, полученное по трем станциям, отличается на 10° от направления дуги большого круга. Подобное преломление волн обнаружил Эвернден [5] для волн, пересекающих границу континента вблизи Беркли.

2 Пасадена — Риверсайд — Паломар; *1 Пасадена — Баррет — Риверсайд*; *2 Пасадена — Паломар — Баррет*. Эти треугольники лежат в зоне Полуостровных хребтов (фиг. 5). Толщина коры для них соответственно равна 34 ± 2, 28 ± 4, 31 ± 2 *км*. Район расположен ближе к побережью и поэтому толщина коры меньше, чем для предыдущих треугольников.

1 Вуди — Хейви — Тинемаха; *1 Вуди — Изабелла — Тинемаха*. Полученные результаты относятся к южной части Сьерры-Невады (фиг. 6). Средняя толщина коры здесь 47 ± 2 и 49 ± 3 *км*, что почти на 50% больше, чем в предыдущем районе.



Ф и г. 8. Фазовые скорости, вычисленные для треугольников: *3* Баррет — Риверсайд — Пасадена; *4* Пасадена — Риверсайд — Баррет.
м. с — морская сажень.

1 Кинг-Ранч — Вуди — Изабелла. Этот треугольник включает южную часть долины Сан-Хоакин и западный склон Сьерры-Невады (фиг. 7). Толщина коры 43 ± 3 *км* — промежуточная между толщиной коры в области всего блока Сьерры-Невады и средней толщиной коры континента.

3 Риверсайд — Паломар — Тинемаха. Станции образуют вытянутый треугольник, что снижает точность измерений. Исследуемая область включает часть пустыни Мохаве, Сьерру-Неваду и долину Оуэнс (фиг. 7). Для этого сложного района толщина коры равна 49 ± 4 *км*.

3 Баррет — Риверсайд — Паломар; *4 Паломар — Риверсайд — Баррет*. Эти треугольники выбраны для получения данных о континентальном шельфе и пограничной с ним области (фиг. 8). Для того чтобы исследовать прибрежные области со станций на континенте, необходимо использовать длинные наклонно падающие участки волновых фронтов. В этих случаях больше вероятности для искривления волнового фронта. Толщины 16 ± 1 и 19 ± 1 *км* для этих треугольников определены с небольшими квадратичными ошибками, но здесь может иметь место систематическая ошибка, вызванная искривлением волнового фронта. Если скорость в коре прибрежных районов больше, чем скорость для континента, тогда найденное значение толщины коры должно быть слишком мало.

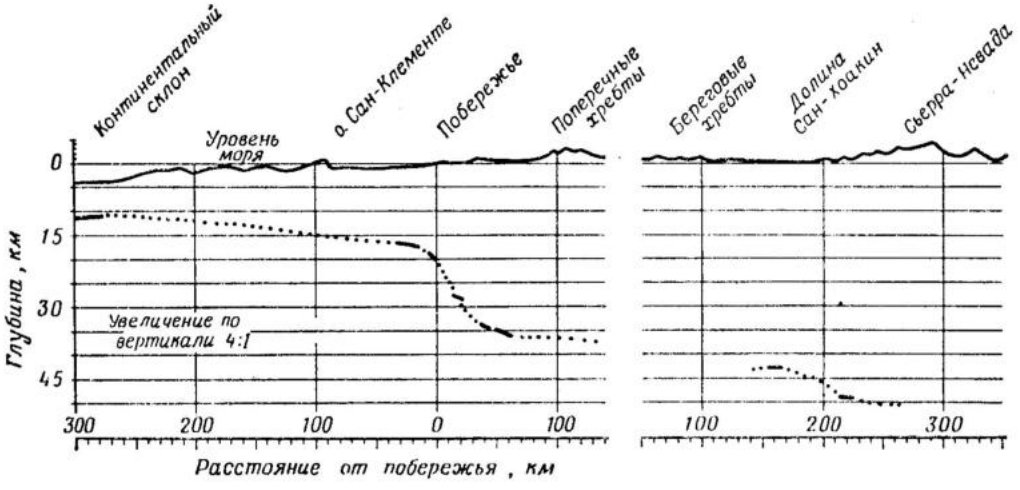
Данные для прибрежных треугольников станций распространены на область с континентальными и прибрежными участками. Результаты обработки дают основания предполагать, что толщина коры в прибрежных зонах

почти в 2 раза меньше средней толщины коры континента. Однако здесь возможна значительная систематическая ошибка. Дополнительные данные, полученные с сейсмических станций, удаленных от берега, помогут устранить неопределенность этих результатов.

Анализ результатов

В строении земной коры Калифорнии имеются две основные особенности: 1) для всего региона характерна близость к границе континента; 2) местное разнообразие топографических и геологических условий.

Основные результаты этой работы можно резюмировать следующим образом: 1) толщина коры в районе Полуостровных хребтов близка к средней толщине континента; 2) в районе Сьерры-Невады кора почти на 50% толще, чем



Ф и г. 9. Разрез земной коры южной Калифорнии.

кора континента; 3) в прибрежных районах толщина коры значительно меньше и составляет около 50% от континентальной. (На фиг. 9 приведен общий разрез через эти районы).

Возможно, что в зоне Полуостровных хребтов на определение толщины земной коры больше влияет близость к границе континента, чем местные топографические особенности. По направлению к берегу заметно постепенное уменьшение толщины коры. В региональном аспекте горные сооружения Полуостровных и Поперечных хребтов не влияют на толщину коры.

Заметное утолщение коры наблюдается в районе гор Сьерра-Невада. Утолщение коры до 43 *км* обнаружено для части долины Сан-Хоакин и блока Сьерры-Невады. Отмеченное утолщение коры имеет порядок величины, приемлемой для наблюденной отрицательной гравитационной аномалии Буге в 200 *мгал* [16]. Можно предполагать, что Сьерра-Невада находится в изостатическом равновесии.

Байерли [2] и Гутенберг [9] выявили признаки существования корней гор под Сьеррой-Невадой по запаздыванию времени пробега *P*-волн. Эти наблюдения дают возможность оценить размеры корней гор, но не позволяют сделать прямых определений.

На основании этих результатов и современных данных, полученных для горных областей методом преломленных волн [15], можно сделать вывод, что существуют компенсированные и некомпенсированные горы. Лишь после установления строения коры других горных систем для определения толщины

земной коры станет очевидным значение таких параметров, как высота, горизонтальные размеры, возраст и геологическая структура.

Кора окраин континента значительно тоньше осредненной толщины коры континента. Вблизи берега сеть станций недостаточно густа для точных измерений, но имеющиеся данные допускают оценку толщины коры 15 *км* для края континента.

ЛИТЕРАТУРА

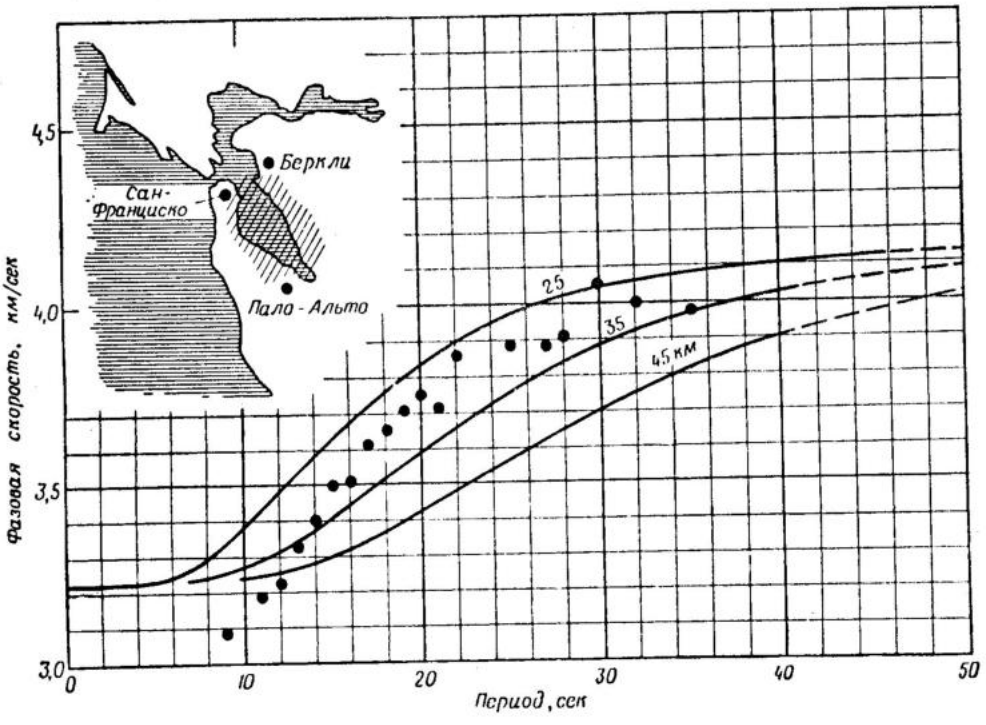
1. Birch F., 1955. Physics of the crust, 101-117 in Poldervaart, A., ed., Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Special paper **62**, 762.
2. Byerly P., 1938. The Sierra Nevada in the light of isostasy: Geol. Soc. Am. Bull., **48**, 2025—2031.
3. Emery K. O., 1954. General geology of the offshore area, Southern California: Calif. Div. of Mines Bull., **170**, 107—111.
4. Evernden J. F., 1953. Direction of approach of Rayleigh waves and related problems, part I, Seismol. Soc. Am. Bull., **43**, 335—374.
5. Evernden J. F., 1954. Direction of approach of Rayleigh waves and related problems, part II, Seismol. Soc. Am. Bull., **44**, 159—184.
6. Ewing M., Press F., 1952. Crustal structure and surface wave dispersion, part II, Solomon Islands earthquake of July 29, 1950, Seismol. Soc. Am. Bull., **42**, 315—325.
7. Ewing M., Press F., 1955. Geophysical contrasts between continents and ocean basins, p. 1—5 in Poldervaart A., ed., Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Special paper **62**, 762.
8. Gilluly J., 1955. Geological contrasts between continents and ocean basins, p. 7—18 in Poldervaart A., ed. , Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Special paper **62**, 762.
9. Gutenberg B., 1943. Seismological evidence for roots of mountains, Geol. Soc. Am. Bull., **54**, 473—498.
10. Gutenberg B., 1955. Wave velocities in the earth's crust, p. 19—34 in Poldervaart A., ed., Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Special paper **62**, 762.
11. Lee A. W., 1932. The effect of geologic structure upon microseismic disturbance, Geophys. Supp. to the Monthly Notices of the Royal Astron. Soc., 3, 83—105.
12. Press F., Ewing M., 1955. Earthquake surface waves and crustal structure, p. 51—60 in Poldervaart A., ed., Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Special paper **62**, 762.
13. Press F., Ewing M., Oliver J., 1956. Crustal structure and surface wave dispersion in Africa, Seismol. Soc. Am. Bull., **46**, 97—103.
14. Richter Ch. F., 1955. Foreshocks and aftershocks, 177-197 in Oakeshott, Gordon B., ed., Earthquakes in Kern County, California, Calif. Div. of Mines Bull., **171**, 283.
15. Tatel H. E., Tuve M. A., 1955. Seismic exploration of a continental crust., p. 35—50 in Poldervaart A., ed., Crust of the Earth, Geol. Soc. Am. Special paper **62**, 762.
16. Tsuboi C., 1956. Crustal structure in northern and middle California from gravity-pendulum data, Geol. Soc. Am. Bull., 1641—1646.

Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея

ЧАСТЬ 2. РАЙОН ЗАЛИВА САН-ФРАНЦИСКО

Ф. Пресс[1]

Определение толщины коры по фазовым скоростям было успешно осуществлено в южной Калифорнии [2]. Фазовая скорость диспергирующих волн Релея от удаленных землетрясений определялась по треугольнику сейсмических станций. Локальная толщина коры оценивалась из сравнения наблюденной фазой скорости и экспериментальной дисперсионной кривой для средней континентальной коры.



Ф и г. 1. Сравнение фазовых скоростей волн Релея для залива Сан-Франциско с дисперсионными кривыми для усредненной земной коры толщиной 25, 35 и 45 *км*.

В данной работе для определения толщины коры в районе залива Сан-Франциско мы воспользовались значениями фазовой скорости, полученными Эвернденом [1]. Он определял фазовые скорости волн Релея, приходящих к континенту Северной Америки от землетрясений в Тихом океане. Эвернден в первую очередь интересовался направлением прихода этих волн. Он рассматривал записи нескольких землетрясений для треугольника, образованного

[1] Press F., Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves. Part II: San Francisco Bay Region, Bull. Seism. Soc. Am., 1957, 47, No. 2, 87—88.

сейсмическими станциями Беркли, Сан-Франциско и Пало-Альто. Было исследовано большое число землетрясений, для которых могли быть значительные вариации в направлении прихода волн. Данные для всех этих землетрясений комбинировались так, чтобы получить среднюю фазовую скорость для каждого периода. Фазовые скорости приведены на фиг. 1, где, кроме того, показан исследованный район. На фиг. 1 приведены кривые фазовых скоростей для коры толщиной 25, 35 и 45 *км*, имеющей в среднем тот же состав, что и кора Африки. Способ получения этих кривых рассмотрен в первой части работы [2]. Для оценки толщины коры при помощи интерполяции можно использовать каждое найденное значение фазовой скорости, за исключением трех нижних точек. Среднюю толщину коры в районе залива Сан-Франциско можно оценить в 30 ± 1 *км*. Трем нижним точкам соответствуют периоды, для которых экспериментальное определение фазовой скорости затруднительно. Для таких коротких периодов фазовая скорость на океаническом участке пути значительно отличается от скорости континентальной трассы. На эти периоды наибольшее влияние оказывает преломление на границе континента.

При вычислении толщины коры подразумевается, что средние значения скоростей объемных волн и плотностей в окрестностях залива Сан-Франциско такие же, как и в Африке. Это отчасти оправдывается тем, что скорость волн *Lg* для основных структур Калифорнии та же, что и для континентальных трасс [3].

Тридцатикилометровая толщина земной коры в заливе Сан-Франциско сопоставима с толщиной 27—32 *км*, полученной Точером [4] по преломленным волнам. Такое согласие служит хорошим контролем. Толщина коры в этом районе определенно меньше 35 *км*, характерных для континента. Для других прибрежных районов, например для южной Калифорнии, так же имеются указания на более тонкую кору. Эти результаты для прибрежной Калифорнии связаны с влиянием близкой границы континента. Указанием на более тонкую кору в прибрежных районах является так же систематическое уменьшение аномалии Буге при продвижении внутрь континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Evernden J. F., 1954. Direction of approach of Rayleigh waves and related problems, part II, Bull. Seism. Soc. Am., **44**, 159—184.
2. Press F., 1956. Determination of crustal Structure from phase velocity of Rayleigh waves, part I, Southern California, Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658. (Перевод см. в наст. сб., стр. 9.)
3. Press F., 1956. Velocity of Lg Waves in California, Trans. Am. Geophys. Union, **37**, 615—618.
4. Tocher D., 1956. (Личное сообщение), May 27.

Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея

ЧАСТЬ 3. США

М. Юинг, Ф. Пресс[1]

Введение

Строение земной коры в Соединенных Штатах Америки изучалось по дисперсии фазовых скоростей волн Релея от землетрясения на островах Самоа 14 апреля 1957 г. Прослеживались времена появления отдельных вершин на территории США и по изменениям скорости движения каждой вершины были получены данные о строении коры. В двух предыдущих работах [7, 9] изучение строения земной коры по фазовым скоростям ограничивалось территорией Калифорнии, где нетрудно было идентифицировать и коррелировать отдельные вершины ввиду наличия большого числа сейсмических станций, оборудованных однотипными приборами. В настоящей работе использована новая система корреляции одинаковых фаз, которая позволяет идентифицировать и коррелировать фазы для треугольников станций, с бóльшими расстояниями между ними. Для малых треугольников необходимо иметь приборы с одинаковыми характеристиками, ибо небольшой фазовый сдвиг будет вносить значительную ошибку в наблюдаемое время перемещения фазы [2]. Для больших треугольников малым фазовым сдвигом можно пренебречь; поэтому можно использовать сейсмограммы всех сейсмических станций США и по ним определять региональное строение коры. Изменения наблюденной скорости могут быть измерены с большой точностью. Важное значение этого метода заключается в том, что наблюдения только одного землетрясения на существующей сети станций дают более полные сведения о строении земной коры в США, чем все предшествующие исследования.

Метод

Метод фазовой скорости [7] основан на дисперсии волн Релея, обусловленной слоистостью земной коры. Вследствие дисперсии скорость перемещения данной вершины колебания в волнах Релея зависит от длины волны или периода в окрестности этой вершины, а также от изменения упругих свойств коры с глубиной. Для различных типов слоистой земной коры можно вычислить теоретическую дисперсию волн [5]. По изменению скорости перемещения вершин волн Релея можно судить об изменениях толщины коры. Задача значительно упрощается, если толщина коры является ее единственным переменным параметром. Фазовые скорости могут быть измерены с необходимой точностью, если волны Релея проходят длинный путь через океан, прежде чем они подходят к изучаемой области. Распространяясь в океане, волны образуют длинный цуг почти синусоидальных колебаний с медленно меняющимся периодом. Скорость фаз такой группы волн через исследуемую область может быть измерена достаточно точно. От удаленного океанического землетрясения волны Релея наблюдаются с периодами 15—35 *сек* и длинами волн 50 — 150 *км*. При идеальном расположении станций этот метод является эф-

[1] Ewing M., Press F., Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, p. III.: The United States, Bull. Geol. Soc. Am., 1959, **70**, No. 3, 229—244.

[2] Фазовый сдвиг, кроме того, влияет на величину квазипериода, поскольку диспергирующий цуг колебаний не имеет синусоидальной формы.— *Прим. ред.*

фективным средством изучения строения коры в районах, размеры которых порядка длины волны или больше. Значит, при идеальной сети станций можно изучить среднюю толщину коры в геологических провинциях размерами порядка 50—100 *км*. Однако в настоящей работе при использовании существующей сети постоянных сейсмических станций изучаемые области иногда больше и во многих случаях состоят из двух или более геологических провинций. Результаты для каждого района даются в виде фазовых скоростей для найденных периодов волн Релея и толщины коры по каждому из этих периодов. Как правило, полученные значения толщины для различных периодов одинаковы (в пределах точности измерений), что служит доказательством эффективности этого метода.

При определении строения земной коры по фазовым скоростям предполагается, что упругие константы коры и оболочки не меняются в значительных пределах и что единственным переменным параметром является толщина коры. Это предположение основано на том, что скорости объемных волн в верхней части коры и в оболочке в горных областях и на щите изменяются мало. Пресс [8] сообщает, что скорость волн *Lg* для трасс, пересекающих Сьерру-Неваду, составляет 3,53 *км/сек*. Бейли и Ромни [1] установили, что скорости волн *Lg* и продольных волн *Pn* от взрывов в Неваде в верхней части оболочки для расстояний до 1000 *км* равны соответственно 3,5 и 8,0 *км/сек*. Кардер и Бейли [3] приводят величины 6,15 и 8,2 *км/сек* соответственно в коре и оболочке для продольных волн, возникших от взрывов в Неваде и записанных в провинции Бассейнов и Хребтов. Пресс (неопубликованный отчет) отметил, что скорости продольных и поперечных волн равны соответственно 6,0 и 3,45 *км/сек* для верхней части коры в южной Калифорнии и Неваде.

Указанные выше скорости волн *Lg* меньше чем на 0,05 *км/сек* отличаются от скоростей волн *Lg*, зарегистрированных для щитов. Скорости продольных волн изменяются в пределах 5,9—6,2 и 8,0—8,2 *км/сек*, т. е. они также соответствуют величинам, полученным для волн *P* и *Pn* в областях щитов [6]. Если считать, что наблюдаемые вариации фазовых скоростей обусловлены изменениями скоростей объемных волн, а не изменениями толщины земной коры, то скорости поперечных волн в коре и оболочке Земли в гористых районах должны быть соответственно 3,34 и 4,45 *км/сек*. Аналогично должны быть уменьшены и скорости продольных волн до 5,78 *км/сек* в коре и 7,71 *км/сек* в оболочке Земли. Это значительно меньше ранее приведенных величин. Согласие величин большинства наблюденных фазовых скоростей со стандартными кривыми фазовых скоростей показывает, что изменения фазовой скорости определяются в основном толщиной коры.

В методе фазовых скоростей, как и в других методах, могут быть приняты во внимание вариации упругих параметров в горизонтальном направлении, а изменения толщины коры могут рассматриваться отдельно.

Чтобы правильно применять метод фазовых скоростей к изучению строения коры, следует рассмотреть две особенности дисперсии.

По мере распространения диспергирующих волн Релея волновая группа удлиняется. Следовательно, надо измерить не только скорость распространения вершин, но и соответствующий ей постепенно изменяющийся период [1]. Это обычно определяется из графика, на который наносится последовательный номер каждого экстремума в цуге и время его прихода. Период легко находится по наклону этой кривой, за исключением начала цуга, где колебания могут иметь малую амплитуду.

Период данной фазы в волновой группе изменяется постепенно по мере ее продвижения, поэтому следует ввести понятие о групповой скорости. Если измерить времена прихода волн данного периода на каждую сейсмическую станцию, то скорость, вычисленная из этих времен прихода для всей сети

[1] Точнее, квазипериод.— *Прим. ред.*

Таблица 1

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ, ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ И АЗИМУТЫ

Станция	Сокращенное название станции	Трасса корреляции	Расстояние по дуге большого круга, *град*	Расстояние по дуге большого круга, *км*	Азимут на эпицентр	Период 5-й вершины, *сек*	Время прихода 5-й вершины		
							час	*мин*	*сек*
Анн-Арбор	А-А	D	99,83	11 100	257°56'	30,3	20	06	42,0
Баррет	Бар	C	72,22	8 030	237 22	21,5	19	52	44,5
Беркли	Бер	C	71,50	7 950	231 53	22,0	19	52	20,5
Боулдер	Боу	C	83,80	9 319	243 46	24,6	19	58	53,0
Боулдер-Сити	Б-С	C	75,27	8 369	237 50	22,9	19	54	21,0
Бозмен	Боз	C	82,79	9 206	239 01	24,1	19	58	20,5
Бьютт	Бьютт	C	82,07	9 126	237 48	25,3	19	57	57,5
Чапел-Хилл	Ч-Х	E	102,15	11 359	259 32	31,2	20	07	51,0
Озеро Чайна	Ча	C	73,30	8 151	235 55	22,5	19	53	21,0
Кливленд	Кли	D	101,28	11 261	259 12	29,6	20	07	24,0
Колумбия	Кол	E	100,19	11 140	258 06	28,8	20	06	51,0
Корваллис	Кор	B	75,15	8 356	229 29	23,0	19	54	12,5
Даллас	Далл	E	87,22	9 699	249 32	24,7	20	00	29,0
Юрика	Юр	C	76,41	8 497	236 15	23,5	19	55	00,0
Фейетвилл	Фей	D	90,36	10 048	250 58	26,3	20	02	06,0
Фресно	Фре	C	72,40	8 050	234 03	22,0	19	52	51,5
Галифакс	Гал	D	114,55	12 738	267 49	35,5	20	13	42,0
Хорсшу-Бей	Х-Б	A	78,30	8 707	228 40	24,0	19	55	39,5
Хангри-Хорс	Х-Х	B	82,51	9 174	236 24	25,0	19	58	00,0
Кинг-Ранч	К-Р	C	71,59	7 961	234 28	22,0	19	52	28,5
Кёркленд-Лейк	К-Л	C	103,44	11 502	261 39	31,8	20	08	31,0
Ларами	Лар	C	84,17	9 360	243 26	24,9	19	59	06,0
Лоуренс	Лоу	D	90,52	10 065	250 21	25,4	20	02	11,5
Лаббок	Лаб	D	83,65	9 293	240 30	23,6	19	58	41,5
Минерал	Мин	C	73,43	8 165	231 47	23,0	19	53	24,0
Монреаль	Мон	D	107,50	11 953	265 28	33,8	20	10	24,0
Оттава	Отт	D	106,03	11 789	263 59	32,4	20	09	42,0
Палисейдс	Пали	D	106,87	11 884	263 54	30,6	20	10	07,5
Пасадена	Пас	C	71,98	8 004	235 56	21,9	19	52	39,5
Рапид-Сити	Р-С	C	86,95	9 669	244 55	26,8	20	00	31,0
Рино	Рино	C	74,03	8 231	233 22	22,3	19	53	42,5
Сент-Луис	С-Л	D	94,13	10 467	253 26	27,8	20	03	56,0
Солт-Лейк-Сити	С-Л-С	D	79,77	8 870	239 03	24,3	19	56	45,0
Шаста	Шас	C	73,18	8 137	231 05	22,4	19	53	15,5
Шоуиниген-Фолс	Ш-Ф	D	108,17	12 028	266 25	32,2	20	10	42,5
Стейт-Колледж	С-К	D	103,88	11 551	261 21	31,2	20	08	39,0
Тинемаха	Тин	C	73,59	8 182	235 09	22,6	19	53	28,5
Таксон	Так	D	76,23	8 477	241 19	22,4	19	54	47,5
Юкайа	Юка	C	71,70	7 973	230 48	22,3	19	52	30,0
Виктория	Вик	A	77,67	8 636	228 41	23,0	19	55	20,5
Уэстон	Уэс	D	108,92	12 111	266 00	32,5	20	11	05,0
Вуди	Вуди	C	72,40	8 051	235 02	22,0	19	52	51,5

станций, должна быть групповой скоростью для выбранного периода. Метод групповой скорости использован для Северной Америки Бриллиантом и Юингом [2], а для Африки — Прессом, Юингом и Оливером [10]. Этот метод не требует идентификации одной и той же вершины на различных станциях; однако его реальная точность намного меньше, чем в методе фазовых скоростей. Точность понижается так же и в связи с тем, что продвижение не фазы, а заданного периода является менее определенной особенностью волновой группы, чем в случае фазы и фазовой скорости.

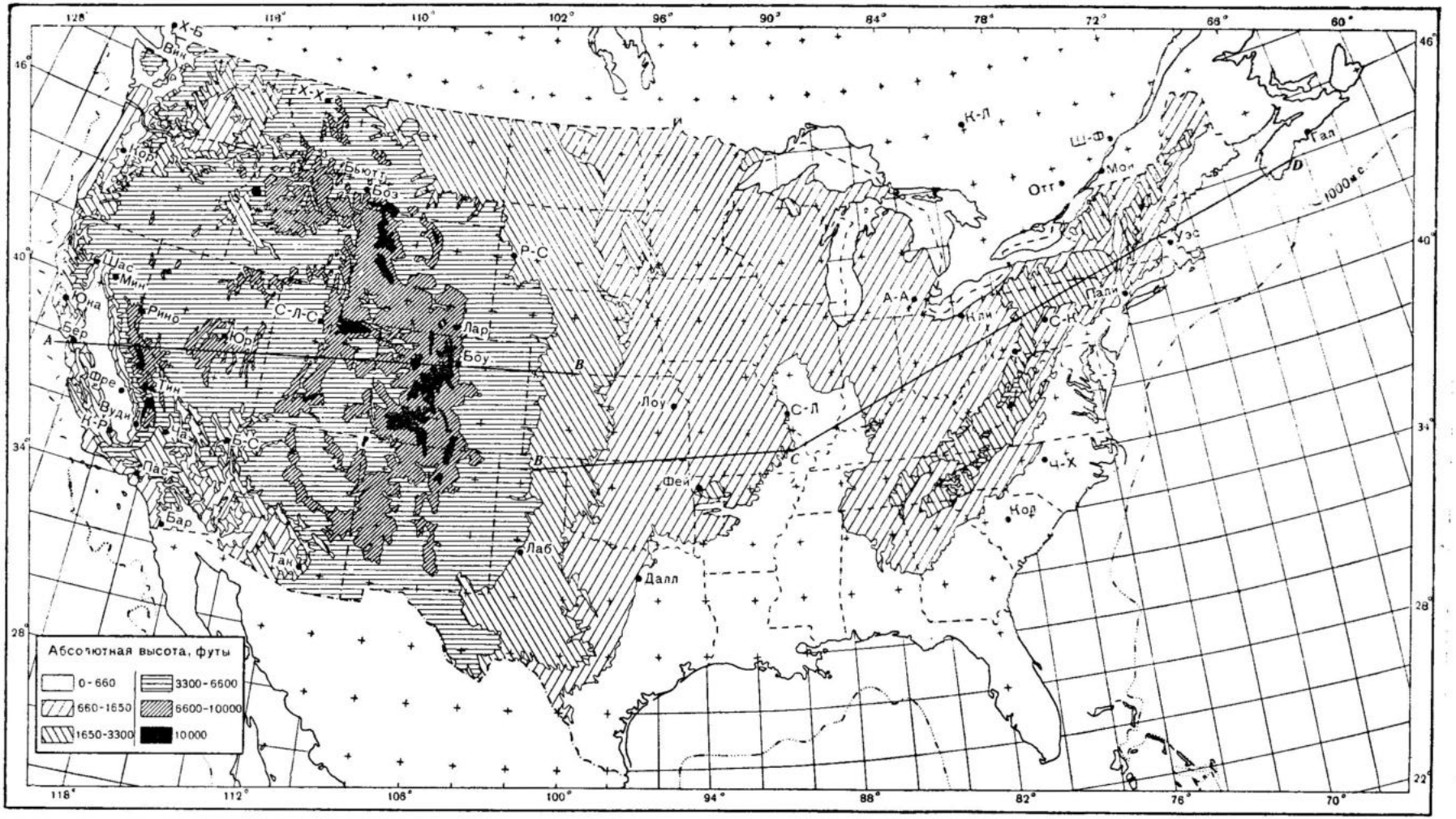
В табл. 1 перечислены сейсмические станции, расстояния и азимуты от эпицентра. На фиг. 1 показано расположение сейсмических станций. Сеть станций дает возможность коррелировать отдельные вершины колебания в тех случаях, когда расстояния между станциями значительно больше длины волны. Треугольник из трех сейсмических станций, отстоящих друг от друга на расстоянии порядка нескольких длин волн, должен дать возможность опознать одну и ту же вершину на сейсмограммах, записанных каждой станцией. Для треугольников, использованных в данной работе, корреляция в большинстве случаев может быть сделана в пределах $\pm$ 1 длины волны на основе одного только характера записи. Для этого накладывают две сейсмограммы и ищут подобные колебания. Наибольшая и наименьшая известные или допустимые фазовые скорости для периодов, использованных при корреляции, составляют 3,3—4,1 *км/сек*. Если одна из возможных корреляций дает скорость в этом интервале, то ее принимают за истинную. Решения для треугольников здесь не приводятся; однако ни в одном из случаев не было трудностей в корреляции фаз на сети станций. Если для данного треугольника возможны 2 или 3 варианта корреляции, то образовывали новый треугольник, в который включалась новая станция в добавление к двум прежним; во всех случаях этого было достаточно, чтобы получить однозначное решение. Подобным образом может быть проведена корреляция для всего континента.

Пересечение волновым фронтом переходной зоны между океаном и континентом сопровождается преломлением, которое незначительно, если волновой фронт почти параллелен границе континента. Для корреляции требуется, чтобы направление распространения волн в данном районе отличалось не более чем на несколько градусов от направления на эпицентр вдоль большого круга.

На фиг. 2 показана корреляция вершин волн Релея. На графике видна зависимость приведенных времен пробега 4, 5 и 6-й вершин от расстояния между эпицентром и всеми станциями. Приведение времен пробега проводилось по формуле

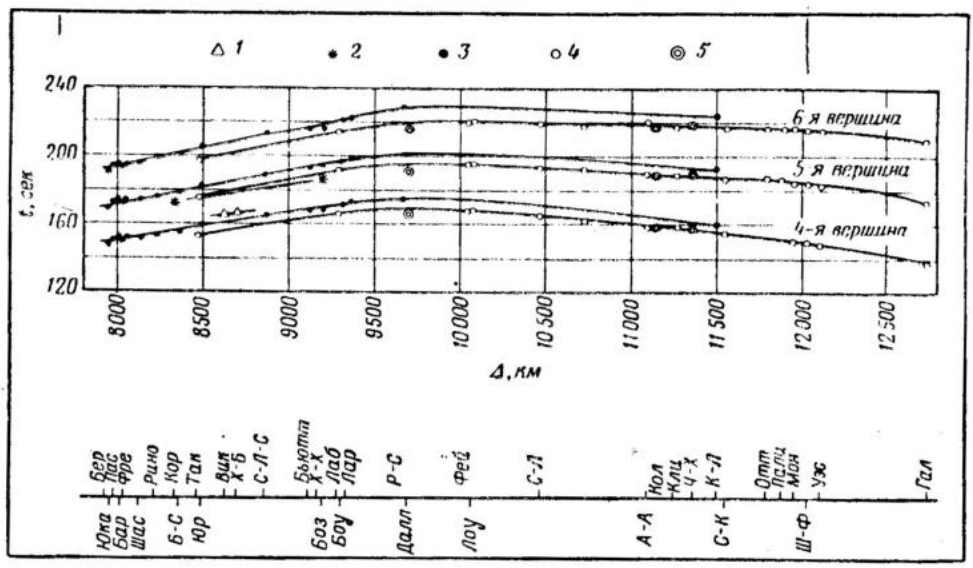
$$t' = t - \frac{A}{4{,}20} - \frac{X}{3{,}75},$$

где t — время пробега; A — океанический путь в 7900 *км*; X — континентальный путь в (Δ — 7900 *км*); Δ — эпицентральное расстояние. Величина $\frac{A}{4{,}20}$ примерно соответствует поправке на океанический путь. Величина 4,20 *км/сек* приблизительно соответствует фазовой скорости океанических волн Релея с периодом 20 *сек*. Подобно этому величина $\frac{X}{3{,}75}$ приблизительно отражает время перемещения таких же волн по континенту со средней фазовой скоростью 3,75 *км/сек*. Как видно на фиг. 2, при использовании приведенного времени график времен пробега соответствует серии кривых, каждая из которых относится к определенной континентальной трассе. Каждая станция попадает на одну из этих трасс, как это показано в табл. 1. Изменение t' от станции к станции на любой из корреляционных кривых фиг. 2 так мало по сравнению с временами между вершинами, что исключает возможность неправильной корреляции. На фиг. 3 прослежено распространение от станции к станции 5-й вершины цуга колебаний, причем нумерация проведена согласно сейсмограмме станции Пасадена.



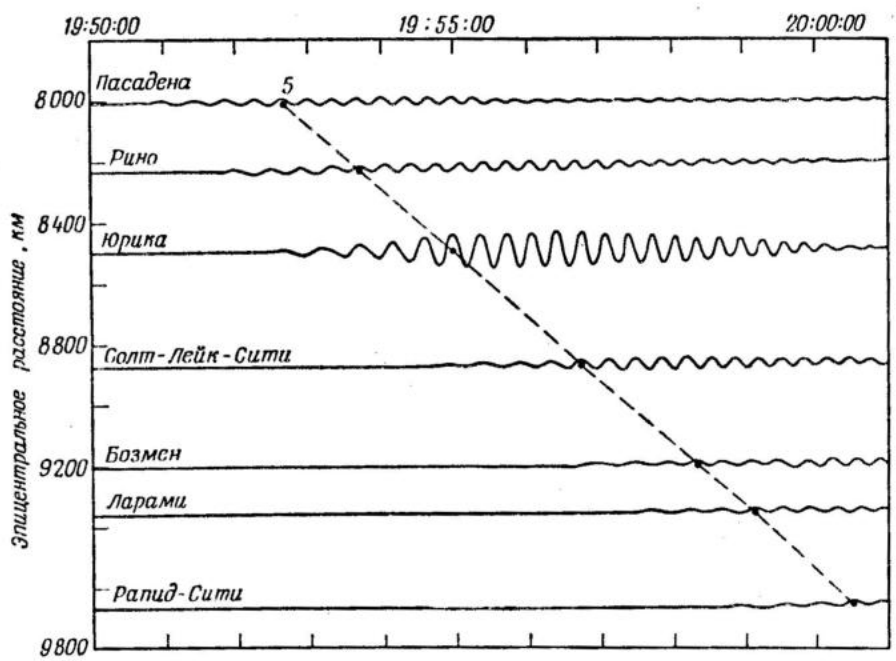
Ф и г. 1. Расположение сейсмических станций. (Сокращения см. табл. 1.)

В настоящей работе придается существенное значение важной проблеме поверхностных волн, а именно так называемой «интерференции», наблюдаемой



Ф и г. 2. Корреляция вершин в волнах Релея.

4, 5 и 6-я вершины соответствуют кривым, каждая из которых относится к определенной континентальной трассе. *1* — трасса *A*; *2* — трасса *B*; *3* — трасса *C*; *4* — трасса *D*; *5* — трасса *E*.



Ф и г. 3. Распространение 5-й вершины от Пасадены до Рапид-Сити.

в противоположность однородной и постепенно меняющейся волновой группе синусоидальных поверхностных волн. Интерференция характеризуется резким уменьшением амплитуды в интервале нескольких колебаний. Колебания становятся иногда почти незаметными, и в этом случае никакие волны

нельзя изучать. Из графиков период — время прихода для различных сейсмограмм видно, что факторы, вызывающие большое изменение амплитуды, влияют также и на фазу вблизи зоны интерференции. К счастью, эти помехи чаще встречаются в более поздней части волновой группы, что дает возможность коррелировать лишь периоды, превышающие 16—17 *сек*. Измеренные фазовые скорости и периоды показывают, что за зоной интерференции точки обычно далеко отходят от приемлемых теоретических кривых. В настоящее время части сейсмограмм с явной интерференцией не анализируются. Может быть, более тонкие методы получения фазовой скорости из сейсмограмм, учитывающие, кроме фаз, изменения амплитуды колебаний, помогут решить эту задачу.

Результаты; карта волнового фронта

В табл. 1 даны времена перемещения 5-й вершины, согласно сейсмограмме станции Пасадена. На фиг. 4 приведены положения волнового фронта, полученные по этим данным. На карте показано положение сейсмических станций и время прихода одной и той же фазы на каждую станцию. Положение их нанесено через каждые 20 *сек* на основе скоррелированных времен вступлений для всех станций. Даже на этой диаграмме видны систематические региональные вариации положений волновых фронтов.

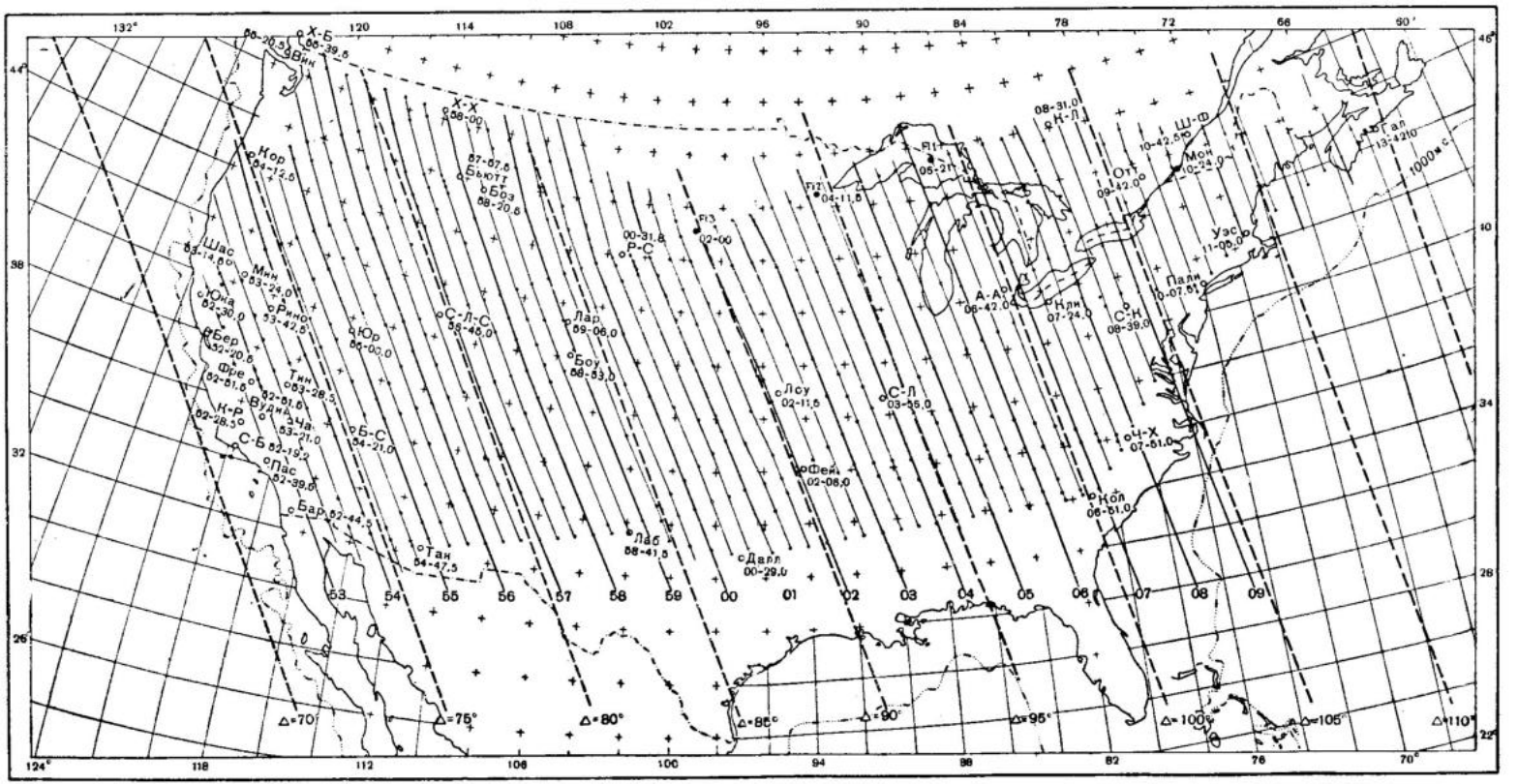
Отклонение волновых фронтов по форме от дуги с центром в эпицентре землетрясения невелико. Для сравнения на фиг. 4 показаны эквидистанты расстояний от 70 до 115°. Эта простая модель волнового фронта следует из выбора землетрясения, для которого волны Релея падают на континент почти под прямым углом к большей части береговой линии. При изучении волн, падающих наклонно к границе континента, Эвернден [4] наблюдал гораздо бóльшие отклонения от распространения по большому кругу.

Преломление на границе континента ясно видно в северо-западной части карты, где береговая линия не параллельна волновым фронтам. Приближенная скорость, вычисленная для океанической части этого сегмента для длины пути по большому кругу через Корваллис к Виктории, составляет 4,12 *км/сек*. Это очень близко к ожидаемому большему значению скорости (4,2 *км/сек*) для океанического участка пути до Виктории. Заманчивой особенностью карты волновых фронтов является возможность измерения по ней фазовой скорости на отдельных участках, выбранных с учетом геологии. Это грубое измерение выполняется по расстояниям, перпендикулярным волновым фронтам, для достаточно больших интервалов времени, чтобы свести к минимуму ошибки графического метода. Эта простая операция в большинстве случаев обнаруживает главные особенности вариации строения коры, которые будут рассмотрены позднее. Результаты приведены в табл. 2. 5-я вершина на сейсмограмме станции Пасадена проходит, например, 1619 *км* пути от Фресно до Рапид-Сити за 476 *сек*, т. е. при средней скорости 3,40 *км/сек*. Для среднего периода 20 *сек* это соответствует толщине коры 48 *км*.

Графический метод дает лишь грубую оценку фазовой скорости. Более точные значения можно получить при рассмотрении отдельных треугольников станций, выбранных с учетом геологических условий.

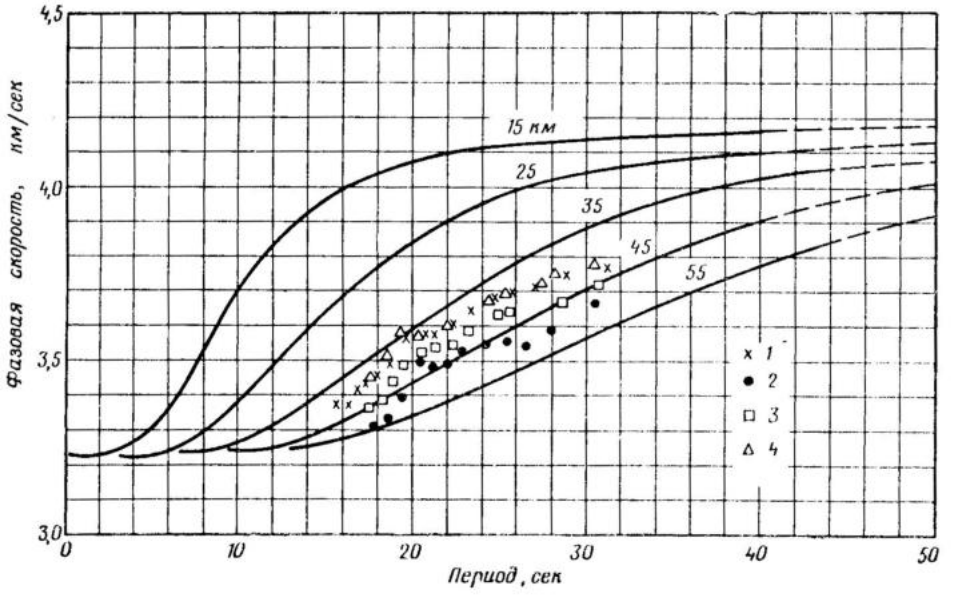
Анализ результатов

Полученные результаты указывают на зависимость фазовой скорости от высоты над уровнем моря. На фиг. 11 показаны рельеф поверхности и фазовая скорость волн Релея с периодом 30 *сек* для поперечного разреза через континент. Здесь же приведены значения глубины залегания границы Мохоровичича, полученные в данной работе (см. фиг. 5—10), и гравитационные

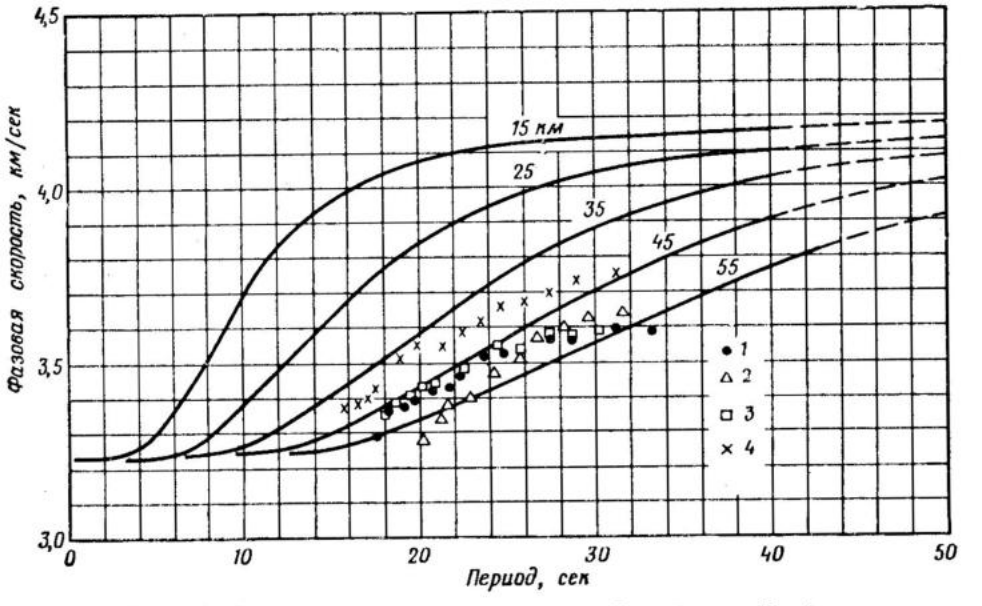


Ф и г. 4. Карта волнового фронта 5-й вершины станции Пасадена.

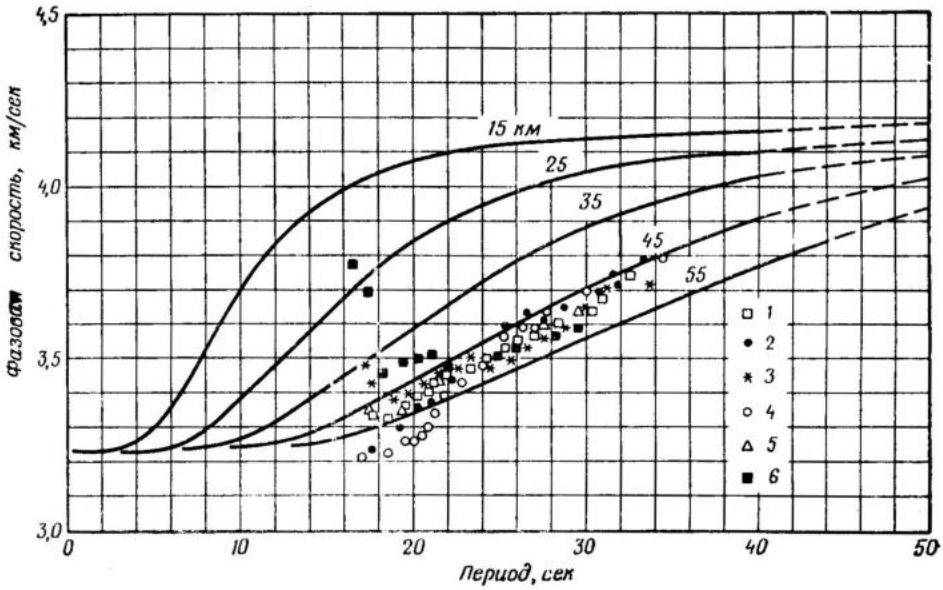
Положение волнового фронта показано через каждые 20 *сек*. Пунктирными линиями отмечены эквидистанты через 5°. *м. с.*— морская сажень.



Ф и г. 5. Фазовые скорости для района Полуостровные хребты — Пустыни юго-запада.
1 — Пас, Б-С, Так; *2* — Пас, Бар, Так; *3* — Бар, Б-С, Так; *4* — Пас, Бар, Б-С.

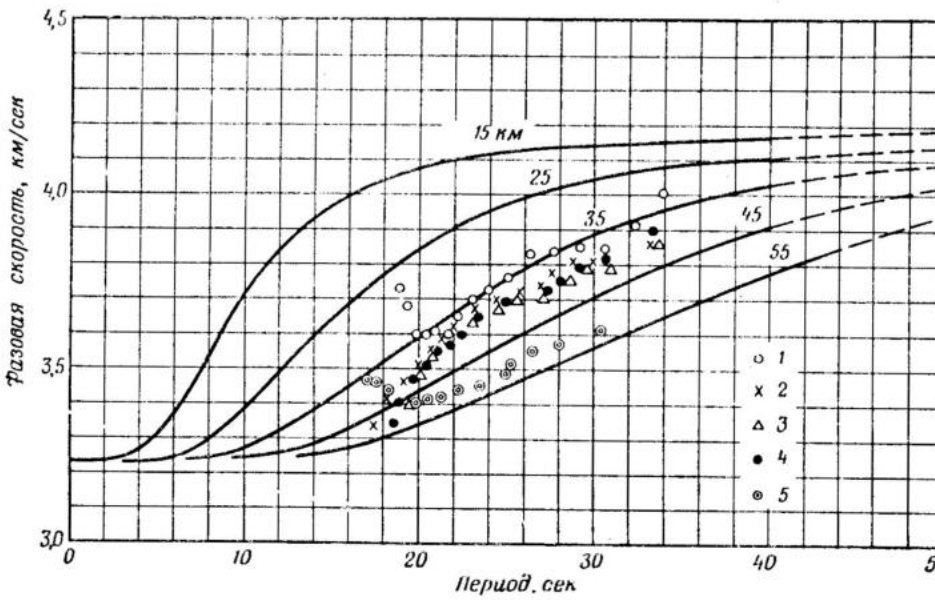


Ф и г. 6. Фазовые скорости для провинции Бассейнов и Хребтов.
1 — Б-С, Юр, С-Л-С; *2* — Рино, Б-С, Юр; *3* — Юр, С-Л-С, Бьютт; *4* — Пас, Рино, Б-С.



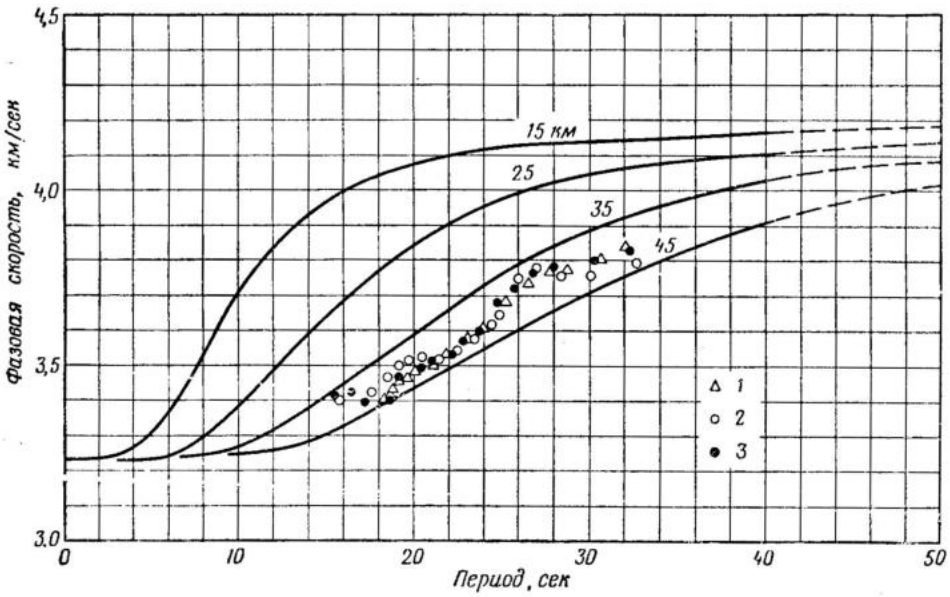
Ф и г. 7. Фазовые скорости для района Скалистых гор.

1 — С-Л-С, Лар, Р-С; *2* — Р-С, Лар, Боз; *3* — С-Л-С, Лар, Боз; *4* — Р-С, Боу, Боз; *5* — Р-С, С-Л-С, Боз; *6* — С-Л-С, Бьютт, Боу.

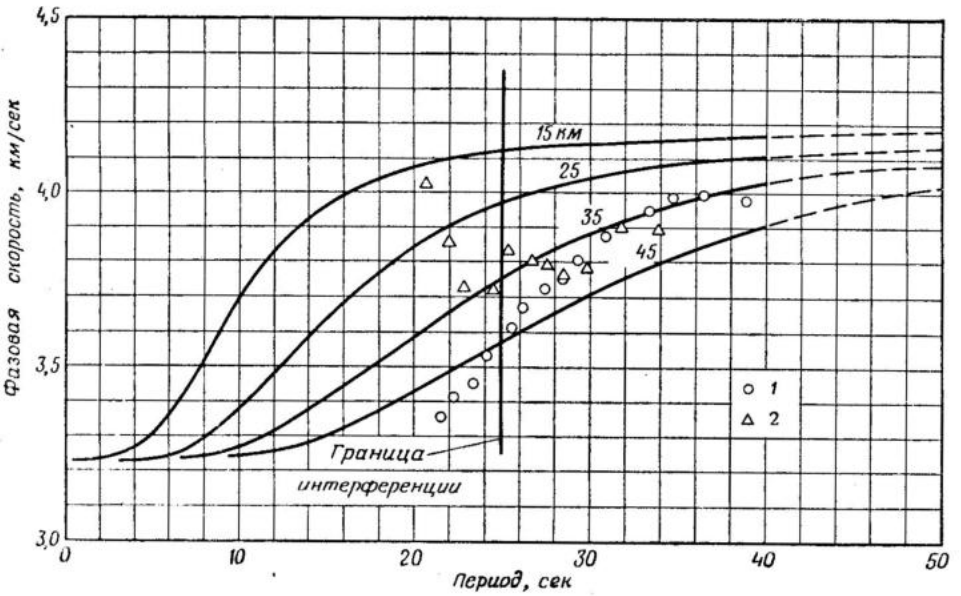


Ф и г. 8. Фазовые скорости для районов Внутренних плато и Скалистых гор.

1 — Фей, Лоу, С-Л; *2* — Лаб, Боу, Лоу; *3* — Лаб, Далл, Фей; *4* — Лаб, Далл, Лоу; *5* — Так Боу, Лаб.



Ф и г. 9. Фазовые скорости для района Аппалач.
1 — Кли, К-Л, Пали; *2* — Ч-Х, С-К, Пали; *3* — Кли, Ч-Х, Пали.

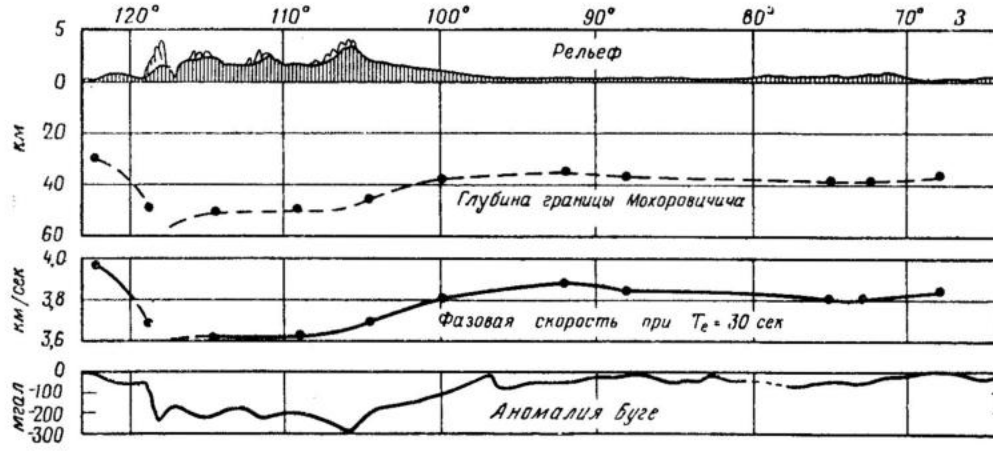


Ф и г. 10. Фазовые скорости для района Аппалач.
1 — Ш-Ф, Уэс, Гал; *2* — Пали, Ш-Ф, Уэс.

Таблица 2

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ ДЛЯ РЯДА УЧАСТКОВ

Станции	Расстояние, км	Средний период, сек	Время пробега, сек	Скорость, км/сек	Толщина, км	Средняя толщина, км
Пасадена — Боулдер-Сити	365	30,0	97,3	3,76	42	
		25,0	99,5	3,68	39	39
		19,9	102,5	3,57	36	
Фресно — Рапид-Сити	1619	29,7	445,5	3,63	50	
		25,0	457,0	3,54	47	48
		20,0	476,0	3,40	48	
Корваллис — Хангри-Хорс	818	29,5	218,0	3,75	42	
		25,0	225,0	3,64	41	41
		20,1	231,5	3,53	39	
Минерал — Бьютт	961	29,9	264,5	3,63	50	
		25,3	272,0	3,53	48	48
		20,3	280,0	3,43	46	
Боулдер-Сити — Боулдер	950	31,6	262,5	3,62	53	
		24,9	270,0	3,52	49	49
		20,0	276,0	3,44	45	
Рапид-Сити — Кёркленд-Лейк	1833	30,0	477,5	3,84	37	
		25,0	493,0	3,72	37	36
		19,7	508,0	3,61	34	
Лоуренс — Кливленд	1196	30,5	309,0	3,87	36	
		25,4	320,0	3,74	37	36
		19,5	332,0	3,60	34	
Даллас — Колумбия	1441	30,2	375,5	3,84	38	
		24,7	391,0	3,69	38	38
		20,0	409,5	3,52	39	
Кливленд — Вуди	850	31,0	221,0	3,85	38	
		25,0	228,0	3,73	37	36
		19,9	235,5	3,61	34	
Монреаль — Галифакс	785	29,8	204,0	3,85	37	38
		26,2	212,0	3,70	39	



Ф и г. 11. Поперечный разрез земной коры через континент. Рельеф, наблюденная фазовая скорость и аномалии Буге хорошо коррелируются.

Таблица 3

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РЕГИОНАХ

Треугольники станций [1]	Районы	Средняя толщина коры, *км*	Отклонения, *км*	Средняя ошибка
Пас, Бар, Б-С	Полуостровные хребты — пустыни юго-запада	38,1	1,9	0,6
Бар, Б-С, Так	То же	42,1	2,2	0,6
Пас, Бар, Так	» »	47,1	3,4	1,0
Пас, Б-С, Так	» »	39,0	1,7	0,4
Пас, Рино, Б-С	Провинция Бассейнов и Хребтов	40,1	1,7	0,5
Рино, Б-С, Юр	» » »	51,3	2,3	0,8
Юр, С-Л-С, Бьютт	» » »	47,8	2,5	0,7
Б-С, Юр, С-Л-С	» » »	49,0	2,2	0,7
Так, Боу, Лаб	Скалистые горы	47,2	5,4	1,5
С-Л-С, Бьютт, Боу	» »	41,7	9,8	3,0
Р-С, С-Л-С, Боз	» »	48,7	2,2	1,0
Р-С, Боу, Боз	» »	47,8	2,8	0,9
С-Л-С, Лар, Боз	» »	47,5	4,2	1,1
Р-С, Лар, Боз	» »	47,7	3,3	1,0
С-Л-С, Лар, Р-С	» »	49,0	1,1	0,3
Лаб, Далл, Лоу	Внутренние плато	40,6	3,4	0,9
Лаб, Далл, Фей	» »	40,9	2,3	0,7
Лаб, Боу, Лоу	» »	39,3	2,9	0,7
Фей, Лоу, С-Л	» »	34,5	2,8	0,7
Кли, Ч-Х, Пали	Аппалачи	40,1	2,4	0,6
Ч-Х, С-Л, Пали	»	40,4	2,0	0,5
Кли, К-Л, Пали	»	41,0	1,6	0,4
Пали, Ш-Ф, Уэс	»	37,1	2,9	1,0
Ш-Ф, Уэс, Гал	Мэритайм	38,2	3,0	1,0

[1] Объяснение сокращений см. табл. 1

аномалии Буге (см. [11, 12]). Включены также некоторые результаты из более ранних работ [7, 9]. Положение разреза показано на фиг. 1 линией *ABB'CD*.

Наименьшие значения фазовые скорости имеют в районах с наибольшими высотами. Так, наименьшая фазовая скорость характерна для провинции Бассейнов и Хребтов и для района Скалистых гор, наибольшая — для центральных частей континента и прибрежных областей, а промежуточное значение — для района Аппалачей. Следует подчеркнуть, что эта корреляция получена только из наблюдений и не связана со способом интерпретации фазовых скоростей по различным теоретическим дисперсионным кривым. Сравнение фазовых скоростей с аномалией Буге в масштабе континента устанавливает корреляцию между сейсмическими и гравитационными данными. Известная связь между гравитационными данными и рельефом поверхности служит доказательством региональной изостатической компенсации, а добавочная корреляция с фазовой скоростью подтверждает значение фазовой скорости для определения структуры коры.

Корреляция фазовой скорости с толщиной коры уточняет механизм изостатической компенсации. Региональная компенсация, по Эйри, является наилучшим приближением. На фиг. 5 видно, что региональные аномалии Буге величиной порядка 50 *мгал* могут быть компенсированы для района 95—100° З, как это показывает уменьшение фазовой скорости.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bailey L. F., Romney C., 1958. Seismic waves from the Nevada underground explosion of September 19, 1957 (Abstract), Geol. Soc. Am. Bull., **69**, 1672.
2. Brilliant R. M., Ewing M., 1954. Dispersion of Rayleigh waves across the U. S., Seismol. Soc. Am. Bull., **44**, 149—158.
3. Carder D. S., Bailey L. R., (в печати). Seismic wave travel times from nuclear explosions, Seismol. Soc. Am. Bull.
4. Evernden J. F., 1954. Direction of approach of Rayleigh waves and related problems, part II, Seismol. Soc. Am. Bull., **44**, 159—184.
5. Ewing M., Jardetzky W., Press F., 1957. Elastic waves in layered media, N. Y., McGraw-Hill Book Co., 380.
6. Gutenberg B., 1955. Wave velocities in the earth's crust, p. 19—34 in Poldervaart, Arie, Crust of the earth, Geol. Soc. Am. Special Paper 62, 762.
7. Press F., 1956a. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, part I: Southern California, Geol. Soc. Am. Bull., **67**, 1647—1658. (Перевод см. в наст. сб., стр. 9.)
8. Press F., 1956b. Velocity of Lg waves in California, Am. Geophys. Union trans., **37**, 615—618.
9. Press F., 1957. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, part II: San Francisco Bay Region, Seismol. Soc. Am. Bull., **47**, 87—88 (Перевод см. в наст. сб., стр. 21.)
10. Press F., Ewing M., Oliver J., 1956. Crustal structure and surface wave dispersion in Africa, Seismol. Soc. Am. Bull., **46**, 97—103.
11. Woollard G. P., 1943. Transcontinental gravitational and magnetic profile of North America and its relation to geologic structure, Geol. Soc. Am. Bull., **54**, 747—790.
12. Woollard G. P., 1948. Gravity and magnetic investigations in New England, Am. Geophys. Union Trans, **29**, 306—317.

Строение земной коры на территории штатов Нью-Йорк и Пенсильвания

Д. Оливер, Р. Ковач, Д. Дорман[1]

Введение

В работе изложены результаты изучения строения земной коры сейсмическими методами в районе Нью-Йорк — Пенсильвания. Новыми являются данные о фазовых скоростях длиннопериодных волн Релея, пересекающих треугольник станций Уэйнсберг, Оттава и Палисейдс. Использованы также результаты Катца [8] по строению коры методом преломленных волн и в меньшей степени данные Ходжсона [7]. Сочетание всех этих данных позволяет более точно определять строение среды. Простой теоретической моделью, согласующейся с данными о фазовых скоростях по преломленным волнам, является модель со следующим строением: слой пониженной скорости (скорость поперечных волн 2,30 *км/сек*) толщиной меньше 2 *км* подстилается двумя слоями земной коры. Для верхнего слоя $\beta = 3{,}55$ *км/сек*, а для нижнего $\beta = 3{,}80$ *км/сек*. В оболочке $\beta = 4{,}7$ *км/сек*. Она принимается однородной и полубесконечной. Остальные константы этой модели приведены в табл. 1

Таблица 1

КОНСТАНТЫ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ

Вариант	h/H	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см3	Вариант	h/H	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см3
8008		6,15	3,55	2,74	8043	0,0526	3,98	2,30	2,340
		8,14	4,70	3,30		0,4474	6,15	3,55	2,817
						0,5000	6,58	3,80	2,922
8007	0,5	6,15	3,55	2,74			8,14	4,70	3,300
	0,5	6,58	3,80	3,00					
		8,14	4,70	3,70	8123	0,0525	3,98	2,30	2,340
						0,6975	6,15	3,55	2,817
8009	0,75	6,15	3,55	2,74		0,2500	6,58	3,80	2,922
	0,25	6,58	3,80	3,00		2,3333	8,14	4,70	3,300
		8,14	4,70	3,30		2,7777	8,17	4,30	3,440
							8,49	4,76	3,530
8012	0,5	6,15	3,55	2,817					
	0,5	6,58	3,80	2,922					
		8,14	4,70	3,300					

(вариант 8043). Общая толщина коры 37,5 *км*, что несколько больше, чем у Катца по преломленным продольным волнам. Эта величина согласуется со временем пробега поперечных волн. Результаты Катца относятся к значительно меньшей территории, чем данные по фазовым скоростям.

В данной работе ввиду новизны метода фазовых скоростей рассматриваются и некоторые методические вопросы.

Кривые фазовых скоростей вычислены для различных теоретических моделей, близких к реальным структурам. При изменении того или иного

[1] Oliver J., Kovach R., Dorman J., Crustal structure of the New York — Pennsylvania Area, Journal of Geophys. Research, 1961, 66, No. 1, 215—225.

параметра изменяется и фазовая скорость. Наилучшая структура для области Нью-Йорк — Пенсильвания была получена при варьировании толщины для согласия со средними годографами Катца. Из этих моделей была выбрана та, для которой дисперсионная кривая волн Релея наилучшим образом согласуется с полученными данными.

Впервые фазовые скорости волн Релея были использованы Прессом [12] для изучения строения земной коры в южной Калифорнии. Позднее Пресс [13], использовав данные Эверндена [4], применил этот метод к району залива Сан-Франциско. Юинг и Пресс [5] распространили изучение земной коры на всю территорию Соединенных Штатов, использовав записи сильного землетрясения в южной части Тихого океана. Рассматриваемый в данной работе район был не достаточно изучен.

В методе Пресса фазовая скорость как функция периода определяется общепринятым способом. Вершины и впадины диспергирующей волновой группы прослеживаются от станции к станции. Соответствующая скорость определяется для среднего периода, с которым вершины и впадины на сейсмограмме пересекают треугольник станций. Так определяется фазовая скорость для всего интервала периодов волн Релея. Экспериментальные точки сравниваются с семейством теоретических кривых, у которых за параметр принята толщина коры. В результате толщина коры определяется по кривой, согласующейся с наблюденными данными. Метод является эффективным средством изучения строения коры: фазовая скорость связана со скоростью и плотностью коры. Для получения данных о строении коры Прессу пришлось сделать некоторые предположения, чтобы ввести семейство гипотетических стандартных кривых фазовой скорости.

Первое предположение Пресса заключается в пропорциональности изменения толщины коры и периода при заданной фазовой скорости. Это означает, что при неизменных скорости и плотности в каждом слое меняется лишь общая толщина коры. Рассмотрим это предположение. Обычно изменения толщины коры от места к месту принимаются значительно бóльшими, чем вариации скорости и плотности. Однако данные для взрывов и землетрясений показывают, что скорости и плотности коры не остаются одинаковыми повсеместно. Даже если эти изменения невелики, количественная оценка их влияния на фазовые скорости необходима для определения надежности метода фазовой скорости. Этот метод применим в настоящее время в связи с использованием вычислительных машин. Ниже приводятся такие вычисления для отдельных моделей коры. Оказалось, что реальные изменения скорости объемных волн влияют на фазовые скорости таким же образом, как и изменение общей толщины коры на 5—10 *км*.

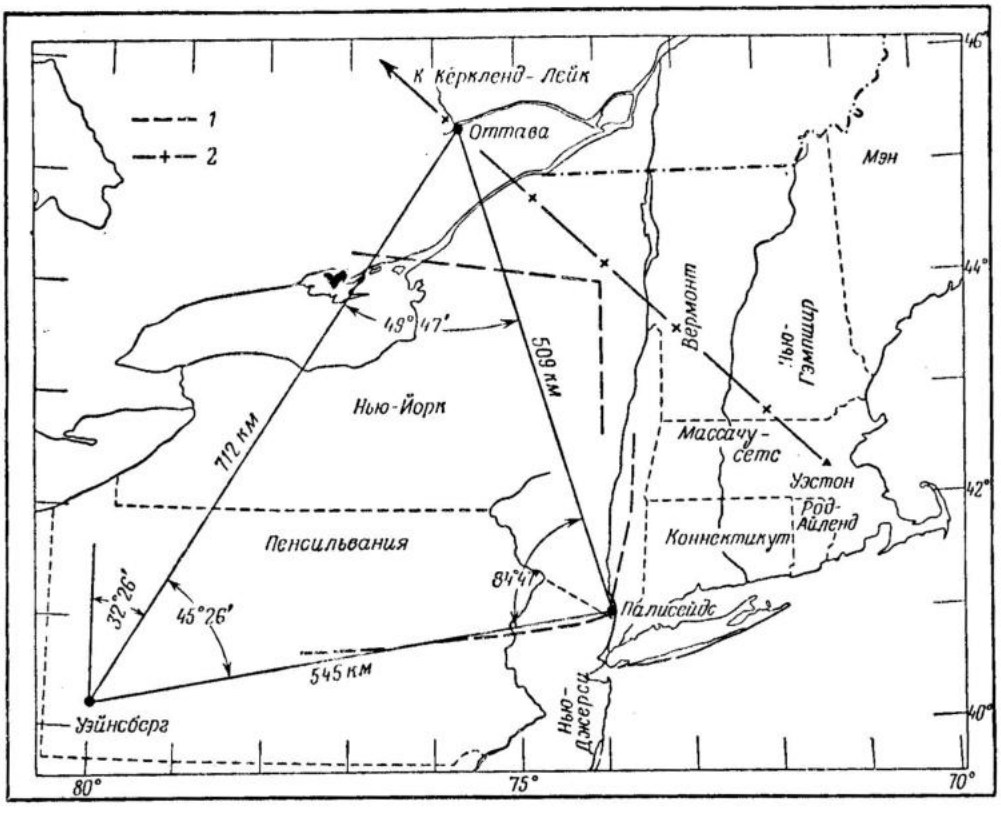
Второе предположение Пресса относится к построению теоретических кривых. Стандартные кривые Пресса получены через интегрирование групповых скоростей землетрясения в Алжире, записанного на станции Питермарицбург, Южно-Африканская Республика. Постоянная интегрирования получена из сравнения с однослойной теоретической моделью при скоростях поперечной волны 3,51 и 4,68 *км/сек* соответственно для коры и полупространства. Он принял толщину коры 35 *км* и получил кривые для других толщин. Толщина 35 *км* эквивалентна средней толщине коры африканского континента. Данных о строении коры в Африке немного, за исключением Южно-Африканской Республики, где проведены работы по изучению строения земной коры методом преломленных волн.

Экспериментальные данные

В течение некоторого времени на Обсерватории в Оттаве (Онтарио) и в Уэйнсберге (Пенсильвания) работали такие же длиннопериодные сейсмографы, как на станции Палисейдс (Нью-Йорк). В Уэйнсберге и Палисейдсе работали идентифицированные трехкомпонентные сейсмографы, а в Оттаве — один вер-

тикальный сейсмограф. Основой данной работы являются одновременные записи трех вертикальных сейсмографов. Период колебаний маятника 15 *сек*, гальванометра около 80 *сек*. Остальные данные об этих приборах и кривые увеличения опубликованы Саттоном и Оливером [14].

Приборы установлены для определения кажущейся скорости и направления прихода различных типов длиннопериодных волн, пересекающих этот треугольник. В настоящей работе рассматриваются поверхностные волны Релея основной моды.



Ф и г. 1. Расположение треугольника станций и профилей преломленных волн Катца [8] и Ходжсона [7].

1 — данные по преломленным волнам от взрывов в карьерах, по Катцу; *2* — данные по преломленным волнам от горных ударов, по Ходжсону.

На фиг. 1 показаны расположение станций, длина и ориентация сторон треугольника. Треугольник станций достаточно мал, и кривизной Земли можно пренебречь. Приведены сейсмические профили преломленных волн Ходжсона [7] и Катца [8]. Их результаты суммированы в табл. 2 и сравниваются в последующей части работы с результатами, полученными методом фазовых скоростей.

Результаты Катца являются основными, данные Ходжсона относятся лишь к прилегающим областям. Фазовые скорости получены обычным способом, например как у Эвернден [3]. Использованный в настоящей работе треугольник станций значительно больше, чем у Эвернден, но меньше многих использованных Юингом и Прессом [5]. Как показали Юинг и Пресс, способом проб и ошибок можно устранить любую неопределенность, возникающую вследствие большего размера треугольника, который может включать несколько длин волн.

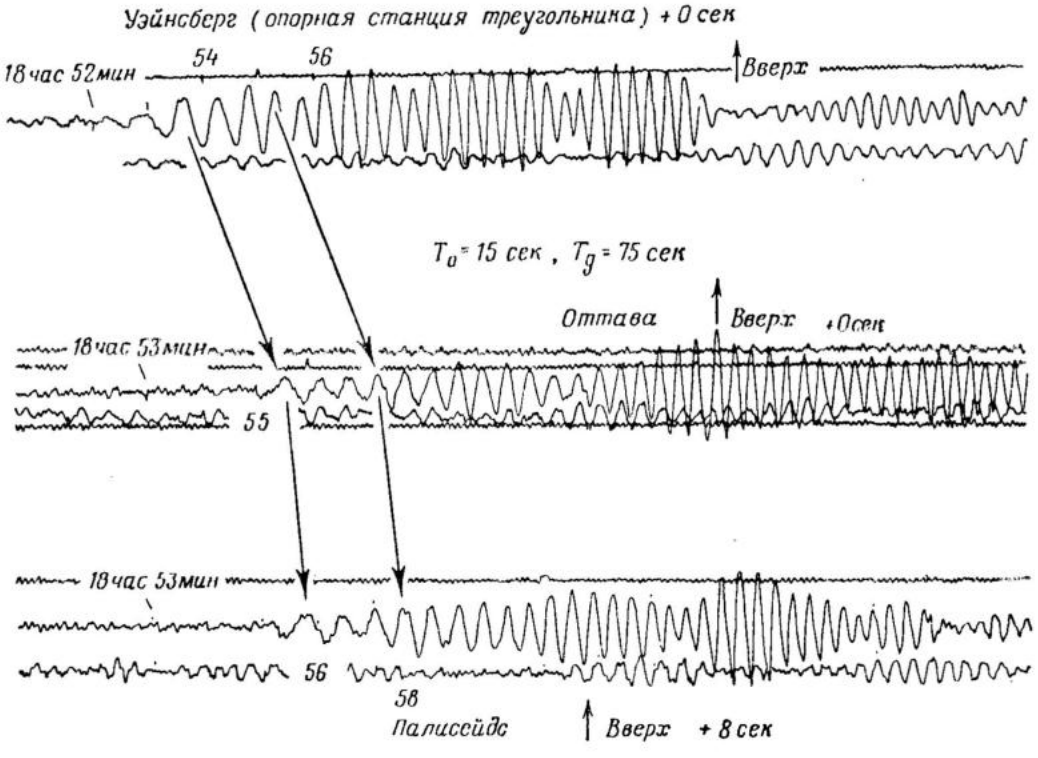
Таблица 2

РЕЗУЛЬТАТЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО ПРЕЛОМЛЕННЫМ ВОЛНАМ ДЛЯ ТРЕУГОЛЬНИКА СТАНЦИЙ[1]

		Канадский щит [7]	Пенсильвания [8]	Юг штата Нью-Йорк [8]	Запад штата Нью-Йорк [8]
Кора	Скорость волн P, км/сек	6,25	6,04	6,31	6,39
	Скорость волн S, км/сек	3,54	3,61	3,60	3,62
	Толщина по волнам P, км	36,4±1,5	32,7±3,3	36,0±2,0	(34,8)
	Толщина по волнам S, км	44,1±14,7	36,3±4,3	(37,2)	38,4±3,6
Оболочка	Скорость волн P, км/сек	8,18	8,21	8,07	(8,2)
	Скорость волн S, км/сек	4,85	4,69	(4,7)	4,68

[1] В круглых скобках дано предполагаемое значение.

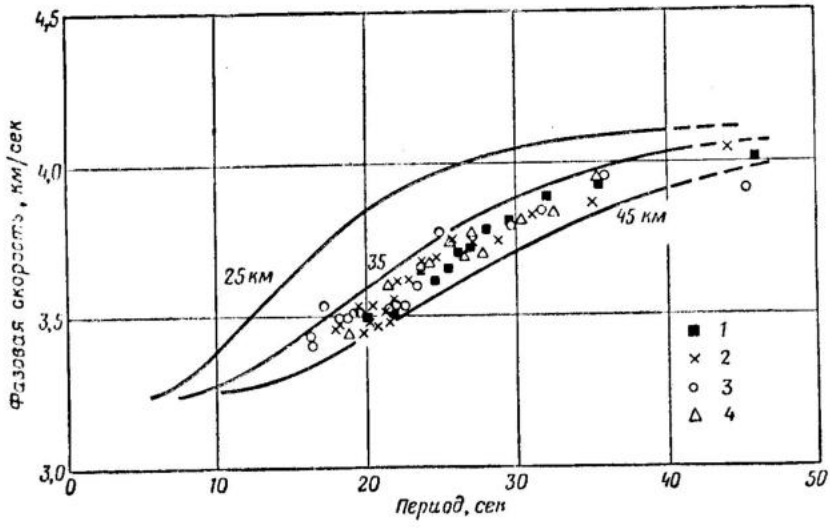
Если данные о фазовых скоростях волн Релея для ряда землетрясений с различными по отношению к треугольнику азимутами вычертить на одном графике, то разброс точек будет больше, чем для малого интервала азимутов.



Ф и г. 2. Сейсмограммы землетрясения 18 июня 1957 г. для треугольника станций.

Подобные результаты были получены Эвернденом [4], который объяснил это боковыми преломлениями и отражениями. Это заключение как будто подтверждается оценкой, приведенной авторами в данной работе, хотя полученные результаты не всегда убедительны. Значительные отклонения от средней величины также выявляют азимуты с боковыми преломлениями. Кроме того, азимуты приходящих волн иногда в значительной степени зависят от периода.

При использовании данных Эверндена Пресс, чтобы избежать эту трудность, принимал только среднее значение фазовой скорости в различных азимутах. Юинг и Пресс ограничились только одним землетрясением, для которого волны падают на границу континента под прямым углом и при этом отклонения в направлении прихода волн малы.



Ф и г. 3. Экспериментальные фазовые скорости волн Релея и стандартные кривые Пресса.

1 — острова Лоялти, 18 июня 1957 г.; *2* — острова Тонга, 19 июня 1957 г.; *3* — острова Фиджи, 19 июня 1957 г.; *4* — остров Новая Британия, 25 декабря 1958 г.

В данной работе для получения надежных данных использован способ, подобный примененному Юингом и Прессом. Выбраны такие землетрясения, для которых азимут прихода волн отличается меньше чем на 4° от дуги большого круга. Следует считать, как это показали Юинг и Пресс, что наилучшими для США будут трассы от землетрясений южной части Тихого океана с нормальным падением волн на границу континента. На фиг. 2 показаны типичные сейсмограммы, использованные в данной работе.

На фиг. 3 приведены результаты для четырех землетрясений с четкими записями волн Релея при периодах от 15 *сек* почти до 45 *сек*. Данные об этих

Таблица 3

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ ОБ ИЗУЧАЕМЫХ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ [1]

Дата	Район	Время в очаге (по Гринвичу)			Координаты эпицентра	Расстояние по дуге большого круга до Палисейдса, *км*	Азимут от опорной станции[2] на эпицентр
		час	*мин*	*сек*			
18 июня 1957	Острова Лоялти	17	56	03	25° Ю 170°В	13 910	261 31′
19 » 1957	Острова Тонга	01	29	48	24 Ю 175,5З	12 650	259 58
19 » 1957	Острова Фиджи	08	01	30	16,5Ю 176,5В	12 820	265 17
25 декабря 1958	Остров Новая Британия	08	05	33	5,5 Ю 151,5В	14 040	291 10

[1] Данные Береговой и геодезической службы США.

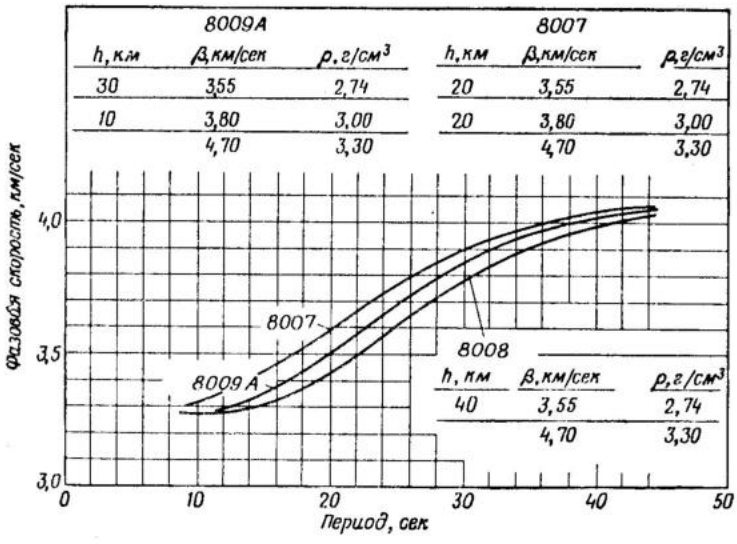
[2] Опорная станция — ближайшая к эпицентру. Азимуты измеряются по часовой стрелке от направления на север.

землетрясениях сведены в табл. 3. Эти землетрясения вызвали поверхностные волны без резких вариаций амплитуд, или «биений». По характеру записи, а также направлению прихода колебаний эти случаи должны дать наилучшие значения фазовой скорости, получаемые современной методикой.

На фиг. 3 приведены стандартные кривые Пресса, использованные для определения толщины коры. Толщина коры, полученная таким способом, около 40 *км*. Длиннопериодная ветвь для экспериментальных значений дает несколько меньшую толщину коры, чем короткопериодная ветвь. Это значит, что скорость и (или) плотность коры в районе Нью-Йорк — Пенсильвания немного отличаются от средних значений для коры африканского континента, принятых за основу. Для исследования влияния этих вариаций был вычислен ряд теоретических дисперсионных кривых.

Сравнение теоретических и экспериментальных данных

Параметры теоретических моделей, для которых вычислялась дисперсия волн Релея, приведены в табл. 1. Данные для вариантов 8012 и 8043 опубликованы Оливером, Дорманом и Саттоном [11]. Все эти модели являются простым приближением к слоистой земной коре и верхней части оболочки. Во всех



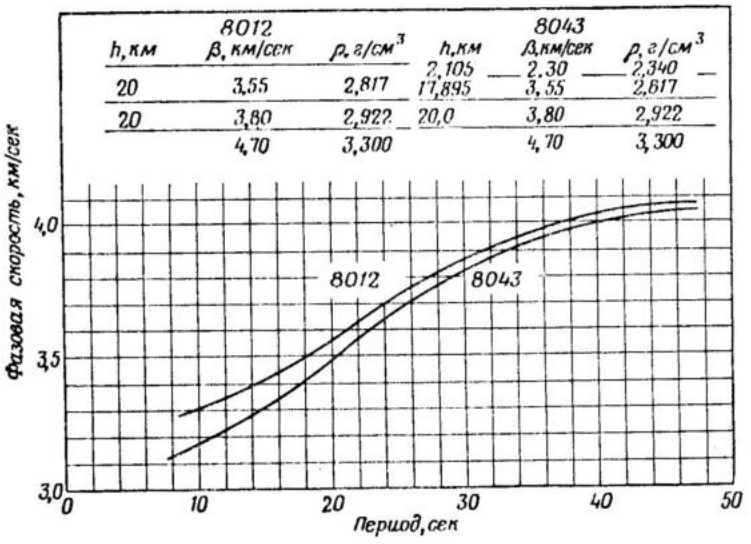
Ф и г. 4. Теоретические дисперсионные кривые волн Релея для трех моделей строения коры.

случаях, за исключением рассматриваемых далее, оболочка однородна и полубесконечна. Скорость поперечных волн в оболочке выбрана равной 4,7 *км/сек*, а плотность — 3,3 *г/см*³. Иные значения плотности согласуются с кривыми Нейфа и Дрейка [9]. Сводка данных приведена у Тальвани, Саттона и Ворцеля [15].

В варианте 8008 кора представлена одним слоем со скоростью поперечных волн 3,55 *км/сек*. Для вариантов 8007 и 8009 введен промежуточный слой с повышенной величиной скорости поперечных волн — 3,8 *км/сек*. Толщина этого слоя составляет половину общей толщины коры в варианте 8007 и четверть — в варианте 8009. Вариант 8012 идентичен варианту 8007, за исключением плотности верхнего слоя: в первом случае она немного больше; промежуточный слой несколько тоньше, чем в случае 8007, так что суммарная мощность земной коры одна и та же для обоих вариантов. Вариант 8043 схож с вариан-

том 8012, если исключить наличие в первом тонкого слоя пониженной скорости у поверхности Земли. Этим поверхностным слоем может быть любая порода с пониженной скоростью, но, как правило, он представлен осадочными отложениями. При общей толщине коры 38 *км* осадочный слой равен 2 *км*.

Эти пять теоретических моделей являются основой для выяснения влияния вариаций параметров на полученную толщину коры. Вариации параметров не велики по сравнению с данными по методу преломленных волн (см., например, [1, 6]). На фиг. 4 и 5 показано сравнение кривых при общей толщине коры 40 *км*. Известно, что при данной фазовой скорости период прямо



Ф и г. 5. Теоретические дисперсионные кривые волн Релея для двух моделей строения коры.

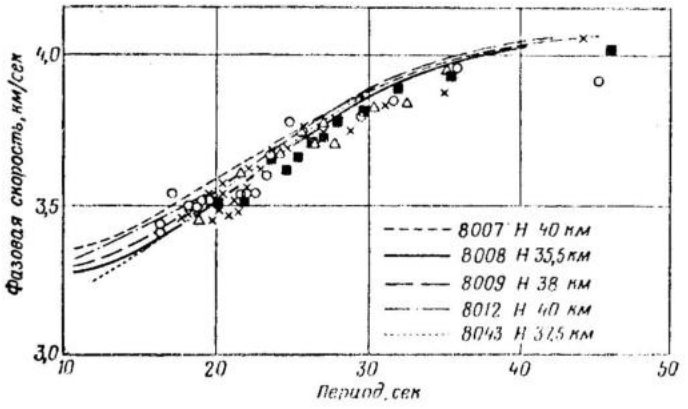
пропорционален толщине коры, и при толщине 45 *км* ошибка, по-видимому, может достигать 10 *км*.

Для детального рассмотрения структуры необходимо проанализировать кривые фиг. 4 для вариантов 8007 и 8008. Предположим, что имеется набор экспериментальных данных, которые достаточно хорошо согласуются с кривой варианта 8008, соответствующей толщине 40 *км*. Чтобы согласовать эти данные с вариантом 8007, требуется толщина коры около 50 *км*. Если к средней структуре применить стандартные кривые, то возможная ошибка составит около половины рассмотренной ошибки. Кривые Пресса при современных знаниях о строении коры достаточно хорошо удовлетворяют этому критерию. Истинная ошибка определения общей толщины коры, вытекающая из вариаций параметров среды, за исключением аномальных областей, составляет около $\pm 12\%$, или $\pm(4—5)$ *км* для нормальной, в смысле кривых Пресса, земной коры. Ошибка может быть значительно больше для районов с особой структурой, например для районов с мощным осадочным покровом. При наличии дополнительных данных о строении ошибка может быть уменьшена.

Для области Нью-Йорк — Пенсильвания дополнительную информацию дают результаты Катца [8] по преломленным волнам. На фиг. 1 и в табл. 2 приведены данные по трем профилям Катца от взрывов в карьерах в центральных частях Пенсильвании и в штате Нью-Йорк. Исследования по встречным профилям не велись, но полная тождественность результатов между собой может указывать на незначительное местное погружение верхней части оболочки в этом районе. По данным Катца, земная кора однослойна. Его определения толщины коры основываются на однородности, хотя он не исключает

возможность небольшого увеличения скорости с глубиной в коре. Выводов об увеличении скорости из годографа первых вступлений сделать нельзя. Катц не нашел отражений от верхней границы промежуточного слоя, и это не согласуется с теоретическими моделями, используемыми в данной работе. Все модели состоят из однородных слоев, но они могут быть представлены и градиентной корой. Рассмотренные теоретические модели дают годографы, подобные кривым Катца, и первых вступлений, соответствующих промежуточному слою в земной коре, не имеется. В варианте 8043 незначительный участок годографа, соответствующий осадкам, конечно, будет наблюдаться, и данные Катца по волнам S предполагают подобную зону пониженной скорости вблизи поверхности. Но эта зона не обязательно представлена осадочным комплексом.

На фиг. 6 приведены кривые для каждого из рассмотренных вариантов. Здесь же представлены экспериментальные фазовые скорости. Толщина коры



Ф и г. 6. Экспериментальные данные о фазовых скоростях волн Релея и теоретические дисперсионные кривые для различных моделей коры.

Толщина коры для каждой модели выбрана так, чтобы она согласовывалась с результатами Катца [8] по преломленным волнам. Условные знаки соответствуют различным землетрясениям и объяснены на фиг. 3.

различна для каждого варианта, но она была фиксирована так, что отрезок времени, отсекаемый годографом поперечной волны в верхней части оболочки, согласовался с данными Катца. Это время зависит от скорости поперечных волн в коре и верхней части оболочки. Дисперсия волн Релея в большей степени зависит от скорости поперечных волн, чем от продольных волн или плотности среды.

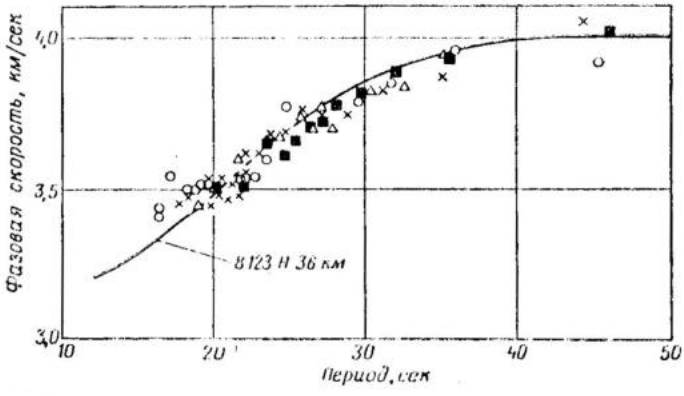
При рассмотрении фиг. 6 можно сделать важный вывод: для периодов, бóльших 25—30 *сек*, кривые зависят от времени при почти вертикальном распространении поперечных волн (в данном случае от отрезка на оси времен годографа поперечных волн). На это уже указывали в своей работе Дорман, Юинг и Оливер [2]. Детальное строение земной коры имеет значение только для периодов, меньших 25 — 30 *сек*. Это значит, что по длиннопериодным волнам Релея детально изучить строение земной коры невозможно.

На фиг. 6 видно, что толщина коры меняется от 35,5 *км* для варианта 8008 до 40 *км* для 8007. Согласие кривых с экспериментальными данными для варианта 8008 (35,5 *км*) и 8043 (37,5 *км*) лучше, чем для других моделей. Однако одной фиг. 6 не достаточно для выбора варианта.

В рассматриваемой области имеются, конечно, осадочные породы, хотя они и не образуют повсеместно однородного слоя. На наличие осадочных слоев пониженной скорости в некоторых частях области указывают отрезок времени на годографе Катца, соответствующий верхнему слою коры, а также данные Оливера и Юинга [10] о дисперсии волн Лява и Релея и многочисленные

геологические данные. Поэтому авторы предпочитают вариант 8043 варианту 8008. Конечно, могут быть произведены и некоторые незначительные изменения в строении, которые не повлияют на согласование данных.

Необходимо рассмотреть еще следующие вопросы. Во-первых, существует общая тенденция экспериментальных данных волн, особенно длиннопериодных (см. фиг. 6), располагаться ниже теоретической кривой, наилучшим образом согласующейся с экспериментальными данными. Во-вторых, скорость поперечных волн в верхнем слое для всех теоретических моделей составляет 3,55 *км/сек*, что согласуется с данными Ходжсона, а величина, полученная Катцем, равна 3,61 *км/сек*. В-третьих, существуют вертикальные вариации параметров



Ф и г. 7. Экспериментальные фазовые скорости волн Релея и теоретическая кривая варианта 8123.

Условные знаки соответствуют различным землетрясениям и объяснены на фиг. 3.

верхней части оболочки, которые влияют на дисперсионные кривые, поэтому необходимо сделать количественные оценки этого эффекта.

При отсутствии осадочного комплекса влияние увеличения скорости поперечных волн в верхнем слое легко установить: увеличение на 0,06 *км/сек* повысит короткопериодную часть кривой волн Релея почти на 0,05 *км/сек* по оси скоростей, а для периода около 15 *сек* — на 0,030—0,035 *км/сек*. Эта величина постепенно уменьшается до значения 0,01 *км/сек* при периодах 30—35 *сек*. Эти оценки получены в Ламонтской геологической обсерватории при вычислении теоретических кривых для различных моделей. В данной работе они не приводятся. В тех случаях, когда имеются осадочные слои, форма кривой в интервале 10—20 *сек* изменяется, и влияние скоростей поперечных волн оценить труднее. Однако маловероятно, что полученная толщина коры увеличилась более чем на 2 *км*.

Трудно оценить также влияние вертикальных вариаций скорости в верхней части оболочки, поскольку наши знания о ней неопределенны и недостаточны. Однако наиболее надежные вычисления, произведенные в Ламонтской обсерватории, показывают, что кривые фиг. 6 должны быть снижены почти на 0,05 *км/сек* при больших периодах и немного меньше в области коротких периодов.

На фиг. 7 показаны результаты вычисления для простой структуры верхней части оболочки со слоем пониженной скорости. Численные данные сведены в табл. 4. Теоретическая кривая согласуется с экспериментальными фазовыми скоростями лучше, чем любая другая для простых моделей.

Можно получить окончательный осредненный вариант коры для области Нью-Йорк — Пенсильвания, согласующийся с временами пробега и фазовыми скоростями волн Релея. Эта осредненная структура состоит из осадочного слоя толщиной почти 2 *км* и верхней части коры со скоростью поперечных волн

3,6 *км/сек*. Почти половину толщины коры занимает слой с несколько большей скоростью (3,8 *км/сек*); либо здесь имеет место небольшое увеличение скорости поперечных волн для всей коры или для нижней ее части. Однако результаты не исключают и однородную кору. Скорость поперечных волн в верхней части оболочки около 4,7 *км/сек*; здесь может присутствовать также слой пониженной скорости Гутенберга, который мало влияет на дисперсию изучаемых волн Релея. Толщина земной коры получается порядка 37 *км* с возможной ошибкой около ± 2 *км*.

Таблица 4

РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛЕНИЯ ТЕОРЕТИЧЕСКОЙ ДИСПЕРСИИ ДЛЯ ВАРИАНТА 8123

h, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
1,89	3,98	2,30	2,340
25,11	6,15	3,55	2,817
9,00	6,58	3,80	2,922
84,00	8,14	4,70	3,330
100,00	8,17	4,30	3,440
∞	8,49	4,76	3,530

ОСНОВНАЯ МОДА ВОЛН РЕЛЕЯ

T, сек	C, км/сек	U, км/сек	T, сек	C, км/сек	U, км/сек
70,00	4,04101	3,96580	40,00	3,98629	3,76056
68,00	4,03889	3,97013	38,00	3,97254	3,69498
66,00	4,03689	3,97363	36,00	3,95448	3,61530
64,00	4,03499	3,97613	34,00	3,93082	3,51993
62,00	4,03314	3,97737	32,00	3,89992	3,40844
60,00	4,03132	3,97702	30,00	3,85990	3,28269
58,00	4,02945	3,97468	28,00	3,80887	3,14792
56,00	4,02746	3,97023	26,00	3,74542	3,01438
54,00	4,02526	3,96260	24,00	3,66954	2,89721
52,00	4,02270	3,95144	22,00	3,58371	2,81410
50,00	4,01962	3,93641	20,00	3,49338	2,77575
48,00	4,01582	3,91613	18,00	3,40531	2,78403
46,00	4,01100	3,88981	16,00	3,32616	2,82676
44,00	4,00481	3,85608	14,00	3,25918	2,88356
42,00	3,99677	3,81357	12,00	3,20575	2,94827

Между этим результатом и результатами Ходжсона [7] нет больших расхождений. Толщина коры, которую он получил по волнам P, также равна 37 *км*. При определении толщины коры по волнам S ошибка значительно больше. Среднее значение аномалии Буге для этой области колеблется от —35 до —40 *мгал* (по неопубликованным данным Вулларда), а средняя высота над уровнем моря — около 500 *м*.

Анализ результатов

Строение коры в области Нью-Йорк — Пенсильвания, полученное по преломленным волнам и по фазовым скоростям, мало отличается от результатов Катца для отдельных частей этой области, полученных только по преломленным волнам. В результатах Катца осадочный слой не отражен, хотя

его данные о волнах S указывают на зону малых скоростей вблизи поверхности. Пункты для записи колебаний Катц выбирал по возможности на древних кристаллических породах. Поэтому на осредненное строение коры, полученное комплексированием данных, осадочные породы будут влиять сильнее, чем это предполагается в его исследованиях. Полученная толщина осадочного слоя около 2 *км*, конечно, весьма приближенна. Она будет меняться при иной скорости поперечных волн или более сложном распределении ее свойств с глубиной. Разброс данных ограничивает точность определения, но, несмотря на это, толщина 2 *км*, несомненно, является правильной оценкой для осадочных пород.

Скорость поперечных волн 3,6 *км/сек*, полученная Катцем для слоя коры под осадочным покровом, на 0,1 больше, чем это получено на основании волн *Lg*. Теоретические расчеты показывают, что толщина коры, полученная по фазовым скоростям волн Релея, может быть определена с ошибкой порядка 2 *км*.

В последние годы обсуждается вопрос о непрерывности, а в отдельных случаях и о существовании промежуточного слоя, а также о возможности плавного возрастания скорости внутри коры. В настоящее время допускается возможность существования в большинстве районов промежуточного слоя. Это следует из новейших работ по преломленным волнам, в которых используется хорошо разработанная, лучшая, чем у Катца, но дорогая техника. Промежуточный слой не всегда может быть отмечен первыми вступлениями на годографе. Наличие промежуточного слоя подтверждается особенностями групповых скоростей поверхностных волн. Полученная в настоящей работе структура коры согласуется с этим выводом. В работе указываются возможные пределы толщины этого слоя и возможный порядок возрастания скорости с глубиной. Однако эти факторы не являются независимыми. Если данные по преломленным волнам и фазовым скоростям неполные, как это бывает на практике, то оба метода имеют ограниченные возможности определения толщины коры. Влияние осадочного слоя или осадочных слоев существенно в обоих методах, и одинаково трудным является обнаружение и анализ промежуточного слоя. Подобные ограничения накладываются и при применении гравитационных данных. Толщина коры, полученная по данным гравиметрии, сильно зависит от разности значений плотности на подошве коры, положение которой никогда точно не известно. В настоящее время все три метода имеют невысокую разрешающую способность для определения подошвы коры. В будущем можно ожидать лишь небольшое усовершенствование гравитационного метода, тогда как для улучшения сейсмических методов имеются определенные перспективы.

Один из результатов работы — оценка возможных ошибок определения толщины, возникающих из-за небольших отклонений упругих свойств реальной коры от модели. Теперь ясно, что определение фазовой скорости поверхностных волн для различных частей Земли является очень важной и основной задачей сейсмологии. Точность определения строения коры этим методом может быть заметно увеличена, если имеются дополнительные данные. Такими данными могут быть годографы преломленных волн, как это показано в данной работе, а также геологические данные, сведения, полученные при бурении глубоких скважин, и т. д. Определение строения коры по фазовым скоростям может быть значительно улучшено, если для одного и того же района одновременно использовать различные типы поверхностных волн: основную моду волн Лява и Релея и их высшие моды. Это ограничит вариации строения коры. Если имеются данные о фазовых скоростях для волн, приходящих с различных направлений, то можно будет определить наклон слоев. Метод фазовых скоростей, так же как метод преломленных волн, требует измерения скоростей волн на довольно большом интервале расстояний, и полученная структура является средней на этом интервале. Это всегда следует иметь в виду при использовании обоих методов. Реальная среда может резко меняться на всем

протяжении. Когда будут получены данные о фазовых скоростях для большинства областей земного шара, тогда можно будет исключить влияние многих факторов на колебания и сделать достаточно детальные выводы о характере источника волн. Значит, сейсмологи в конечном счете должны получить данные о фазовых скоростях для всех возможных периодов, всех типов волн и для всех возможных областей земного шара. Подобная задача относится и к групповым скоростям. Накопление этих данных и обобщение их является такой же основной задачей сейсмологии, как и составление таблиц времен пробега объемных волн, проходящих через внутренние оболочки Земли.

ЛИТЕРАТУРА

1. Byerly P., 1956. Subcontinental-structure in the light of seismological evidence, Advances in Geophysics, **3**, Academic Press, Inc., New York, 106—152.
2. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of shear velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 87—115.
3. Evernden J. F., 1953. Direction of approach of Rayleigh waves and related problems, 1, Bull. Seism. Soc. Am., **43**, 335—374.
4. Evernden J. F., 1954. Direction of approach of Rayleigh waves and related problems, 2, Bull. Seism. Soc. Am., **44**, 159—184.
5. Ewing M., Press F., 1959. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, p. III: the United States. (Перевод см. в наст. сб., стр. 23). Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244.
6. Gutenberg B., 1955. Wave velocities in the earth's crust, Geol. Soc. Am., Spec. Paper **62**, 1955.
7. Hodgson J. H., 1953. A seismic survey in the Canadian Shield, 1, Refraction studies based on rockbursts at Kirkland Lake, Ontario, Dominion Observatory Publ., **16**, 113—163.
8. Katz S., 1955. Seismic study of crustal structure in Pennsylvania and New York, Bull. Seism. Soc. Am., **45**, 303—325.
9. Nafe J. E., Drake C. L., 1958. Physical properties of crustal materials as related to compressional wave velocities, Abstract of paper presented at Soc. Expl. Geophys. meetings, 1957, Geophysics, **23** (2), 403.
10. Oliver J., Ewing M., 1958. The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 339—354.
11. Oliver J., Dorman J., Sutton G., 1959. The second shear mode of continental Rayleigh waves, Bull. Seism. Soc. Am., **49**, 369—389.
12. Press F., 1956. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, 1, Southern California, Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658. (Перевод см. в наст. сб., стр. 9.)
13. Press F., 1957. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, **2**, San Francisco Bay region, Bull. Seism. Soc. Am., **47**, 87—88. (Перевод см. в наст. сб., стр. 21.)
14. Sutton G., Oliver J., 1959. Seismographs of high magnification at long periods, Ann. géophys., **15**, 423—433.
15. Talwani M., Sutton G. H., Worzel J. L., 1959. A crustal section across the Puerto Rico trench, Journ. Geophys. Res., **64**, 1545—1555.

Сейсмические волны и строение земной коры в районе Канадского щита

Д. Брюн, Д. Дорман[1]

Введение

В работе излагаются результаты изучения строения земной коры и верхней части оболочки в районе Канадского щита по дисперсии фазовых скоростей поверхностных волн с использованием новой методики анализа данных. Фазовые скорости основной моды волн Лява и Релея, являющиеся основными данными, определены более точно и для более широкой части спектра, чем в предыдущих работах. Данные о фазовых скоростях континентальных волн Лява опубликованы впервые. Для более достоверной интерпретации результатов фазовые скорости рассматриваются совместно с групповыми скоростями высших мод и с данными о временах пробега объемных волн. В основе интерпретации наблюдаемой дисперсии фазовых скоростей лежит подбор теоретических дисперсионных кривых, осуществляемый методом наименьших квадратов. Эти кривые должны согласовываться с наблюденными данными. Такой способ позволяет разрешить ряд вопросов, которые раньше ограничивали использование дисперсии поверхностных волн. Строение земной коры Канадского щита, полученное в настоящей работе, подтверждается всеми другими сейсмическими данными. Земная кора и верхняя часть оболочки изучены для гораздо бóльших глубин, чем допускает метод преломленных волн. В противоположность методу преломленных волн дисперсия поверхностных волн дает больше сведений о скорости поперечных сейсмических волн, нежели о скорости продольных волн, однако оба метода дополняют друг друга. Применение длиннопериодных поверхностных волн позволяет изучать строение земной коры на обширных территориях при осреднении небольших горизонтальных изменений в строении коры.

Этот метод дает также сведения о строении верхней части оболочки Земли, которые трудно получить при использовании объемных волн из-за наличия слоев пониженной скорости.

Канадский щит выбран для исследований по ряду причин. Это большая геологическая область с почти одинаковыми отметками над уровнем моря (фиг. 1). Предполагается, что на больших пространствах здесь нет значительных изменений строения земной коры. Однородность земной коры в этом районе проявляется в почти одинаковом характере сейсмограмм поверхностных волн для различных путей их распространения. Расположение сейсмических станций позволяет провести фазовую корреляцию групп волн, пересекающих Канадский щит от эпицентров, расположенных за его пределами. При изучении этого района Ходжсон [24, 25], Оливер и Юинг [30, 31] указывали, что в дальнейшем комбинирование метода преломленных волн с методом поверхностных волн позволит получить много новых данных.

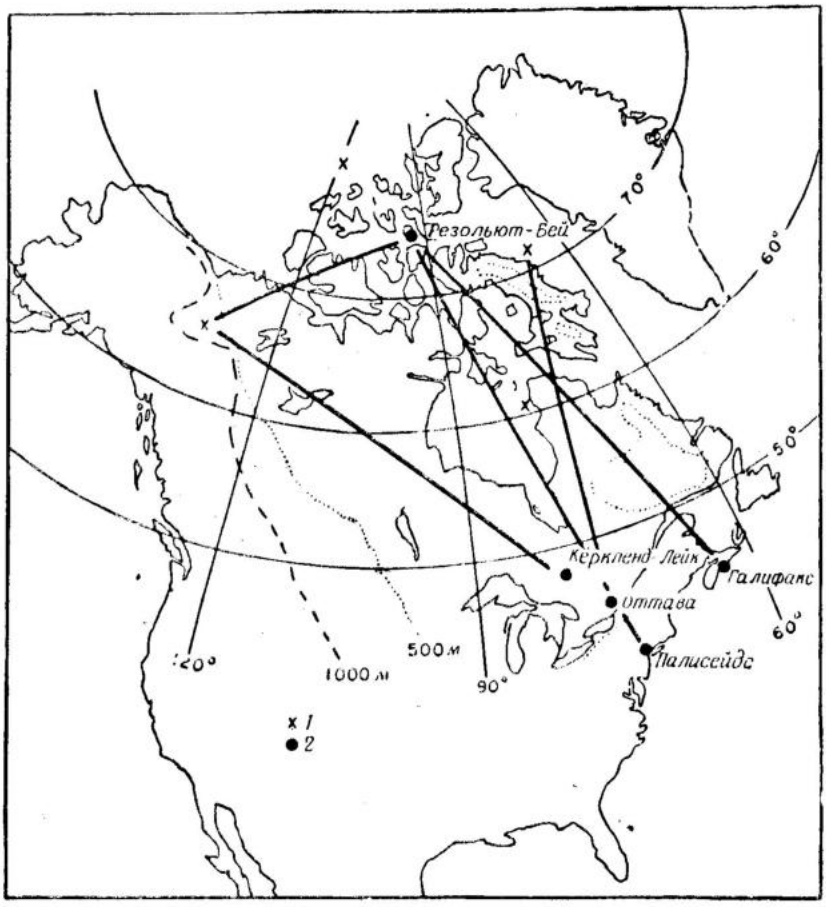
Области таких щитов, как Канадский, являются устойчивыми регионами, не имеющими возвышенностей, с редкими землетрясениями, без вулканизма и с малым тепловым потоком. Геологические исследования указывают, что эти

---

[1] Brune J., Dorman J., Seismic waves and earth structure in the Canadian shield, Bull. Seismol. Soc. Am., 1963, **53**, No. 1, 167—207.

области находятся в устойчивом состоянии более 0,5 млрд. лет. Во многих местах древние породы залегают на поверхности. Сведения о строении щитов имеют большое значение для понимания эволюции земной коры, теории ее современного образования и для изучения оболочки Земли.

Ходжсон [24, 25] тщательно изучил времена пробега волн через Канадский щит, возникших от горных ударов и от взрывов, время и местоположение



Ф и г. 1. Карта Канадского щита.
Приблизительно указаны линии возвышенностей 500 и 1000 *м* над уровнем моря.
1 — эпицентр; *2* — станция.

которых были точно известны. В первой работе показано, что данные, полученные при горных ударах, можно легко объяснить, если рассматривать однослойную земную кору толщиной 35 *км* при скорости волн P в ней 6,25 *км/сек*. Кора лежит на оболочке, где скорость продольных волн 7,9—8,2 *км/сек*. Во второй работе приводятся дополнительные данные и описаны также фазы P_2 и S_2, указывающие на присутствие в земной коре второго слоя. Ходжсон обнаружил, что скорость волн Lg равна 3,7 *км/сек*. Оливер и Юинг [30, 31] изучали волны Релея и поперечные моды поверхностных волн, распространяющихся через Канадский щит. Их данные соответствуют двухслойной земной коре толщиной около 35 *км*. Однако из-за ограниченности вычислительных средств экспериментальные и теоретические данные согласовать не удалось. Но форма кривой наблюденной групповой скорости моды M_2 указывает на увеличение скорости поперечных волн с глубиной и на возможность наличия двух слоев. Авторы показали, что многие особенности колебаний, определяе-

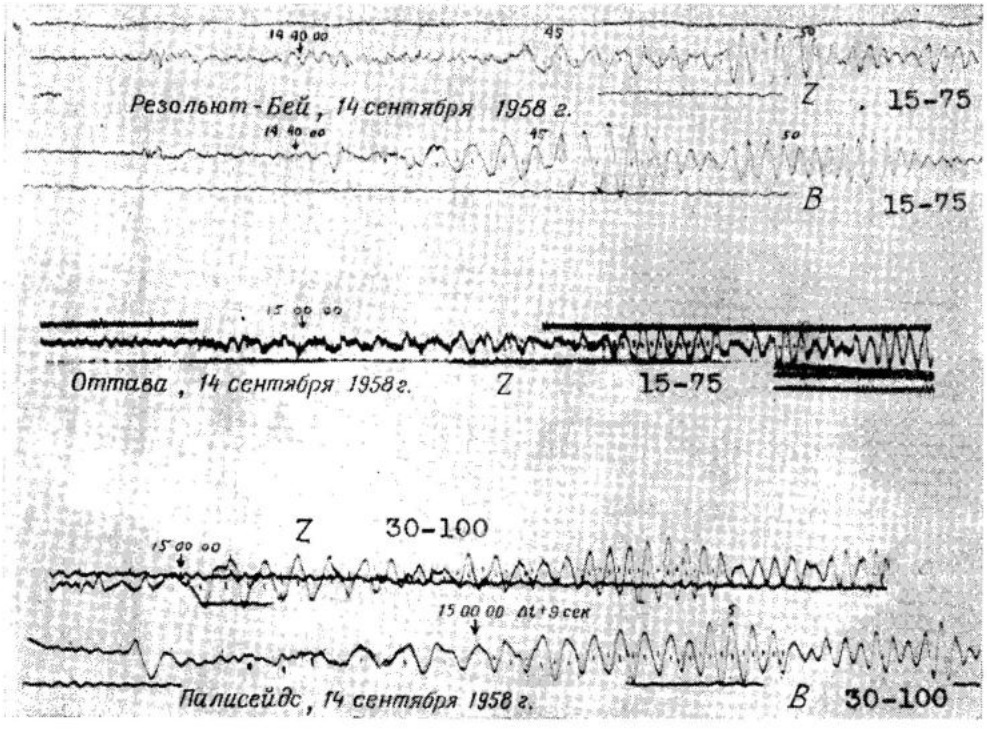
мые сложностью строения коры и присутствием в ней волноводов, можно объяснить на основе теории поверхностных волн для упрощенной слоистой среды.

Для более полного изучения строения земной коры и оболочки Канадского щита в настоящей работе использованы данные о сейсмических волнах различных типов. Эти данные включают: фазовые скорости с периодами 3—90 *сек* для волн Релея и 12—60 *сек* для волн Лява, групповые скорости моды M_2 и высших мод волн Лява, короткопериодные объемные волны.

В последующих разделах описываются метод определения фазовой скорости; данные о фазовых скоростях; групповые скорости высших мод и данные о временах пробега объемных волн; сравнение групповых и фазовых скоростей основной моды с подобными данными для других регионов; отклонение теоретических данных от наблюденных фазовых скоростей основной моды; анализ других данных и других моделей строения; сравнение теоретических сейсмограмм, вычисленных для данной модели строения, с реальными сейсмограммами.

Метод определения фазовой скорости [11, 12]

Для каждого волнового цуга, записанного на данной станции, периоды определяются из наклона кривой, связывающей времена появления вершин на записи с их номерами. Подобная же обработка проводится и для другой



Ф и г. 2. Сейсмограммы землетрясения на Становом хребте 14 сентября 1958 г.

станции, расположенной почти в том же направлении от эпицентра. Каждая вершина или впадина на одной станции коррелируется с вершиной или впадиной, имеющей почти такой же период на другой станции. Фазовая скорость C вычисляется по формуле

$$C = \frac{x}{t - nT}, \quad n = \frac{\varphi_b - \varphi_a}{2\pi} + N, \tag{1}$$

где x — расстояние $x_b - x_a$; t — разность времен $t_b - t_a$; T — средний период; N — целое число, которое требуется определить; $\varphi_b - \varphi_a$ — разность фаз двух волновых цугов, использованных при корреляции. Для сглаженных волновых цугов с хорошо выраженной дисперсией этот метод экспериментально эквивалентен фазовой корреляции по методу Фурье. Для волновых цугов, использованных в данной работе, погрешность при корреляции мала по сравнению с другими ошибками и не имеет систематического характера.

В табл. 1 показан пример вычисления фазовой скорости. Вычисления относятся к землетрясению 14 сентября 1958 г. (Становой хребет), записанному станциями в Резольют-Бей и Палисейдсе. Азимут на эпицентр для стан-

Таблица 1а

ВРЕМЕНА ПОЯВЛЕНИЯ И ПЕРИОД У ВЕРШИН И ВПАДИН ВОЛН ЛЯВ НА СТАНЦИЯХ РЕЗОЛЬЮТ-БЕЙ И ПАЛИСЕЙДС ДЛЯ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В СТАНОВОМ ХРЕБТЕ 14 СЕНТЯБРЯ 1958 г.

Время появления			Период, *сек*	Поправка за фазовый сдвиг прибора, *сек*	Время появления, исправленное за фазовый сдвиг прибора			Время появления			Период, *сек*	Поправка за фазовый сдвиг прибора, *сек*	Время появления, исправленное за фазовый сдвиг прибора		
час	*мин*	*сек*			*час*	*мин*	*сек*	*час*	*мин*	*сек*			*час*	*мин*	*сек*
Резольют-Бей — поправка времени 0 *сек*															
14	41	46	70	+23	14	42	09			14	29	+5			19
	42	17	57	+17			34			30	29	+5			35
		46	49	+13			59			43	28	+4			47
	43	11	45	+11		43	22		46	00	28	+4		46	04
		30	42	+9			39			13	27	+4			17
		50	38	+8			58			27	27	+4			31
	44	10	36	+7		44	17			40	26	+4			44
		30	34	+6			36			54	26	+4			58
		46	32	+6			52		47	04	25	+4		47	08
	45	00	30	+5		45	05								
Палисейдс — поправка времени +9 *сек*															
14	55	41	86	+23	14	56	04			29	30	+3			32
	56	22	78	+19			41			46	30	+3			49
		56	71	+16		57	12		03	01	30	+3		03	04
	57	27	62	+13			40			16	29	+3			19
		53	57	+11		58	04			29	29	+3			37
	58	21	51	+9			30			46	28	+2			48
		44	47	+8			52		04	00	27	+2		04	02
	59	07	46	+7		59	14			11	25	+2			13
		32	44	+7			39			22	25	+2			24
		54	42	+6	15	00	00			35	24	+1			36
15	00	13	39	+6			19			47	24	+1			48
		30	38	+5			35		05	00	24	+1		05	01
		50	37	+5			55			11	24	+1			12
	01	08	36	+4		01	12			26	24	+1			27
		26	34	+4			30			37	23	+1			38
		42	33	+4			46			49	23	+1			50
		59	31	+4		02	03		06	02	22	+1			03
	02	15	31	+4			19			13	22	+1		06	14

Таблица 1б

ВЫЧИСЛЕНИЕ ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ С ПОМОЩЬЮ КОРРЕЛЯЦИИ ФАЗ МЕЖДУ РЕЗОЛЬЮТ-БЕЙ И ПАЛИСЕЙДС

Время появления вершин и впадин с поправкой за фазовый сдвиг прибора			Период T, *сек*	Время появления с поправкой за фазовый сдвиг прибора			Период T, *сек*	Разность во времени t, *сек*	Средний период T, *сек*	n	C, *км/сек*
час	*мин*	*сек*		*час*	*мин*	*сек*					
Палисейдс				Резольют-Бей				(x=3904)			
14	56	41	78	14	42	09	70	872	74	0,5	4,675?
	57	12	71			09	70	903	70	1,0	4,687?
		40	62			34	57	906	59	1,0	4,609
	58	04	57			34	57	930	57	1,5	4,626
		30	51			59	49	931	50	1,5	4,561
		52	47			59	49	953	48	2	4,555
	59	14	46		43	22	45	952	45	2	4,529
		39	44			22	45	977	44	2,5	4,503
15	00	00	42			39	42	981	42	2,5	4,457
		19	39			58	38	981	39	2,5	4,421
		35	38			58	38	997	38	3	4,421
		55	37		44	17	36	998	37	3	4,401
	01	12	36			17	36	1015	36	3,5	4,391
		30	34			36	34	1014	34	3,5	4,362
		46	33			36	34	1030	33	4	4,347
	02	03	31			52	32	1031	32	4	4,323
		19	31			52	32	1047	31	4,5	4,304
		32	30		45	05	30	1047	30	4,5	4,281
		49	30			05	30	1064	30	5	4,271
	03	04	30			05	30	1079	30	5,5	4,271
		19	29			19	29	1080	29	5,5	4,243
		37	29			35	29	1077	29	5,5	4,257
		48	28			47	28	1081	28	5,5	4,211
	04	02	27		46	04	28	1078	27	5,5	4,202
		13	25			17	27	1076	26	5,5	4,184
		24	25			31	27	1073	26	5,5	4,198
		36	24			44	26	1072	25	5,5	4,180
		48	24			58	26	1070	25	5,5	4,189
	05	01	24		47	08	25	1073	25	5,5	4,176
		12	24			08	25	1084	24	6	4,154
		27	24			08	25	1099	24	6,5	4,141
		38	23			08	25	1110	24	7	4,144
		50	23			08	25	1122	23	7,5	4,114
	06	03	22			08	25	1135	23	8	4,105
		14	22			08	25	1146	22	8,5	4,067

ции Палисейдс равен 8,2°, а для Резольют-Бея 9,5°. Расстояние между Палисейдсом и Резольют-Бей составляет 3905 *км*, а разность эпицентральных расстояний Палисейдса и Резольют-Бей равна 3904 *км* (см. фиг. 1).

На фиг. 2 показаны сейсмограммы этого землетрясения, полученные в Резольют-Бей, Оттаве и Палисейдсе. В табл. 1а приведены времена появления и периоды вершин и впадин для волн Лява, записанных сейсмическими станциями Резольют-Бей и Палисейдс. Для этого примера сделана поправка за фазовый сдвиг прибора. В большинстве случаев на двух станциях использовались приборы одного и того же типа и фазовые поправки не вносились.

Согласие между скоростями волн, распространяющихся в противоположных направлениях, показывает, что ошибка из-за различия параметров приборов мала. В табл. 1б фазовая скорость вычислена по формуле (1). При каждой корреляции появляется неопределенность $2N\pi$, и поэтому существует ряд возможных значений фазовой скорости для каждой корреляции. Эта неопределенность может быть устранена введением какой-либо добавочной информации. Вопрос о точном определении N будет рассмотрен ниже.

Данные о фазовых скоростях

Изучались записи длиннопериодных сейсмографов в Оттаве, Резольют-Бей, Галифаксе и Палисейдсе от землетрясений с эпицентрами, лежащими вблизи или на больших кругах, проходящих через Резольют-Бей и Палисейдс, Резольют-Бей и Оттаву или Резольют-Бей и Галифакс. Вдоль этих больших кругов располагаются Ява, Япония, Сибирь, Вест-Индия, Венесуэла, Чили, Боливия и Аргентина (табл. 2). (На станции Галифакс до 1960 г. не было длиннопериодных сейсмографов.) Было рассмотрено около 150 землетрясений

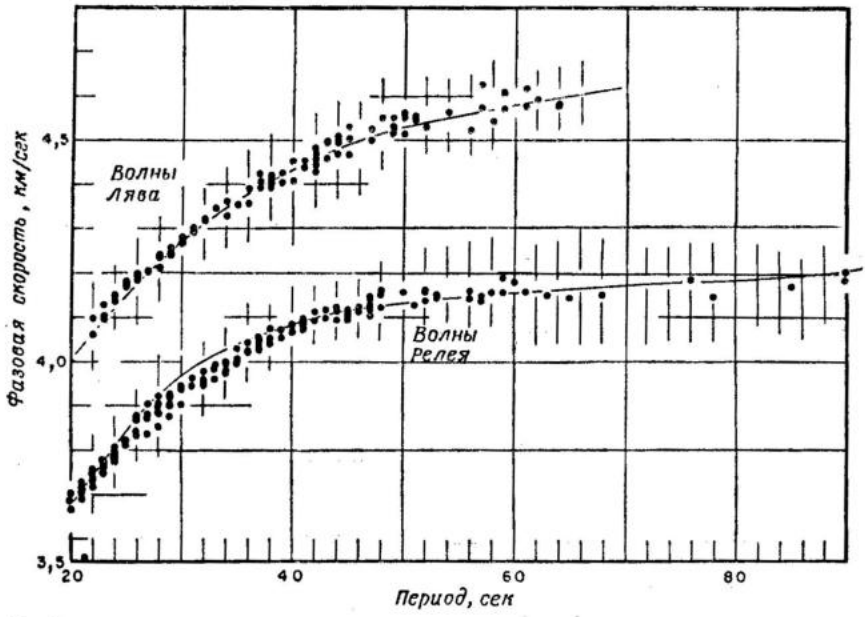
Таблица 2

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ ПУТЕМ КОРРЕЛЯЦИИ НА ПАРАХ СТАНЦИЙ

Район	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра	Пары станций
		час	*мин*	*сек*		
Становой хребет	5 января 1958	11	30	44	56,5° С — 121° В	Резольют-Бей — Палисейдс
Становой хребет	14 сентября 1958	14	21	37	57 С — 121 В	Резольют-Бей — Оттава, Резольют-Бей — Палисейдс
Венесуэла	12 ноября 1958	06	09	10	9,5 С — 70 З	Палисейдс — Резольют-Бей, Оттава — Резольют-Бей
Боливия	14 июня 1959	00	11	57	20,5 Ю — 68 З	Палисейдс — Резольют-Бей, Оттава — Резольют-Бей
Чили — Боливия	9 июля 1959	16	05	18	20,5 Ю — 68,5 З	Палисейдс — Резольют-Бей
Ява	3 ноября 1959	09	40	05	10,5 Ю — 111 В	Резольют-Бей — Оттава, Резольют-Бей — Палисейдс
Японское море	29 июля 1960	17	31	45	40 С — 142,5 В	Резольют-Бей — Галифакс
Острова Рюкю	12 сентября 1960	12	17	08,1	27,3 С — 128,4 В	Резольют-Бей — Галифакс

за период 1957—1960 гг., сведения о которых помещены в бюллетенях (USCGS). Почти все эти землетрясения не могли быть использованы в этой работе по следующим двум причинам: иногда направления от эпицентра на две станции различались более чем на 7°; в других случаях землетрясение было плохо записано на одной из двух станций. Лишь около 15 землетрясений оказались пригодными для измерения фазовой скорости в этих районах. Однако при вычислении фазовых скоростей выявилось, что в случае землетрясений, для которых направления от эпицентра на две станции составляют угол 4—7°, фазовые скорости значительно отличаются одна от другой и от фазовых скоростей для землетрясений с азимутом меньше 4°. Это может быть вызвано изменением начальной фазы при изменении азимута или вариациями фазовых скоростей вдоль различных трасс. Поэтому для работы были оставлены только восемь землетрясений.

Величины фазовых скоростей волн Лява и Релея, полученные описанным выше методом, представлены в табл. 3 и на фиг. 3. На фиг. 3 скорости приведены для интервала периодов 20—90 *сек* для волн Релея и 22—62 *сек* для волн Лява. Для периодов, превышающих 62 *сек*, наблюдается большой разброс данных скоростей волн Лява. Бóльшая часть разброса данных может быть отнесена за счет интерференции волн *Sa* или *Sn* [15, 36], которые накладываются на длиннопериодную часть записи волн Лява на многих сейсмограммах (см. фиг. 2). В данной работе использовались только значения фазовой



Ф и г. 3. Фазовые скорости, вычисленные путем корреляции волновых цугов на парах станций для модели Канадского щита.

Данные приведены из табл. 1 и 3. Кружочками обозначены пары станций: Резольют-Бей — Оттава, Резольют-Бей — Палисейдс, Резольют-Бей — Галифакс.

скорости волн Лява для периодов, меньших 62 *сек*. Получено около 220 значений фазовой скорости с квадратичным отклонением около 0,02 *км/сек* от сглаженной кривой. Трудно сделать полную оценку точности этих данных. Она, вероятно, составляет около 0,03 *км/сек* с учетом погрешности, вносимой при фазовой корреляции, связанной с влиянием приборов, интерференции и рефракции, и неопределенностью величин фазовой скорости на каком-либо данном периоде. Необходимо решить, имеется ли какая-либо другая кривая для волн Лява или Релея, соответствующая некоторому значению $2N\pi$ при данной фазовой корреляции. Другими словами, может ли быть определено истинное целое число N?

Определение истинного значения N

Если три станции расположены на одной трассе, то из всех допустимых кривых фазовой скорости можно исключить все, кроме одной достоверной. Это возможно, когда одна из кривых, определенная для одной пары станций, согласуется с одной из кривых для другой пары станций. В данном случае расстояние от Резольют-Бей до Оттавы примерно на 510 *км* меньше, чем расстояние от Резольют-Бей до Палисейдса. Этого вполне достаточно, чтобы получилось расхождение в скорости, превышающее разброс измерений, когда N определено неправильно. На фиг. 4 приведены значения фазовой скорости

Таблица 3

ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ, ПОЛУЧЕННЫЕ КОРРЕЛЯЦИЕЙ ВОЛНОВЫХ ЦУГОВ МЕЖДУ СТАНЦИЯМИ РЕЗОЛЬЮТ-БЕЙ И ОТТАВА, РЕЗОЛЬЮТ-БЕЙ И ПАЛИСЕЙДС, РЕЗОЛЬЮТ-БЕЙ И ГАЛИФАКС

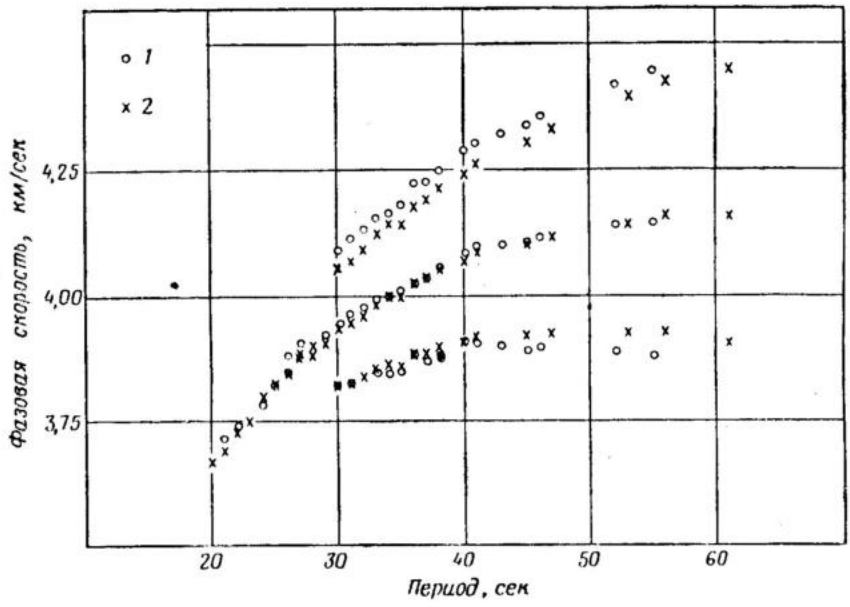
T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
Волны Лява				Становой хребет, 5 января 1958 г. Резольют-Бей — Палисейдс (1,0°)			
Боливия, 14 июня 1959 г. Палисейдс — Резольют-Бей (3,2°)				44	4,494	28	4,235
				43	4,499	28	4,235
76	4,658 ?	50	4,550	41	4,448	28	4,213
73	4,592 ?	49	4,550	41	4,438	27	4,203
70	4,570 ?	43	4,497	39	4,407	26	4,181
62	4,592	42	4,482	38	4,402	26	4,190
59	4,571	37	4,426	36	4,358	25	4,168
51	4,555			35	4,353	25	4,172
				34	4,329	24	4,150
Чили — Боливия, 9 июля 1959 г. Палисейдс — Резольют-Бей (3,7°)				32	4,320	24	4,150
				31	4,291	23	4,128
86	4,606 ?	47	4,526	30	4,268	23	4,128
78	4,628 ?	44	4,510	30	4,272	22	4,098
61	4,617	42	4,469	29	4,240	22	4,098
59	4,606	40	4,454	29	4,240		
54	4,563	38	4,413				
49	4,531			**Волны Релея**			
Японское море, 29 июля 1960 г. Резольют-Бей — Галифакс (3,0°)				Боливия, 14 июня 1959 г. Палисейдс — Резольют-Бей (3,2°)			
				90	4,202	48	4,161
96	4,589 ?	47	4,499	85	4,170	47	4,143
82	4,635 ?	45	4,466	68	4,152	45	4,113
77	4,606 ?	42	4,428	59	4,157	43	4,108
64	4,577	40	4,407	53	4,152	41	4,091
61	4,577	39	4,402	50	4,157	40	4,083
56	4,521	38	4,391				
49	4,515	37	4,391	Оттава — Резольют-Бей			
Острова Рюкю, 12 сентября 1960 г. Резольют-Бей — Галифакс (2,0°)							
				90	4,189	44	4,123
62	4,603	48	4,501	78	4,148	43	4,118
57	4,574	44	4,468	65	4,143	42	4,113
56	4,574	43	4,458	58	4,158	40	4,088
51	4,546	42	4,441	52	4,158	39	4,073
49	4,529			48	4,153	37	4,049
				48	4,163	35	4,030
Становой хребет, 5 января 1958 г. Резольют-Бей — Палисейдс (1,0°)				47	4,148		
				Чили — Боливия, 9 июля 1959 г. Палисейдс — Резольют-Бей (3,7°)			
80	4,671 ?	52	4,530				
72	4,694 ?	50	4,513	75	4,186	57	4,137
58	4,541	45	4,503	63	4,150	51	4,128

Продолжение табл. 3

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
Чили — Боливия, 9 июля 1959 г. Палисейдс — Резольют-Бей (3,7°)			
48	4,124	37	4,026
46	4,124	35	4,001
44	4,115	34	3,972
41	4,085	33	3,960
40	4,064	32	3,952
39	4,055	32	3,944
37	4,034		
Ява, 3 ноября 1959 г. Резольют-Бей — Оттава (0,0°)			
60	4,180	41	4,074
57	4,159	40	4,069
56	4,154	38	4,040
53	4,149	36	4,026
47	4,104	34	3,979
45	4,094	33	3,960
44	4,099		
Резольют-Бей — Палисейдс			
59	4,190	42	4,093
52	4,163	41	4,098
47	4,128	38	4,076
45	4,119	37	4,059
Венесуэла, 12 ноября 1958 г. Палисейдс — Резольют-Бей (2,1°)			
30	3,902	24	3,781
29	3,871	24	3,774
28	3,852	23	3,752
27	3,837	22	3,730
26	3,829	21	3,713
25	3,811	20	3,688
25	3,811		
Оттава — Резольют-Бей			
24	3,808	22	3,749
23	3,774	21	3,725
22	3,758	20	3,704
Становой хребет, 14 сентября 1958 г. Резольют-Бей — Палисейдс (1,3°)			
56	4,162	47	4,114
53	4,144	45	4,105

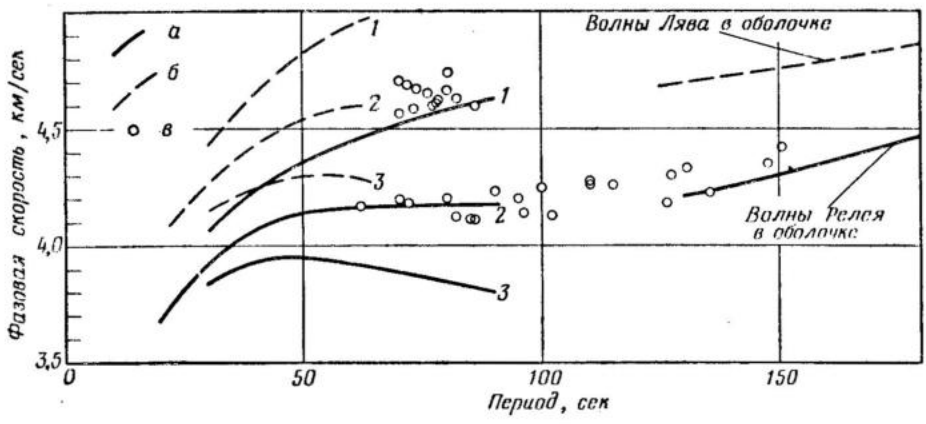
T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
Становой хребет, 14 сентября 1958 г. Резольют-Бей — Палисейдс (1,3°)			
41	4,079	28	3,885
40	4,067	28	3,897
38	4,046	27	3,881
37	4,033	27	3,873
36	4,025	26	3,343
36	4,025	26	3,846
35	3,996	25	3,824
34	4,000	25	3,820
33	3,983	24	3,799
32	3,959	24	3,784
31	3,943	23	3,761
30	3,939	23	3,747
30	3,935	22	3,718
30	3,939	22	3,718
29	3,900	21	3,690
29	3,900	21	3,704
29	3,904	21	3,704
29	3,904	20	3,669
28	3,881	20	3,669
Становой хребет, 14 сентября 1958 г. Резольют-Бей — Оттава			
55	4,143	28	3,905
52	4,138	28	3,922
46	4,113	27	3,905
45	4,103	26	3,878
43	4,098	24	3,791
41	4,093	24	3,783
40	4,083	24	3,796
38	4,054	23	3,766
37	4,039	23	3,774
36	4,044	23	3,766
35	4,006	23	3,774
34	3,996	22	3,737
33	3,992	22	3,737
32	3,978	22	3,737
31	3,964	22	3,737
30	3,945	22	3,737
30	3,945	21	3,717
29	3,927	21	3,713
29	3,918	21	3,704
29	3,927		

волн Релея, полученные при трех возможных значениях целого числа N для каждой пары станций Резольют-Бей — Оттава и Резольют-Бей — Палисейдс (эпицентр землетрясения находится в Становом хребте). Наилучшее согласие



Ф и г. 4. Фазовые скорости волн Релея для землетрясения в Становом хребте 14 сентября 1958 г., полученные корреляцией между станциями Резольют-Бей — Оттава и Резольют-Бей — Палисейдс.

1 — Резольют-Бей — Оттава; *2* — Резольют-Бей — Палисейдс.



Ф и г. 5. Сравнение трех возможных кривых волн Лява и Релея с данными для длиннопериодных волн и волн в оболочке.

а — волны Релея; *б* — волны Лява; *в* — данные для Канадского щита.

наблюдается для средней серии величин, где скорость достигает 4,1 *км/сек* при периоде около 43 *сек*. При больших периодах такие проверки более результативны. Подобный контроль не применялся к волнам Лява, поскольку в Оттаве нет горизонтальных сейсмографов.

Значение N может быть определено, если данные распространить на большие периоды, когда фазовая скорость известна. Три землетрясения, для которых угол между направлениями на Резольют-Бей и Палисейдс немного более 4°, сопровождаются длиннопериодными волнами, соответствующими ветви

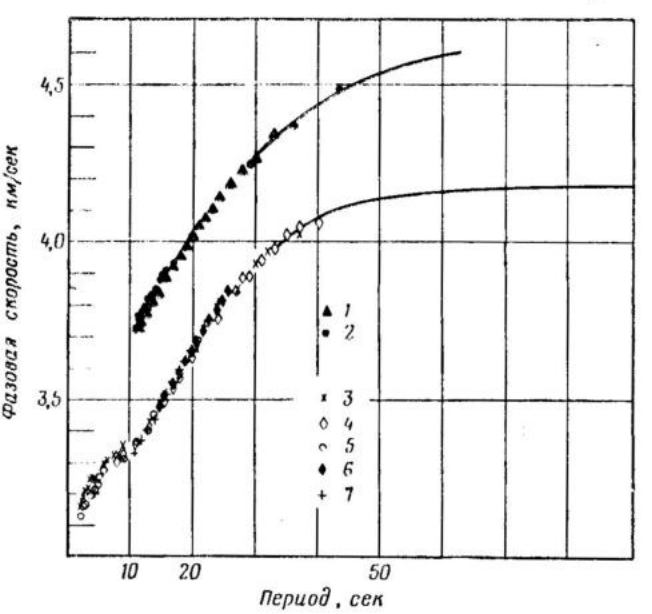
аномальной дисперсии волн Релея для оболочки с периодами 70—150 *сек*. Это землетрясения Перу (июль 1959 г.), Тайваня (26 апреля 1959 г.) и островов Рюкю (11 марта 1958 г.). Величины фазовой скорости, полученные из записей этих землетрясений, представлены на фиг. 5. Они хорошо согласуются со скоростями для периодов 60—90 *сек* для промежуточных значений из трех возможных серий точек фазовой скорости. Эти значения продолжены до периодов около 150 *сек*, где они согласуются со значениями фазовых скоростей для волн Релея в оболочке [11, 12]. Ни одна из двух других возможных серий фазовой скорости не приемлема. Можно полагать, что истинной кривой фазовой скорости волн Релея является средняя, достигающая скорости 4,1 *км/сек* при периоде около 43 *сек*. Для волн Лява истинными являются значения скоростей также вдоль средней кривой.

Влияние боковой рефракции

Эффект боковой рефракции, обусловленный различием фазовой скорости в континентальной, океанической или других типах коры, может вносить ошибку в измерение фазовой скорости, поскольку волновые фронты могут распространяться не точно вдоль дуги большого круга между источником и приемником. Такие ошибки обычно приводят к значительному увеличению фазовых скоростей. В нашем случае эффекты преломления для большей части данных, по-видимому, незначительны. Наибольшая вероятность ошибки из-за рефракции при этих измерениях возникает для волн, распространяющихся из Южной Америки и пересекающих Атлантическое побережье при угле падения к границе около 40°. Отношение океанической и континентальной фазовых скоростей достигает наибольшей величины около 1,15 при периоде 20 *сек* для волн Лява и Релея. Соответственно изменяется угол приблизительно на 6°, что ведет к ошибке, составляющей примерно 0,02 *км/сек*. На более длинных периодах ошибка меньше. Таким образом, для коротких волн рефракция ограничивает точность метода, но ошибка, вероятно, не превосходит 0,03 *км/сек*.

Использование короткопериодных волн

При удаленных землетрясениях, которые были использованы для корреляции фаз между станциями Резольют-Бей, Оттава и Палисейдс, амплитуды



Фиг. 6. Фазовая скорость короткопериодных волн для Канадского щита.

1 — Арктика — Палисейдс, 3 июня 1956 г.; *2* — Баффинов залив — Палисейдс, 2 мая 1957 г.; *3* — Гудзонов залив — Палисейдс, 30 января 1959 г.; *4* — Юкон—Палисейдс, 7 января 1957 г.; *5* — Гудзонов залив — Резольют-Бей, 30 января 1959 г.; *6* — Арктика — Палисейдс, 3 июня 1956 г.; *7* — Арктика — Оттава, 3 июня 1956 г.

Таблица 4

ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ КОРОТКОПЕРИОДНЫХ ВОЛН ДЛЯ КАНАДСКОГО ЩИТА

Волны Лява

Палисейдс—Баффинов залив, 2 мая 1957 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
43	4,481	14	3,855
36	4,369	13,5	3,833
29	4,246	13	3,821
23	4,100	12,5	3,798
20	4,020	12	3,779
19	3,992	11,5	3,755
17	3,942	11,5	3,767
16	3,915	11	3,730
15,5	3,898	11	3,726
15	3,885	10,5	3,707

Палисейдс—Арктика, 3 июня 1956 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
33	4,342	21	4,051
30	4,267	20	4,020
28	4,229	19	3,989
26	4,187	18	3,956
24	4,136	17	3,919
23	4,104	16	3,881
22	4,079	16	3,881

Волны Релея

Палисейдс—Гудзонов залив, 30 января 1959 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
37	4,032	6,4	3,308
32	3,971	5,8	3,299
30	3,930	4,5	3,258
27	3,849	4,1	3,251
24	3,756	3,8	3,242
20,5	3,655	3,2	3,218
15,7	3,502	3,1	3,214
13,0	3,432	2,8	3,200
9,0	3,355	2,6	3,191
8,0	3,328	2,5	3,180
7,4	3,325	2,3	3,168
		2,2	3,162

Палисейдс—Юкон, 7 января 1956 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
40	4,063	20	3,639
37	4,045	18	3,571
35	4,024	17	3,538
33	3,975	16	3,502
31	3,944	13	3,408
29	3,893	11	3,366
28	3,887	9	3,321
27	3,848	8	3,302
24	3,753		

Палисейдс—Арктика, 3 июня 1956 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
26	3,846	20	3,658
25	3,818	19	3,624
24	3,784	18	3,588
23	3,757	17	3,553
22	3,721	16	3,516
21	3,689	15	3,482

Оттава—Арктика, 3 июня 1956 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
24	3,804	17	3,559
23	3,766	16	3,518
22	3,736	14	3,440
20	3,665	13	3,404
19	3,633	12	3,371
18	3,599	11	3,328

Резольют-Бей—Гудзонов залив, 30 января 1959 г.

T, сек	C, км/сек	T, сек	C, км/сек
21	3,686	5	3,226
14	3,449	4,5	3,216
13	3,403	4	3,198
11,5	3,369	3,5	3,204
9	3,312	3,25	3,173
6	3,270	3,0	3,161
5,5	3,254	3,0	3,161
5	3,235	2,5	3,135

волн при периодах менее 20 *сек* очень малы и нерегулярны. Корреляция таких коротких волн на больших расстояниях трудна. Для того чтобы получить данные для более коротких периодов, использовался метод, предложенный Брюном, Нейфом и Оливером [13]. При этом фазовые скорости для диспергирующего волнового цуга могут быть определены, если известна начальная фаза. В настоящей работе начальная фаза выбиралась так, чтобы кривая фазовой скорости соответствовала фазовым скоростям, полученным путем корреляции между станциями. Предполагая затем, что начальная фаза не является функцией периода, эту кривую продолжают в сторону более коротких периодов. Любая вариация начальной фазы как функции периода вносит лишь небольшую ошибку, поскольку анализируемые периоды очень малы. Полученные таким способом величины фазовой скорости приведены в табл. 4. Эти величины представлены на фиг. 6. Данные о землетрясениях сведены в табл. 6. Неточное определение эпицентра может дать некоторую ошибку для короткопериодной части кривых (до 10 *сек*). Ошибка фазовой скорости при любом периоде составляет, вероятно, около 0,03 *км/сек*.

Данные объемных волн

Ходжсон опубликовал данные о временах пробега волн для Канадского щита, полученные по горным ударам [24] и по специально производимым взрывам [25]. Холл и Брисбин [23] опубликовали данные о временах пробега волн вблизи Флинфлон, Манитоба. В табл. 5 приведены результаты этих исследований строения коры.

Таблица 5

ДАННЫЕ О СТРОЕНИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КАНАДСКОГО ЩИТА ПО ПРЕЛОМЛЕННЫМ ВОЛНАМ

	Горные удары [24]	Взрывы [25]	Взрывы [23]
P_1, *км/сек*	6,25	6,2	6,15
S_1 »	3,54	3,54	3,65
h_1, *км*	—	—	16,5
P_2, *км/сек*	—	(7,1)	7,1
S_2 »	—	(3,92)	4,1
h_2, *км*	—	—	18,7
Pn, *км/сек*	8,18	—	8,17
Sn »	4,85	—	4,6
H, *км*	35—36 *км* (P-волны)	—	35,2

Для получения дополнительных данных и для ясного понимания природы короткопериодных волн изучались записи канадских станций для нескольких землетрясений. Были вычислены времена пробега волн. Координаты эпицентров и время в очаге брались по бюллетеню USCGS (табл. 6). Координаты эпицентров и времена в очаге были проверены по программе ID1, опубликованной Болтом и Дорманом [10], и только данные о землетрясении в Гудзоновом проливе в январе 1959 г. нуждаются в пересмотре. Для изучаемых эпицентральных расстояний (760—4700 *км*) наблюдались пять основных короткопериодных фаз: Pn, Sn, Lg, P и S. Pn — продольная волна, преломленная в слое ниже границы Мохоровичича, Sn — соответствующая поперечная волна, а вступление Lg является суперпозицией высших мод поверхностных волн, распространяющихся в коре. P и S — продольная и поперечная волны, образующие первые вступления для расстояний 2200 *км*. Sn и Lg обладают четкими вступлениями и в пределах точности годографа являются прямыми линиями от 500 до 3000 *км*. Эти короткопериодные фазы могут быть интерпретированы как высшие моды волн, распространяющихся со скоростями, приближающимися к скорости поперечных волн в верхней части оболочки и коры Земли. Толстой [44, 45] предположил, что такая концепция верна для жидких слоев, когда длины волн малы по сравнению с толщиной слоев, в которых они распространяются. Однако неясно, как интерпретировать на разных расстояниях фазу Sn, т. е. на каких расстояниях начало Sn может трактоваться как вступление прямой объемной волны, а на каких необходимо рассматривать ее с позиций нормальных мод. Толстой считает, что в любом

Таблица 6

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КАНАДСКОМ ЩИТЕ, ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ ДЛЯ ПОЛУЧЕНИЯ ДАННЫХ О ДИСПЕРСИИ И О ВРЕМЕНАХ ПРОБЕГА ВОЛН

Район	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра	
		час	*мин*	*сек*	с. ш.	з. д.
Юкон	1 марта 1955	04	42	59	65°	133°
Юкон	Та же	08	48	21	65,5	133
Юкон	7 января 1956	16	41	04	65,5	133,5
Арктика	3 июня 1956	05	19	22	80	118 (BCIS)
		05	19	23	79,5	118,5 (USCGS)
Баффинов залив	2 мая 1957	03	55	34	72	67,5
Юкон	9 декабря 1957	22	07	43	65,5	133
Гудзонов залив	30 января 1957	05	17	32	61	78,5
Данные только о временах пробега						
Юкон	10 января 1954	08	59	58	65,5	136,5
Юкон	3 декабря 1954	19	09	02	67,5	136
Гудзонов пролив	5 марта 1955	07	43	20	61,1	70 [1]
		07	43	20	60,5	67 (USCGS)
Юкон	22 марта 1955	13	55	38	65,5	133
Юкон	26 октября 1958	15	24	13	65,5	133
Остров Саутгемптон	6 сентября 1960	21	24	26,4	64,7	86,4

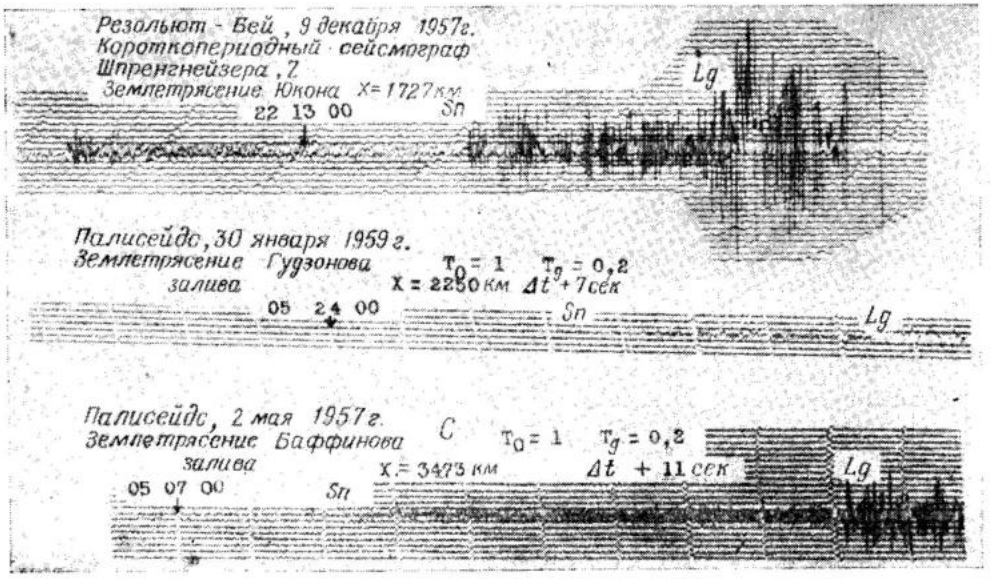
Записавшие станции: Галифакс, Кёркленд-Лейк, Оттава, Палисейдс, Резольют-Бей, Севен-Фоллс, Шоуиниган-Фоллс. Взяты также данные у Ходжсона [24, 25] и Леманн [28].

[1] Исправлено.

случае следует оценить реакцию среды на данный тип источника, чтобы определить, при каких условиях приемлема лучевая теория, а при каких теория нормальных мод поверхностных волн. Использование символа *Sn* в этой работе не дает ответа на вопрос, как должна быть интерпретирована эта фаза, а лишь указывает, что это отчетливая фаза, наблюдаемая на записях, которые мы изучаем.

Полученные данные не дают основания предполагать, что волны *Sn* могут исчезать, как это указано Леманн [28] для расстояния около 14°. Взятые из ее работы результаты, относящиеся к Канадскому щиту, хорошо согласуются с результатами, полученными в данной работе. Однако ни один из этих результатов не относится к интервалу расстояний 14—20°. Хотя Леманн не приводит в своей работе сейсмограмм, очевидно, фаза, которую она обозначает *Sn*, является той же самой, что и в нашем случае; причем эта фаза прослеживается на расстояниях более 14°, если трасса проходит по Канадскому щиту. На фиг. 7 показаны сейсмограммы, на которых отчетливо видны вступления короткопериодных волн *Sn* на расстояниях 1727—3473 *км*. На этих сейсмограммах видна также фаза *Lg*. На фиг. 8 показана сейсмограмма для эпицентрального расстояния 2739 *км*, где *Sn* и обычная волна *S* (преломленная под слоем пониженной скорости) вступают вместе. Длиннопериодная волна на компоненте С — Ю является волной *S* (или более высокой модой поверхностной волны), тогда как короткопериодная волна — это волна *Sn*. Волна *S* обычно не отмечается вертикальным сейсмографом, так как чувствительность его к длиннопериодным волнам слишком мала.

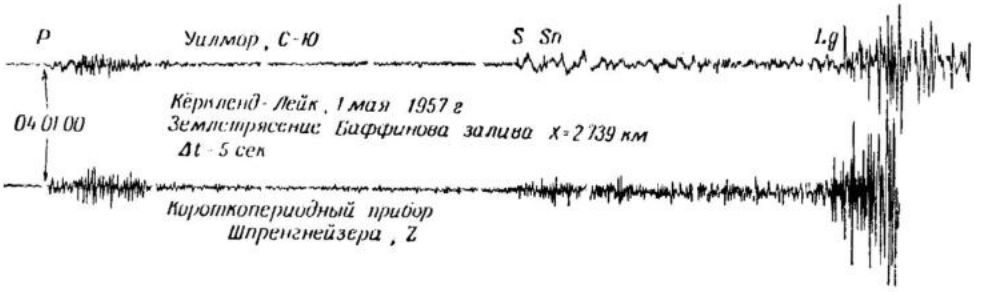
Расстояние, на котором прямая волна S прерывается из-за пониженной скорости, зависит от градиента скорости поперечной волны S по глубине в верхней части оболочки, и, естественно, это расстояние может меняться



Ф и г. 7. Короткопериодные волны, записанные на трассах, пересекающих Канадский щит.

от района к району. Вместе с тем на Канадском щите волна Sn для таких расстояний представлена отчетливой группой колебаний, что объяснимо с точки зрения теории нормальных мод. В таком случае можно полагать, что волна Sn существует на расстояниях, превышающих критическое расстояние для волн S.

Времена пробега, наблюденные для различных волн, приведены на фиг. 9



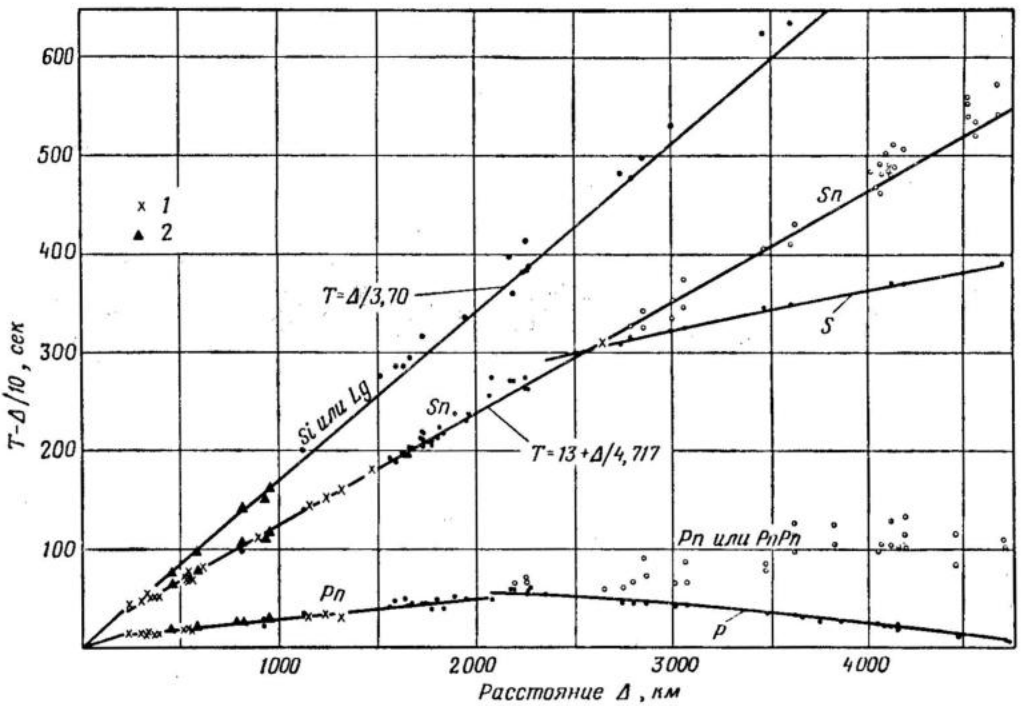
Ф и г. 8. Сейсмограммы станции Кёркленд-Лейк, землетрясение в Баффиновом заливе 2 мая 1957 г.

Эпицентр находится почти точно на север от станции.

вместе с данными, опубликованными Леманн [28] и Ходжсоном [24, 25]. Результаты Леманн для трасс, проходящих вне Канадского щита, не приведены. Кривые времен пробега соответствуют скоростям 3,6—3,7 *км/сек* для волн Lg и 4,72 *км/сек* для Sn с наибольшей возможной ошибкой порядка 0,1 *км/сек*. Годограф волн Pn имеет некоторую кривизну. Скорость этих волн увеличивается от 8,18 *км/сек* на расстоянии 400 *км* до 8,33 *км/сек* на расстоянии

около 2000 *км*, но данные недостаточно качественны, чтобы с уверенностью говорить об этом. На расстояниях, превышающих 2200 *км*, *P* и *S* согласуются с временами пробега, полученными Джефрисом и Булленом для землетрясений с очагом нормальной глубины. При этом не делается попыток использовать амплитуды.

Разброс данных времен вступлений волн *Lg* и *Sn* на фиг. 9 для расстояний 500—2500 *км* может быть частично объяснен ошибками определения эпицентра и времени возникновения землетрясения и в большей степени — внезапностью вступлений этих волн, и, по-видимому, часто выявляет характер вступлений. Однако некоторые из этих случаев отвечают действительности, т. е. время

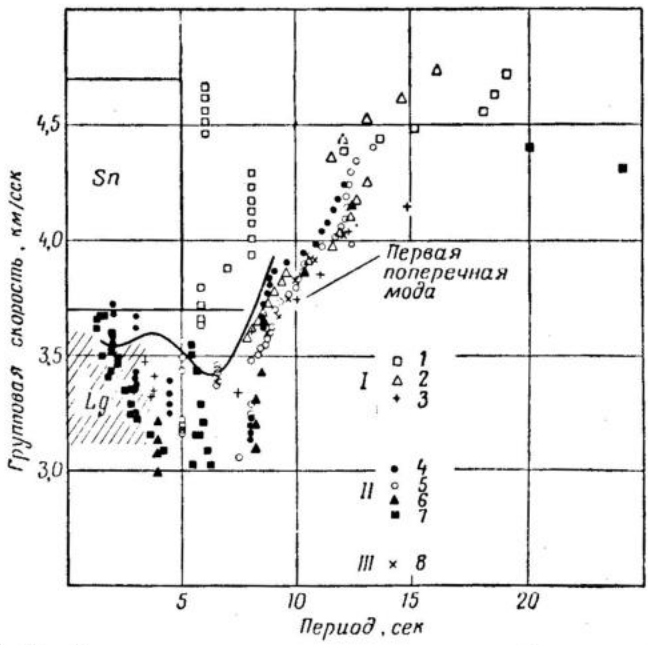


Ф и г. 9. Времена пробега волн для Канадского щита.
1 — Данные Леманн [28]; *2* — данные Ходжсона [24, 25].

вступления начальной части волнового цуга чувствительно к изменениям скорости в горизонтальном направлении в верхних слоях (или к боковой рефракции). Этого следует ожидать, если вступления объясняются теорией нормальных мод.

Групповые скорости высших мод

Кроме короткопериодных волн, использованных для получения времен пробега, анализировались также длиннопериодные, часто наблюдаемые на сейсмограммах Канадского щита; эти волны соответствуют основной и высшей модам волн Лява и Релея. Оливер и Юинг [30, 31] опубликовали данные о групповых скоростях первой поперечной моды M_2 для землетрясения в Арктике 3 июня 1956 г., записанного в Палисейдсе, Уэйнсберге и Оттаве, для землетрясения 2 мая 1957 г. в Баффиновом заливе и для землетрясения на Аляске 2 марта 1956 г. Эти данные относятся к трассам, проходящим по Канадскому щиту. Все достоверные данные приведены на фиг. 10 и 11 вместе с полученными в этой работе дополнительными данными для высших мод Лява и Релея.



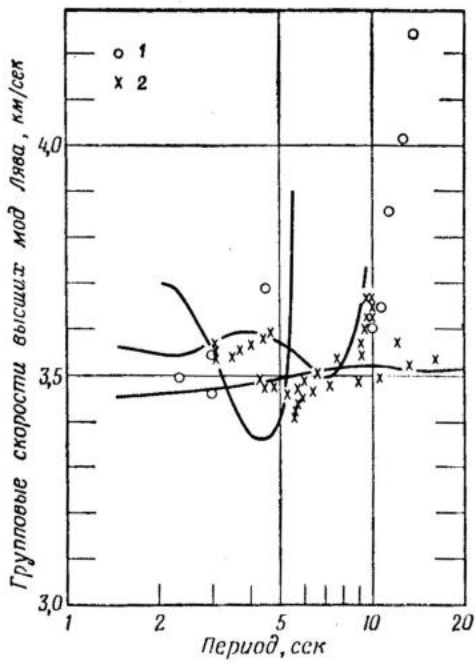
Ф и г. 10. Групповые скорости высших мод волн Релея для Канадского щита.

Показана теоретическая кривая первой поперечной моды для модели Канадского щита.

I — Землетрясение в Баффиновом заливе 2 мая 1957 г., записанное станциями: *1* — Кёркленд-Лейк; *2* — Оттава; *3* — Палисейдс.

II. Землетрясение в Арктике 3 июня 1956 г., записанное станциями: *4* — Кёркленд-Лейк; *5* — Галифакс; *6* — Резольют-Бей; *7* — Палисейдс.

III. Землетрясение на Юконе 9 декабря 1957 г., записанное станцией: *8* — Резольют-Бей.



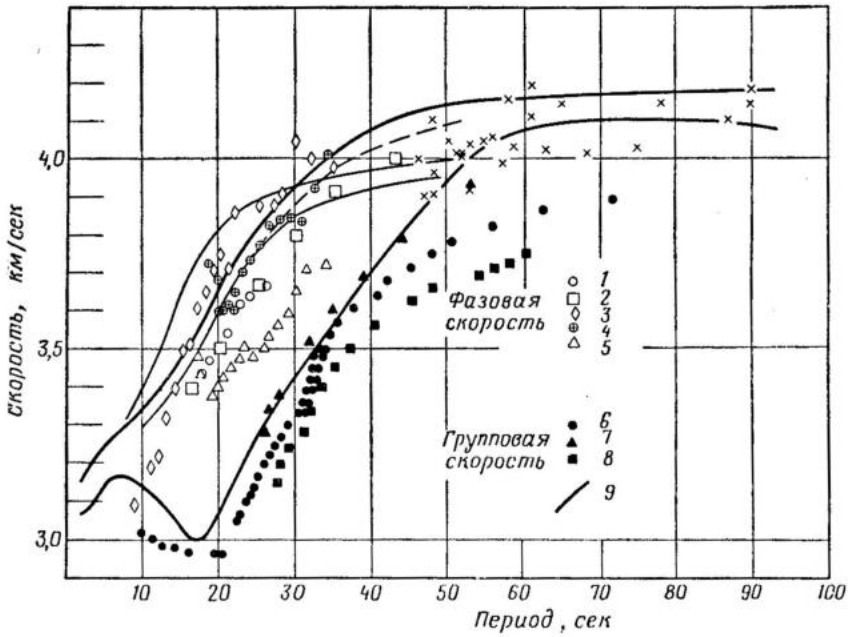
Ф и г. 11. Групповые скорости высших мод волн Лява для Канадского щита.

Показана теоретическая кривая для модели Канадского щита. *1* — землетрясение в Баффиновом заливе 2 мая 1957 г., записанное станцией Палисейдс; *2* — землетрясение в Юконе 9 декабря 1957 г., записанное станцией Оттава.

Заказ № 979

Сравнение результатов основной моды для Канадского щита и других континентальных областей

На фиг. 12 сопоставлены кривые фазовых и групповых скоростей волн Релея для Канадского щита и для других континентальных областей. Для сравнения показаны также стандартные кривые фазовой скорости Пресса [38] для коры 25 и 35 *км* (тонкие сплошные линии). Эти кривые позволяют предполагать, что толщина коры Канадского щита в среднем 33 *км*. Пунктирной линией показана стандартная кривая Пресса для коры 35 *км* [38]; при этом слой пониженной скорости в оболочке во внимание не принимался. По форме такая неисправленная кривая ближе к кривой для Канадского щита.



Ф и г. 12. Сравнение фазовых и групповых скоростей волн Релея для Канадского щита с соответствующими значениями для других континентальных районов.

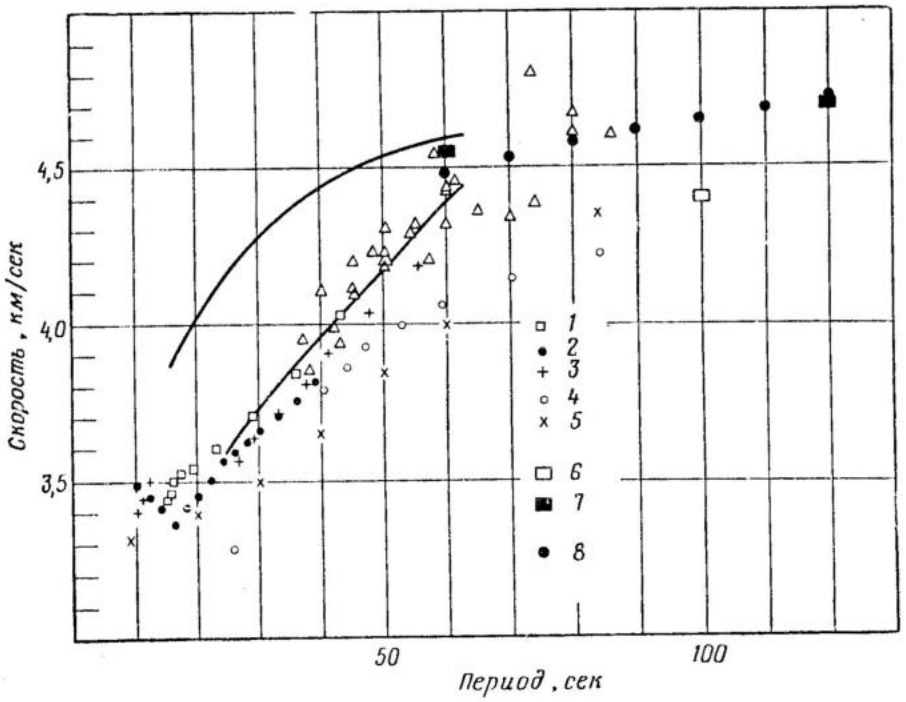
1 — Калифорния — Невада [40]; *2* — Нью-Йорк — Пенсильвания [32]; *3* — район Сан-Франциско [39]; *4* — Фейетвилл — Лоуренс — Сент-Луис [21]; *5* — Солт-Лейк-Сити — Ларами — Бозмен [21]; *6* — Алжир — Наталь [37]; *7* — Аляска — Палисейдс, 10 мая 1958 г.; *8* — афро-азиатская трасса [26]; *9* — фазовые и групповые скорости для Канадского щита.

Приведенные данные указывают на большие величины скорости поперечной волны в коре и верхней части оболочки для Канадского щита в сравнении с другими континентальными областями. Районы, для которых величины фазовых скоростей почти такие же, как для Канадского щита, имеют слабовыраженный рельеф, подобный рельефу Канадского щита. Такими районами являются Фейетвилл, Лоуренс, Сент-Луис [21] и район залива Сан-Франциско [39]. Фазовые скорости для высокогорных областей Скалистых гор (Солт-Лейк-Сити, Ларами, Бозмен) намного меньше, чем для Канадского щита, что указывает на большую толщину коры (около 50 *км*) и (или) на значительно меньшие значения скоростей в коре и оболочке. Фазовые скорости для районов Калифорния — Невада [40] и Нью-Йорк — Пенсильвания [32] меньше, чем для Канадского щита. Можно предположить, что в этих районах земная кора толще и (или) скорости волн меньше.

Некоторые данные о групповых скоростях также показаны на фиг. 12. Кривая групповой скорости для Канадского щита получена из кривой фазовой скорости графическим дифференцированием согласно формуле $U = C - \lambda dC/d\lambda$.

Значения групповых скоростей, полученные корреляцией между Резольют-Бей и Оттавой, Резольют-Бей и Палисейдс, нанесены крестиками. Разброс этих данных велик, но он не зависит от запаздывания или фазового сдвига сейсмографа и источника. Вышеуказанные значения групповой скорости хорошо согласуются с кривой групповой скорости, полученной дифференцированием кривой фазовой скорости.

Групповые скорости для Азии и Африки меньше, чем для Канадского щита. Это наблюдалось рядом исследователей [6, 26, 33, 34, 37]. Меньшие значения



Ф и г. 13. Сравнение фазовых и групповых скоростей волн Лява для Канадского щита с соответствующими значениями скоростей для других континентов.

1 — землетрясение в Баффиновом заливе 2 мая 1957 г., записанное станцией Палисейдс; *2* — землетрясение в Арктике 3 июня 1956 г., записанное станцией Палисейдс; *3* — землетрясение на Аляске 10 мая 1958 г., записанное станцией Палисейдс; *4* — землетрясение в Неваде 16 декабря 1954 г., записанное станцией Палисейдс; *5* — афро-азиатская трасса [26]; *6* — групповые скорости волн *G* [42]; *7* — фазовые скорости волн *G* [42]; *8* — фазовые скорости для трассы Рио—Цукуба [12].

этих скоростей соответствуют меньшей скорости поперечных волн в верхней части оболочки, а также большей толщине коры и (или) меньшей скорости поперечных волн в коре. Групповые скорости на трассе от Алжира до Наталя, использованные Прессом [37] для построения стандартных кривых фазовой скорости, на больших периодах значительно меньше, чем групповые скорости для Канадского щита. На фиг. 13 сравниваются групповые и фазовые скорости для Канадского щита со скоростями для других районов. Достоверных данных о фазовой скорости волн Лява для других районов не имеется. Данные для Канадского щита при больших периодах хорошо согласуются с фазовыми и групповыми скоростями волн *G* и волн Лява [12, 42]. Треугольниками отмечены групповые скорости, полученные корреляцией между двумя станциями, как это делалось и для волн Релея. Групповые скорости для Канадского щита резко возрастают с увеличением периода почти до 4,5 *км/сек* при периоде 60 *сек*. Это примерно на 0,3—0,4 *км/сек* больше, чем для Азии и Африки [6, 7, 26, 33, 34, 37] и США [20]. Таким образом, волны Лява указывают на такие же региональные вариации, как и волны Релея.

Дифференцирование теоретической кривой

Дорманом и Юингом [17, 18] предложен полуобъективный прием интерпретации данных фазовых скоростей в параметрах слоистой модели или структуры (обратная задача) с использованием способа наименьших квадратов. В этом приеме частные производные фазовой скорости по выбранным переменным параметрам вычисляются для каждого наблюдаемого периода. Эти производные являются коэффициентами матрицы уравнений, связывающих разность между наблюденными фазовыми скоростями и теоретическими. Решения таких уравнений дают поправки к параметрам модели. Решение системы уравнений методом наименьших квадратов дает численные значения поправок, и в теоретических моделях делаются соответствующие изменения. Процесс повторяется до тех пор, пока среднеквадратичное отклонение теоретических значений фазовой скорости от наблюденных не станет меньше определенной величины. Для того чтобы сэкономить время, обратную задачу решают не для ряда наблюденных значений, а для сглаженной кривой.

Чтобы использовать этот метод, в результаты наблюдений должна быть внесена поправка за кривизну Земли. Эта поправка незначительна для коротких периодов, но для основной моды становится заметной при периоде порядка 30 *сек*. Поправка за кривизну Земли для волн Релея дана Болтом и Дорманом [10] для модели Гутенберга. Поправки за кривизну для волн Лява предоставлены автору д-ром М. Ландисманом (личное сообщение). По мере того как определялась приближенная модель строения среды, поправка за кривизну переопределялась и инверсионный процесс повторялся. Окончательная теоретическая модель и поправка за кривизну была проверена программой Сато, Ландисмана и Юинга [43], Болта и Дормана для сферической Земли. Влияние кривизны на эту модель показано в табл. 7. Влияние кривизны для волн Лява больше, если в оболочке присутствует слой пониженной скорости. Для оболочки с непрерывным возрастанием скорости с глубиной это влияние меньше. Влияние кривизны на фазовые скорости волн Релея такое же, как у Болта и Дормана.

Таблица 7

ВЛИЯНИЕ КРИВИЗНЫ ЗЕМЛИ НА ФАЗОВУЮ СКОРОСТЬ ВОЛН ЛЯВА И РЕЛЕЯ

Период T, *сек*	Влияние кривизны ΔC, *км/сек*
Волны Лява	
20	−0,000
30	0,007
40	0,023
50	0,045
60	0,058
70	0,068
80	0,072
Волны Релея	
$Cc = C_n(1+0{,}00016\ T)$ [10]	

Чтобы получить этим методом физически реальное решение, важно выбрать тип структуры среды, т. е. число и толщину слоев и разделение параметров на активные и пассивные. Программа позволяет выбирать параметры, которые уточняются методом наименьших квадратов (активная группа), и параметры, которые остаются неизменными в процессе всей работы (пассивная группа). Число слоев остается фиксированным. Выбор правильной структуры включает рассмотрение количества информации, содержащейся в используемых данных, исследование таблиц частных производных для всех параметров и выполнение проверок при различных предположениях. Если допускать слишком мало или слишком много независимых данных, то это приведет либо к маловероятным значениям параметров, либо к системе, которая не имеет сходимости. Использованный в данной работе процесс интерпретации наблюденных данных может быть описан как физически обоснованный процесс, целью которого является урегулирование подбора кривой для наблюденных точек при помощи инверсионной программы, что невозможно сделать без электронно-вычислительных машин. Из ана-

лиза серии пробных вычислений стали ясны некоторые особенности обратной задачи.

1. Среда из трех слоев достаточна, чтобы объяснить некоторые отклонения в экспериментальных кривых для периодов, меньших 40 *сек*. Двухслойная земная кора для этого недостаточна.

2. Для теоретической кривой фазовой скорости необходимо наличие слоя пониженной скорости в верхней части оболочки. В таком случае эта кривая будет иметь форму экспериментальной кривой на больших периодах,т. е. будет иметь перегиб при периодах 33—40 *сек* и пологую часть при периодах 40—90 *сек*.

3. Когда задано число слоев, то в программе для волн Лява и Релея меняется лишь скорость поперечных волн и глубины залегания границ раздела, за исключением самых верхних слоев, где необходимо задавать вариации скорости продольных волн. На практике решение находится путем пробных вычислений, при которых меняются различные параметры.

4. Опыт показывает, что из наблюдений нельзя точно определить толщину слоев в тех случаях, когда изменения скорости поперечных волн малы. Например, граница между вторым и третьим слоями земной коры, которая может быть границей Конрада, выявляемой по преломленным волнам, определяется довольно грубо. Если внести соответствующие изменения в скорость поперечных волн в обоих слоях, то глубину этой границы можно изменить на 5 *км* и более. Поэтому глубина до этой границы может быть определена только приблизительно, как это получено, например, в работе Холла и Брисбина [23]. Значение глубины лежит в интервале, величина которого задается в процессе решения обратной задачи. Фазовые скорости основной моды, вероятно, не позволяют отличать слоистую кору этого типа от коры с градиентом скорости поперечной волны.

5. Решение обратной задачи становится неустойчивым в следующих случаях:

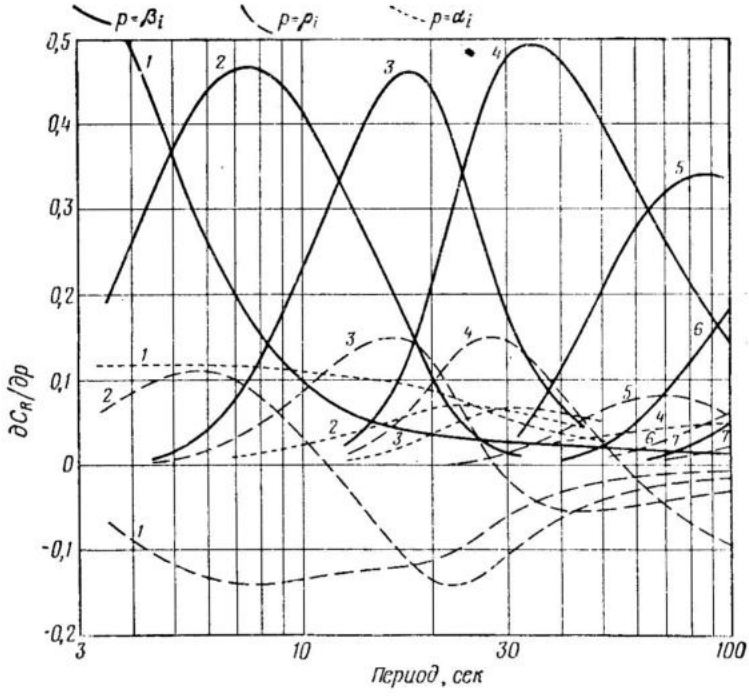
а. *Плотность слоев и скорость поперечных волн изменяются одинаково в заданном интервале глубин*. Большие и маловероятные одновременные вариации скорости поперечной волны и плотности слоев во многих случаях почти не улучшают согласованность с наблюдаемыми данными. Поэтому плотности слоев не определяются в обратной задаче. Они подбираются так, чтобы получилась наилучшая согласованность с окончательными величинами скоростей в трехслойной земной коре. Значения плотностей для более глубоких слоев берутся приближенно из модели Буллена [14], называемой моделью *A*.

б. *Число слоев в любом интервале глубин слишком велико*. Могут встречаться большие и маловероятные вариации скорости поперечных волн и толщин слоев с прилегающими к ним слоями, характеризующимися чрезмерно малыми или чрезмерно большими скоростями поперечных волн.

в. *Скорость продольных волн варьирует в любом из слоев, за исключением двух верхних*. Скорость продольных волн в нижнем слое мало влияет на дисперсию. Скоростям продольных волн для более глубоких слоев придаются достаточно произвольные, но правдоподобные значения, ибо эти скорости существенно не влияют на определение окончательной структуры. Скорость продольных волн в глубоко залегающих слоях земной коры выбирается такой, чтобы коэффициент Пуассона оставался правдоподобным.

На фиг. 14—16 показаны частные производные по всем параметрам для модели Канадского щита. Анализ этих данных позволяет объяснить многие из вышеприведенных замечаний, которые возникают при выполнении расчетов для обратной задачи. На фиг. 14 даны значения производных фазовой скорости волн Релея в интервале периодов 3—100 *сек* по скоростям продольных и поперечных волн и плотностям слоев. Кривые для α_5, α_6, α_7, α_8 опущены, так как величины производных в этом интервале периодов слишком малы, чтобы их можно было отчетливо представить в масштабе фигуры. На фиг. 15 приведены подобные данные для волн Лява. Скорости волн Лява не зависят

от скоростей продольных волн, и на фигуре нет соответствующих кривых. На фиг. 16 даны производные фазовых скоростей волн Лява и Релея по глубинам до каждой из поверхности раздела между слоями. Данные на этой фигуре иногда неполны, ибо программа PV7 для вычисления дисперсии, используемая в обратной задаче, ненадежна при вычислении фазовой скорости в том случае, когда kH больше 20 (k — волновое число, H — глубина залегания самой глубокой границы раздела). Таким образом, короткопериодная часть на некоторых кривых фиг. 16 не может быть вычислена, если оболочку Земли сделать слоистой. С другой стороны, если оболочка рассматривается как слоистая, то форма

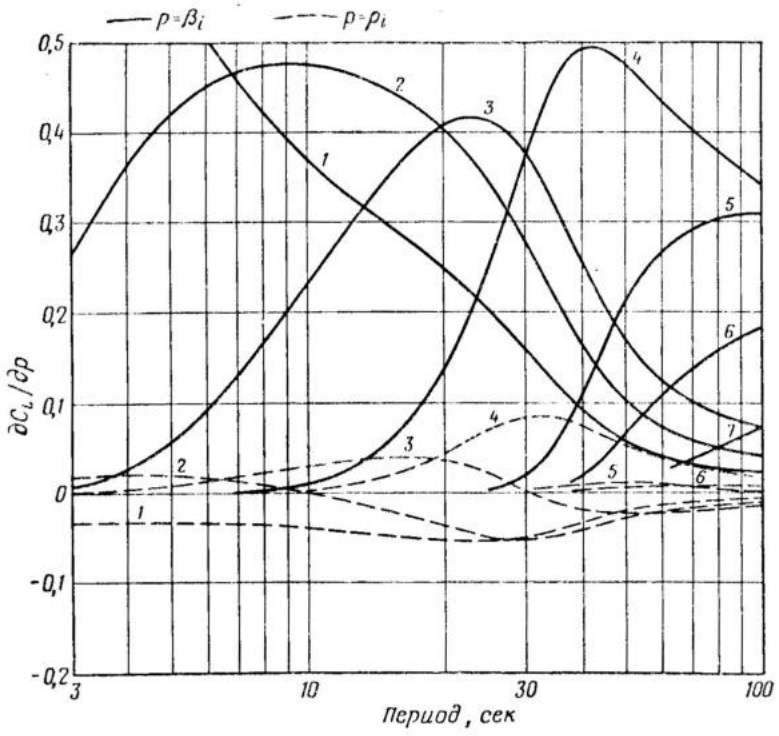


Ф и г. 14. Частные производные фазовой скорости волн Релея по параметрам слоев в модели Канадского щита.

Цифры указывают на производные, относящиеся к параметрам слоев 1—7. Фазовая скорость C_R измерена в *км/сек*. Параметры измерены либо в *км/сек* (скорости продольных и поперечных волн), либо в *г/см*³ (плотности).

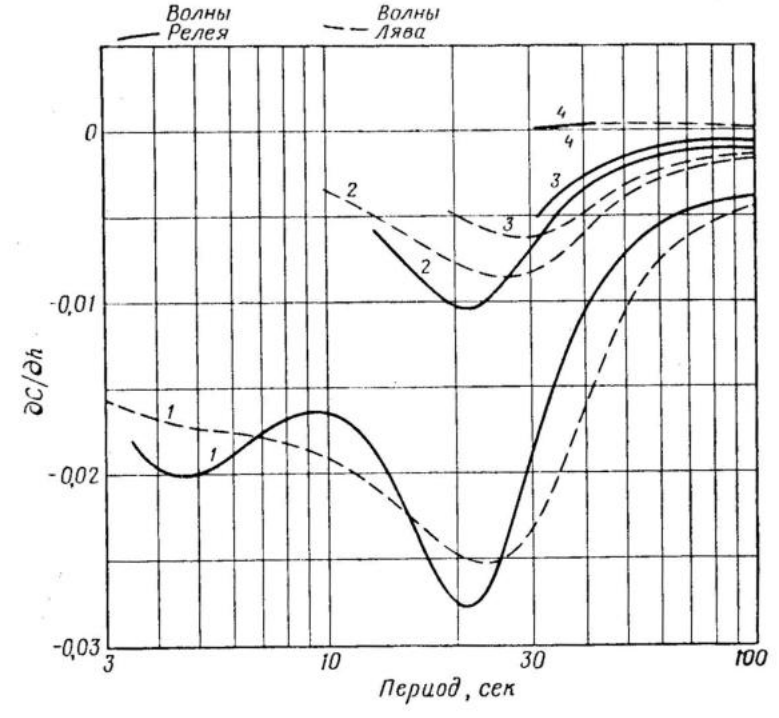
кривых значительно отличается вплоть до третьей границы раздела (границы Мохоровичича). Это делает невозможным точное определение глубины залегания границы. Обратная задача дает значение глубины границы Мохоровичича (M) около 35 *км*, и эта глубина согласуется с данными преломленных волн. Поэтому для границы M зафиксировано значение 35,2 *км*.

На этих фигурах форма кривых частных производных для всех слоев одинаковая, за исключением кривой для верхнего слоя. Это исключение возникает из-за того, что первый слой простирается до свободной поверхности. На фиг. 14 кривые для производных фазовой скорости волн Релея по скорости поперечных волн имеют максимум на периоде, который соответствует длине волны около 2—2,5 d, где d — расстояние до центра слоя. Это число полезно помнить при сравнении экспериментальных и теоретических данных о фазовых скоростях. Для каждого из слоев частные производные по скорости поперечных волн намного больше, чем по скорости продольных волн и плотности. Кривые частных производных фазовых скоростей волн Релея по скорости продольных волн имеют максимум на длинах волн около $5d$, значительно превышающих соот-



Ф и г. 15. Зависимость частных производных фазовых скоростей волн Лява от периода для параметров слоев в модели Канадского щита.

Пояснения см. фиг. 14.



Ф и г. 16. Частные производные фазовых скоростей волн Лява и Релея по глубинам залегания границ раздела в модели Канадского щита.

Цифры на кривых соответствуют производным для границ раздела *1—4*. Фазовая скорость измерена в *км/сек* глубина — в *км*.

ветствующую величину для кривых, изображающих производные для поперечных волн. Величина достигаемого максимума намного меньше, чем в случае скоростей поперечных волн. Это и объясняет, почему скорость продольных волн не может быть определена для более глубоких слоев.

Кривые производных по плотностям имеют короткопериодный максимум на малых периодах и минимум на больших. Исключение составляет верхний слой. Такое строение кривых может интерпретироваться как комбинированный эффект увеличения разности плотностей на верхней границе определенного слоя и уменьшения разности плотностей на его нижней границе, причем первое выражается в появлении короткопериодного максимума, второе — длиннопериодного минимума. Если в качестве параметра использовать вместо плотности слоев разность плотностей на границах раздела, то кривые для частных производных будут иметь лишь один максимум. По форме они будут подобны кривым производных по поперечным скоростям, но амплитуда их будет меньше. Сравнение формы кривых для производных по поперечным скоростям и плотностям показывает, что обычно небольшое увеличение плотности отдельного слоя может быть нейтрализовано небольшим уменьшением скорости поперечных волн в этом слое одновременно с небольшим увеличением скорости поперечных волн в нижележащем слое. Поэтому, когда допускается одновременная вариация скорости поперечных волн и плотности на одном и том же интервале глубин, появляется неустойчивость решения обратной задачи. Теоретически эта неустойчивость возникает из-за одного или более линейных соотношений между колонками матрицы производных. Тогда ранг матрицы производных меньше, чем число переменных, которые должны быть вычислены. Чтобы независимо определить скорость поперечных волн и плотность слоя, можно, вероятно, использовать данные о фазовых скоростях высших мод.

На основании изучения вышеприведенных кривых может быть сделана полуколичественная оценка правильного числа слоев. На фиг. 14 куполообразные кривые производных по поперечным скоростям довольно далеко отстоят от оси периодов, так что никакие две из них не могут быть скомбинированы так, чтобы хоть приблизительно получить третью кривую. Например, суммирование кривых *2* и *4* не даст хорошего приближения к кривой *3*. Однако если число слоев очень велико, то кривые производных для серии слоев (из которых каждый является тонким по сравнению с глубиной до этого слоя) будут перекрываться в такой степени, что отдельная кривая может быть представлена комбинацией кривых по обеим сторонам от нее. В таком случае решение обратной задачи становится неустойчивым.

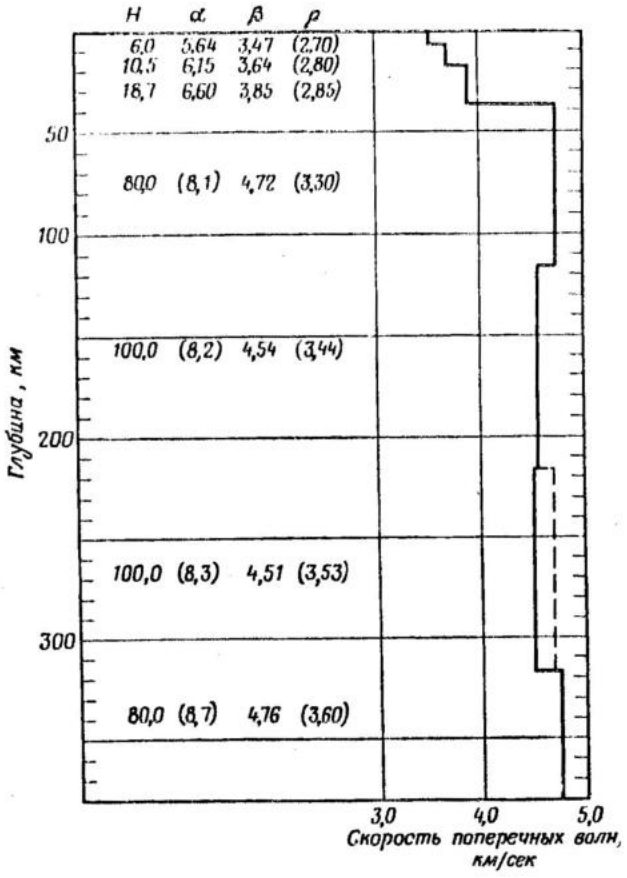
Подводя итог вышесказанному, можно утверждать, что решение обратной задачи не позволяет получить достаточно сложную структуру среды, которая могла бы соответствовать дисперсионным кривым фазовой скорости во всем интервале периодов и которая не противоречила бы ожидаемым физическим свойствам и другим достоверным сведениям о строении Земли. В то же время может быть получена простейшая модель, которая полностью удовлетворяет этим требованиям. Такова осредненная модель центральной части Канадского щита. Дальнейшее использование различных достоверных сейсмических данных в обратной задаче, например фазовых скоростей для более длинных и более коротких периодов и фазовых скоростей высших мод, несомненно, дополнят полученную модель.

Рассмотрение теоретической модели Канадского щита

Теоретическая модель Канадского щита, полученная в результате решения обратной задачи, показана на фиг. 17. В табл. 8 приведены теоретические значения фазовой скорости для этого случая, вычисленные по программе PV7 для плоскопараллельной среды. Здесь же даны значения фазовой скорости, полученные из сглаженной кривой, проведенной через экспериментальные точки.

Введена поправка за кривизну. В таблице приведены также разности между экспериментальными и теоретическими значениями фазовой скорости.

Отклонения значений теоретической фазовой скорости для Канадского щита от сглаженной экспериментальной кривой составляет менее 0,035 *км/сек*. Среднеквадратичные отклонения теоретической кривой от наблюдаемой составляют около 0,015 *км/сек*. Эта величина считается небольшой по сравнению



Ф и г. 17. Параметры слоев модели Канадского щита для земной коры и оболочки Канадского щита.

α — скорость продольных волн; β — скорость поперечных волн; ϱ — плотность; *H* — толщина.
Распределение скорости поперечных волн с глубиной показано справа.

с возможной ошибкой данных, которая может быть порядка 0,03 *км/сек* при любом данном периоде. Данный вариант является хорошим решением задачи. В короткопериодной части теоретическая кривая почти точно согласуется с наблюдаемой. Наибольшее отклонение имеет место для волн Релея при периоде около 30 *сек*, где теоретическая кривая лежит почти на 0,3 *км/сек* выше сглаженной наблюденной кривой. Это можно видеть на фиг. 3, где теоретическая кривая для модели Канадского щита, вычисленная по упомянутой выше программе для сферической Земли, сравнивается с наблюдаемыми данными. Неясно, что может вызывать это отклонение: возможно, систематическая ошибка при наблюдениях, либо недостаточно сложная слоистая среда, либо наличие небольшой анизотропии. Для волн Лява наблюдается хорошее согласие в этом диапазоне периодов. В среднем отклонение мало, и теоретическая модель Канадского щита дает хорошее согласие с наблюденными данными.

Таблица 8

ПАРАМЕТРЫ СЛОЕВ

Толщина	α	β	ρ
6,0	5,64	3,47	2,70
10,5	6,15	3,64	2,80
18,7	6,60	3,85	2,85
80,0	8,10	4,72	3,30
100,0	8,20	4,54	3,44
100,0	8,30	4,51	3,53
80,0	8,70	4,76	3,60
∞	9,30	5,12	3,76

Волны Лява

T	C	$C_{эксп}$	$C_{эксп}-C$	T	C	$C_{эксп}$	$C_{эксп}-C$
10,00	3,74107	3,71000	—0,03107	36,00	4,35300	4,36400	0,01100
12,00	3,79129	3,76000	—0,03129	38,00	4,37928	4,39200	0,01272
14,00	3,84354	3,81500	—0,02854	40,00	4,40209	4,41200	0,00991
16,00	3,89745	3,89000	—0,00745	42,00	4,42184	4,43300	0,01116
18,00	3,95227	3,96000	0,00773	44,00	4,43897	4,45300	0,01403
20,00	4,00710	4,02000	0,01290	46,00	4,45389	4,46900	0,01511
22,00	4,06096	4,08500	0,02404	48,00	4,46698	4,48200	0,01502
24,00	4,11296	4,13600	0,02304	50,00	4,47858	4,49600	0,01742
26,00	4,16230	4,18700	0,02470	52,00	4,48895	4,50800	0,01905
28,00	4,20832	4,22600	0,01768	54,00	4,49834	4,51600	0,01766
30,00	4,25059	4,26700	0,01641	56,00	4,50693	4,52100	0,01407
32,00	4,28881	4,31000	0,02119	58,00	4,51485	4,52500	0,01015
34,00	4,32292	4,33700	0,01408	60,00	4,52225	4,52900	0,00675

Волны Релея

3,50	3,19996	3,19600	—0,00396	17,00	3,55833	3,55500	—0,00333
4,00	3,21399	3,21500	0,00101	18,00	3,59556	3,60000	0,00444
4,50	3,22752	3,23200	0,00448	19,00	3,63347	3,63300	—0,00047
5,00	3,24028	3,24800	0,00772	20,00	3,67141	3,66700	—0,00441
5,50	3,25234	3,26100	0,00866	22,00	3,74478	3,74000	—0,00478
6,00	3,26384	3,27500	0,01116	24,00	3,81134	3,78900	—0,02234
6,50	3,27494	3,28700	0,01206	26,00	3,86872	3,84300	—0,02572
7,00	3,28575	3,29800	0,01225	28,00	3,91648	3,88600	—0,03048
7,50	3,29640	3,30600	0,00960	30,00	3,95539	3,92600	—0,02939
8,00	3,30699	3,31500	0,00801	32,00	3,98675	3,95400	—0,03275
8,50	3,31760	3,32200	0,00440	34,00	4,01191	3,98100	—0,03091
9,00	3,32832	3,32900	0,00068	36,00	4,03210	4,01000	—0,02210
9,50	3,33923	3,33800	—0,00123	38,00	4,04835	4,03900	—0,00935
10,00	3,35041	3,34800	—0,00241	40,00	4,06151	4,06100	—0,00051
11,00	3,37384	3,36600	—0,00784	42,00	4,07222	4,08400	0,01178
12,00	3,39909	3,38800	—0,01109	44,00	4,08098	4,09600	0,01502
13,00	3,42648	3,41700	—0,00948	46,00	4,08818	4,09800	0,00982
14,00	3,45621	3,44500	—0,01121	48,00	4,09416	4,10300	0,00884
15,00	3,48823	3,47900	—0,00923	50,00	4,09918	4,11000	0,01082
16,00	3,52239	3,51500	—0,00739	52,00	4,10343	4,11500	0,01157

Продолжение табл. 8

T	C	$C_{эксп}$	$C_{эксп}-C$	T	C	$C_{эксп}$	$C_{эксп}-C$
54,00	4,10709	4,11800	0,01091	80,00	4,13622	4,12300	—0,01322
56,00	4,11026	4,11800	0,00774	84,00	4,14074	4,12600	—0,01474
58,00	4,11306	4,11800	0,00494	88,00	4,14565	4,12600	—0,01965
60,00	4,11559	4,11800	0,00241	92,00	4,15099	4,12800	—0,02299
62,00	4,11790	4,11800	0,00010	100,00	4,16305	4,13600	—0,02705
64,00	4,12006	4,11800	—0,00206	110,00	4,18072	4,19000	0,00928
68,00	4,12411	4,11900	—0,00511	120,00	4,20108	4,22000	0,01892
72,00	4,12802	4,11900	—0,00902	130,00	4,22367	4,24800	0,02433
76,00	4,13201	4,12000	—0,01201				

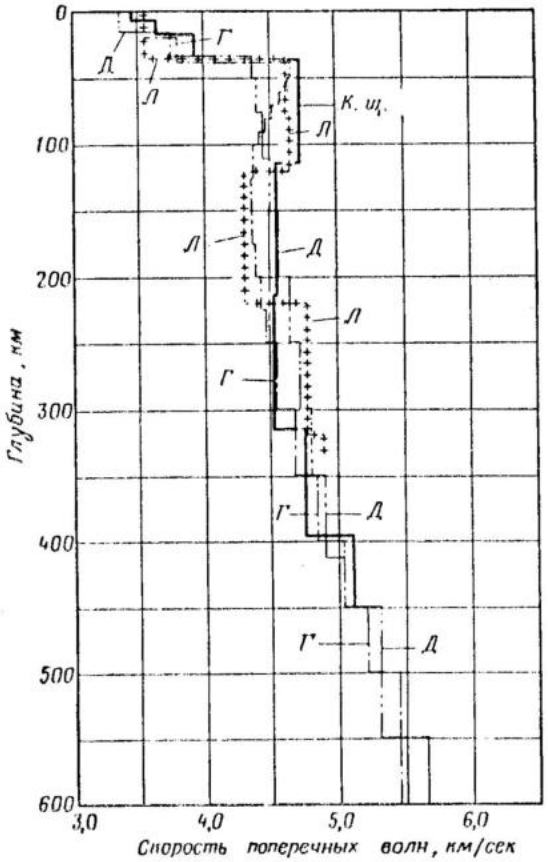
На периодах, превышающих 90 *сек*, теоретические значения фазовой скорости волн Релея для Канадского щита хорошо согласуются с экспериментальными, показанными светлыми кружками на фиг. 5, но лежат значительно выше кривой фазовой скорости для многократно обегающих Землю волн Релея, распространяющихся в оболочке [11], и больше теоретических значений Гутенберга и для варианта *A* Буллена [10]. Различие между кривыми с увеличением периода уменьшается, но остается значительным для периодов в несколько сот секунд. Брюн [11] отметил, что фазовые скорости с периодом 200 *сек* для большого круга, включающего Перт (Австралия), Оттаву и эпицентр землетрясения 10 июля 1958 г. на юго-востоке Аляски, почти на 0,02 *км/сек* больше, чем фазовые скорости для других трасс вдоль большого круга, проходящих через Канадский и Австралийский щиты и Тихий, Атлантический и Индийский океаны. Если предположить, что фазовая скорость для Австралийского щита такая же, как и для Канадского, тогда разность 0,02 *км/сек* может быть обусловлена бóльшими значениями фазовых скоростей на этих щитах.

Скорость поперечных волн в верхней части оболочки для Канадского щита, равная 4,72 *км/сек*, согласуется с данными для *Sn*, как это видно на фиг. 9. Скорость поперечных волн промежуточного слоя земной коры, равная 3,65 *км/сек*, хорошо согласуется со скоростью волн *Lg*. Отрезок начальной ординаты (начальное время) для *Sn* составляет 11,5 *сек* для модели Канадского щита. Ходжсон получил начальную ординату 16,3 *сек*, но его данные основываются только на пяти наблюдениях для расстояний, превышающих 450 *км*, и поэтому мало достоверны. Холл и Брисбин [23] получили предельное время для волн *Sn* около 10 *сек*. Их результаты также основаны на небольшом числе данных. Если более достоверное предельное время для волн *Pn*, полученное Ходжсоном, перевести в предельное время для *Sn* при коэффициенте Пуассона 0,25, то получится 13 *сек*. Для двух землетрясений с эпицентрами на Канадском щите Леманн [28] получила предельное время 9 и 11 *сек*. Таким образом, предельное время волн *Sn* для теоретической модели Канадского щита лежит в пределах наблюденных времен.

Скорость поперечных волн в слое пониженной скорости для Канадского щита составляет 4,54—4,51 *км/сек*, что примерно на 0,2 *км/сек* больше, чем наименьшая скорость в модели Гутенберга [22] (фиг. 18), которая часто используется как типичная модель верхней части оболочки под континентами. Скорости поперечных волн для модели Канадского щита на глубинах до 200 *км* на 0,1—0,2 *км/сек* больше, чем на соответствующих глубинах модели Гутенберга.

Для подтверждения наблюденных данных резких границ у слоя пониженной скорости может и не быть. Можно принять плавное уменьшение или увеличение скорости поперечных волн с глубиной в слое. Например, постепенное

увеличение скорости с глубиной в верхней части оболочки на глубинах, соответствующих слою *4*, нельзя отличить от случая постоянной скорости.



Ф и г. 18. Сравнение распределения скоростей поперечных волн в модели Канадского щита с другими слоистыми континентальными моделями (см. [19]).

К. щ. — модель Канадского щита; *Г* — модель Гутенберга; *Д* — модель Джефриса; *Л* — модель Леманн.

Сравнение модели Канадского щита с другими моделями

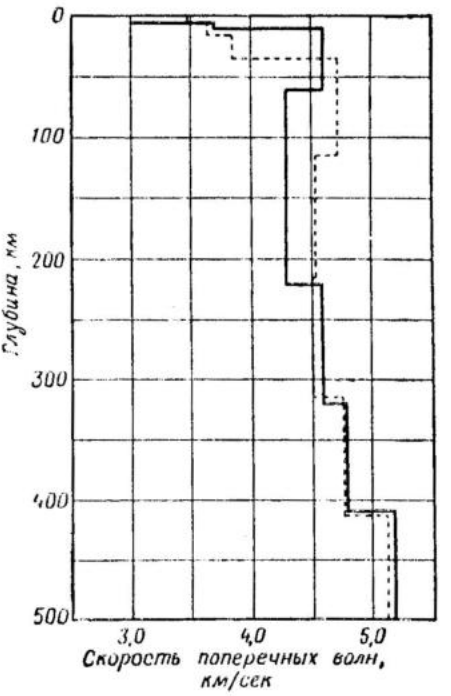
Различие в строении Канадского щита и области Нью-Йорк — Пенсильвания видно из модели ХРЗА, полученной Дорманом и Юингом [18] таким же методом, как и в данной работе. Для модели ХРЗА вычисленное предельное время Sn составляет 13,3 *сек*, что согласуется с величиной, полученной Катцем в 1955 г. методом преломленных волн. Это значительно больше, чем 11,5 *сек* для Канадского щита. Средневзвешенное значение поперечной скорости $\bar{\beta}_3$ для трехслойной модели Канадского щита ($H = 35{,}2$ *км*) составляет 3,72 *км/сек*. Вычисления проводились по формуле

$$\frac{\sum_{i=1}^{n} h_i}{\bar{\beta}_n} = \sum_{i=1}^{n} \frac{h_i}{\bar{\beta}_i}.$$

Для модели ХРЗА $\bar{\beta}_1 = 3{,}64$ *км/сек* ($H = 38{,}6$ *км*). Толщина коры в районе Нью-Йорк — Пенсильвания значительно больше и (или) скорость поперечных волн меньше, чем для Канадского щита. Если же в первой области присутствует

высокоскоростной промежуточный слой, еще не обнаруженный, то толщина коры будет больше, чем полученная ныне.

По данным Пресса [40], Берга и др. [8] и Димента и др. [16] строение коры в районе Калифорния — Невада заметно отличается от строения коры Канадского щита. Для волн *Lg* района Калифорния — Невада Пресс дает значение 3,49 *км/сек*, в то время как для *Lg* на Канадском щите наблюдается скорость 3,65 *км/сек*. Скорость волн P_2, соответствующая границе на глубине 24 *км*, составляет 7,66 *км/сек*, а *Pn* для границы раздела на глубине 50 *км* — 8,11 *км/сек*. Однако Пресс, используя простые модели, не смог согласовать эти данные, полученные методом преломленных волн, с фазовыми скоростями и гравитационными данными.



Ф и г. 19. Сравнение распределения скоростей поперечных волн в модели Канадского щита (пунктирная линия) [19] с океанической моделью 8099 (сплошная линия).

Это сопоставление указывает на большие различия в скоростях поперечных волн почти до глубины 200 *км*.

Существует значительное различие в величинах скоростей поперечных волн в верхней части оболочки до глубины 250 *км* между моделями Канадского щита и современными континентальными моделями. Это может служить признаком региональных вариаций строения верхней части оболочки под континентами. Следует подчеркнуть, что ни одна из других моделей, приведенных на фиг. 18, не подтверждена дисперсионными данными ни в одной из больших континентальных областей. Тем не менее из анализа фиг. 12 и 13 следует, что региональные вариации скоростей поперечных волн для континентов возможны по крайней мере до глубины 100 *км*. Для Канадского щита скорости поперечных волн больше, чем для других областей. Так как имеются доказательства существования относительно малого теплового потока в Квебеке и Онтарио [29], представляется правдоподобным коррелировать это с относительно большими скоростями поперечных волн, основываясь на предложенной Рингвудом [41] петрологической модели для верхней части оболочки. Рингвуд предполагает, что под Канадским щитом слой пониженной скорости может отсутствовать, ибо наблюдаемые величины теплового потока слишком малы. Полученная авторами модель Канадского щита содержит слой пониженной скорости, но, принимая во внимание неопределенности теории Рингвуда и температурной кривой для Канадского щита, можно полагать, что его петрологическая модель согласуется с результатами данной работы.

На фиг. 19 показано различие модели Канадского щита и модели 8099, полученной по дисперсии волн Релея для чисто океанического пути [19]. Скорости поперечных волн для модели 8099 на 0,2 *км/сек* меньше, чем для модели Канадского щита на глубинах 50—200 *км*. Дисперсионные кривые волн Релея для модели 8099 согласуются с большим числом точных значений фазовой и групповой скоростей волн Релея в Тихом океане [19, 27]. Распределение скоростей поперечных волн глубже 200 *км* для модели Канадского щита такое же, как для моделей Гутенберга и 8099, и, следовательно, значительно меньше, чем для модели Леманн на глубинах 200—300 *км*.

Анизотропия

Полученные авторами данные о дисперсии волн для Канадского щита согласуются с моделью среды без анизотропии в слоях (скорость волн SH при анизотропии значительно отличается от скорости волн SV). Анизотропия в слоях по-разному влияет на фазовую скорость волн Лява и Релея, так как волны Лява не имеют вертикальной компоненты SV. Андерсон [3] рассмотрел дисперсионные уравнения с учетом анизотропии. Он установил, что значительная анизотропия может существовать в слоях пониженной скорости [4]. Выше упоминалось, что для волн Релея при периоде около 30 *сек* имеются небольшие отклонения наблюденной кривой от теоретической. Это расхождение может быть легко объяснено существованием небольшой анизотропии вблизи границы Мохоровичича. Однако нет основания предполагать наличие значительной анизотропии в этом слое.

Теоретические сейсмограммы

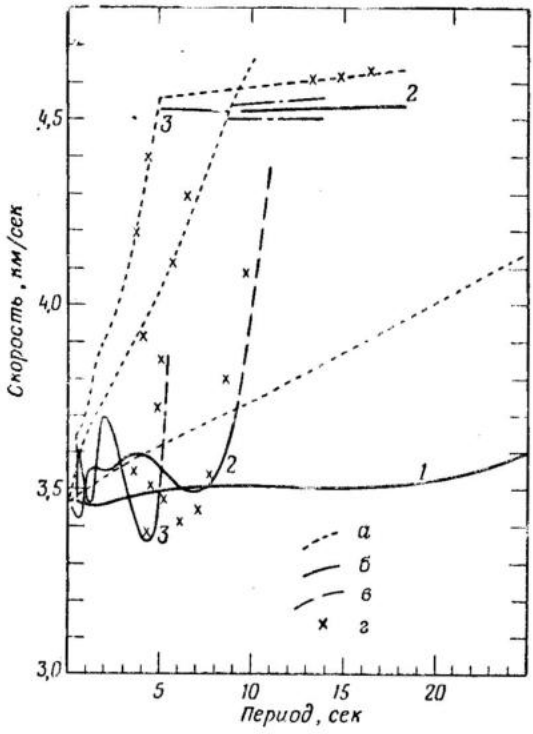
Оливер и Юинг [30, 31] показали, что данные о более высоких обертонах и модах также могут быть использованы для изучения строения Земли. Можно ожидать, что наблюдения над высшими модами дадут более подробные сведения о параметрах отдельных слоев на определенных глубинах, чем данные только основной моды. Для того чтобы определить, может ли модель Канадского щита объяснить все достоверные сейсмические данные для данной модели, были вычислены дисперсионные кривые высших мод волн Лява и Релея. При вычислениях использовалась программа PV7 с плоскопараллельными слоями. В данной работе рассмотрены только первые три моды [1] волн Лява, мода волн Релея и ее первые две поперечные моды. Кроме того, выявлены многие важные стороны использования высших мод. Более детальное рассмотрение высших мод для Канадского щита будет сделано в дальнейшем. Главной задачей в данной работе является установление высокочастотного предела для волн Релея в программе PV7, которая была использована для вычисления теоретических кривых. Невозможно было вычислить фазовые скорости для некоторых интервалов периодов первой и второй поперечных мод волн Релея. Однако главные особенности кривых поперечной моды определены. Фазовые скорости поперечной моды очень близки к скоростям соответствующей моды волн Лява.

Сейсмограммы представляют собой суперпозицию нескольких мод, и поэтому их трудно анализировать с помощью стандартных методов, например методом Фурье. Чтобы легче было интерпретировать дисперсионные кривые высших мод и правильно понимать имеющиеся сейсмограммы, кривые были преобразованы путем синтеза по Фурье в теоретические сейсмограммы для типичных расстояний. При этом начальный спектр принимался за константу. Программа для вычисления теоретических сейсмограмм составлена для IBM 1620. По этой программе период, фазовая скорость, логарифмический декремент затухания, начальная фаза и начальная амплитуда являются функциями частоты. Смещения вычисляются как функции времени на определенных расстояниях. В программе использовалась функция, представляющая вес в области времен для каждого участка кривой фазовой скорости, использованной при численном интегрировании. Такая весовая функция подобна данной Булленом [14] и использована Аки [1, 2]. Программа дает возможность в 1 *мин* интегрировать приблизительно 100 приращений по частоте для определенного времени пробега и расстояния от источника.

На фиг. 20 показаны кривые фазовых и групповых скоростей первых трех мод волн Лява для модели Канадского щита. Соответствующие теоретические

[1] В США первой модой часто называют основной тон поверхностной волны.— *Прим. ред.*

сейсмограммы показаны на фиг. 21. Из общего характера теоретических сейсмограмм видно, что многие особенности группы волн поперечного типа, обычно называемых волнами *Lg* [5, 35], могут быть объяснены суперпозицией высших мод. В общем каждый слой представлен изгибом или максимумом на кривой групповой скорости. На теоретических сейсмограммах в момент, соответствующий максимуму, обычно появляется заметное изменение частоты и (или) увеличение амплитуды. Эту часть волновой группы можно назвать «фазой». То же



Ф и г. 20. Теоретические кривые фазовой и групповой скоростей волн Лява для модели Канадского щита.

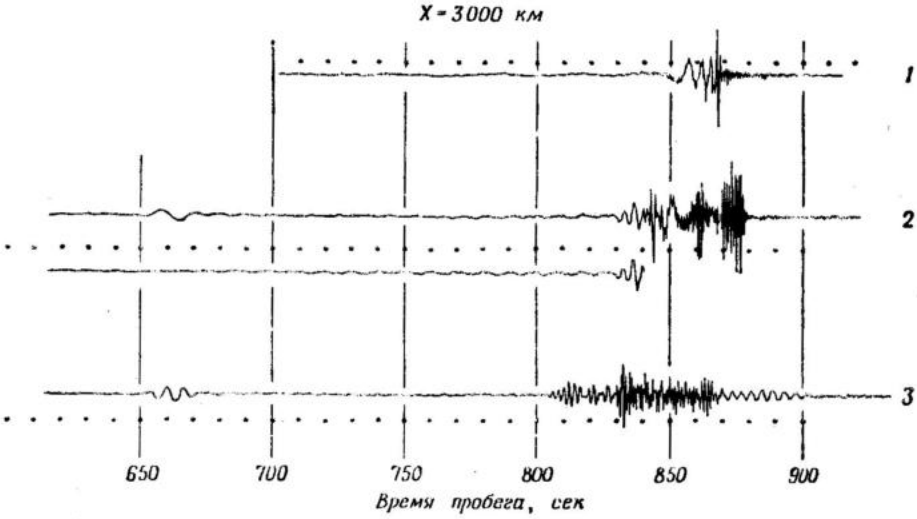
Модель Канадского щита *1* получена из модели Канадского щита путем замены слоя пониженной скорости на более тонкий (см. пунктирную линию на фиг. 17). При этом полагали, что часть кривых с фазовыми скоростями около 4,5 *км/сек* повышается примерно на 0,1 *км/сек*, а та часть кривой, которая относится к земной коре, не изменяется.

а — кривая фазовой скорости волн Лява; *б* — кривая групповой скорости; *в* — продолжения кривых групповой скорости 2-й и 3-й мод (слой пониженной скорости отсутствует); *г* — некоторые значения скоростей волн Релея.

самое справедливо и для минимума на кривой групповой скорости. Действительный вид сейсмограммы в эти моменты в большой степени зависит от широкого экстремума с большой энергией или узкого с малой энергией колебаний. Максимальные значения групповой скорости для очень высоких мод почти равны скорости поперечных волн в каждом соответствующем слое. Такой же вывод дает и теория нормальных мод в жидких слоях [44]. Высокочастотный предел всех высших мод приближается к скорости поперечных волн в верхнем слое земной коры. Интересно, что в трех первых модах волн Лява нет максимумов, достигающих скорости поперечных волн в нижнем слое земной коры. Следовательно, здесь энергия должна быть мала у волн *SH* на периодах, больших 2 *сек*, преломленных на границе этого слоя на больших расстояниях. Максимум в третьей моде волн Лява, соответствующий этому слою, достигает скорости около 3,7 *км/сек* на периоде около 2,1 *сек*; максимум во второй моде — около 3,6 *км/сек* на периоде около 3,7 *сек*. Скорость поперечных волн в слое

равна 3,85 *км/сек*. Максимум скорости третьей моды волн Лява (3,6 *км/сек* на периоде около 0,9 *сек*), соответствующий среднему слою в коре, почти достигает скорости поперечных волн в этом слое (3,65 *км/сек*), тогда как соответствующий максимум во второй моде волн Лява достигает только 3,56 *км/сек* на периоде 1,5 *сек*. Поэтому может быть внесена значительная ошибка, если скорость в максимуме принять за точное значение скорости поперечных волн в соответствующем слое.

Главной особенностью кривой групповой скорости основной моды является широкая плоская часть кривой от очень коротких периодов до периодов около 20 *сек*, которая дает на теоретической сейсмограмме для этой моды импульсную группу волн со скоростью около 3,55 *км/сек*. Такая кривая получается

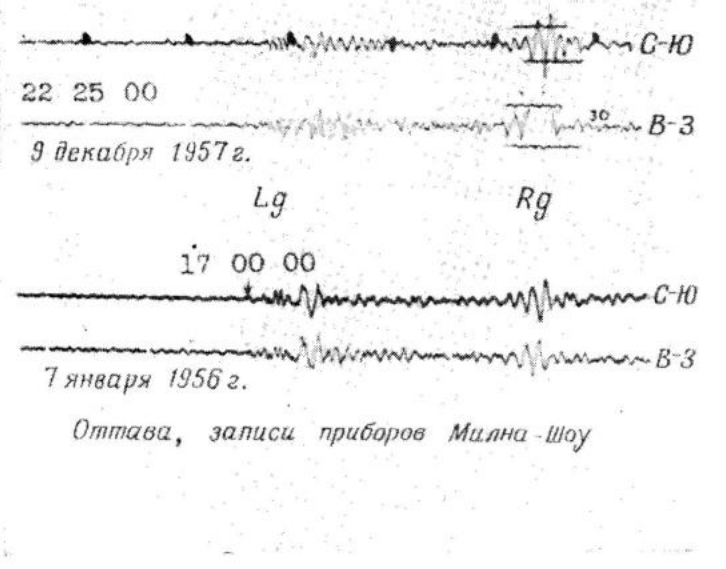


Ф и г. 21. Теоретические сейсмограммы высших мод волн Лява для модели Канадского щита.

Черные точки отделяют 10-секундные интервалы. Высокочастотные сигналы малой амплитуды, появляющиеся перед главными волнами (например, на 810 *сек* для 2-й моды волн Лява), реально не существуют и появляются благодаря недостаточно малым приращениям частоты в высокочастотном интервале интегрирования.

тогда, когда нет слоя пониженной скорости, который служил бы волноводом для этих волн, и является следствием распространения поверхностных волн в коре при увеличении скорости с глубиной. Это хорошо согласуется с наблюдениями импульсной волны, показаной на фиг. 22, особенно для сейсмограммы 7 января 1956 г. Всплеск энергии колебаний на периоде около 4 *сек* при скорости около 3,6 *км/сек* также наблюдается на сейсмограммах фиг. 22 и, по-видимому, соответствует широкому максимуму на кривой групповой скорости второй моды. Эта особенность часто наблюдается на сейсмограммах Канадского щита [20]. Сравнение сейсмограмм станции Оттава на фиг. 22 для двух землетрясений Юкона показывает заметное различие их внешнего вида, хотя оба эпицентра почти идентичны. На сейсмограммах 9 декабря 1957 г. виден цуг колебаний с периодом около 5,5 *сек*, продолжающийся после времени появления импульса первой моды. Это, очевидно, соответствует почти идентичному цугу волн на теоретической сейсмограмме третьей моды волн Лява; поэтому различный вид двух сейсмограмм может быть объяснен относительно сильным возбуждением цуга волн третьей моды с периодом 5,5 *сек*. Хорошее согласие в деталях между теоретическими и наблюдаемыми сейсмограммами дает уверенность в том, что модель Канадского щита соответствует реальной структуре. Характерной особенностью теоретических сейсмограмм в отличие от полученных является наличие групп волн с периодом 2 *сек* и максимальной скоростью 3,7 *км/сек* (время пробега равно 805 *сек*; см. фиг. 21) для третьей моды волн

Лява. Эта волна подобна преломленной поперечной волне в нижнем слое земной коры (S_2). Ее отсутствие на наблюденных сейсмограммах может быть объяснено слабым возбуждением третьей моды в этом интервале периодов или наличием градиента скорости поперечных волн, а не серии слоев в земной коре. Градиент, вероятно, будет сглаживать изгиб кривой фазовой скорости и понижать характерный максимум групповой скорости.



Ф и г. 22. Сейсмограммы землетрясений Юкона, полученные на станции Оттава.

Lg имеет поперечное движение частиц. *Rg* — обратное эллиптическое (релеевский тип).

Для фазовых скоростей, близких к скорости поперечных волн в слое пониженной скорости или превышающих эту скорость, характерно, что энергия каждой моды концентрируется в этом слое. Между кривой фазовой скорости и почти вертикальной кривой групповой скорости образуется острый угол. Детали кривых в этом интервале скоростей рассмотрены Л. Сайксом (личное сообщение). Влияние слоя особенно хорошо проявляется при сравнении двух теоретических сейсмограмм для второй моды волн Лява: одной при наличии слоя пониженной скорости в оболочке, другой — без него (см. фиг. 21). На первой сейсмограмме со слоем пониженной скорости наблюдается импульс энергии с периодом около 12 *сек*, на второй он отсутствует. Распределение скорости поперечных волн, использованное для этих кривых и теоретических сейсмограмм, отличается от модели Канадского щита согласно пунктирной линии на фиг. 1, поскольку для модели Канадского щита характерно наличие более мощного слоя пониженной скорости. Это не сказывается на короткопериодной части кривых высших мод или теоретических сейсмограмм (времена пробега превышают 780 *сек*). Такое распределение было использовано, чтобы посмотреть, будут ли кривые высших мод давать в этом интервале скоростей какую-либо надежную информацию о глубине подошвы слоя пониженной скорости. Если принять для модели Канадского щита этот слой более мощным, то плоские участки кривых групповой и фазовой скоростей должны соответствовать меньшим значениям скоростей, как это показано штрих-пунктирными кривыми на фиг. 20. Слой пониженной скорости необходим, по-видимому, для концентрации энергии в этом слое. Движение на поверхности значительно слабее, чем в слое. В этом смысле часть сейсмограмм фиг. 21 несколько искусственна, ибо амплитуда на поверх-

ности произвольно принята постоянной. На Канадском щите мало глубокофокусных землетрясений, и, следовательно, нельзя ожидать, что эта фаза будет возбуждаться с бóльшими амплитудами. Для землетрясения в Арктике 3 июня 1956 г., изученного Оливером и Юингом [30], заметны колебания, соответствующие данной фазе, но ввиду сложной природы кривых для этого района, где имеется слой пониженной скорости, окончательная интерпретация невозможна без полного теоретического исследования.

Оливер и Юинг [30] указали, что крутая часть кривых групповой скорости первой поперечной моды и второй моды волн Лява с периодом около 10 *сек* зависит от толщины коры. Кривая второй моды волн Лява достигает групповой скорости 3,8 *км/сек* при периоде 9,5 *сек*, и это хорошо согласуется с данными, приведенными на фиг. 11; однако период иногда короче. На основании этого можно предположить, что кора на некоторых трассах может быть толще. Кривая для первой поперечной моды достигает скорости 3,8 *км/сек* при периоде 8,5 *сек*, что соответствует данным, представленным на фиг. 10; но и здесь по некоторым результатам можно ожидать более толстую кору. Это различие может быть вызвано тем, что рассмотренные трассы неодинаковы и что имеются действительные вариации толщины коры в пределах нескольких километров. Так, можно предполагать, что самая тонкая кора характерна для трассы Резольют-Бей — Оттава. Для групповых скоростей, превышающих 3,9 *км/сек*, кривая должна иметь изгиб. Эта часть кривой соответствует второй и более высоким поперечным модам в случае присутствия слоя пониженной скорости. Интерпретация этих кривых пока не приводится. Данные о высших модах соответствуют модели Канадского щита в пределах ошибок и неопределенностей интерпретации.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., 1960a. Study of Earthquake Mechanism by a Method of Phase Equalization Applied to Rayleigh and Love Waves, Journ. Geophys. Res., **65**, 729—740.
2. Aki K., 1960b. Interpretation of Source Functions for Circum-Pacific Earthquakes Obtained from Long-Period Rayleigh Waves, Journ. Geophys. Res., **65**, 2405—2417.
3. Anderson D., 1961. Elastic Wave Propagation in Layered Anistropic Media, Journ. Geophys. Res., **66**, 2953—2963.
4. Anderson D., Harkrider D., 1962. The Effect of Anistropy on Dispersion of Long-Period Surface Waves, Abstract, Am. Geophys. Union. Meetings, April.
5. Bath M., 1954. The Elastic Waves Lg and Rg Along Euro-Asiatic Paths, Arkiv for Geofysik, **2**, 295—342.
6. Bath M., Vogel A., 1957. Continental Dispersion of Seismic Waves, Geofis. Pura e Appl., **38**, 10—18.
7. Bath M., 1959. Seismic Surface-Wave Dispersion. A World-Wide Survey, Geofis. Pura e Appl., **43**, 131—147.
8. Berg J. W., Jr., Cook K., Navans H. D., Jr., Dolan W. L., 1960. Seismic Investigations of Crustal Structure in the Eastern Part of the Basin and Range Province, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 511—535.
9. Bolt B. A., 1960. The Revision of Earthquake Epicentres, Focal Depths and Origin-Times Using a High-Speed Computer, Geophys. Journ. Roy. Astron. Soc., **3**, 433—440.
10. Bolt B. A., Dorman J., 1961. Phase and Group Velocities of Rayleigh Waves in a Spherical, Gravitating Earth, Journ. Geophys. Res., **66**, 2965—2981.
11. Brune J. N., 1961. Radiation Pattern of Rayleigh Waves from the Southeast Alaska Earthquake of July 10, 1958, A Symposium on Earthquake Mechanism, John H. Hodgson, ed., Publ. Dominion Observatory, Ottawa, **24**, 373—383.
12. Brune J. N., Benioff H., Ewing M., 1961. Long-Period Surface Waves from the Chilean Earthquake of May 22, 1960 Recorded on Linear Strain Seismographs, Journ. Geophys. Res., **66**, 2895—2910.
13. Brune J. N., Nafe J., Oliver J., 1960. A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains, Journ. Geophys. Res., **65**, 287—304.
14. Bullen K., 1953. Introduction to the Theory of Seismology, New York, Cambridge University Press.
15. Caloi P., 1954. L'Astenosfera come Canale-Guida dell'Energia Sismica, Ann. di Geofis., **7**, 491—501.

16. Diment W. H., Stewart S. W., Roller J. C., 1961. Crustal structure from the Nevada Test Site to Kingman, Arizona, from seismic and Gravity Observations, Journ. Geophys. Res., **66**, 201—214.
17. Dorman J., Ewing M., 1962. Numerical Solution of the Inversion Problem for Earthquake Surface-Wave Dispersion, Abstract, Geol. Soc. Am., Sp. Pap. **68**, 20.
18. Dorman J., Ewing M., 1962. Numerical Inversion of Surface Wave Dispersion Data and Crust-Mantle Structure in the New York — Pennsylvania Area, Journ. Geophys. Res. (в печати), December issue.
19. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 87—115.
20. Ewing M., Jardetzky W., Press F., 1957. Elastic waves in layered media, New York, McGraw-Hill Book Co.
21. Ewing M., Press F., 1959. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, part III: The United States, Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244. (Перевод см. в наст. сб., стр. 23.)
22. Gutenberg B., 1955. Channel Waves in the Earth's Crust, Geophysics, **20**, 283—294.
23. Hall D. H., Brisbin W. C., 1961. A Study of the Mohorovičić Discontinuity near Flin Flon, Manitoba, Final Rpt. for Geophys. Res. Dir. Air Force Cambridge Res. Labs., Off. Aerospace Res., U. S. Air Force.
24. Hodgson J. H., 1953a. A seismic survey in the Canadian Shield I. Refraction. studies based on rockbursts at Kirkland Lake, Ont., Publ. Dominion Observatory, Ottawa, **16**, 113—163.
25. Hodgson J. H., 1953b. A Seismic Survey in the Canadian Shield. II. Refraction Studies Based on Timed Blasts, Publ. Dominion Observatory, Ottawa, **16**, 167—181.
26. Kovach R., 1959. Surface Wave Dispersion for an Asio-African and a Eurasian Path, Journ. Geophys. Res., **64**, 805—813.
27. Kuo J., Brune J., Major M., 1962. Rayleigh Wave Dispersion in the Pacific Ocean for the Period Range 20 to 140 Seconds, Bull. Seism. Soc. Am., **52**, 333—357.
28. Lehmann I., 1955. The Times of P and S in Northeastern America, Ann., di Geofis., **8**, 351—370.
29. Misener A. D., Thompson G. D., Uffen R. J., 1951. Terrestrial Heat Flow in Ontario and Quebec, Trans. Amer. Geophys. U., **32**, 729—738.
30. Oliver J., Ewing M., 1957. Higher Modes of Continental Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **47**, 187—204.
31. Oliver J., Ewing M., 1958. Normal Modes of Continental Surface Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 33—49.
32. Oliver J., Kovach R., Dorman J., 1961. Crustal Structure in the New York-Pennsylvania Area, Journ. Geophys. Res., **66**, 215—225. (Перевод см. в наст. сб., стр. 37.)
33. Porkka M. T., 1960. Surface Wave Dispersion for Some Eurasian Paths. I. Rayleigh Waves from Kamchatka and Japan to Finland, Geophysica, **7**, 101—106.
34. Porkka M. T., 1961. Surface Wave Dispersion for Some Eurasian Paths II, Love Waves, Geophysica, **7**, 151—160.
35. Press F., Ewing M., 1952. Two Slow-Surface Waves Across North America. Bull. Seism. Soc. Am., **43**, 219—228.
36. Press F., Ewing M., 1955. Waves with *Pn* and *Sn* Velocity at Great Distances, Proc. Nat. Acad. Sci., **41**, 24—27.
37. Press F., Ewing M., Oliver J., 1956. Crustal Structure and Surface Wave Dispersion in Africa, Bull. Seism. Soc. Am., **46**, 97—103.
38. Press F., 1956. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, part I, Southern California, Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658. (Перевод см. в наст. сб., стр. 9.)
39. Press F., 1957. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, part II, San Francisco Bay Region, Bull. Seism. Soc. Am., **47**, 87—88. (Перевод см. в наст. сб., стр. 21.)
40. Press F., 1960. Crustal Structure in the California — Nevada Region, Journ. Geophys. Res. **65**, 1039—1051.
41. Ringwood A. E., 1962. A Model for the Upper Mantle, Journ. Geophys. Res., **67**, 857—867.
42. Satô Y., 1958. Attenuation, Dispersion and the Wave Guide of the G Wave, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 231—251.
43. Satô Y., Landisman M., Ewing M., 1960. Love Waves in a Heterogeneous, Spherical Earth, part 1, Theoretical Periods for Fundamental and Higher Torsional Modes, part 2, Theoretical Phase and Group Velocities, Journ. Geophys, Res., **65**, 2395—2404.
44. Tolstoy I., 1956. Resonant Frequencies and High Modes in Layered Wave Guides, Journ. Acoust. Soc. Am., **28**, 1182—1192.
45. Tolstoy I., 1959. Modes, Rays and Travel Times, Journ. Geophys. Res., **64**, 815—821.

Строение земной коры Фенноскандии по фазовым скоростям волн Релея

Е. Триггвасон[1]

Введение

Согласно Прессу и Юингу [4, 13, 14], локальные изменения толщины коры можно определить по фазовым скоростям волн Релея. Для этого необходима сеть станций, оборудованных вертикальными сейсмографами с идентичными характеристиками. Сеть сейсмических станций должна быть настолько густой, чтобы можно было проследить за одной и той же фазой колебаний на всех станциях. Для корреляции фаз требуется диспергирующий цуг волн Релея с заметными амплитудами. Такие колебания возникают при землетрясениях на большом расстоянии от изучаемой области, и распространение их должно происходить через районы с одинаковым строением коры. Последнее условие необходимо для того, чтобы не возникали осложнения из-за интерференции.

В настоящей работе сделана попытка использовать фазовые скорости для определения толщины земной коры Фенноскандии. Были выбраны два землетрясения, поверхностные волны которых распространялись в одном случае почти перпендикулярно западному побережью Норвегии, а в другом — почти параллельно ему.

Метод и использованные материалы

В табл. 1 приведены данные о землетрясениях, а в табл. 2 указаны координаты сейсмических станций, эпицентральные расстояния и азимуты со станций на эпицентры. На фиг. 1 показано расположение сейсмических станций,

Таблица 1

СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ [6, 7]

Дата	Время в очаге,			Координаты эпицентра	Глубина	Магнитуда M	Приведенная магнитуда m^1	
	час	*мин*	*сек*					
28 июля 1957	08	40	05	16,7°, С 99° З	Нормальная	7,9	7,0	Мексика
6 ноября 1958	22	58	06	44,5 С 148,7 В	75 *км*	8,7	8,0	Курильские острова

[1] Магнитуда по объемным сейсмическим волнам. — *Прим. ред.*

на которых использовались записи только короткопериодных вертикальных сейсмографов. Время появления каждой вершины определялось с точностью до 1 *сек*. Если амплитуда колебаний была мала, а период велик, то времена появления определялись с точностью до 5 *сек*.

Для внесения поправок ко времени появления вершин t последнее сопоставлялось с номером вершины N, как видно на фиг. 2. Через точки

[1] Tryggvason E., Crustal thickness in Fennoscandia from phase velocities of Rayleigh waves, Annali di Geofisica, XIV, No. 3, 1961, 267—293.

Таблица 2

СЕЙСМИЧЕСКИЕ СТАНЦИИ, ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ И НАПРАВЛЕНИЯ НА ЭПИЦЕНТРЫ

Станция	С. ш.	В. д.	Абсолютная высота h, $м$	Мексиканские землетрясения		Землетрясения на Курильских островах	
				расстояние	азимут [1]	расстояние	азимут [1]
Гётеборг (Гб)	57°42′	11°59′	66	—	—	72,0°	30,9°
Хельсинки (Хел)	60 10	24 58	20	91,1°	307,3°	66,0	39,7
Кируна (Ки)	67 50	20 25	390	85,0	303,0	61,5	39,6
Копенгаген (Коп)	55 41	12 26	13	87,8	296,6	73,6	30,8
Лунд (Лу)	55 42	13 11	32	88,2	297,3	—	—
Скальстуган (Ск)	63 35	12 17	580	84,2	296,1	66,9	32,3
Соданкюля (Сод)	67 22	26 39	—	87,3	308,7	60,2	44,1
Упсала (Уп)	59 52	17 38	14	88,2	301,0	68,6	35,3

[1] Азимут отсчитывается по часовой стрелке от направления на север.

Таблица 3

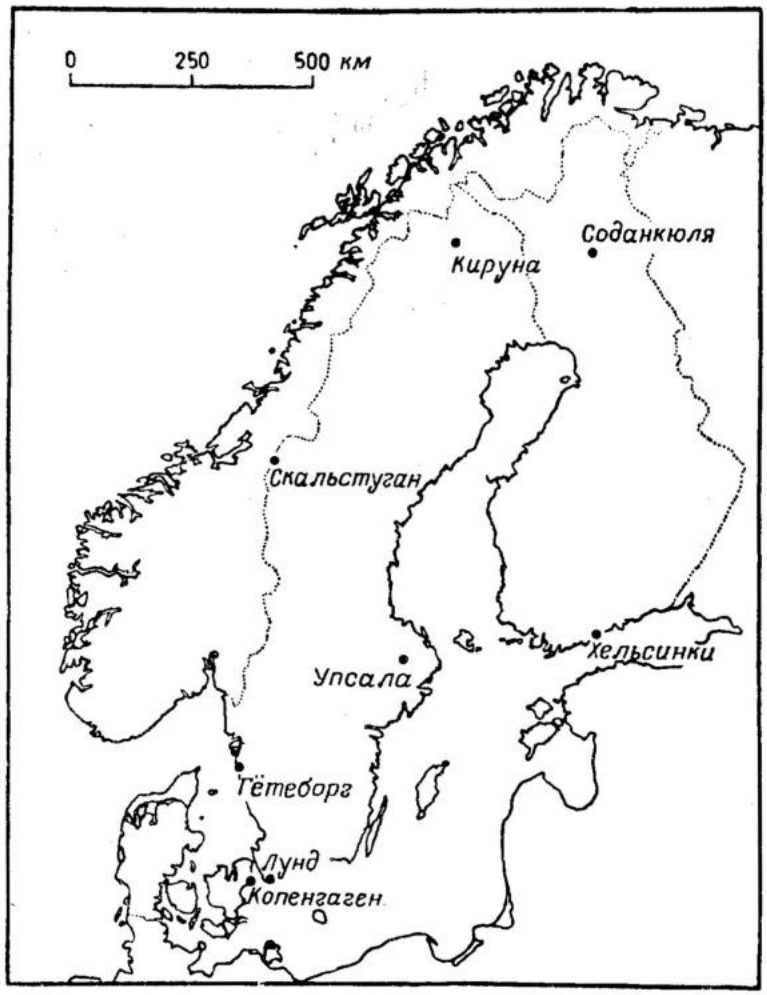
ВРЕМЕНА ПОЯВЛЕНИЯ ВЕРШИН ВОЛН РЕЛЕЯ ОТ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ 6 НОЯБРЯ 1958 г. [1]

Номер вершины N	Гётеборг		Хельсинки		Кируна		Копенгаген		Скальстуган		Соданкюля		Упсала	
	t	T	t	T	t	T	t	T	t	T	t	T	t	T
1					10				(153)		35			
2					43	32,5			(191)	37,8	1	35,8		
3					75	32,0			(229)	36,8	36	35,2		
4			235		107	32,0			(267)	36,0	72	34,2	309	
5	443	(33,5)	267	31,0	(138)	31,5	487	(33)	(302)	34,0	105	32,5	342	32,0
6	475	32,5	297	30,0	169	30,5	520	32,0	334	31,8	136	30,8	373	31,5
7	507	31,8	326	29,5	199	30,0	551	31,0	364	29,0	166	29,5	404	31,0
8	539	30,6	356	29,0	229	29,5	582	30,0	392	27,2	196	28,5	435	30,2
9	570	29,0	385	28,5	258	28,5	612	29,5	419	26,8	224	27,2	465	29,2
10	597	27,8	413	28,0	286	27,0	641	28,5	446	26,2	250	26,2	493	28,2
11	624	27,0	441	27,0	312	26,0	669	28,0	471	25,5	276	25,8	521	27,8
12	651	26,5	467	26,0	337	25,0	697	27,5	(497)	25,0	301	25,2	548	26,6
13	677	25,5	492	24,5	361	24,0	722	25,5	521	24,8	326	25,0	573	24,8
14	702	25,0	516	24,0	385	23,8	747	24,5	546	24,2	350	24,8	597	24,0
15	727	25,0	539	23,0	409	23,5	772	24,5	571	24,0	376	23,8	(621)	23,0
16	752	24,5	561	23,0	432	23,0	796	23,0	(594)	23,5	399	22,5	(644)	22,0
17	776	24,0	584	22,0	455	22,5	819	22,0	617	22,8	420	21,5	655	21,2
18	800	23,0	604	20,0	478	21,5	841	21,0	640	21,8	442	20,5	686	20,5
19	822	21,5	624	19,5	499	20,5	861	20,0	661	20,8	462	19,8	706	19,8
20	843	20,5	643	19,0	519	20,0	881	19,5	680	20,0	481	19,5	726	19,5
21	863	19,5	662	18,0	539	19,8	900	19,0	669	19,5	501	19,5	745	19,0
22	882	18,5	679	17,5	559	19,5	919	18,5	718	19,5	520	19,5	763	18,5
23	900	(18,0)	696	17,0	578	19,0	937	18,0	738	19,0	540	19,5	781	18,0
24			712		597		955	18,0	758	19,0	560	19,5	800	17,5
25					616		973		778				816	

[1] t, *сек*, после 23 *час* 30 *мин*; T — период, *сек*.

проводилась сглаживающая кривая и отсчитывались исправленные времена появления вершин. Период T определялся по наклону кривой.

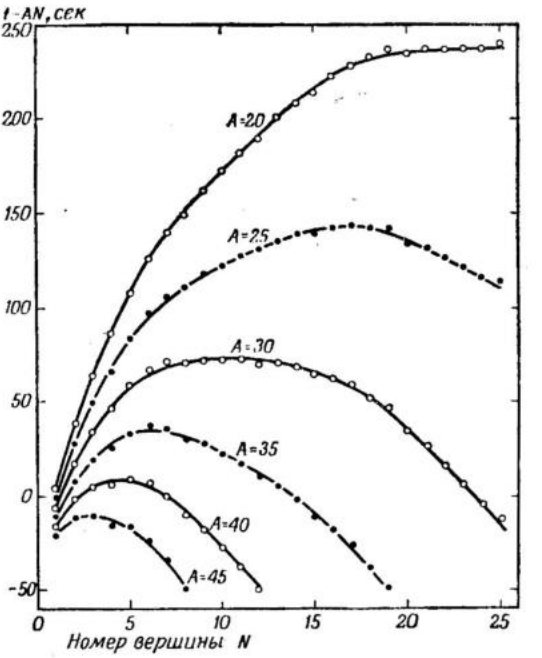
Для Мексиканского землетрясения употреблялся другой способ вычисления периода (фиг. 3): наблюдаемый период определялся по кривой, связывающей его с $\lg(N+2)$. Причем для малых значений N получается почти прямая линия.



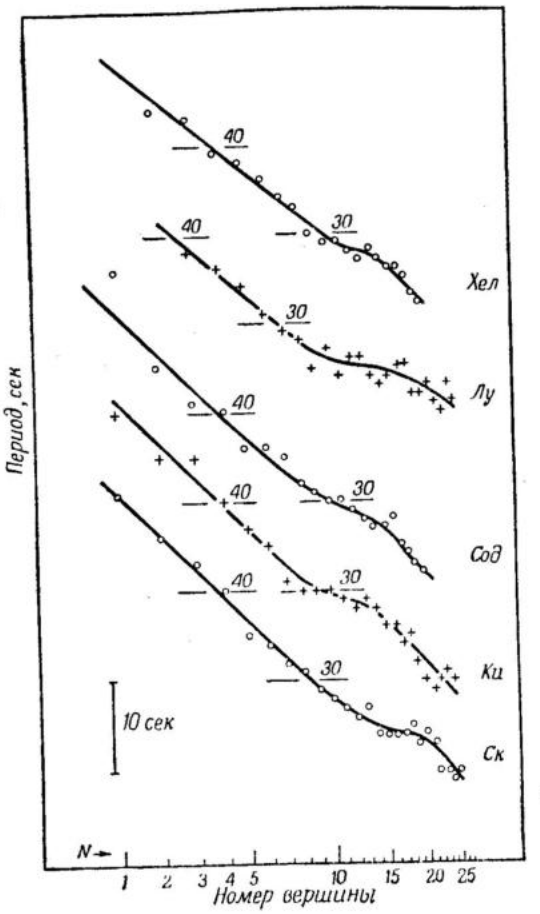
Ф и г. 1. Расположение сейсмических станций.

При идентификации вершин на различных станциях возникает ряд проблем. Сейсмограммы настолько различны, что сравнение их не дает однозначного результата (фиг. 4). Корреляция фаз исходит из предположения, что волны распространяются почти по дуге большого круга, проходящего через эпицентр, и что фазовые скорости самых ранних колебаний волн Релея составляют около 4 *км/сек*. Этот способ дает решение для самых ранних колебаний на сейсмограмме. Он может быть также использован для определения неизвестного направления движения почвы на сейсмической станции Хельсинки. В табл. 3 и 4 для каждой станции даны исправленные времена появления каждой вершины и соответствующие им периоды.

В этой части исследования выяснено, что направление распространения волн, перпендикулярное волновому фронту, постепенно изменяется и это



Ф и г. 2. Метод корреляции периодов и наблюденных времен появления вершин, Кируна, Мексиканское землетрясение 28 июля 1957 г.



Ф и г. 3. Метод корреляции периодов волн.

Цифры на кривых — секунды.

изменение различно для разных номеров вершин. Такие нарушения формы волнового фронта вызваны главным образом различным строением коры на трассах распространения. Следствием этого является разный характер дисперсии на станциях. Для Мексиканского землетрясения соотношение

Таблица 4

ВРЕМЕНА ПОЯВЛЕНИЯ ВЕРШИН ВОЛН РЕЛЕЯ ОТ МЕКСИКАНСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 28 ИЮЛЯ 1957 г.[1]

Номер вершины N	Хельсинки		Кируна		Копенгаген		Лунд		Скальстуган		Соданкюля		Упсала	
	t	T	t	T	t	T	t	T	t	T	t	T	t	T
1			28		130				14		86			
2	257	(48)	78	48,0	171	43,6			65	48,4	142	49,2	178	(48)
3	301	44,0	123	44,8	210	39,9	220	40,0	111	44,1	187	44,9	225	43,8
4	344	41,0	168	41,1	246	36,7	258	37,0	154	40,6	228	41,3	267	40,5
5	383	38,6	208	38,3	282	34,2	294	34,0	194	37,8	268	38,4	306	37,8
6	421	36,4	245	35,8	317	32,1	328	32,3	229	35,4	304	36,2	340	35,4
7	457	34,8	280	33,6	348	30,2	359	30,4	263	33,2	340	34,3	374	33,4
8	491	33,2	311	31,7	375	28,4	388	28,7	295	31,6	375	32,7	406	31,6
9	524	31,8	341	30,6	402	27,5	416	27,3	326	30,0	407	31,4	437	29,8
10	554	30,4	371	29,9	429	26,3	441	26,4	355	28,6	438	30,5	465	(27,7)
11	583	29,4	401	29,3	454	25,7	468	25,8	383	27,6	468	29,7		
12	612	28,5	430	28,8	480	25,2	492	25,3	410	26,6	498	29,0		
13	640	28,0	458	28,4	505	24,8	518	25,1	436	25,8	527	28,4		
14	667	27,7	487	27,9	530	24,6	544	24,9	463	25,3	555	28,0		
15	695	27,2	515	27,0	554	24,5	568	24,6	(487)	24,6	582	27,6		
16	722	26,6	541	26,0	578	24,3	591	24,4	(511)	24,3	609	27,0		
17	748	25,8	567	25,0	602	24,1	615	24,1	(535)	24,1	637	26,0		
18	774	24,8	591	24,2	626	23,9	640	23,8	(559)	24,0	662	25,0	673	(22,5)
19	799	23,8	614	23,4	651	23,6	665	23,5	584	23,9	686	23,9	696	(22,0)
20	821	22,8	636	22,4	675	23,3	(687)	23,1	607	23,5	709	22,7	717	(22,0)
21	843	(22,0)	656	21,4	697	22,8	709	22,6	631	22,6	731		739	(21,5)
22			675	20,6	719	22,4	732	22,1	654	21,6			761	(21,5)
23			695	19,8	742	21,9	753	21,7	674	20,8			783	(21,5)
24			716	19,0	763	21,5	773	21,4	694	20,0				
25			736		785	21,0	796	21,0	713	19,4				
26					804		817		733					

[1] t, *сек*, после 9 *час* 20 *мин*; T — период, *сек*.

континентальной и океанической частей трасс значительно меняется. В результате для различных мест в один и тот же момент и на одном и том же расстоянии от эпицентра периоды оказываются различными. Эти обстоятельства, вероятно, и изменяют направление движения и форму фронта волны [1].

Для использованных треугольников станций, кроме фазовых скоростей, найдено также направление волнового фронта.

Обозначим времена появления волнового фронта на станциях I, II и III соответственно через t_1, t_2 и t_3 (фиг. 5). Если считать волновой фронт плоским, то выражения для кажущейся фазовой скорости c и направления распростра-

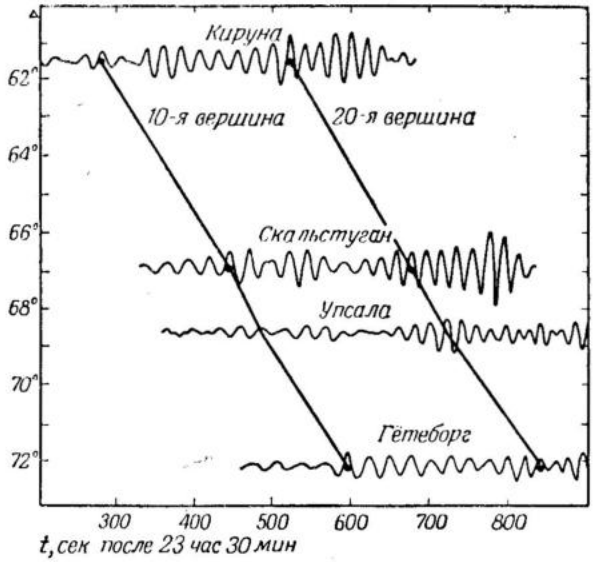
[1] Здесь лучше говорить не «фронт волны», а «синфазная поверхность».— *Прим. ред.*

нения φ определяются из формул

$$\operatorname{tg}\varphi = \frac{y_3}{x_3} - \frac{y_2(t_3-t_1)}{x_3(t_2-t_1)}, \qquad (1)$$

$$c = \frac{y_2\cos\varphi}{t_2-t_1}. \qquad (2)$$

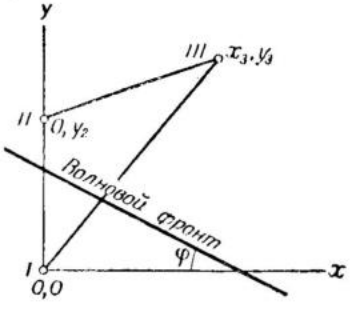
Выяснилось, что величина φ изменяется плавно внутри данного района, а значит, при определении скорости можно учесть и кривизну волнового



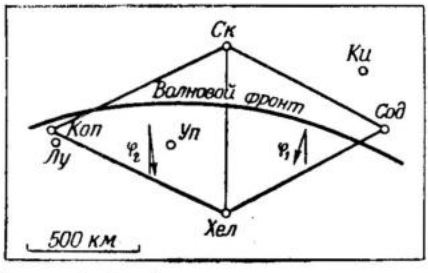
Ф и г. 4. Участки записи волн Релея на шведских станциях от землетрясения на Курильских островах 6 ноября 1958 г.
Показано распространение 10 и 20-й вершин.

фронта, который принят за окружность. Центр кривизны движется вместе с волновым фронтом по большому кругу, проходящему через эпицентр и центральную Скандинавию.

Кривизна вычислялась различными приемами для обоих землетрясений.



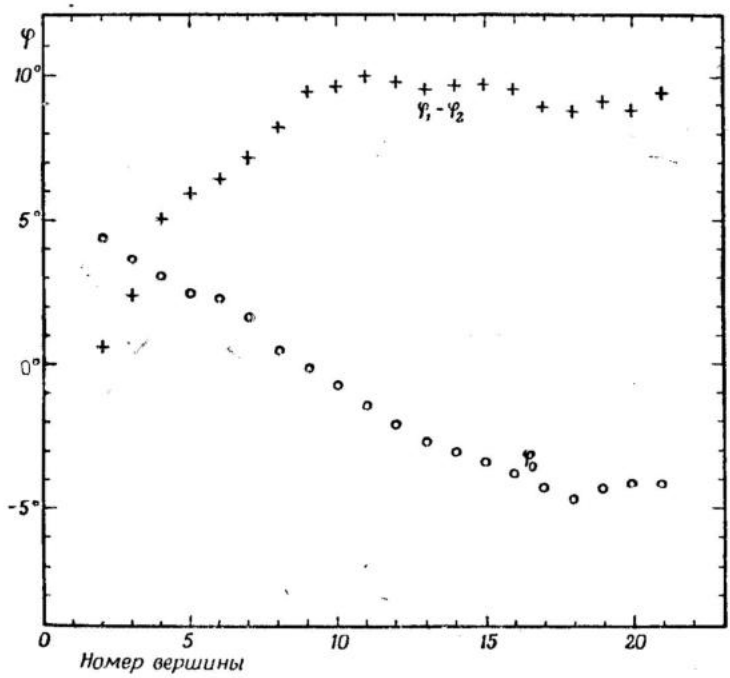
Ф и г. 5. Распространение плоского волнового фронта через треугольник станций.



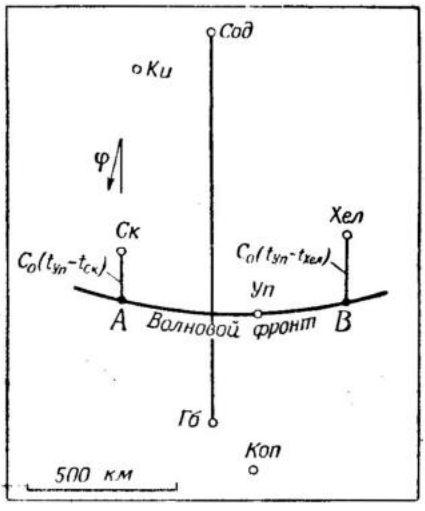
Ф и г. 6. Распространение криволинейного волнового фронта с запада через сеть станций, Мексиканское землетрясение.

Для Мексиканского землетрясения направление волнового фронта было найдено из уравнения (1), примененного к двум большим треугольникам станций Хел — Ск — Сод и Хел — Ск — Коп (см. табл. 2) (фиг. 6). Предполагается, что полученные таким образом значения φ_1 и φ_2 представляют

исправленные азимуты распространения волн вдоль линии Хел — Ск. При этом направление волнового фронта каждой вершины определяется,



Ф и г. 7. Наблюденное направление распространения волн от Мексиканского землетрясения (в градусах относительно линии Хельсинки—Скальстуган).



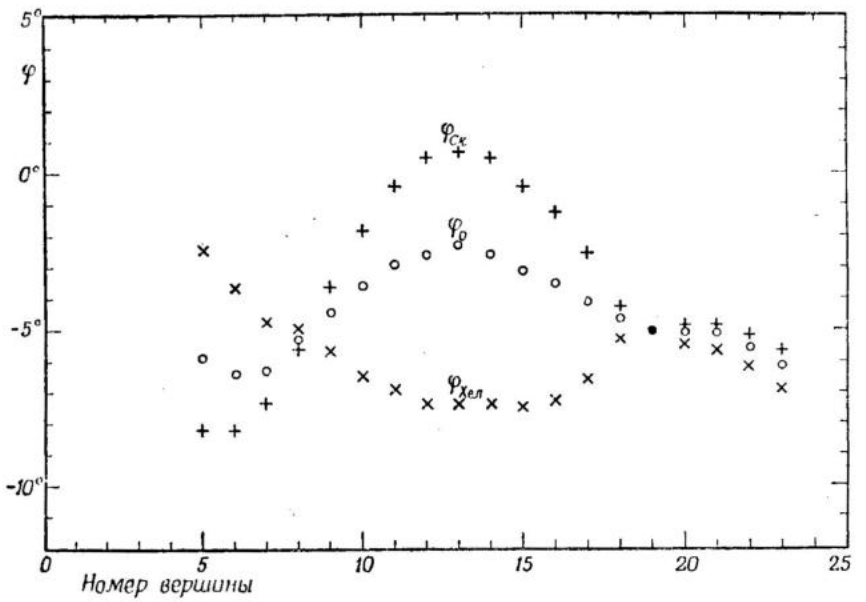
Ф и г. 8. Распространение криволинейного волнового фронта с севера через сеть станций, землетрясение на Курильских островах.

по-видимому, только расстоянием x от линии Хел — Ск и направлением φ_0 этой линии. Приближенное значение φ вычисляется по формуле

$$\varphi = \varphi_0 + \frac{2x}{L}(\varphi_1 - \varphi_2), \qquad (3)$$

где φ_0 — значение φ для линии Хел — Ск, а L — расстояние между Копенгагеном и Соданкюля.

Значения φ_0 и $\varphi_1 - \varphi_2$ приведены на фиг. 7, а на фиг. 8 показано определение кривизны волновых фронтов для землетрясения на Курильских островах. Для каждой вершины определена кажущаяся фазовая скорость c_0 вдоль линии Сод — Гб, а линии Ск — А и Хел — В параллельны линии Сод — Гб. Волновой фронт имеет форму окружности, соединяющей точки A, Уп и B.



Ф и г. 9. Наблюденное направление распространения волн от землетрясения на Курильских островах (в градусах относительно линии Гётеборг — Соданкюля).

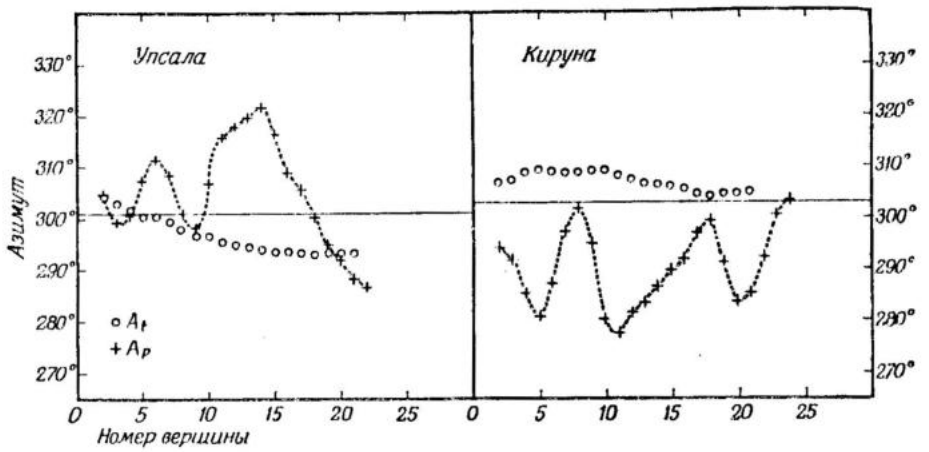
Центры кругов движутся со скоростью c_0 вдоль линий, параллельных линии Сод — Гб. Величины φ_0, $\varphi_{Ск}$ и $\varphi_{Хел}$ приведены на фиг. 9. Величина φ_0 соответствует направлению распространения волны вдоль линии Сод — Гб.

Направление распространения волн Релея Мексиканского землетрясения, определяемое из сейсмограмм длиннопериодных сейсмографов в Упсале и Кируне

Для определения кажущегося направления движения частиц в поверхностных волнах были использованы записи длиннопериодных сейсмографов в Упсале и Кируне. Для Упсалы анализировались сейсмограммы длиннопериодных сейсмографов Бениоффа, для Кируны — сейсмографов Голицына.

Направления движения частиц A_p вычислены для каждой хорошо записанной вершины или впадины. На фиг. 10 приведены полученные величины A_p и азимуты распространения волн A_t, найденные корреляцией между станциями. Величины A_p сглажены. На фиг. 10 видно значительное расхождение между A_p и A_t на обеих станциях. Это указывает либо на довольно неправильную форму волнового фронта, либо на то, что наблюдаемое движение частиц не перпендикулярно волновому фронту. Это может быть из-за неодинаковых геологических условий в районе станций. Более того, вследствие различия локальных геологических структур сейсмографы могут неодинаково реагировать на колебания, приходящие по разным направлениям. Другой возможной ошибкой вычисления азимутов движения частиц могут быть неправильные величины постоянных сейсмографов. В данном случае эти постоянные опре-

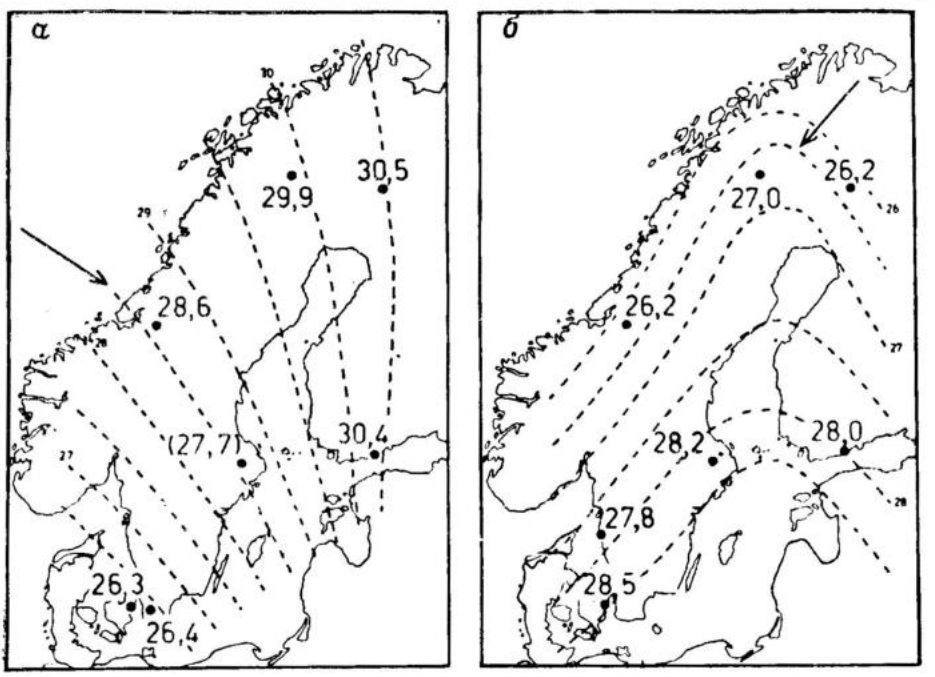
делены достаточно точно. На определение A_p может влиять наложение волн Лява на волны Релея. Однако сравнение вертикального и горизонтального движений частиц свидетельствует о незначительном эффекте наложения.



Ф и г. 10. Азимут A_p движения частиц в волнах Релея (сглаженный) и азимут A_t наблюденного распространения волн.

Групповое распространение и интерференция волн Релея

Термин «групповое распространение» применен к колебаниям с постоянной частотой. Направление распространения группы отличается от направления распространения фазы, или волны (табл. 5), ибо каждая вершина наблюдается с разными периодами на разных станциях (фиг. 11). Из таблицы видно,



Ф и г. 11. Период колебания 10-й вершины для Мексиканского землетрясения 28 июля 1957 г. (*а*) и землетрясения на Курильских островах 6 ноября 1958 г. (*б*).
Стрелки указывают направление на эпицентры.

Таблица 5

КАЖУЩАЯСЯ ГРУППОВАЯ СКОРОСТЬ U И АЗИМУТ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ГРУПП Ag

а. Мексиканское землетрясение

T, *сек*	Треугольники станций							
	Хел — Ск — Коп		Хел — Ск — Сод		Уп — Ки — Ск		Уп — Ск — Лу	
	U	Ag	U	Ag	U	Ag	U	Ag
44			3,41	303,6	3,02	297,6		
42	3,39	281,7	3,50	308,1	3,46	297,3		
40	3,49	278,6	3,65	310,8	4,11	299,1		
38	3,45	276,7	3,66	310,2	4,40	295,3	4,08	286,7
36	3,33	276,6	3,53	311,3	4,58	299,2	4,04	286,0
34	3,19	278,6	3,36	298,8	4,05	298,7	3,36	281,8
32	3,17	279,1	3,31	294,5	3,48	297,8	2,61	275,9
30	3,02	276,2	3,21	295,2	3,64	299,3	2,53	272,9
28	2,55	273,1	2,71	288,1				
26	2,26	273,6	2,42	290,0				

б. Землетрясение на Курильских островах

T, *сек*	Хел — Ск — Коп		Хел — Ск — Сод		Уп — Ки — Ск		Уп — Ск — Гб	
	U	Ag	U	Ag	U	Ag	U	Ag
32	2,97	52,8	3,64	64,0	2,50	54,1	2,56	51,6
30	3,00	40,0	3,85	48,6	3,39	19,7	3,27	18,9
28	2,91	21,5	3,68	24,9	3,35	0,6	3,16	1,9
26	2,98	23,8	3,61	28,0	3,41	10,2	3,11	13,3
24	3,33	40,9	3,69	47,4	2,95	47,4	2,26	47,4
22	3,59	45,0	3,64	49,4	3,42	52,2	2,38	52,1
20	3,65	45,6	3,39	49,3	3,65	47,9	2,71	48,0

что азимут кажущегося распространения группы сильно зависит от периода. Это особенно ясно для волн землетрясения на Курильских островах. Следует полагать, что наибольшие изменения кажущегося направления распространения группы вызываются интерференцией волн, распространяющихся по разным путям. Некоторое влияние может оказывать такая интерференция и на кажущееся распространение фазы. Это заметно при периодах менее 25 *сек* для Курильского землетрясения. Волны Мексиканского землетрясения в меньшей степени подвержены такой интерференции.

Инструментальный фазовый сдвиг учитывается в соответствии с формулами, приведенными в работе [16, стр. 413].

Фазовая скорость волн Релея

Локальная фазовая скорость волн Релея зависит от толщины слоев земной коры и величин скорости объемных волн в коре и верхней части оболочки.

Целью настоящей работы является оценка толщины коры из наблюдений над фазовыми скоростями, и поэтому необходимы данные о скоростях объемных волн в коре и верхней части оболочки. Предполагается, что ни в слоях земной коры, ни в верхней части оболочки нет горизонтального градиента скорости. Однако это не совсем верно [5, стр. 28] и может внести некоторые ошибки. Наблюденные дисперсионные кривые континентальных волн Релея отличаются друг от друга [1], что нельзя полностью объяснить изменением

толщины коры. Ряд авторов указывают на малые различия дисперсионных кривых [5, стр. 44; 3, стр. 198].

Метод фазовых скоростей дает скорее относительное, чем абсолютное значение толщины коры, ибо толщина коры здесь определяется из сопоставления наблюденной дисперсии с теоретической, вычисленной для упрощенных моделей строения земной коры. В ряде случаев теоретические кривые фазовых скоростей вычисляются из кривых групповых скоростей, полученных для длинных трасс с неизвестным строением коры.

В настоящей работе используется дисперсионная кривая групповой скорости, полученная Прессом, Юингом и Оливером [15] для трассы от Алжира до Наталя. Эта кривая принята в качестве эталона для нормальной континентальной земной коры. Она почти идентична кривой, полученной Оливером и Юингом [9] для Северной Америки, но значительно отличается от соответствующей кривой для Евразии [1].

При вычислении эталона фазовой скорости использованы наблюденные групповые скорости для Африки при периодах 10—70 *сек*. Предполагается, что в интервале периодов 70—100 *сек* групповая скорость постоянна. Фазовая скорость для периода 100 *сек* равна 4,2 *км/сек* [8].

Те же самые групповые скорости использовал Пресс [13] для построения кривых фазовой скорости, однако для недостающих данных он ввел иные предположения.

Полученные автором значения фазовых скоростей несколько меньше вычисленных Прессом, особенно в области больших периодов. В результате получена меньшая толщина земной коры, чем у Пресса. Эта разница в толщине коры зависит от общей ее толщины и периодов, но не превышает 5 *км*.

Фазовая скорость вычислялась следующим образом. Уравнение, связывающее групповую (U) и фазовую (c) скорости с периодом T, имеет вид

$$U = c + k\frac{dc}{dk}, \tag{4}$$

где

$$k = \frac{2\pi}{cT}. \tag{5}$$

Из (4) и (5) можно найти

$$\frac{dc}{dT} = \frac{c^2 - Uc}{TU}. \tag{6}$$

Выражение (6) использовано для определения $\frac{\Delta c}{\Delta T}$. Для двух близких периодов T_1 и T_2 соответствующие фазовые скорости c_1 и c_2 определяются из уравнения

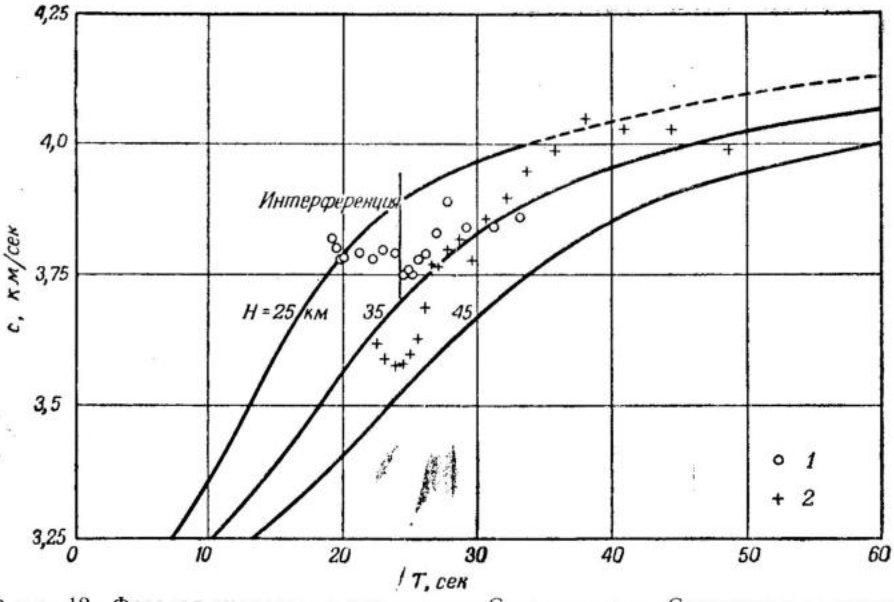
$$\frac{c_1 - c_2}{T_1 - T_2} = \frac{\Delta c}{\Delta T} = \frac{\left(\frac{dc}{dT}\right)_1 + \left(\frac{dc}{dT}\right)_2}{2}. \tag{7}$$

Полученная таким образом кривая фазовой скорости соответствует толщине коры 35 *км*, что согласуется с другими наблюдениями в Африке [2]. При заданной скорости период T пропорционален толщине H, поэтому легко построить дисперсионные кривые для различных значений H [3]. Кривые фазовой скорости были построены для интервала 3,25—4,0 *км/сек*.

Результаты

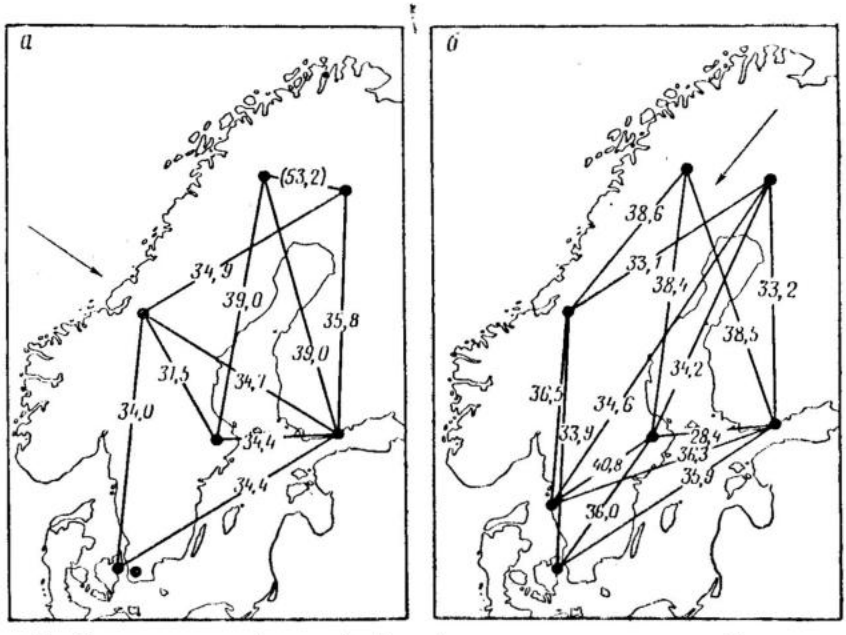
Основные результаты данной работы представлены в табл. 6 и 7 и на фиг. 13.

На фиг. 12 показано сопоставление наблюденных фазовых скоростей с теоретическими. Значения толщины коры, полученные при изучении обоих



Ф и г. 12. Фазовая скорость *c* для участка Скальстуган — Соданкюля с учетом направления и кривизны волновых фронтов.

T — период; *1* — землетрясение на Курильских островах; *2* — Мексиканское землетрясение.



Ф и г. 13. Толщина земной коры (*км*) по фазовым скоростям волн Релея для двух станций с учетом направления и кривизны волновых фронтов.

а — Мексиканское землетрясение 28 июля 1957 г.; *б* — землетрясение на Курильских островах 6 ноября 1958 г.

Таблица 6

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ МЕЖДУ ДВУМЯ СТАНЦИЯМИ ПО ФАЗОВЫМ СКОРОСТЯМ ВОЛН РЕЛЕЯ С УЧЕТОМ КРИВИЗНЫ ВОЛНОВЫХ ФРОНТОВ [1]

Станции	Мексиканское землетрясение 27 июля 1957 г.				Землетрясение на Курильских островах 6 ноября 1958 г.			
	H	Sd	n	δH	H	Sd	n	δH
Гб — Хел					36,3	1,9	10	3,5
Гб — Ск					36,5	2,0	10	3,7
Гб — Сод					34,6	0,6	10	0,9
Гб — Уп					40,8	2,1	10	3,4
Хел — Ки	39,0	5,8	20	2,8	38,5	5,9	10	8,2
Хел — Коп	34,4	6,9	20	5,2	35,9	1,1	10	2,2
Хел — Ск	34,7	4,8	20	1,1				
Хел — Сод	35,8	5,0	20	5,0	33,2	1,3	10	4,5
Хел — Уп	34,4	14,7	13	4,0	28,4	3,0	10	6,1
Ки — Ск				(25,9)	38,6	6,5	10	1,4
Ки — Сод	(53,2)	(9,7)	20	4,4				(13,5)
Ки — Уп	39,0	7,0	13	6,8	38,4	4,5	10	3,1
Коп — Ск	34,0	6,5	20	8,4	33,9	1,8	10	3,7
Коп — Уп					36,0	1,7	10	1,3
Ск — Сод	34,9	4,9	20	6,9	33,1	2,1	10	2,5
Ск — Уп	31,5	3,5	13	3,2				
Сод — Уп					34,2	0,8	10	1,8

[1] H — толщина коры, *км*; Sd — отклонения отдельных результатов от средних значений; n — число наблюдений (вершин); δH — ошибка H на 1 *сек* ошибки в разности времен пробега.

Таблица 7

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ФАЗОВЫМ СКОРОСТЯМ ДЛЯ ТРЕУГОЛЬНИКОВ СТАНЦИЙ В ПРЕДПОЛОЖЕНИИ ПЛОСКОГО ВОЛНОВОГО ФРОНТА [1]

Станции	28 июля 1957 г. — Мексика			6 ноября 1958 г. — Курильские острова		
	H	Sd	n	H	Sd	n
Гб — Коп — Уп				36,7	2,0	10
Гб — Ск — Уп				39,1	1,4	10
Хел — Ки — Ск				38,7	5,9	11
Хел — Ки — Сод				26,2	4,3	11
Хел — Ки — Уп	48,2	10,4	14	37,2	2,0	11
Хел — Коп — Ск	34,6	6,6	20	35,6	1,5	10
Хел — Коп — Уп	(17,2)	(13,2)	9	35,7	1,3	10
Хел — Ск — Сод	35,0	4,7	20	33,5	3,4	11
Хел — Ск — Уп	36,6	4,5	14			
Хел — Сод — Уп	(52,6)	(14,0)	12	33,9	1,6	11
Ки — Ск — Уп	(6,6)	(?)	9	39,7	6,1	11
Ки — Сод — Уп	31,8	17,2	13	30,7	1,6	11
Лу — Ск — Уп	34,6	5,5	8			

[1] Объяснения см. в табл. 6.

землетрясений, достаточно хорошо согласуются между собой. Разброс величин фазовых скоростей для Мексиканского землетрясения оказался наибольшим. Это может быть следствием того, что поверхностные волны Мексиканского землетрясения искажены сильнее. Для Курильского землетрясения фазовые скорости измерены для вершин 5—14 (см. табл. 3). Для более поздних колебаний получается большой разброс из-за интерференции.

В табл. 6 через δH обозначена приблизительная ошибка H, вызванная ошибкой измерения разности времени пробега между станциями.

В этой же таблице приведены значения толщины коры, найденные по фазовым скоростям с учетом кривизны волнового фронта. Эти значения правдоподобнее, чем показанные в табл. 7. Последние вычислены в предположении плоского волнового фронта. Особенно это относится к Мексиканскому землетрясению.

Анализ результатов

Метод фазовых скоростей, ранее с успехом примененный в США [4, 10, 13, 14], использован для определения толщины коры в Фенноскандии. Условия применения метода фазовых скоростей в Фенноскандии и Северной Америке различны, так как трассы распространения волн до этих стран сильно различаются.

Землетрясения из южной части Тихого океана порождают в Северной Америке поверхностные волны с хорошей дисперсией, ибо они распространяются по однородному океаническому пути. Для Фенноскандии необходимо несколько изменить метод фазовых скоростей и учитывать кривизну волнового фронта, вызванную неоднородностью строения на трассе. Эта неоднородность трассы распространения поверхностных волн не позволяет использовать волны с периодами менее 25 *сек* из-за больших искажений. Кроме того, большие расстояния между станциями вносят дополнительные трудности при идентификации волн.

Результаты, приведенные в табл. 6, указывают на почти одинаковую толщину коры 35 *км* для всего изучаемого района. Можно отметить небольшое увеличение толщины к западу и северу до 35—38 *км*, что является средним для северной Швеции, тогда как в Финляндии и южной Швеции толщина коры составляет 33—35 *км*.

Толщина коры найдена из сопоставления наблюденных фазовых скоростей с теоретическими, вычисленными из групповых скоростей для Африки, поэтому полученные результаты зависят от надежности теоретических кривых, а значит, справедливости предположений:

1. Толщина земной коры Африки 35 *км*.
2. Скорости объемных волн и относительная толщина каждого слоя для Фенноскандии те же, что и для Африки.
3. Групповые скорости волн Релея для Африки в интервале периодов 80—100 *сек* равны 3,89 *км/сек*.
4. Фазовая скорость волн Релея, имеющих период 100 *сек*, составляет 4,2 *км/сек*.

При сопоставлении полученных результатов с результатами других авторов отмечается хорошее согласие. Поркка [12] по волнам P и S близких землетрясений для северной Скандинавии оценивает толщину коры в 34 *км*. Пентила и др. [11] определили по волнам от взрывов толщину коры в 26,4—29,3 *км* с уменьшением ее к юго-западу Финляндии, причем толщина гранитного слоя составляет 18,4—21,3 *км*. Виделанд [17] определил толщину земной коры Швеции по данным гравиметрии. Его данные: 23 *км* для южной, 36 *км* для центральной и 52 *км* для северной части Швеции. Для всей области наиболее вероятным средним значением является 30 *км*.

ЛИТЕРАТУРА

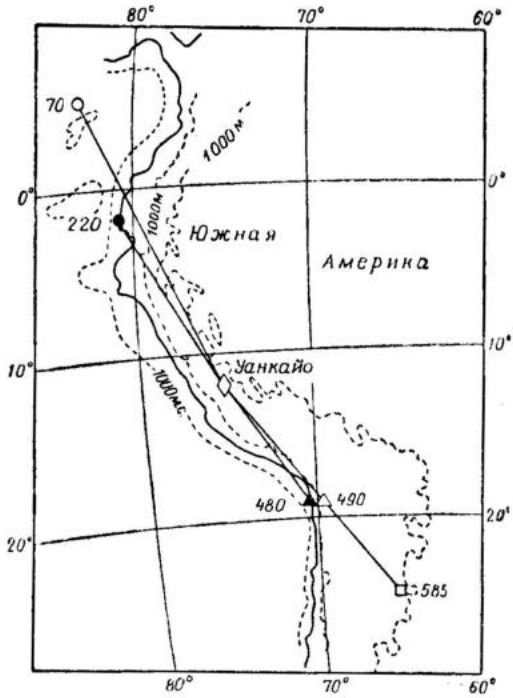
1. Bâth M., 1959. Seismic Surface-wave Dispersion. A World-wide Survey, Geofisica Pura e Applicata, **43**, 131—147.
2. Bâth M., 1961. Die Conrad-Diskontinuität. Ereiberger Forschungshefte, C 101.
3. Ewing W., Jardetzky W., Press F., 1957. Elastic Waves in Layered Media. McGraw-Hill.
4. Ewing M., Press F., 1959. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, part III. The United States. Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244 . (Перевод см. в наст. сб., стр. 23.)
5. Gutenberg B., 1959a. Physics of the Earth's Interior. Academic Press.
6. Gutenberg B., 1959b. Major Earthquakes of 1957. Bull. Seism. Soc. Am., **49**, 422.
7. Gutenberg B., 1960. Major Earthquakes of 1958. Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 323.
8. Nafe J. E., Brune J. N., 1960. Observations of Phase Velocity for Rayleigh Waves in the Period Range 100—400 Seconds. Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 427—439.
9. Oliver J., Ewing M., 1958. Normal Modes of Continental Surface Waves. Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 33—49.
10. Oliver J., Kovach R., Dorman J., 1961. Crustal Structure of the New York — Pennsylvania Area, Journ. of Geoph. Res., **66**, 215—225. (Перевод см. в наст. сб., стр. 37.)
11. Penttilä E., Karras M., Nurmia M., Siivola A., Vesanen E., 1960. Report on the 1959 Explosion Seismic Investigation in Southern Finland. Publications in Seismology, University of Helsinki, **35**, 20.
12. Porkka M. T., 1960. On the Crustal Structure of Northern Fennoscandia as Determined from Near-Earthquake Data. Publications in Seismology, University of Helsinki, **34**, 8.
13. Press F., 1956. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves. Part I. Southern California. Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658. (Перевод см. в наст. сб. стр. 9.)
14. Press F., Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, part II. San Francisco Bay Region. Bull. Seism. Soc. Am., **47**, 87—88. (Перевод см. в наст. сб., стр. 21.)
15. Press F., Ewing M., Oliver J., 1956. Crustal Structure and Surface-Wave Dispersion in Africa, Bull. Seism. Soc. Am., **46**, 97—103.
16. Sawarenski E. F., Kirnos D. P., 1960. Elemente der Seismologie und Seismometrie. Berlin. Akademie — Verlag, см. также Е. Ф. Саваренский, Д. П. Кирнос. Элементы сейсмологии и сейсмометрии, М., 1955, ГИТТЛ.
17. Wideland B., 1954. Topographic — Isostatic Reduction of the Swedish Gravity Stations, Stockholm, Rikets Allm. Kartverk, Medd., **23**, 75.

Строение земной коры Анд по дисперсии волн Релея

А. Цистернас[1]

Введение

Строение земной коры Анд по преломленным волнам изучалось Олдричем и др. [2]. Работы проводились вблизи Токипала (Перу) и Чукикамата (Чили). Обнаружены признаки границ Конрада и Мохоровичича и определены приближенные значения скоростей внутри каждого слоя. Данные о толщине коры авторами не приводятся.



Ф и г. 1. Расположение эпицентров и станции Уанкайо.
Номера эпицентров даны по Гутенбергу и Рихтеру [9].
м. с.—морская сажень.

Для определения толщины коры можно использовать метод поверхностных волн [6]. Этот метод эффективен в том случае, если периоды волн достаточно велики и волны захватывают глубины до 60 *км*. Указанным методом нельзя получить однозначную модель строения коры, но неоднозначность может быть устранена по дополнительным данным. Последними работами, в которых получены сведения об утолщении коры в горных областях континентов методом поверхностных волн, являются работы Ковача [10] и Саваренского и Сихарулидзе [14].

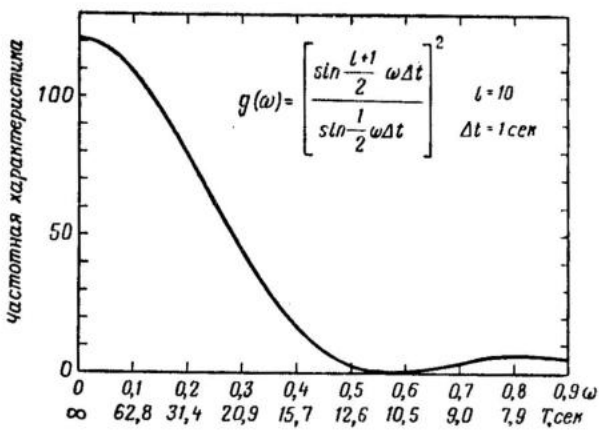
[1] Cisternas A., Crustal structure of the Andes from Rayleigh wave dispersion, Bull. Seismol. Soc. Am., 1961, **51**, No. 3, 381—388.

Для изучения длиннопериодных волн записи короткопериодных сейсмографов непригодны из-за малого увеличения на больших периодах [3]. Однако на записях этих сейсмографов имеются длинные волны, хотя они маскируются высокочастотными колебаниями. Если запись профильтровать низкочастотным фильтром, то можно надеяться на восстановление некоторой части низкочастотных колебаний. Предельным является период, при котором увеличение прибора настолько мало, что оно препятствует отделению сигнала от шума.

В данной работе выбраны несколько сейсмограмм, записанных станцией Уанкайо (Перу) короткопериодными вертикальными сейсмографами Бениоффа. Дисперсия волн Релея определена для трасс, проходящих к северу и югу от Уанкайо и вдоль Анд (фиг. 1). С помощью цифрового низкочастотного фильтра выделены периоды до 45 *сек*. При применении такой методики можно использовать сейсмограммы за старые годы. Надежные результаты можно ожидать, однако, когда будут установлены дополнительные сейсмические станции, оснащенные новыми приборами.

Фильтры

Обозначим на сейсмограмме через x_n амплитуду, соответствующую времени $t = n\Delta t$, где начало отсчета времени произвольное, Δt — временной интервал, а n — любое целое число.



Ф и г. 2. Частотная характеристика низкочастотного цифрового фильтра.

Операция $y_i = \sum_{-l}^{l} c_k x_{i+k}$, где $c_k = c_{-k}$ является действительной константой, эквивалентна трансформации с частотной характеристикой

$$g(\omega) = c_0 + 2\sum_{1}^{l} c_k \cos(k\omega\Delta t),$$

не содержащей фазового сдвига [4]. Для $l = 10$, $\Delta t = 1$ *сек* и $c_k = l - k$ частотная характеристика имеет вид

$$g(\omega) = \sin^2\left(\frac{l+1}{2}\omega\Delta t\right) \Big/ \sin^2\frac{\omega\Delta t}{2}.$$

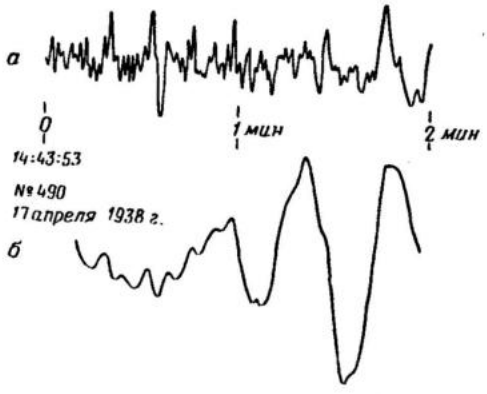
Эта функция показана на фиг. 2. Такое преобразование действует как низкочастотный фильтр с предельным периодом $T = 19$ *сек*.

Сейсмограммы станции Уанкайо были отцифрованы, причем амплитуды измерялись через 1 *сек*. Цифровое фильтрование проводилось на электронной

Таблица 1

Номер землетрясения	Дата	Время в очаге (по Гринвичу)			Координаты эпицентра	Магнитуда	Расстояние, *град*
		час	*мин*	*сек*			
70	5 марта 1943	00	31	40	5° С, 82,5° З	6,75	18,7
220	3 октября 1933	10	21	25	2,1 Ю, 81,2 З	6,25	11,5
480	31 марта 1940	16	52	30	19 Ю, 70,5 З	6,00	8,7
490	17 апреля 1938	14	39	38	19 Ю, 69,5 З	6,50	8,7
585	25 августа 1948	06	09	24	24,5 Ю, 65 З	7,00	16,0

вычислительной машине Bendix G-15, установленной в Сейсмологической лаборатории. Полученные результаты автоматически сглаживались дополнительным устройством. На фильтрование и нанесение данных для одного



Ф и г. 3. Сравнение первичной (*а*) и отфильтрованной (*б*) сейсмограмм для землетрясения № 490.

интервала требуется меньше 4 *сек*. На фиг. 3 сопоставлены отфильтрованная и неотфильтрованная записи.

В табл. 1 сведены данные проанализированных записей землетрясений. Нумерация землетрясений такая же, как у Гутенберга и Рихтера [9].

Экспериментальные групповые скорости

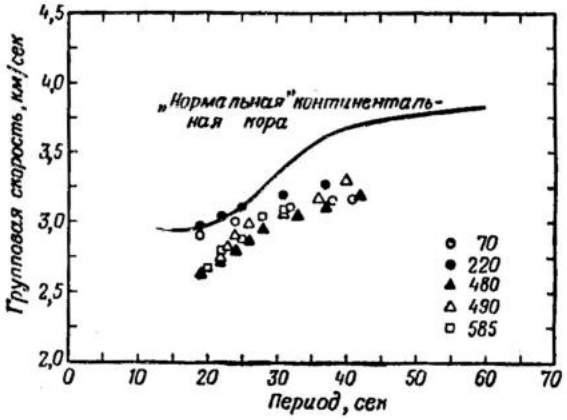
Для вычисления групповых скоростей волн Релея использовался метод, описанный Юингом, Жардецким и Прессом [6]. Производная от кривой, связывающей времена пробега с номером экстремума кривой колебания, определялась графически.

Для землетрясения 70, трасса от которого частично проходит по океану, учитывалось влияние этого участка пути, а также преломление на границе континент — океан. Путь преломленной монохроматической волны был вычислен для каждого периода по закону Снеллиуса с учетом океанической и континентальной скоростей поверхностных волн [6]. Затем из суммарного времени пробега волн вычиталось время, соответствующее океанической части трассы. Групповая скорость вычислялась только для континентальной части трассы.

На фиг. 4 вычисленные групповые скорости сопоставлены с «нормальной» континентальной кривой Пресса [13]. Толщина земной коры оказалась

больше, чем в среднем для континента. Для трассы южнее Уанкайо в интервале периодов 20—25 *сек* наблюдаются малые групповые скорости.

Эпицентральные расстояния не превышают 20°, и поэтому ошибки могут возникать из-за неточности определения положения эпицентра и времени



Фиг. 4. Экспериментальные групповые скорости волн Релея.
«Нормальная» кривая взята у Пресса [13].
Номера эпицентров обозначены различными знаками.

в очаге. Даже в самом неблагоприятном случае определения эпицентра с ошибкой до 0,5° точки на фиг. 4 остаются значительно ниже «нормальной» континентальной кривой.

Экспериментальные фазовые скорости

По фазовым скоростям можно получить более уверенные результаты о строении коры. К сожалению, ни один из прямых методов определения фазовых скоростей [1, 7] не может быть применен в данной работе, поскольку имеется только одна сейсмическая станция.

Если в эпицентре известна начальная фаза, то можно к данным одной станции применить метод Брюна и др. [5]. Это возможно при взрыве, когда возмущение в источнике можно считать коротким, а фазовый сдвиг у компонент Фурье отсутствующим. При землетрясениях характер источника неизвестен, и эта неопределенность пока не может быть устранена. Все же авторами была вычислена кривая фазовой скорости. Предполагалось, что фаза в источнике равна целому числу циклов и полуциклов. Применяя критерий «разумности» величин фазовых скоростей, можно остановиться на определенном значении числа длин волн на трассе. По Брюну и др. [5], время пробега было исправлено за инструментальный фазовый сдвиг на $T/4$ вследствие цилиндрического расхождения (T — период компонент Фурье), а также на nT (n — целое число или половина).

Инструментальный фазовый сдвиг вычислялся по формуле Бениоффа [3]

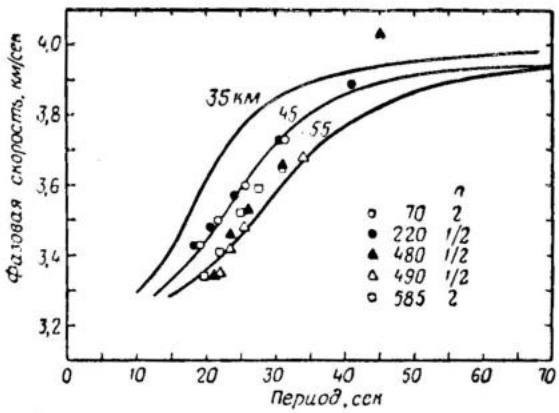
$$\Delta = \operatorname{arctg} \frac{(T/T_0)^2 - 1}{2T/T_0} - \operatorname{arctg} \frac{\varepsilon_g T}{1-(T/T_g)^2},$$

где T — период колебаний, T_0 — период маятника, T_g — период гальванометра, ε_g — коэффициент затухания гальванометра, Δ — инструментальный сдвиг в радианах.

Коэффициент затухания гальванометра не известен, и сдвиги были вычислены для критического затухания ($\varepsilon_g = 1{,}46$) и для фактического затухания ($\varepsilon_g = 9{,}0$). Максимальное различие в поправках за сдвиг составляет 4 *сек*.

Было выбрано среднее значение между двумя крайними случаями, и тогда ошибка не превышала 2 *сек.*

На фиг. 5 приведены значения фазовых скоростей и «стандартные» кривые Пресса, полученные им из групповых скоростей при распространении волн через африканский континент. Такое сопоставление — лишь грубая прикидка. Полученное значение толщины коры согласуется со значениями, найденными



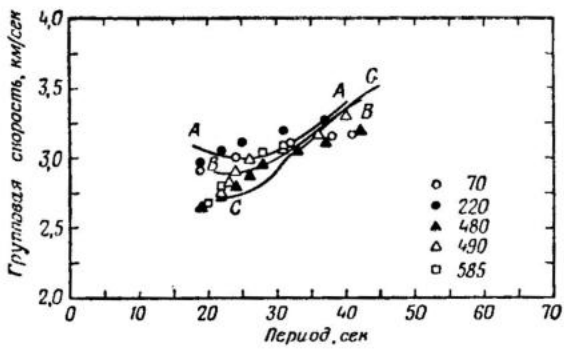
Ф и г. 5. Фазовая скорость волн Релея, вычисленная по методу Брюна.

Стандартная кривая взята у Пресса [13]; *n*,— начальный фазовый номер.

по групповым скоростям. Все результаты указывают на толщину, превышающую среднюю величину для континента. Если в дальнейшем каким-то образом будут получены сведения о начальных фазах этих землетрясений, то полученные результаты надо будет пересмотреть. Следует также вычислить теоретические кривые фазовых скоростей, используя дополнительные сведения о строении коры исследуемых регионов.

Теоретические модели

Различные варианты строения земной коры в горных областях рассматривались рядом авторов (сводку данных см. у Гутенберга [8]).



Ф и г. 6. Сравнение экспериментальных скоростей волн Релея с моделями *A*, *B* и *C* (см. табл. 2).

Для некоторых из этих моделей были вычислены дисперсионные кривые волн Релея. Расчеты выполнялись на вычислительной машине Bendix G-15 по матричному методу Хаскела (см. [13]). На фиг. 6 приведены три теорети-

Таблица 2

Слой	Модель *A*, по Прессу [13]				Модель *B*, по Прессу [13]				Модель *C*, по Мейеру и др. [11]			
	d, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	*d*, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	*d*, км	α, км/сек	β км/сек	ρ, г/см³
1	30	6,03	3,58	2,78	25	5,90	3,40	2,78	1,8	2,86	1,65	2,20
2	20	6,70	3,80	3,00	25	6,70	3,80	3,00	1,6	4,83	2,80	2,30
3	∞	7,96	4,60	3,37	∞	7,96	4,60	3,37	23,5	6,14	3,54	2,78
4									23,5	6,97	3,95	3,00
5									∞	8,28	4,78	3,37

ческие кривые, которые приблизительно соответствуют наблюденным данным. Эти кривые являются модификациями моделей Мейера и др. [11] и Пресса [13] для района Невады. Согласие наблюденных данных лучше для модели Пресса, чем для видоизмененной модели Мейера. Для малых значений групповых скоростей южнее Уанкайо ни одна из моделей не согласуется с наблюдениями.

Выводы

1. Цифровая фильтрация позволяет использовать короткопериодные сейсмографы для изучения строения земной коры по дисперсии поверхностных волн. Это дает возможность использовать записи поверхностных волн за старые годы.

2. Анды имеют «корни», толщина коры здесь около 50 *км*. Это согласуется с гравитационными данными Вьюншела [15], которые также указывают на более мощную кору.

3. Рассмотренные теоретические модели не объясняют малых значений скоростей для периодов 20—25 *сек*. Необъяснимыми остаются и малые значения скоростей для трассы, проходящей южнее Уанкайо. По Вьюншелу [15], для этого района характерна отрицательная гравитационная аномалия, что коррелируется с малой плотностью вулканических и континентальных осадочных пород, выявленной по геологическим данным.

4. Финней [12] объясняет низкоскоростную ветвь «ликинг-модой» (leaking) [1].

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., 1960. The Use of Love Waves for the Study of the Earthquake Mechanism, Jour. Geophys. Res., **65**, 323—331.
2. Aldrich L. T., Tatel H. E., Tuve M. A., Wetherill G. W., 1958. The Earth's Crust, Carnegie Institution of Washington Year Book, 1957—58, 104—117.
3. Benioff H., 1932. A New Vertical Seismograph, Bull. Seism. Soc. Am., **22**, 155—169.
4. Blackman R. B., Tukey J. W., 1958. The Measurement of Power Spectra, New York, Dover Publications.
5. Brune J., Nafe J., Oliver J., 1960. A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains, Jour. Geophys. Res., **65**, 278—304.
6. Ewing M., Jardetzky W., Press F., 1957. Elastic Waves in Layered Media, New York, McGraw-Hill Book Company.
7. Ewing M., Press F., 1959. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, part II, Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244.
8. Gutenberg B., 1959. Physics of the Earth Interior, New York, Academic Press.

[1] «Ликинг мода»—мода колебаний в слоях коры за счет проникновения колебаний снизу при очень пологом падении волн к подошве коры.— *Прим. ред.*

9. Gutenberg B., Richter C. F., 1954. Seismicity of the Earth, Princeton Univ. Press, 2nd ed.
10. Kovach R. L., 1959. Surface Wave Dispersion for an Asio-African and a Eurasian Path, Jour. Geophys. Res., **64**, 805—813.
11. Meyer R. P., Steinhart J. S., Woollard G. P., Bonini W. E., 1960. Refraction Phase Correlation Techniques as Applied to and Preliminary Results of Crustal Studies in Eastern Montana (Abstract), Jour. Geophys. Res., **65**, 2511.
12. Phinney R. A., 1961. Leaking Modes in the Crustal Wave Guide. The Oceanic PL Wave, Jour. Geophys. Res., **66**, 1445—1469.
13. Press F., 1960. Crustal Structure in the California — Nevada Region, Jour. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
14. Саваренский Е. Ф., Сихарулидзе Д. Л. 1959. Определение мощности земной коры по наблюдаемой дисперсии волн Лява. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 6.
15. Wuenschel P. C., 1953. Gravity Measurements and their Interpretation, in South America between the Latitudes 15° and 33° South, (Abstract) Geophys., **18**, 257.

Континентальные волны в Центральной Европе

К. Печ[1]

Введение

Континентальные фазы поверхностных волн *Lg* и *Rg* были обнаружены Прессом и Юингом [38] в 1952 г. при анализе сейсмограмм станций Пасадена, Беркли и др.

Волны *Lg* — короткопериодные поверхностные волны, распространяющиеся исключительно по континентальным трассам. Поляризованы они главным образом горизонтально. Согласно Прессу и Юингу, скорости этих волн равны 3,51 ± 0,07 *км/сек*. На сейсмограммах они имеют резкие вступления; периоды их варьируют от 0,5 до 6 *сек*, а амплитуды волн *Lg* превышают амплитуды других волн тех же периодов.

Скорость волн *Rg* в Северной Америке равна 3,05 ± 0,07 *км/сек*, а период максимальной фазы заключен в пределах 8—12 *сек*. Волны *Rg* — вертикально поляризованные волны релеевского типа, и частицы в этих волнах движутся по эллипсу в направлении, противоположном распространению волны.

Для Евразии волны *Lg* и *Rg* детально изучались Ботом [1] по записям станций Упсала и Кируна. Кроме волн *Lg*1, скорость которых равна 3,54 ± ± 0,06 *км/сек*, он обнаружил волны *Lg*2 со скоростью 3,37 ± 0,04 *км/сек*. Из гистограмм скоростей видно, что волны *Lg*2 состоят из двух групп, обозначенных *Lg*2′ и *Lg*2″. Скорость распространения их соответственно равна 3,40 ± 0,04 и 3,33±0,02 *км/сек*. Средняя скорость волн *Rg* для Скандинавии равна 3,07 ± 0,10 *км/сек*. Средние периоды наблюденных фаз *Lg*1, *Lg*2 и *Rg* равны 5,8, 6,8 и 9,2 *сек*. Деление волн *Lg* на две группы обнаруживалось также Гутенбергом [23] при изучении калифорнийских сейсмограмм. По его данным, скорость волн *Lg*1 составляет 3,58 ± 0,02 *км/сек*, а волн *Lg*2 — 3,38 ± 0,03 *км/сек*. Саваренский и Вальднер [45] также подтвердили существование обеих волн *Lg*1 и *Lg*2 в Евразии при анализе землетрясений Черноморского бассейна. По их данным, средние значения скоростей волн *Lg*1, *Lg*2 и *Rg* равны 3,55, 3,29 и 3,01 *км/сек*. Волны *Lg*1 обнаружены также в Австралии [6], где скорость их равна 3,50 ± 0,06 *км/сек*, и в Мексике [27] со скоростью 3,47 ± 0,01 *км/сек*. Распространение волн *Lg* в Северной Америке и Мексике изучалось также Леманн [34, 35].

Были обнаружены также другие волны со свойствами, подобными *Lg* и *Rg*, в частности волна *Li*, обнаруженная Ботом при анализе сейсмограмм 83 землетрясений, записанных шведскими станциями [31]. Волна *Li*, подобно *Lg*, является волной типа *SH*. Она распространяется исключительно вдоль континентальных трасс и имеет несколько бóльшие периоды, чем волна *Lg*. По наблюдениям в Скандинавии средняя скорость волны *Li* составляет 3,79 ± 0,07 *км/сек*. Подобно тому как скорость волн *Lg*2 согласуется со скоростью *Sg* для близких землятрясений, скорость волн *Li* согласуется со скоростью S^*. Волны *Li* были обнаружены также в Восточной Европе [45] и Северо-Восточной Азии [49].

---

[1] P ě č K., Continental waves in central Europe, Geofysikální sbornik, № 146—161, 1961, 123—192.

Природа рассматриваемых волн полностью еще не выяснена. Единственным установленным фактором является их распространение только по континентальным трассам.

Существуют два объяснения физической природы волн *Lg*, *Li* и *Rg*. Первое основано на классическом представлении о строении земной коры, состоящей из двух слоев при отсутствии слоя пониженной скорости; в этом случае волны рассматриваются как короткопериодные корни характеристических уравнений (обертона) волн Лява и Релея. Это главным образом волны M_2 (волны Сезава) и первая и вторая моды волн Лява. Дисперсионная кривая волн M_2, вычисленная для коры, соответствующей современным представлениям, осложнена резко выраженными минимумом и максимумом [37]. Это относится и к дисперсионным кривым первой [49] и, вероятно, второй мод волн Лява. Известно, что колебания, соответствующие этим экстремумам, имеют наибольшие амплитуды [30]. Интересно отметить, что средние значения скоростей и периодов волн *Lg*1 и *Lg*2, найденные Ботом [1] для Скандинавии, хорошо согласуются с положением этих экстремумов на дисперсионных кривых. Другими словами, согласно этой интерпретации, волны *Lg*1 и *Lg*2 не являются двумя независимыми волнами, а соответствуют одной волне высшей моды. Вальднер и Саваренский [49] интерпретируют волну *Lg*1 как первую моду волн Лява.

Второе возможное объяснение физической природы этих волн основано на существовании слоя пониженной скорости в земной коре. Еще до открытия волн *Lg* и *Rg* допускалось существование канала пониженной скорости в коре, чтобы объяснить различия в значениях скоростей продольных и поперечных волн, определенных по взрывам и по наблюдениям над близкими землетрясениями с глубинами гипоцентров 10—15 *км* [19]. Согласно Гутенбергу [23] и Боту [4], скорость сейсмических волн возрастает от поверхности до глубины 10—12 *км*, после чего непрерывно уменьшается с глубиной до границы Конрада. На границе Конрада скорость увеличивается скачком и затем линейно уменьшается с увеличением глубины до границы *M*. Предполагается, что ниже границы *M* расположен другой слой пониженной скорости, так называемый астеносферный канал [25]. Слои пониженной скорости являются волноводами (каналами), концентрирующими значительную часть сейсмической энергии. В результате отражений и рассеяния волны из этих каналов достигают поверхности. Рассуждения Гутенберга [23] и Бота [4] о природе этих волн качественно объясняют существование волн *Lg* и *Rg*, которые иногда называются каналовыми в связи с интерпретацией их как волн, распространяющихся в канале. Аналогом волн *Lg* являются продольные волны Пg, открытые Прессом и Гутенбергом [40]. Они распространяются со скоростью 6,09 *км/сек*, вероятно, в канале, проходящем сразу под поверхностью Земли. Калои [7], а затем Пресс и Юинг [39] и Гутенберг [24] открыли и описали волны *Pa* и *Sa*, скорости которых составляют 8,0 и 4,4 *км/сек* соответственно. Механизм их распространения объясняется астеносферным каналом под границей *M*.

Свойство волн *Lg* и *Rg* распространяться только по однородным континентальным трассам используется для отделения континентальных структур от океанических. С этой целью Оливер, Юинг и Пресс [36] изучали распространение волн *Rg* и *Lg* в Арктике, а Вальднер и Саваренский [45] с помощью этих волн изучали строение бассейна Черного моря и Северо-Восточной Азии.

За последние годы многими авторами были обнаружены различные типы этих волн. Целью настоящей работы является одновременное изучение всех этих волн по материалам сейсмической станции в Праге и всего спектра скоростей волн от континентальных землетрясений. Кажущиеся скорости этих волн не зависят от эпицентрального расстояния. Мы не ограничиваемся только короткопериодными фазами, а рассматриваем весь спектр периодов волн с данными свойствами. На волны *Lg* и *Rg* в большой степени влияют размеры и физические свойства слоев, в которых они распространяются. Можно ожидать, что, помимо возможности отделения континентальных и океанических

структур по наличию или отсутствию этих волн на выбранных трассах, возможно также выявление по амплитудам этих волн влияния структур земной коры. В связи с этим будет обращено внимание на некоторые динамические свойства волн *Lg* и *Rg*, в частности на уменьшение амплитуд с расстоянием.

Материал и метод

Для изучения волн *Lg* и *Rg* использовались записи 260 землетрясений за 1934—1957 гг. на сейсмической станции в Праге горизонтальным сейсмографом Вихерта ($m = 1000$ *кг*; средние константы *NS*: $T_0 = 9{,}8$ *сек*, $\varepsilon : 1 = 5{,}1$, $V_0 = 221$; *EW*: $T_0 = 9{,}8$ *сек*, $\varepsilon : 1 = 4{,}8$, $V_0 = 216$). Сведения о землетрясениях взяты из Международной сейсмологической сводки (*ISS*) и частично из бюллетеней чехословацких сейсмических станций.

Эпицентры землетрясений находятся либо на евразиатском континенте, либо на близлежащих островах и островных дугах. Наибольшее число эпицентров землетрясений находится в сейсмоактивной зоне Средиземного моря — в Малой Азии, на Балканском полуострове и в Италии. Меньше землетрясений относится к бассейну Черного моря, районам Кавказа, Ирана, Тибета и Северо-Восточной Азии. Изучались землетрясения Алеутских островов, Камчатки, Охотского моря, а в некоторых случаях землетрясения Японских островов и Тайваня. Положение сейсмической станции в Праге относительно сейсмоактивных зон Евразии неблагоприятно для построения амплитудных кривых на расстояниях от 26 до 32° вследствие отсутствия эпицентров.

В связи с ростом числа обнаруживаемых фаз волн *Lg* и *Rg*, которые описываются как каналовые волны, было бы желательно изучить весь спектр скоростей волн. При изучении записей были сделаны попытки устранить, насколько возможно, элемент субъективности при идентификации фаз. Отделялись волны, характерные для определенных континентальных трасс, от случайных вступлений, связанных с особенностями строения коры и механизма очага. Это могло быть осуществлено лишь с помощью статистического анализа. Используя этот метод, автор, конечно, отдавал себе отчет в том, что таким образом он отказывается от возможности изучения дисперсии в группах волн *Lg* и *Rg*. Анализ этих волн на сейсмограммах станции в Праге подтверждает вывод Бота [1], что эти волны, как правило, не диспергируют.

Все сейсмограммы континентальных землетрясений были заново обработаны. Изучалась вся сейсмограмма от *S*-волн до конца записи. В этой части сейсмограмм отмечались все фазы, у которых изменялся период и амплитуда, характер и время вступления, и, кроме того, измерялись максимальная амплитуда и период при вступлениях. Отмечались также короткопериодные фазы, накладывающиеся на обычные длиннопериодные волны Лява. При исследовании рассматривался весь интервал периодов.

На распространение этих волн в земной коре и четкость их вступлений в большой степени влияют изменения толщины слоя, через который волны распространяются. Эти вариации толщины слоя частично или полностью нарушают непрерывность в их распространении. В связи с этим обрабатывались не только фазы с резкими вступлениями и отчетливыми группами колебаний, но и все группы волн, у которых наблюдалось изменение режима колебаний.

Из анализа были исключены объемные волны. Оставались только волны, которые могли распространяться в земной коре. Для исключения объемных волн был использован годограф Джефриса — Буллена. Трудно было отделить лишь многократно отраженные *S*-волны, т. е. волны *SS* и *SSS*; легче отделялись волны *PcS*, *ScS* и др. Первые фазы иногда трудно отделить от более медленных волн для того же самого интервала периодов. Во многих сомнительных случаях эту трудность можно было разрешить, сравнивая энергию этих волн с энергией *S*-волн. При анализе сейсмограмм умышленно не отмечалось предполагаемое время вступления волн *Lg* и *Rg*.

Скорости волн *Lg* и *Rg*

Эпицентры всех землетрясений, изучаемых в настоящей работе, были разделены в зависимости от азимута на несколько групп. Первая группа включает землетрясения с азимутом от 0 до 45°. К этой группе относятся главным образом землетрясения Алеутских островов и Камчатки. К следующей группе (азимут 45—60°) относятся в основном эпицентры Японских островов и Тайваня и небольшое число землетрясений Манчжурии и озера Байкал. Азимут азиатских землетрясений (Бирма, Тибет и восточная часть Гиндукуша) находится в интервале 60—90°. Землетрясения Средиземноморской зоны относятся к азимутальным группам 90—120 и 120—160°. Остальные интервалы азимутов образуют группы итальянских, испанских, альпийских и частично западноевропейских землетрясений.

Результаты измерения времен прихода всех волн, следующих за *S*-волнами, были подвергнуты статистической обработке. Среднее значение скорости и среднее квадратичное отклонение были определены для каждого интервала скоростей и для каждой азимутальной группы. Результаты приведены в табл. 1. Здесь представлены два рода величин. Одни значения повторяются во всех или большинстве колонок, другие величины не являются общими для всех континентальных трасс и характерны только для определенных азимутальных интервалов.

Важно помнить, что в отдельных азимутальных группах эпицентры распределены не равномерно по эпицентральным расстояниям, а совокупно. Средние эпицентральные расстояния существенно различаются при переходе от одной азимутальной группы к другой. Повторение определенных скоростей во всех или в большинстве азимутальных групп указывает на то, что полученные результаты относятся лишь к волнам, распространяющимся в земной коре, но не к волнам, кажущаяся скорость которых зависит от эпицентрального расстояния.

Как и следовало ожидать, значения скоростей волн *Lg* и *Rg*, наблюдавшихся другими авторами в Евразии и в других континентальных областях, имеются среди приведенных в табл. 1. В табл. 2 собраны средние значения скоростей и периодов, полученные другими авторами. Волны *Lg*1 наблюдались во всех азимутах. Разделение волн *Lg*2 на две группы *Lg*2′ и *Lg*2″, наблюдавшиеся Ботом [1], уверенно установлено только для интервалов 60—90 и 120—160°. В этих интервалах азимута обе волны существуют одновременно. В противоположность волнам *Lg*2″ волны *Lg*2′ наблюдаются во всех азимутальных интервалах. Отчетливо выявляется почти для всех азимутальных групп волна *Li*, за исключением района Тайваня, Японии и Манчжурии (интервал по азимуту 45—60°).

Волны со скоростью 4,4 *км/сек*, обозначенные X_3, вероятно, идентичны волнам *Sa*, обнаруженным Калои [7, 39]. Они не всегда существуют для слабых землетрясений и обычно наблюдаются для землетрясений с магнитудой 6 и более. Фаза X_3 и волны *Sn* близких землетрясений образуют другую пару волн с совпадающими скоростями подобно парам волн $Lg2 \sim Sg$ и $Li \sim S^*$.

Волны *Rg* наблюдались во всех азимутах относительно станции Прага, так же как и волны *Rg*1 со скоростью 2,8 *км/сек*, отмеченные в табл. 1. Волны *Rg*1 обычно характеризуются очень четким вступлением и хорошо сформировавшейся волновой группой. Эти волны были обнаружены Вальднер и Саваренским [45], которые наблюдали их независимо от других при изучении волн *Lg* и *Rg* в бассейне Черного моря.

Кроме описанных, статистически установлены другие фазы, и некоторые из них, например фаза *Rg*4 со скоростью 2,4 *км/сек* (см. табл. 1), несомненно существуют. Эта фаза наблюдается во всех азимутах, и ее существование подтверждается статистически, особенно для Аравии, Турции и острова Крит. Следует упомянуть также о волне *Lx* (см. табл. 1); фаза эта наблюдается в ос-

Таблица 1

НАБЛЮДЕННЫЕ СКОРОСТИ

В колонках приведены средняя скорость и среднее квадратичное отклонение (*км/сек*) для групп в различных азимутах. Пределы скоростей даны в скобках; *n* означает число наблюдений. В последней колонке приведены средние значения для всех азимутальных групп

Азимут / Фаза	0–45°	45–60°	60–90°	90–120°	120–160°	160–360°	Для всех азимутов
					$1{,}73 \pm 0{,}05$ (1,6—1,8) $n=15$		1,73 $n=15$
				$1{,}90 \pm 0{,}02$ (1,85—1,95) $n=8$	$1{,}89 \pm 0{,}03$ (1,82—1,95) $n=26$		1,89 $n=34$
(*Rg* 6)				$2{,}04 \pm 0{,}04$ (1,95—2,10) $n=6$	$2{,}02 \pm 0{,}03$ (1,95—2,08) $n=22$	$2{,}04 \pm 0{,}06$ (1,95—2,15) $n=10$	2,03 $n=38$
					$2{,}13 \pm 0{,}03$ (2,08—2,18) $n=23$		2,13 $n=23$
Rg 4	$2{,}44 \pm 0{,}06$ (2,35—2,51) $n=8$		$2{,}39 \pm 0{,}11$ (2,20—2,60) $n=21$	$2{,}40 \pm 0{,}08$ (2,25—2,55) $n=22$	$2{,}39 \pm 0{,}08$ (2,24—2,55) $n=137$	$2{,}37 \pm 0{,}06$ (2,30—2,50) $n=18$	2,39 $n=206$
(*Rg* 3)	$2{,}65 \pm 0{,}06$ (2,58—2,75) $n=16$			$2{,}61 \pm 0{,}30$ (2,55—2,70) $n=16$	$2{,}67 \pm 0{,}05$ (2,57—2,76) $n=109$	$2{,}62 \pm 0{,}08$ (2,50—2,75) $n=38$	2,65 $n=179$
Rg 1	$2{,}87 \pm 0{,}02$ (2,84—2,90) $n=17$	$2{,}84 \pm 0{,}06$ (2,70—2,95) $n=21$	$2{,}84 \pm 0{,}03$ (2,80—2,90) $n=12$	$2{,}87 \pm 0{,}02$ (2,82—2,93) $n=14$	$2{,}87 \pm 0{,}03$ (2,82—2,93) $n=67$	$2{,}88 \pm 0{,}05$ (2,75—2,97) $n=28$	2,86 $n=159$
(*Rg* 2)			$2{,}73 \pm 0{,}04$ (2,60—2,80) $n=11$	$2{,}77 \pm 0{,}04$ (2,70—2,81) $n=8$	$2{,}79 \pm 0{,}01$ (2,78—2,81) $n=25$		2,77 $n=44$
Rg	$3{,}02 \pm 0{,}05$ (2,93—3,12) $n=23$	$3{,}01 \pm 0{,}05$ (2,95—3,11) $n=16$	$3{,}00 \pm 0{,}06$ (2,90—3,10) $n=45$	$3{,}06 \pm 0{,}02$ (2,95—3,12) $n=20$	$3{,}01 \pm 0{,}05$ (2,93—3,10) $n=93$	$3{,}06 \pm 0{,}06$ (2,97—3,16) $n=50$	3,02 $n=247$

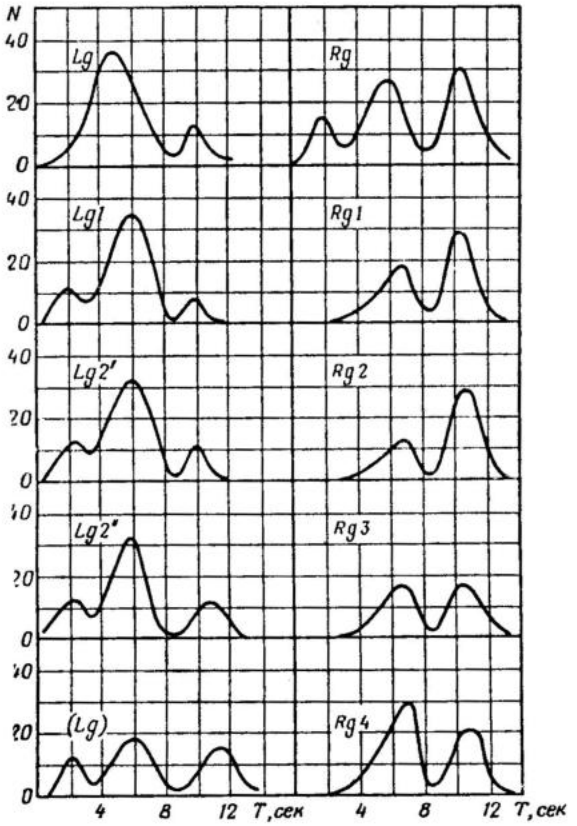
(*Lg*)		3,24 ± 0,03 (3,20—3,30) *n* = 15		3,22 ± 0,05 (3,14—3,30) *n* = 63	3,24 ± 0,06 (3,15—3,35) *n* = 25	3,20 ± 0,06 (3,11—3,30) *n* = 142	3,27 ± 0,05 (3,16—3,36) *n* = 63	3,22 *n* = 308
Lg 2	*Lg* 2″	3,38 ± 0,04 (3,30—3,46) *n* = 21		3,35 ± 0,06 (3,30—3,40) *n* = 32		3,34 ± 0,03 (3,30 ± 3,40) *n* = 61		3,35 *n* = 114
	Lg 2′		3,40 ± 0,04 (3,34—3,50) *n* = 31	3,45 ± 0,05 (3,40—3,52) *n* = 58	3,44 ± 0,03 (3,38—3,50) *n* = 24	3,45 ± 0,03 (3,40—3,50) *n* = 28	3,43 ± 0,04 (3,35—3,50) *n* = 52	3,43 *n* = 193
Lg 1		3,56 ± 0,05 (3,50—3,65) *n* = 20	3,54 ± 0,03 (3,50—3,60) *n* = 14	3,55 ± 0,02 (3,52—3,60) *n* = 31	3,59 ± 0,02 (3,55—3,61) *n* = 15	3,55 ± 0,03 (3,50—3,60) *n* = 56	3,57 ± 0,03 (3,50—3,62) *n* = 23	3,56 *n* = 159
(*Lx*)			3,64 ± 0,03 (3,60—3,70) *n* = 10			3,64 ± 0,03 (3,60—3,70) *n* = 35		3,64 *n* = 45
Li		3,74 ± 0,04 (3,68—3,81) *n* = 18		3,78 ± 0,10 (3,60—4,00) *n* = 39	3,76 ± 0,09 (3,66—4,00) *n* = 26	3,81 ± 0,07 (3,70—3,96) *n* = 61	3,76 ± 0,07 (3,64—3,90) *n* = 30	3,78 *n* = 174
(X_1)		4,06 ± 0,12 (3,93—4,31) *n* = 15			4,06 ± 0,06 (4,00—4,20) *n* = 14		4,04 ± 0,07 (3,90—4,20) *n* = 19	4,05 *n* = 48
(X_2)				4,13 ± 0,06 (4,00—4,25) *n* = 21		4,14 ± 0,09 (3,97—4,32) *n* = 59		4,14 *n* = 80
(X_3)				4,44 ± 0,09 (4,25—4,60) *n* = 22		4,42 ± 0,05 (4,33—4,50) *n* = 13		4,43 *n* = 35
					4,71 ± 0,18 *n* = 14			4,71 *n* = 14

Таблица 2

СКОРОСТИ (v) И ПЕРИОДЫ (T) КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ВОЛН

Район	v, км/сек							T, сек				Ссылка
	Lg 1	*Lg* 2	*Lg* 2′	*Lg* 2″	*Rg*	*Sa*	*Li*	*Lg* 1	*Lg* 2	*Rg*	*Li*	
Северная Америка	3,51							0,5—6				Пресс, Юинг [38]
Северная Америка	3,57				3,05			0,5—6		8—12		Леманн [34]
Северная Америка	3,5—3,6							0,5—3				Леманн [35]
Калифорния	3,58	3,38			4,44—4,45			0,5—7				Гутенберг [23]
Калифорния	3,53—3,55							0,5—5				Пресс [41]
Скандинавия	3,54	3,37	3,40	3,33	3,07			5,8	6,8	9,2		Бот [1]
								2—10	2—13	2—16		
Скандинавия							3,79				3—12	Бот [3]
Северо-Восточная Азия	3,50	3,30										Вальднер, Саваренский [45]
(Монгольское землетрясение)	3,53	3,31			3,05							
(Землетрясения Камчатки, Курильских островов и Японии)	3,50	3,29			3,06							Вальднер, Саваренский [49]
Бассейн Черного моря	3,55	3,29			3,01 (*Rx*-2,9)		3,74	8	11			
						4,4						Калои [7]
						4,57						Хорошева [29]
Юго-восток США и Мексика	3,47	3,22										Херрин, Минтон [27]
Австралия	3,50											Болт [6]
						4,43—4,63						Пресс, Юинг [39]

новном для интервалов 45—60 и 120—160°. Записывается она в виде отчетливой группы волн, сравнимых с хорошо сформировавшимися волнами *Lg*1. Другие фазы, обозначенные X_1, X_2, *Rg*2, *Rg*3, *Rg*4 и *Rg*6, статистически не выявляются во всех азимутальных группах одновременно и найдены для сравнительно небольшого числа сейсмограмм. Исключение составляет *Rg*3, для которой число наблюдений велико, особенно в интервале азимутов 120—160°. Многие из этих фаз выявлены при изучении близких землетрясений и промышленных взрывов, например волны X_1, X_4, *Rg*2 и *Rg*4. При изучении землетрясений в Новоградских горах (Ноград) [31] наблюдались волны *Sn* со скоростью 4,53 *км/сек* и волны *Sx* со скоростью 4,35 *км/сек*. Средние скорости



Ф и г. 1. Гистограмма периодов изучаемых фаз.

этих волн соответствуют фазе X_3 со скоростью 4,4 *км/сек*, подобно тому как фаза X_4 со скоростью 4,71 *км/сек* соответствует фазе X_1 со скоростью 4,74 *км/сек*, выявленной Карником [31]. Некоторые другие волны из табл. 1 имеют скорости, согласующиеся с волнами, найденными при взрывах в Чехии [32]. Особенно это относится к волнам X_2 (4,13 *км/сек*), соответствующим вышеупомянутым волнам X_1 (4,13 *км/сек*), а также к волнам *Lg* со скоростью 3,2 *км/сек*, соответствующим фазе $\overline{S}$ (3,27 *км/сек*), выявленной при взрывах. Волны *Rg*2 (2,7 *км/сек*) согласуются с волнами X_2 (2,7 *км/сек*). Существование этих фаз связано с определенными слоями земной коры и является результатом более сложной структуры литосферы, чем это иногда допускается. Для интерпретации этих волн классическая модель земной коры, вероятно, недостаточна. Более сложное строение промежуточного слоя было установлено в южной Калифорнии [15] по фазам *Py*, *Sy*, *Pm* и *Sm* близких землетрясений.

Для Европы весьма вероятно разделение гранитного слоя на два отдельных слоя. Это подтверждается работами Фёрча и Ротэ [5, 11, 44] по изучению строения коры на территории Германии и южной Франции.

Периоды

На фиг. 1 показано распределение периодов изучаемых фаз. Средние значения периодов и интервалы периодов различных фаз приведены в табл. 3. Из рассмотренного числа случаев наблюденных периодов фаз X_4, X_3, Lx, Li, $Lg1$, $Lg2'$, $Lg2''$ и других видно, что это распределение неоднородно. Существуют, как правило, два или более независимых диапазона периодов, где число случаев достигает максимума. Отношение средних значений двух диапазонов периодов для волн типа Lg колеблется около 2 (см. табл. 3). Средние значения периодов волн $Lg1$, $Lg2$, Rg и Li, проанализированных

Таблица 3

ПЕРИОДЫ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ФАЗ[1]

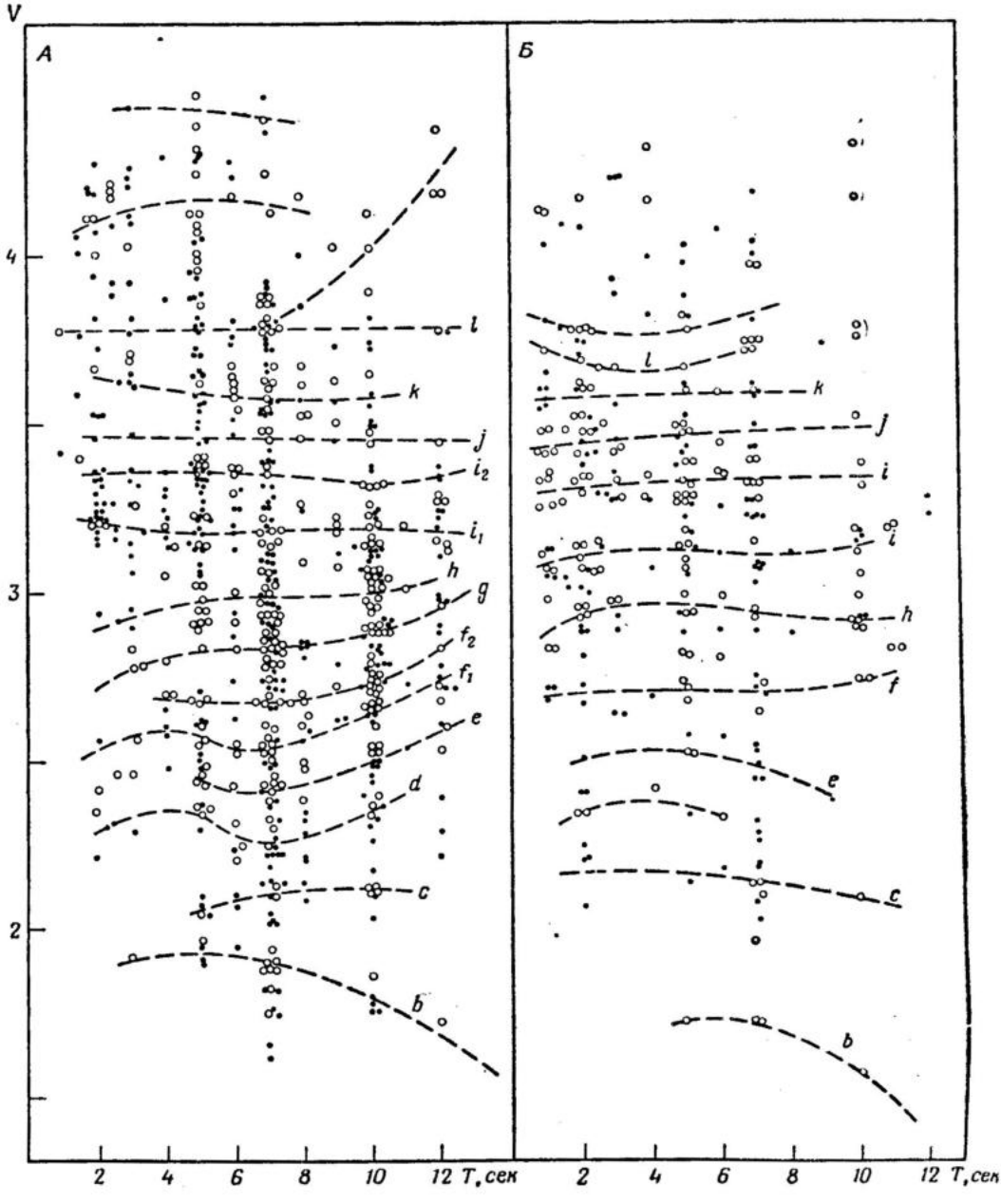
Фаза	T_1, сек	n	T_2, сек	n	$T_2 : T_1$	T, сек	n
X_4	5 (3—7)	5	12,3 (9—16)	6	2,5	9 (3—16)	11
X_3	5,7 (2—8)	19	12 (9—13)	11	2,1	8,9 (2—17)	34
X_2	—	—	—	—	—	6,0	47
X_1	—	—	—	—	—	5,8 (1—12)	41
Lx	5,0 (1—8)	42	10,5 (9—13)	11	2,1	6,2 (1—13)	53
Li	5,4 (1—8)	96	10,1 (9—12)	19	1,9	6,2 (1—12)	115
$Lg1$	5,4 (1—8)	112	10,2 (9—12)	14	1,9	5,9 (1—12)	126
$Lg2$	4,8 (1—8)	108	10,1 (9—12)	17	2,1	5,5 (1—12)	125
$Lg2$	4,7 (1—8)	99	10,2 (9—12)	27	2,1	5,9 (1—12)	126
(Lg)	4,5 (1—8)	68	10,8 (9—13)	49	2,4	8,7 (1—20)	140
Rg	5,0 (1—8)	86	10,5 (9—13)	49	—	9,7 (1—20)	161
$Rg1$	6,1 (1—8)	40	10,4 (9—13)	38	—	9,7 (1—17)	98
$Rg2$	5,2 (1—8)	32	11,5 (9—15)	33	—	8,4 (1—15)	65
$Rg3$	5,8 (1—8)	47	12,1 (9—17)	37	—	8,6 (1—17)	84
$Rg4$	6,2 (1—8)	54	11,3 (10—17)	31	—	8,1 (1—17)	85
$Rg6$	—	—	—	—	—	7,1 (5—12)	18

[1] T_1 — средний период первой группы колебаний; T_2 — средний период второй группы; T — средний период во всей фазе; n — число наблюдений.

в Праге, ненамного отличаются от величин, полученных другими авторами (см. табл. 2). Периоды волн *Lg*2′, *Lg*2″, *Lg*1 и *Li* возрастают с увеличением скоростей этих волн.

Дисперсия

В большинстве случаев, когда имеются хорошо сформировавшиеся группы волн *Lg*1, *Lg*2 и *Li*, дисперсия этих волн не обнаружена. Иногда же наблюдаются как обратная, так и нормальная дисперсии.



Ф и г. 2. Соотношение между скоростями *V* (*км/сек*) и периодами главной фазы изучаемых волн.

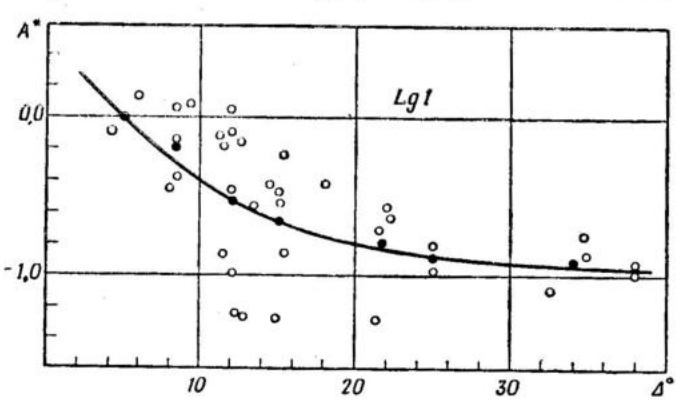
А — интервал 120—160°; *Б* — интервал 60—90°.

Для детального исследования зависимости скорости изучаемых волн от периода их главных фаз использован статистический метод. На фиг. 2 показана такая зависимость для азимутальных интервалов 120—160° и больше, т. е. для землетрясений Турции, Крита, Италии и Аравии. На фигуре видно, что скорость основной фазы практически не зависит от периода. Исключением служат кривые *b*, которые соответствуют скоростям, меньшим 2,0 *км/сек*. В этом случае скорость заметно убывает с увеличением периода.

Особое положение среди этих кривых занимает кривая i_1, которая приблизительно соответствует волне, обозначенной в табл. 1 через *Lg*. Скорость ее 3,2 *км/сек*. В противоположность другим кривым она продолжается до периодов, превышающих 30 *сек*. Это говорит о том, что волна *Lg* сложная и состоит из нескольких волн. Ее короткопериодная компонента соответствует скорости волн $\bar{S}$, которые наблюдались в Чехии от взрывов. Скорость 3,2 *км/сек* и период 20 *сек* соответствуют минимуму групповой скорости классических волн Лява, которые, вероятно, формируют длиннопериодную компоненту фазы *Lg*. Фаза со скоростью 3,2 *км/сек* наблюдалась также Херрином и Минтоном при изучении континентальных волн в США и Мексике (см. табл. 2).

Амплитуды

Амплитуды всех наблюдаемых волн были сведены к наиболее часто встречающейся магнитуде 6, при этом использовалось уравнение $A^* = \lg (A/T) + (6 - M_B)$. Принималась магнитуда, определенная по поверхностным



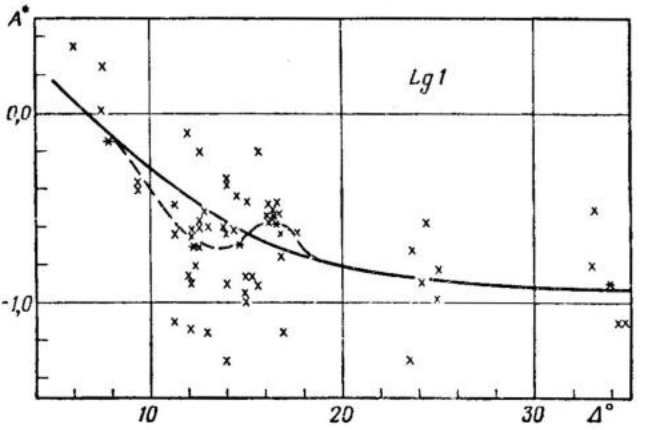
Фиг. 3. Амплитудная кривая волн *Lg*1, построенная посредством «дисперсионных кривых» (кривые *k* на фиг. 2).

Светлые кружки — наблюденные данные; черные кружки — «центры тяжести» для определенных интервалов.

волнам, согласно уравнению $M_{LH} = \lg A_{20} + 1{,}66 \lg \Delta^\circ + 2{,}15$ [33]. Магнитуда объемных волн M_B в первом уравнении определялась численно из магнитуды M_{LH} по уравнению $M_B = 0{,}611 M_{LH} + 2{,}73$ [33].

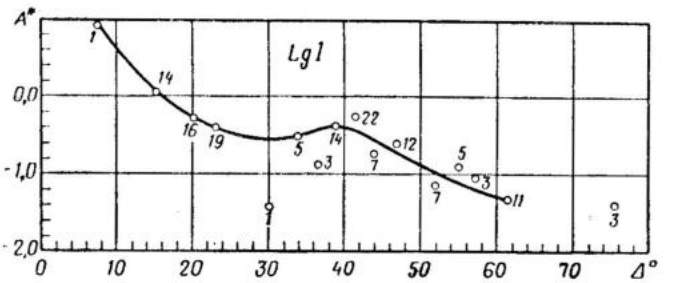
Приведенные амплитуды координировались с различными фазами колебаний табл. 1 при двух условиях: 1) если скорость, измеренная одновременно с амплитудами, была в пределах допустимых отклонений для скорости одной из фаз, приведенных в табл. 1; 2) если амплитуды согласовывались с различными фазами с учетом экспериментально определенных «дисперсионных кривых» (см. фиг. 2). Если скорости рассматриваемых волн вообще не зависят от периода, оба способа, очевидно, будут эквивалентны. «Дисперсионные кривые» лишь немного отличаются от идеальных, и различие между двумя методами согласования не очень велико. При втором способе согласования, однако, наблюдается значительно меньший разброс величин в амплитудных кривых. Амплитудные кривые волн *Lg*1 показаны на фиг. 3—5. Для этих

кривых характерно уменьшение амплитуды с расстоянием по обычному закону $r^{-1/2}$, другие амплитудные кривые имеют определенные аномалии в интервале эпицентральных расстояний 10—20°. Эти аномалии обычно имеют вид отчетливого уменьшения амплитуд на расстояниях 12—14° и затем увеличения их до максимума около 16°. Изменение амплитуд волн *Lg*2 несколько отличается от других: наблюдается уменьшение амплитуд во всем интервале



Ф и г. 4. Амплитудная кривая волн *Lg*1. (Амплитуды выбраны в соответствии со скоростями.)
Крестики — наблюденные данные; звездочки — «центры тяжести» для определенных интервалов.

10—20°. Наблюдения показывают, что другим интервалом Δ, где изменение амплитуд аномально, является интервал 55—60°, в который входят Тибетские землетрясения. Однако в этом случае трудно сделать более точные выводы ввиду относительно небольшого числа наблюдений.



Ф и г. 5. Амплитудная кривая волн *Lg*1 для Скандинавии.
Кривая построена по материалам Бота [1]; кружки — «центры тяжести» для определенных интервалов.

При оценке этих аномалий в амплитудных кривых следует учитывать, что эпицентры на расстояниях 10—20° от Праги лежат либо в Средиземноморской зоне, либо в Малой Азии, т. е. в районах, где высокогорные области чередуются с прибрежными зонами. Для этих районов можно ожидать более сложную структуру земной коры. Изучаемые фазы, несомненно, связаны с совершенно определенными слоями литосферы. Естественно ожидать, что изменения толщины этих слоев в обширных регионах и даже частичное или полное нарушение их непрерывности будут сильно влиять на амплитудные кривые различных фаз с расстоянием. Строение среды может быть неоднородным, поскольку мы имеем дело либо с зоной, нарушенной тектоническими

процессами, либо с зоной, переходной от континента к океану. В результате этого из одних районов приходят чистые и хорошо сформировавшиеся группы волн *Lg* и *Rg*, а из других — менее отчетливые группы этих же волн. Другими словами, наблюдается непрерывный переход от отчетливо выраженных волн *Lg* и *Rg* к полному их исчезновению.

Согласование аномальных интервалов с так называемой сейсмической зоной тени объемных волн (20° граница), по-видимому, случайно. Следует исключить возможность уменьшения амплитуд из-за их неправильного приведения или из-за неподходящей калибровочной кривой объемных волн, ибо использовалась только магнитуда, определенная по поверхностным волнам. Значит, вышеуказанные аномалии амплитуд волн *Lg* и *Rg* вызваны только влияниями структур на соответствующих расстояниях. Этот вывод подтверждается также амплитудными кривыми для волн *Lg* и *Rg*, построенными для Скандинавии Ботом [1]. Амплитудные кривые для этих волн подобны кривым, полученным в Праге. Различие между ними заключается в том, что аномальный интервал кривых Бота смещен приблизительно на 10° в сторону бóльших эпицентральных расстояний. Это смещение соответствует разности эпицентральных расстояний между Прагой и Упсалой по отношению к эпицентрам активной Средиземноморской зоны. В противоположность наблюдениям в Праге для волн *Rg*, отмечавшихся в Скандинавии, практически нет аномальной амплитудной зависимости от расстояний в интересующем нас интервале.

Региональные характеристики

Волны *Lg* от разных гипоцентров наблюдались в Праге с различной отчетливостью. Отчетливые фазы волн *Lg*1 записаны в Праге от азиатских землетрясений для азимута 60—90°, особенно от эпицентров, находящихся на отрогах Тянь-Шаня и в Джунгарии. Иной характер имеют волны *Lg*1 из Тибета. Очень отчетливые группы волн наблюдались из горного массива Наньшань, слабые фазы — из Алтынтага и один раз из Кашмира. Волны *Lg*1 обычно не наблюдаются для эпицентров, находящихся во внутренних частях Тибета, особенно в его юго-восточной части. Для района Гималаев в трех случаях отмечены волны *Lg*1. Все эти результаты соответствуют наблюдениям в Скандинавии.

Часто отчетливые волны *Lg*1 наблюдаются от землетрясений Тайваня, за исключением эпицентров, находящихся в зоне опускания, проходящей вдоль островной дуги Рюкю и близ Филиппин. Отчетливые вступления для землетрясений Тайваня свидетельствуют о континентальной структуре коры в мелководном Тайваньском проливе. Отчетливые фазы волн *Lg* наблюдались также Вальднер и Саваренским [49] на сейсмической станции в бухте Тикси (СССР).

В Скандинавии [1] волна *Lg* из этого района не наблюдалась. Из эпицентров зоны перехода от континента к Тихому океану зафиксирован один случай волн *Lg*1 с южных Курильских островов. По этим данным можно сделать вывод, что по крайней мере южная часть Берингова моря имеет континентальное или промежуточное строение коры.

С Камчатки волны *Lg*1 наблюдались только из эпицентров южной части полуострова. Эти наблюдения подтверждают, что центральная часть Охотского моря имеет континентальную кору. Это справедливо также для района, расположенного в одном азимуте с трассой Прага — Камчатка. Образовавшиеся в районе Камчатки волны проходят через континент вдоль побережья Северного Ледовитого океана, частично пересекая мелкие Карское и Баренцево моря, а также Балтийское море. Полученные результаты согласуются с исследованиями строения коры Арктической зоны, проведенными Оливером, Юингом и Прессом [36] по волнам *Lg*.

В северо-восточной части Азиатского континента волны *Lg*1 наблюдаются для эпицентров озера Байкал и хребтов Черского и Верхоянского.

Каспийское море не является барьером для распространения волн *Lg*1, что подтверждают как наши наблюдения, так и наблюдения Бота в Скандинавии. Волны *Lg*1 из южного Ирана (побережье Персидского залива) в Центральной Европе или Скандинавии не зарегистрированы.

Интересные результаты получены при изучении волн *Lg* и *Rg* в бассейне Черного моря Вальднер и Саваренским [45]. Согласно их данным и данным Бота [1], волны *Lg*1 не проходят через центральную часть Черного моря. Из этого можно сделать вывод, что в данном районе нарушено типичное континентальное строение земной коры. Вывод этот основан на многих наблюдениях для эпицентров на южном берегу Черного моря. Волны *Lg*1 от этих землетрясений не наблюдались также и на сейсмической станции в Праге, за исключением землетрясений в районе Эрзурума. Отчетливы волны *Lg*1 с Кавказа. Для западной Турции характерны землетрясения, дающие в Праге как очень отчетливые, так и нечеткие фазы *Lg*1.

Очень отчетлива фаза *Lg*1 для некоторых районов Эгейского моря. К таким районам относятся острова Родос, Карпатос и Крит, а также территория Греции, особенно западное и восточное ее побережья. Волны *Lg*1 не обнаружены для эпицентров в Ионическом море, что указывает на неконтинентальное строение земной коры этого района.

При итальянских землетрясениях волны *Lg*1 наблюдались только из района Бари и из западных Альп. В Праге в противоположность Скандинавии волны *Lg*1 не наблюдались для глубокофокусных землетрясений в румынских Карпатах. Землетрясения в районе острова Ян-Майен для Центральной Европы не дают волн *Lg*1. Те же региональные особенности имеют и волны *Li*. Исключение составляют глубокие землетрясения румынских Карпат.

Наблюдения в Праге показывают, что волны *Lg*2 менее чувствительны к изменениям строения коры в районе Черного моря. В противоположность волнам *Lg*1 волны *Lg*2 наблюдались также из центральных районов Тибета. Другие свойства этой волны с точки зрения ее поведения по отношению к региональным структурам аналогичны свойствам волн *Lg*1.

Волны типа *Rg*, т. е. *Rg*1 — *Rg*6, обладают теми же свойствами, что и волна *Lg*1. Относительно волн X_1 и X_3 нельзя сделать никаких выводов вследствие небольшого числа наблюдений. Эти волны хорошо наблюдаются только при более сильных землетрясениях. Очень отчетливые группы этих волн наблюдались в Праге от землетрясений южного берега Греции и из района Родос — Карпатос. Не отмечено ни одного случая, чтобы эти волны распространялись через центральную часть Черного моря. Они отчетливы для района Тянь-Шаня, восточного Тибета и Тайваня.

Географическое положение сейсмической станции Прага позволяет сделать некоторые заключения относительно распространения *Lg*1 и других волн через горные массивы. Эти волны не затухают, если они пересекают сравнительно небольшие горные хребты почти под прямым углом. Примером служат землетрясения северной части Азии, волны от которых распространяются до Центральной Европы через Урал. Карпаты также пересекаются незатухающими волнами с Кавказа и из западной части Турции. Незатухающие волны *Lg* и *Rg* от итальянских землетрясений пересекают Альпийский горный хребет.

Другая картина наблюдается, когда волны *Lg* и *Rg* пересекают обширные горные области и проходят вдоль горных хребтов. Примером служит Тибет, через который вообще не распространяются волны *Lg*1, *Li* и др. Для Греции характерно распространение волн *Lg* и *Rg* в направлении горных хребтов или под ними. Этот район лежит на расстоянии 10—15° от Праги; здесь наблюдается заметное уменьшение амплитуд волн *Lg* и *Rg* (см. амплитудные кривые на фиг. 3).

Интерпретация наблюдений

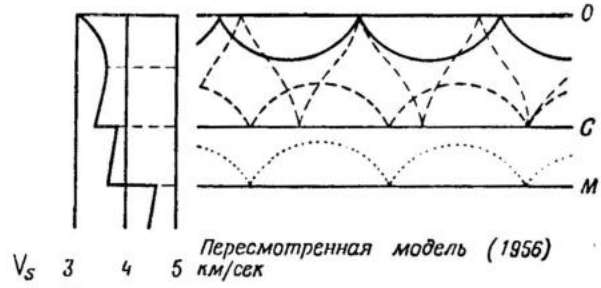
Наиболее приемлемое объяснение волн *Lg* должно основываться, насколько возможно, на простых предположениях. Оно должно соответствовать фактам и, конечно, определять все свойства наблюдаемых волн. Суммировать все эти свойства можно следующим образом.

а) Волны типа *Lg* распространяются только по континентальным трассам.

б) Небольшие горные районы не препятствуют их распространению.

в) Скорость волн *Lg*2 согласуется со скоростью фазы *Sg* для близких землетрясений, скорость волн *Li* — с S^* и $X_3(Sa)$ — с *Sn*.

г) Для Праги аномалии амплитудных кривых волн *Lg*2, *Li* и X_3 наблюдаются в интервале эпицентральных расстояний 10—20°.



Фиг. 6. Интерпретация каналовых волн, как волн, распространяющихся в слоях пониженной скорости. По Боту [4].
Сплошные линии—волны *Lg*1; пунктирные—волны *Lg*2; точечные—волны *Li*.

д) Землетрясения, локализованные в нескольких единичных районах, дают очень отчетливые группы волн. Из большинства других районов волны *Lg* наблюдаются менее отчетливо. Имеет место непрерывный переход от очень четких фаз к их полному исчезновению.

е) Интервал периодов волн *Lg* делится на два; средние значения этих периодов относятся примерно как 2 : 1.

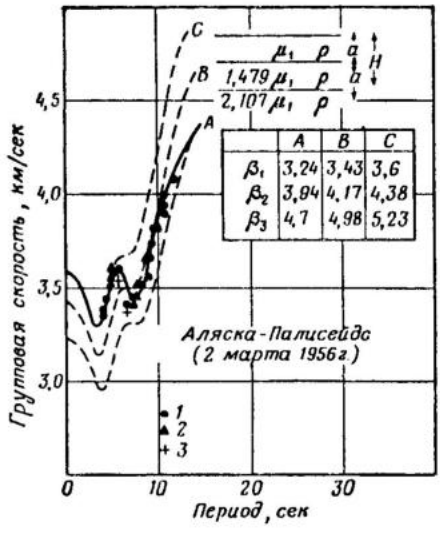
Вопрос о дисперсии волн *Lg* полностью не выяснен. По наблюдениям в Центральной Европе и Скандинавии видно, что в большинстве случаев волны *Lg* не диспергируют, тогда как в Северной Америке и в районах Северо-Восточной Азии отмечалась дисперсия в хорошо сформировавшихся группах волн *Lg*.

Для интерпретации волн *Lg* с учетом вышеприведенных их свойств автор рассматривает классическую модель строения земной коры, но принимает во внимание также возможность существования слоя пониженной скорости в литосфере. Это помогает объяснить различие скоростей волн от близких землетрясений и взрывов. Существование слоя пониженной скорости в литосфере может быть обусловлено фазовыми изменениями в земной коре в результате увеличивающегося давления и температуры.

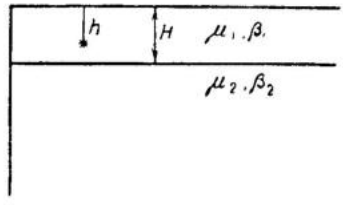
Некоторые авторы [4, 20] связывают существование волн *Lg* только со слоем пониженной скорости в земной коре. Соображения Бота [4] по этому вопросу приведены на фиг. 6. Волны распространяются в верхнем слое между его поверхностью и осью слоя пониженной скорости. Распространение происходит путем последовательных отражений от земной поверхности (*O*) и преломлений в этом слое, что является результатом увеличения скорости с глубиной. Волны *Lg*2, т. е. *Lg*2′ и *Lg*2″, распространяются путем отражений от поверхности и от границы Конрада (*C*), а также посредством отражений от границы Конрада и преломлений в слое пониженной скорости. Согласно этим представлениям волны *Li* распространяются в промежуточном слое, последовательно отражаясь от границы Мохоровичича (*M*) и преломляясь под слоем Конрада. Такие представления дают хорошее качественное объяс-

нение кинематическим свойствам изучаемых волн, но с точки зрения динамических свойств они явно недостаточны. Известно, что волны $Lg1$, $Lg2$ и особенно Li наблюдаются очень отчетливыми группами с резким вступлением. Амплитуды их превышают амплитуды других волн в том же самом интервале периодов. Из данных фиг. 6 следует, что волны Li и одна ветвь волн $Lg2$ достигают наблюдателя на поверхности только в результате дисперсии и рассеяния. Маловероятно, что волны, распространяющиеся таким образом, будут обладать столь значительной энергией. Это возражение не относится к волнам, последовательно отражающимся от земной поверхности.

Если рассматривается обычная модель земной коры без слоя пониженной скорости, волны $Lg1$, $Lg2$ и даже Sa легко объяснить высокочастотными ветвями дисперсионных кривых волн Лява и Релея, которые соответствуют моде M_2 (волны Сезава) и первой и второй модам волн Лява. На фиг. 7 показана



Ф и г. 7. Дисперсионные кривые моды M_2, по Оливеру и Юингу [37].
1 — длиннопериодный прибор Бениоффа, *Z*; *2* — длиннопериодный Колумбийский прибор, *Z*; *3* — $Lg1$ и $Lg2$, по Боту.



Ф и г. 8.

дисперсионная кривая волн M_2 (релеевского типа) для двуслойной среды [37]. Согласно работе Вальднер и Саваренского [49], дисперсионная кривая для первой моды волн Лява имеет сходный характер. Волны $Lg1$, $Lg2$ соответственно со скоростями 3,54 и 3,37 *км/сек* и средними периодами 5,8 и 6,8 *сек* [1] достаточно хорошо соответствуют двум экстремумам дисперсионной кривой. Наибольшие амплитуды этих волн должны обязательно соответствовать экстремумам [30]. Статистический метод в этом случае дает две разные волны. Следовательно, волны $Lg1$ и $Lg2$ могут интерпретироваться как волны M_2 [37] или как первая и вторая моды волн Лява. Пресс и Юинг [39] показали, что в некоторых случаях волна Калои Sa может интерпретироваться как вторая мода волн Лява. Такая интерпретация волн более естественна. Она, вероятно, будет хорошо удовлетворять энергетическим условиям распространения этих волн.

Рассмотрим более детально некоторые свойства поверхностных волн. Пусть мы имеем точечный источник в слое, лежащем на полупространстве (фиг. 8). Ограничимся рассмотрением волн SH, ибо волны типа Lg поляризованы главным образом в горизонтальной плоскости. Предполагаем, что волна SH монохроматическая. Толщину слоя обозначим через H, глубину источника — через h, скорость поперечных волн в слое и полупространстве — соответственно через β_1 и β_2, причем $\beta_2 > \beta_1$.

Смещение для волн SH в слое обычно записывается в виде интеграла

$$u = \int \frac{F(\theta, H, h, z)}{G(\theta)} H_0^{(1)}(kr \sin\theta)\, d\theta, \qquad (1)$$

где $k = \omega/\beta_1$ — волновое число в слое, r и z — цилиндрические координаты, θ — угол падения волн в слое, $F(\theta, H, h, z)$ — регулярная функция во всей комплексной плоскости θ, за исключением двух особых точек.

Функция

$$G(\theta) = \operatorname{tg}(kH\cos\theta) - \frac{ik_2\cos\theta_2}{mk\cos\theta} \tag{2}$$

является характеристической функцией для волн Лява, $k_2 = \omega/\beta_2$, $m = \mu_1/\mu_2$ и θ_2 связано с θ соотношением

$$\frac{\sin\theta}{\beta_1} = \frac{\sin\theta_2}{\beta_2} = \frac{1}{v}\,. \tag{3}$$

Перепишем уравнение $G(\theta) = 0$, заменив $kH\cos\theta$ на ξ:

$$\operatorname{tg}\xi = -\frac{1}{m\xi}\sqrt{k^2H^2\nu^2 - \xi^2}, \tag{4}$$

где $\nu^2 = 1 - n^2$, $n = \beta_1/\beta_2 < 1$.

Уравнение (4) для $0 \leqslant kH\nu < \pi$ не имеет реального корня для второй моды волн Лява, т. е. для $\pi/2 \geqslant \operatorname{Re}\xi \geqslant 3\pi/2$. В этом интервале величины ξ комплексные. Значение $kH\nu = \pi$ является критическим значением, которое соответствует первому действительному корню $\xi = \pi$. (При увеличении $kH\nu$ этот корень уменьшается и при $kH\nu \to \infty$ приближается к значению $3\pi/2$.) Благодаря периодичности функции тангенса существует серия действительных корней (4), например при $kH\nu = 2\pi$ корень $\xi = 2\pi$ и т. д.

Каждому корню θ_j в уравнении (4) соответствует одна нормальная волна, так что вклад в смещение от нормальных волн можно записать в виде

$$u = 2\pi i \sum_j \frac{F(\theta_j, H, h, z)}{(\partial G/\partial\theta)_{\theta_j}} H_0^1\left(\frac{r}{H}\sqrt{k^2H^2 - \xi_j^2}\right). \tag{5}$$

Выражение $\frac{1}{H}\sqrt{k^2H^2 - \xi_j^2}$ является комплексным волновым числом нормальной волны, и, следовательно, для скорости v_j нормальной волны мы получим

$$v_j = \operatorname{Re}\left[\frac{k\beta_1 H}{\sqrt{k^2H^2 - \xi_j^2}}\right]. \tag{6}$$

Коэффициент затухания α_j связан с мнимой частью комплексного волнового числа соотношением

$$\alpha_j = \operatorname{Im}\left[\frac{\sqrt{k^2H^2 - \xi_j^2}}{H}\right]. \tag{7}$$

Пока $kH\nu$ меньше критического значения, существует комплексный корень и нормальная волна распространяется с затуханием. При критическом значении $kH\nu = \pi$ появляется незатухающая нормальная волна. Отсюда мы получим для толщины слоя H, в котором распространяется незатухающая нормальная волна, следующее выражение:

$$H = \frac{\pi}{k\nu} = \frac{\lambda}{2\sqrt{1-n^2}}\,, \tag{8}$$

где λ — длина волны SH в слое.

Из уравнения (6) видно, что для критического значения $kH\nu = \pi$, $\xi = \pi$, скорость нормальной волны составляет β_2, т. е. равна скорости поперечной волны в полупространстве.

Покажем теперь, по крайней мере качественно, что все свойства волн Lg, перечисленные в начале данного раздела, можно объяснить, если эти волны интерпретировать как вторую, или высшую, моду поверхностных волн, распро-

страняющихся в классической земной коре в условиях критического значения $kH\nu$.

Толщина земной коры изменяется от 25 до 60 *км*. Земная кора разделена в основном на два слоя — гранитный и промежуточный. Как показывают результаты изучения близких землетрясений и взрывов [5, 8, 11, 12, 15, 19, 31, 32, 42, 43, 44], эти основные слои коры имеют более сложное строение. Гутенберг разделил верхний слой на две части. Верхняя часть образована главным образом неметаморфизованными осадочными породами, в которых продольные волны распространяются со скоростью меньше 5 *км/сек*. Вторая часть — собственно гранитный слой со скоростями продольных волн 5,5—6,0 *км/сек*, состоящий главным образом из гранитов и гнейсов. Слой, расположенный под границей Конрада, также состоит из двух слоев [15], по крайней мере в некоторых районах Земли. Результаты изучения объемных и поверхностных волн показывают, что слой Конрада в Евразии почти непрерывен. Однако плотность измерений недостаточна для построения более реального рельефа этой границы.

Волны типа *Lg* можно увязать с различными слоями, если мы будем опираться на современные сведения о строении земной коры (табл. 4) и на тот факт, что поверхностные волны распространяются в слое без затухания в условиях критического значения $kH\nu$ и скорость нормальных волн равна скорости волн S в среде под слоем. В таком случае волна *Lg*2 со скоростью 3,3—3,4 *км/сек*, соответствующей скорости поперечных волн в гранитном

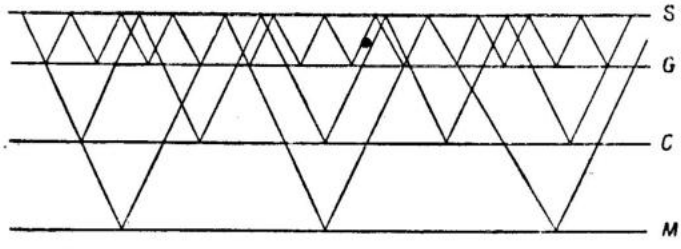
Таблица 4

ДАННЫЕ ГУТЕНБЕРГА [25] О СКОРОСТЯХ ПРОДОЛЬНЫХ V И ПОПЕРЕЧНЫХ v ВОЛН (*км/сек*) В ЗЕМНОЙ КОРЕ И ПОД НЕЮ [1]

«Гранитные» слои		C, км	Слои «габбро»		M, км	Слой ультраосновных пород		Районы
V	v		V	v		V	v	
Европа								
6,0	3,7	14	6,6	3,9	27	8,2	—	Северо-западная Германия
6,0	3,4	20	6,6	3,7	31	8,2	4,8	Шварцвальд
5,6	3,3	15	6,4	3,7	30	8,1	4,7	Юго-западная Германия
6,1	3,5	25	6,7	—	—	—	—	Западные Альпы
5,6	—	20	6,5	—	30	8,2	—	Северные Альпы
5,9	3,4	20	6,5	3,7	30	8,2	4,4	Баварские Альпы
5,7	3,4	(35)	6,6	3,6	45	8,0	4,4	Южные Альпы
5,5	3,0	24	6,4	3,6	60	8,2	4,5	Абруцци, Италия
5,1	3,1	14	6,1; 6,9	4,2	32	8,2	4,5	Долина По, Италия
5,6	3,3	11	6,4	3,7	31	8,2	—	Чехия
5,6	3,4	9	6,2	3,8	35	8,1	4,5	Венгрия и южная Словакия
Континентальная Азия								
5,6; 6,0	3,2; 3,4	15	6,7	4,0	49	8,0	4,7	Курильская депрессия, Кавказ
5,6	3,4	25	6,6	3,9	46	7,9	4,5	Северо-восточная Индия
5,7	3,4	20	6,2	3,6	50	8,0	—	Центральная Азия

[1] C — глубина границы Конрада, M — глубина границы Мохоровичича.

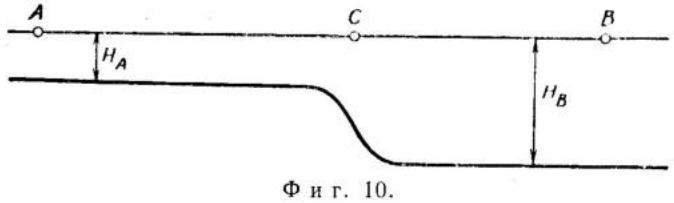
слое, является поверхностной волной, которая распространяется в гранито-осадочном слое. Волна *Li*, скорость которой 3,7—3,8 *км/сек* равна скорости волн *S* в промежуточном слое, является поверхностной волной, распространяющейся между поверхностью коры и границей Конрада. Подобно этому и волна X_3 со скоростью 4,3—4,5 *км/сек*, соответствующей скорости волн *S* в астеносфере под границей Мохоровичича, может рассматриваться как поверхностная волна, распространяющаяся в земной коре (фиг. 9).



Ф и г. 9. Интерпретация волн *Lg* как поверхностных волн, распространяющихся в условиях критических величин $kH\nu$.

Волна *Lg*2 распространяется в осадочном гранитном слое между поверхностями *S* и *G*; волны *Li* — в слое между поверхностью *S* и поверхностью Конрада (*C*); волна X_3 (*Sa*) — между поверхностью *S* и границей Мохоровичича (*M*).

Вполне естественно интерпретировать волны *Lg*1 в соответствии с представлениями Гутенберга и Бота. Они считают, что волны *Lg*1 распространяются в слое между земной поверхностью и каналом пониженной скорости в литосфере путем последовательных отражений от поверхности Земли и преломлений в слое пониженной скорости (см. фиг. 6). Волны *Lx* (см. табл. 1) должны быть привязаны к деталям структуры коры, поскольку они существуют только в двух азимутах и исчезают в других; горизонт, с которым они связаны, вероятно, не является непрерывным. Такая привязка различных волн к разным глубинам распространения соответствует постепенному росту периодов от фазы *Lg*2 до *Lg*1 и от *Li* до X_3 (см. табл. 3).



Ф и г. 10.

Попытаемся показать теперь, что, поскольку волны являются незатухающими поверхностными волнами, аномалии их амплитудных кривых можно легко объяснить изменением строения земной коры. Рассмотрим модель земной коры с переменной толщиной. Пусть станция расположена в точке *A* (фиг. 10), где толщина слоя H_A, и вблизи точки *C* толщина слоя увеличивается. Предположим, что эпицентр расположен в точке *B*, где толщина слоя $H_B > H_A$, и что оба района достаточно велики. Обозначим критические длины волн и критические частоты незатухающих волн соответственно через λ_A, λ_B и f_A, f_B. Тогда из уравнения (8) мы получим $H_B/H_A = \lambda_B/\lambda_A = f_A/f_B > 1$, т. е. критическая частота для слоя H_A больше, чем критическая частота f_B, соответствующая слою H_B при прочих равных условиях. Поверхностные волны затухают на частотах, меньших критических, т. е. они ослабевают с расстоянием Δ по закону $e^{-\alpha\Delta}/\sqrt{\Delta}$. При критической частоте эти волны распространяются без затухания по закону $1/\sqrt{\Delta}$. Из этого следует, что поверхностные волны с частотой f_B распространяются без затухания от точки *B* до точки *C*.

Если предположить, что из источника распространяются волны с широким спектром частот, то слой от B до C действует на поверхностные волны подобно фильтру. Это значит, что он пропускает незатухающие волны и подавляет затухающие. Начиная от точки C, где толщина слоя изменяется, частота волн меньше критической частоты f_B, и, таким образом, при движении от точки C до точки A поверхностные волны затухают и их амплитуды убывают по экспоненте. В таком случае наблюдатель в точке A должен обязательно записать аномальное уменьшение амплитуд на эпицентральных расстояниях, бóльших AC.



Фиг. 11.

Аномальное уменьшение амплитудных кривых (см. фиг. 3) соответствует эпицентральным расстояниям 12—14°, т. е. эпицентрам, находящимся в районе Греции, для которого характерны системы горных хребтов северо-запад — юго-восточного направления. Это направление соответствует азимуту греческих эпицентров относительно станции в Праге. По гипотезе Эйри, горы Балканского полуострова образуют обширный район с утолщением земной коры и отдельных ее слоев. «Нормальные» значения амплитуд наблюдаются на эпицентральных расстояниях около 16—18°. Эпицентры с такими расстояниями от Праги находятся главным образом в западной части Турции и в Эгейском море. В этих районах нет причин ожидать утолщения земной коры, и, следовательно, уменьшение амплитуды поверхностных волн здесь не имеет места. Эти районы лежат в отличном от Греции азимуте (фиг. 11).

Уменьшения амплитуды из-за увеличения толщины слоя не будет, если этот район аномальной земной коры невелик. Это относится к случаю, когда волны пересекают горный хребет. Если волна распространяется в условиях постоянной толщины коры, она будет незатухающей. Такое строение коры можно ожидать для тех континентальных трасс, на которых обычно наблюдаются хорошо сформировавшиеся с резким вступлением волны Lg.

Если считать, ссылаясь на предположение, сделанное в начале этого раздела, что отношение периодов второй и третьей мод поверхностных волн равно 2, как это следует из периодичности тангенса, то легко объяснить, почему отношение средних значений двух последовательных групп периодов колеблется около 2.

Заключение

Интерпретация волн *Lg* как незатухающих поверхностных волн Лява, распространяющихся с критической частотой в любом слое, полностью объясняет все наблюдаемые свойства этих волн. Анализ данных о волнах *Lg*, изложенный в предыдущем разделе, носил качественный характер, ибо рассматривалась однослойная кора. Труднее интерпретировать распространение этих волн в многослойной среде.

С кинематической точки зрения соответствие скоростей волн *Lg*2, *Li* и X_3 скоростям волн *Sg*, *S** и *Sn* может быть объяснено на основе наших рассуждений. Маловероятно, чтобы такое взаимное согласие скоростей рассмотренных фаз было бы случайным. Легко объяснимы также и динамические свойства волн *Lg* как незатухающих поверхностных волн. Аномалии амплитудных кривых соответствуют изменениям толщины как всей земной коры, так и отдельных слоев. Из предыдущего раздела видно, что изменения толщины слоя в обширных регионах, по которым распространяются поверхностные волны, приводят к их дальнейшему распространению с затуханием и большой потерей энергии, что отражается на амплитудных кривых в виде отчетливой зоны тени. Если изменения толщины слоя происходят в менее обширных зонах (случай распространения волн *Lg* перпендикулярно к горному хребту), затухания не происходит. Когда же волны *Lg* приходят с резким вступлением и хорошо сформировавшимися группами, что характерно для сравнительно небольшого числа районов, это может указывать на почти неизменную толщину слоя между эпицентром и станцией.

ЛИТЕРАТУРА

1. Båth M., 1954. The elastic waves *Lg* and *Rg* along euroasiatic paths. Arkiv f. Geofys., **2**, No. 13, 295.
2. Båth M., 1956. Some consequences of the existence of low velocity layers. Ann. Geofis., **9**, 411.
3. Båth M., 1957. A continental channel wave guided by the intermediate layer in the crust. Geof. pura e appl., **38**, 19.
4. Båth M., 1958. Channel waves. Journ. Geophys. Res., **63**, 583.
5. Bederke E., 1957. Zur Geologie und Geophysik der Tiefen. Geol. Rundschau, **46**, 229.
6. Bolt B. A., 1957. Velocity of seismic waves *Lg* and *Rg* across Australia. Nature, **180**, 495.
7. Caloi P., 1954. L'asthenosfera come canale — guida dell'energia sismica. Ann. Geofis. **7**, 491.
8. Caloi P., 1957. La struttura della crosta terrestre, con particolare riguardo alle zolle continentali, quale risulta dallo studio dei terremoti e delle grandi esplosioni (Eurasia). Ann. Geofis., **10**, 183.
9. Caloi P., 1957. Caratteristiche della crosta terrestre dalle Alpi agli Appenini. Ann. Geofis., **10**, 189.
10. Caloi P., 1958. The crust of the earth from the Apennines to the Atlantic, reconstructed in accordance with the data supplied by seismic surveys. Z. Geophys., **24**, 65.
11. Förtsch O., 1951. Analyse der seismischen Registrierungen der Großsprengung bei Haslach in Schwarzwald am 28. April 1948. Geol. Jahrb., **66**, 65.
12. Gagelgang A. A., Galperin E. I., Kosminskaja I. P., Krakšina P. M., 1959. Der Aufbau der Erdkruste im Zentraltheil des Kaspischen Meeres nach der Ergebnissen der seismischen Tiefensondierung. Bergakademie, **11**, H. 4, 240.
13. Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C., 1958. Seismic measurements made by H. M. S. Challenger in the Atlantic, Pacific and in the Mediterranean Sea, 1950—53. Phil. Trans. R. Soc. London, ser. A., No 988, **251**, 23.
14. Gutenberg B., 1943. Seismological evidence for roots of mountains. Bull. Geol. Soc. Am., **54**, 4.
15. Gutenberg B., 1945. Variations of physical properties within the earth's crustal layers. Am. Journ. Sci., **243-A**, 285.
16. Gutenberg B., 1950. Structure of the Earth's crust in the continents. Science, **111**, No. 2872, 29.

17. Gutenberg B., 1951. Crustal layers of the continents and oceans. Bull. Seism. Soc. Am., **62**, 427.
18. Gutenberg B., 1951. Travel times from blasts in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am., **41**, 5.
19. Gutenberg B., 1951. Revised travel times in Southern California. Bull. Seism. Soc. Am., **41**, 143.
20. Gutenberg B., 1954. Effects of low-velocity layers. Geof. pura e appl., **28**, 1.
21. Gutenberg B., 1954. Low-velocity layers in the Earth's mantle. Bull. Geol. Soc. Am., **65**, 337.
22. Gutenberg B., 1955. Low-velocity lithosphere channel. Bull. Geol. Soc. Am., **66**, 1203.
23. Gutenberg B., 1955. Channel waves in the Earth's crust. Geophysics, **20**, 283.
24. Gutenberg B., 1955. Wave velocities in the Earth's crust. Geol. Soc. Am., Spec. Paper, **62**, 19.
25. Gutenberg B., 1959. Physics of the Earth's interior. Acad. Press, New York — London.
26. Hald A., 1952. Statistical theory with engineering applications. New York — London.
27. Herrin E., Minton P. D., 1960. The velocity of *Lg* in the Southwestern United States and Mexico. Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 35.
28. Herrin E., Richmond J., 1960. On the propagation of the *Lg* phase. Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 197.
29. Хорошева В. Б., 1960. Некоторые результаты исследования волн *Pa* и *Sa* по сейсмограммам станций СССР, Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 11, 1563.
30. Jeffreys H., 1925. On the surface waves of earthquakes. MNRAS, Geoph. Suppl., **1**, 282.
31. Kárník V., 1954. Zemětřesení v Novohradských horách (Nógrad) 20.II.1951. Travaux de l'Inst. Geophys. de l'Ac. Tchécosl. Sci. No. 2, Geofysikální sborník 1953, NČSAV, Praha, **17**.
32. Kárník V., Marek V., 1954. Hodochrony komorových odstřelů v českých zemích. Travaux de l'Inst. Géophys. de l'Ac. Tchécosl. Sc., No. 3, Geofysikální sborník 1953, NČSAV, Praha.
33. Kárník V., Vaněk J., Zátopek A., 1959. Contribution au problème des magnitudes unifiées. Publ. BCIS, Trav. scientif., sér. A, **20**, 67.
34. Lehmann I., 1953. On the short-period surface wave «Lg» and crustal structure. Bull. inf. UGGI, **2**, 248.
35. Lehmann I., 1957. On *Lg* as read in North American records. Ann. Geofis., **10**, 1.
36. Oliver E. J., Ewing M., Press F., 1955. Crustal structures of the Arctic region from *Lg* phase. Geol. Soc. Am., **66**, 1063.
37. Oliver J., Ewing M., 1958. Normal modes of continental surface waves. Bull Seism. Soc. Am., **48**, 33.
38. Press F., Ewing M., 1952. Two slow surface waves across North America. Bull. Seism. Soc. Am., **43**, 219.
39. Press F., Ewing M., 1955. Waves with *Pn* and *Sn* velocity at great distances. Proc. Natl. Acad. Sci. U. S., **41**, 24.
40. Press F., Gutenberg B., 1956. Channel *P* waves Пg in the Earth's crust. Trans. Am. Geophys. Un., **37**, 754.
41. Press F., 1956. Velocity of *Lg* waves in California. Trans. Am. Geophys. Un., **37**, 615.
42. Reich H., 1957. In Süddeutschland seismisch ermittelte tiefe Grenzflächen und ihre geologische Bedeutung. Geol. Rundschau, **46**, 1.
43. Ризниченко Ю. В., 1958. Изучение строения земной коры в СССР методом глубинного сейсмического зондирования, **2**, 133.
44. Rothé J. P., 1958. Quelques expériences sur la structure de la croûte terrestre en Europe Occidentale. Contrib. in Geophys., **1**, Perg. Press. New York.
45. Саваренский Е. Ф., Вальднер Н. Г., 1960. Волны *Lg* и *Rg* от землетрясений Черноморского бассейна и некоторые соображения об их природе. МГГ. АН СССР, Сейсмические исследования, Москва, 55—77.
46. Stegena L., 1958. Seismische Untersuchungen des Tiefenstruktur der Erdkruste in Ungarn. Studia geoph. et geod., **2**, 177.
47. Stoneley R., 1948. The continental layers of Europe. Bull. Seism. Soc. Am., **38**, 263.
48. Stoneley R., 1953. The transmission of Rayleigh waves across Eurasia. Bull. Seism. Soc. Am., **43**, 127.
49. Вальднер Н. Г., Саваренский Е. Ф., 1961. По поводу природы волны и ее распространения в Северо-Восточной Азии. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 1, 3—24.
50. Вейцман П. С. О результатах работ по глубинному сейсмическому зондированию земной коры в одном из горных районов Средней Азии, **2**, 213.

II. ЛОКАЛЬНОЕ И РЕГИОНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОСТРОВОВ И СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ОКЕАНОВ

Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея

ЧАСТЬ 1. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СЕТИ СЕЙСМИЧЕСКИХ СТАНЦИЙ ЯПОНСКОГО МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО АГЕНТСТВА

К. Аки[1]

Введение

Фазовая скорость волн Релея впервые была успешно использована Прессом [12] для изучения строения земной коры южной Калифорнии. Этот новый метод изучения строения земной коры был применен им в 1957 г. для Калифорнии и в 1959 г. совместно с Юингом для всей территории США. Позднее этот метод был усовершенствован с помощью электронно-вычислительных машин Прессом [13], Оливером, Ковачем и Дорманом [11]. В Японии этот метод пытались применить Сима и др. [16] к данным трех станций: Мацусиро, Цукуба и Абуяма.

Для успешного применения метода фазовых скоростей существенным является использование чистых волн Релея. Пресс показал, что наиболее подходящи для этой цели волны Релея с периодами 15—35 *сек*, проходящие значительную часть своего пути по океану до распространения их в исследуемом районе.

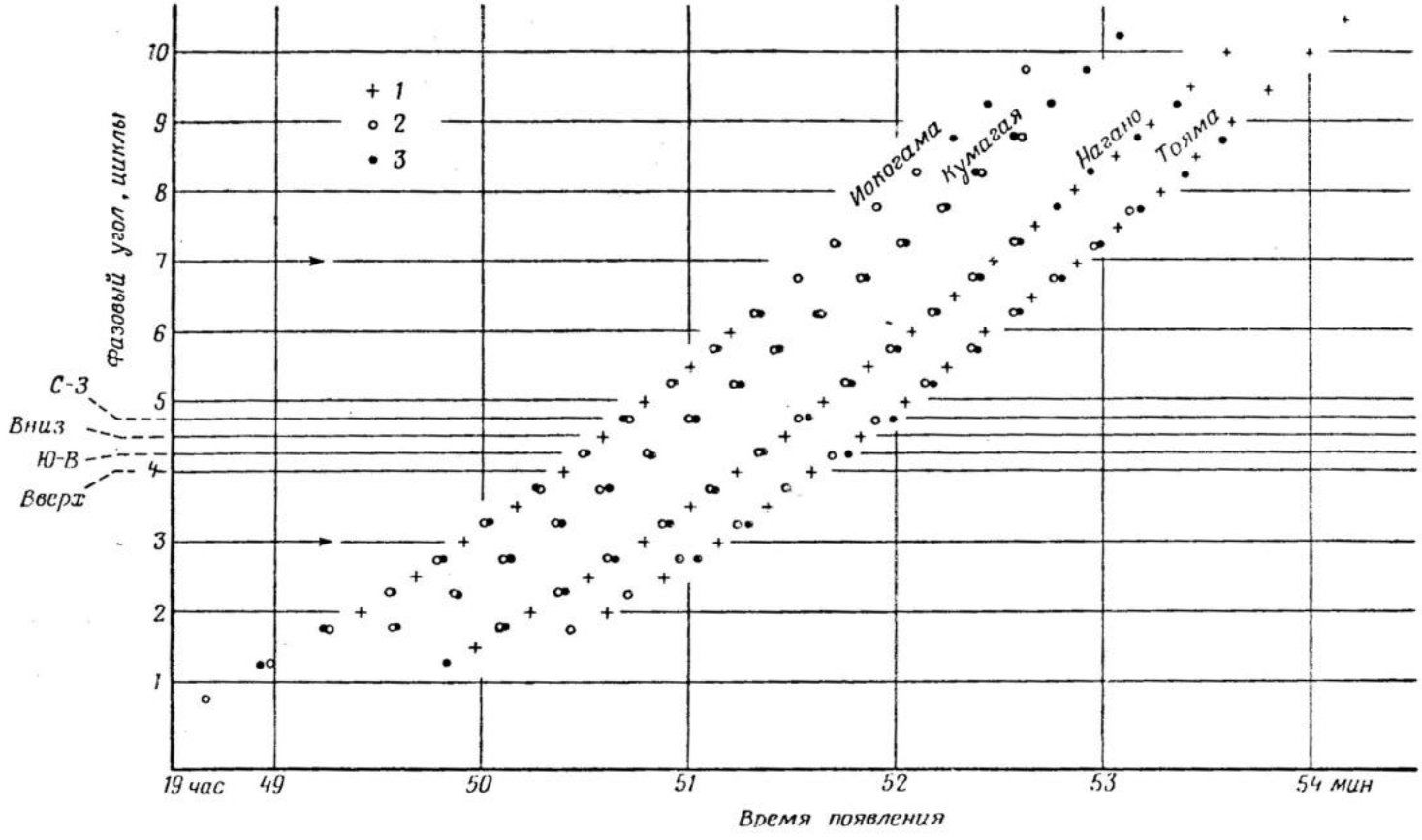
В работе использовались записи землетрясения в Самоа 14 апреля 1957 г. (19 *час* 17 *мин* 57 *сек*; 15,5° Ю, 173° З), полученные сетью сейсмических станций Японского метеорологического агентства. По записям этого землетрясения Юинг и Пресс определяли фазовые скорости и строение коры в США. Волны Релея этого землетрясения с периодами 20—30 *сек* достаточно хорошо записаны сейсмографами на многих станциях Японского метеорологического агентства. Сейсмографы имеют одинаковую характеристику (период маятника (T_0) 5,0 *сек*, механическое увеличение 70—80 и коэффициент затухания 6—8). Динамическое увеличение при периоде 30 *сек* составляет около 1,5. Величина инструментального фазового сдвига для этого периода мала, и небольшими различиями фазового сдвига на разных станциях можно пренебречь. По мнению Пресса, последнее обстоятельство указывает на преимущество использования короткопериодных сейсмографов при определении фазовых скоростей.

Данные

В работе использованы записи поверхностных волн на 35 сейсмических станциях. Расстояния между станциями невелики, и не трудно проследить

---

[1] Aki K., Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves. Part 1. Use of the network of seismological stations operated by the Japan Meteorological Agency, Bull. Earth. Res. Inst., Tokyo Univers., 1961, **39**, 255—283.



Ф и г. 1. Времена появления вершин и впадин (по Гринвичу), полученные из записей трехкомпонентных установок на станциях центральной Японии.

1 — вверх — вниз; *2* — север — юг; *3* — восток — запад.

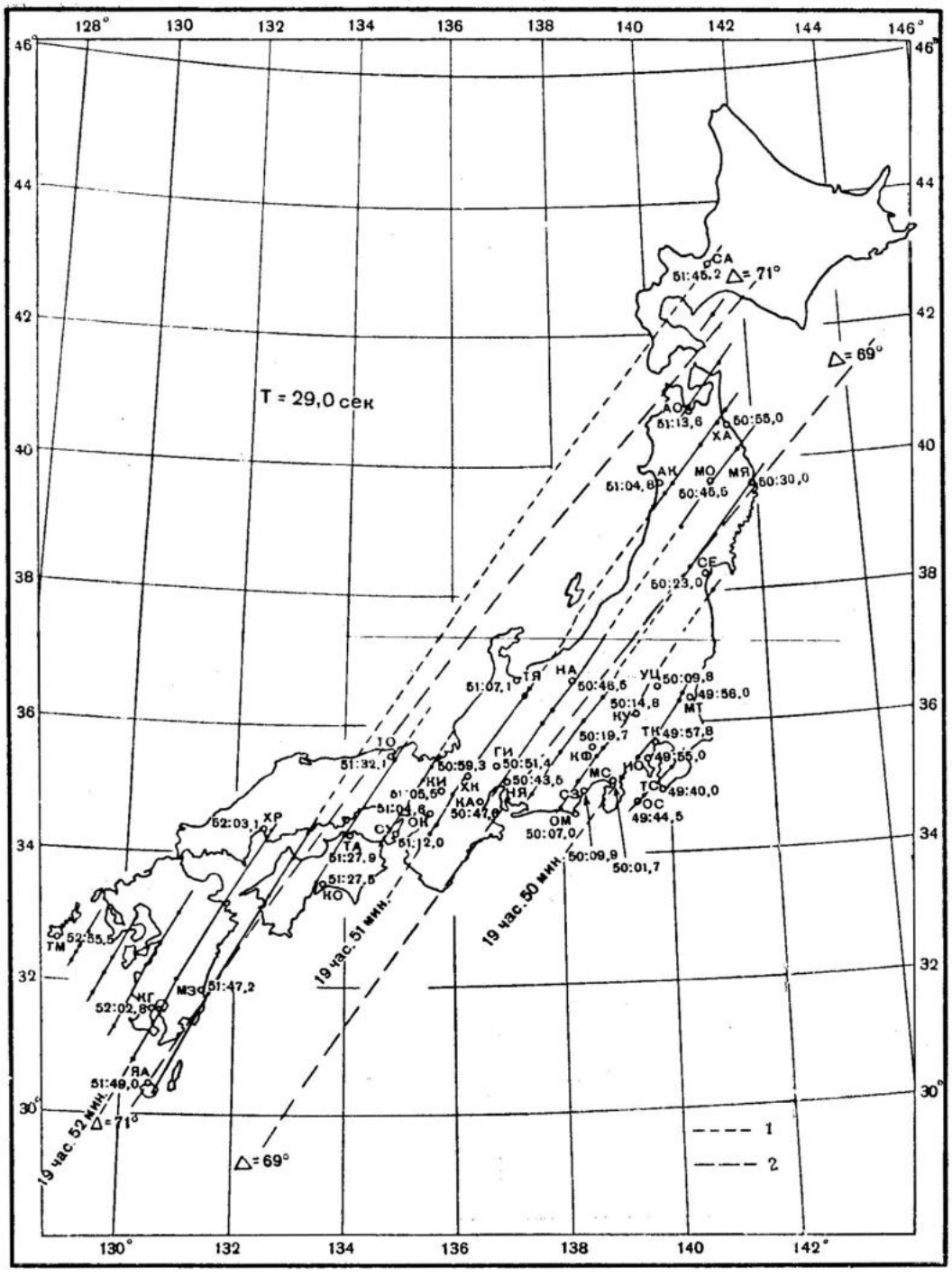
Таблица 1

ВРЕМЕНА ПОЯВЛЕНИЯ И ПЕРИОДЫ У 3-Й И 7-Й ВЕРШИН НА КАЖДОЙ СТАНЦИИ

Станция	Условное обозначение станции	3-я вершина			7-я вершина		
		период, *сек*	время появления		период, *сек*	время появления	
			мин	*сек*		*мин*	*сек*
Саппоро	СА	29,5	51	45,2	23,5	53	22,7
Аомори	АО	29,5	51	13,6	21,8	52	52,6
Хатинохе	ХА	28,5	50	55,0	21,7	52	35,3
Акита	АК	28,7	51	04,8	22,5	52	43,1
Мориока	МО	29,0	50	45,5	23,1	52	24,2
Мияко	МЯ	28,2	50	30,0	22,6	52	09,1
Сендай	СЕ	28,5	50	23,0	22,8	52	00,5
Тояма	ТЯ	30,0	51	07,1	23,8	52	51,4
Нагано	НА	30,0	50	46,5	23,2	52	29,2
Уцуномия	УЦ	28,5	50	09,8	21,1	51	48,0
Кумагая	КУ	29,5	50	14,8	23,5	51	56,2
Мито	МТ	28,2	49	56,0	22,2	51	35,0
Гифу	ГИ	30,0	50	51,4	22,5	52	33,9
Нагоя	НЯ	29,0	50	43,5			
Кофу	КФ	29,0	50	19,7	23,0	52	01,5
Камеяма	КА	29,5	50	47,6	22,2	52	28,3
Омадзаки	ОМ	28,2	50	07,0	(23,7)	51	49,0
Сидзуока	СЗ	29,0	50	09,9	22,5	51	49,3
Мисима	МС	29,0	50	01,7	(23,5)	51	41,1
Токио	ТК	28,5	49	57,8	22,7	51	38,1
Иокогама	ИО	28,2	49	55,0	22,3	51	36,2
Томисаки	ТС	28,5	49	40,0	(23,4)	51	19,6
Осима	ОС	28,5	49	44,5	22,0	51	25,2
Тоёока	ТО	28,5	51	32,1			
Киото	КИ	28,5	51	05,5	24,2	52	47,5
Хиконе	ХК	38,0	50	59,3	20,5	52	39,5
Хиросима	ХР	28,7	52	03,1	22,2	53	45,7
Осака	ОК	28,5	51	04,6	24,0	52	47,5
Сумото	СУ	30,0	51	12,0			
Томиэ	ТМ	29,8	52	55,5	24,8	54	40,0
Кагосима	КЕ	30,5	52	02,6			
Миядзаки	МЗ	28,5	51	47,2	22,6	53	26,3
Якусима	ЯА	29,0	51	49,0	24,3	53	30,0
Такамацу	ТА	30,0	51	27,9			
Коти	КО	28,5	51	27,5			
Средний период		29,0			22,9		

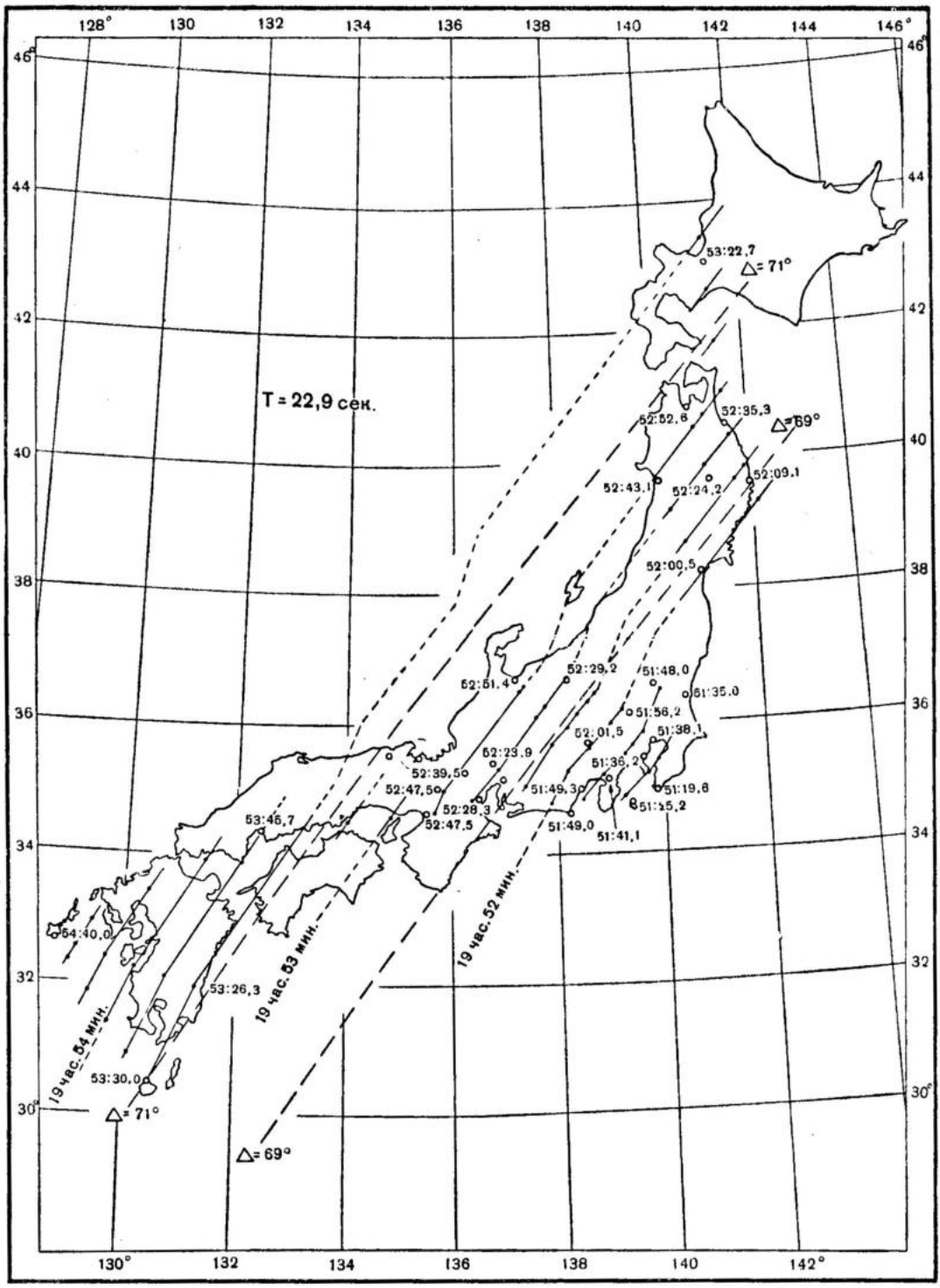
за движением одних и тех же вершин от станции к станции. Ошибка идентификации вершин приводит к исключительно большой или исключительно малой скоростям распространения волн Релея. Времена появления вершин и впадин на каждой станции определялись по записям трехкомпонентных установок (фиг. 1).

На фиг. 1 по оси ординат отложен фазовый угол вертикального движения в циклах. Волны подходят к Японии с юго-востока, поэтому вершина на вертикальной компоненте (для которой фаза является целым числом циклов) появляется после вершины горизонтальной компоненты со смещением к югу



Ф и г. 2. Положение волнового фронта времен 3-й вершины через каждые 15 *сек*.

1 — недостоверные данные; *2* — эквидистанта при эпицентральных расстояниях 69 и 71°. (Условное обозначение станций см. табл. 1.)



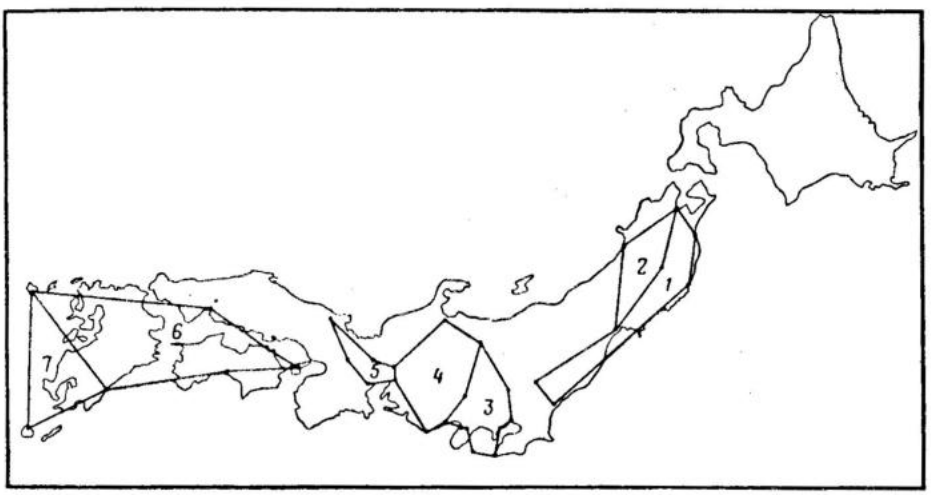
Ф и г. 3. Положение волнового фронта времен 7-й вершины через каждые 15 *сек*.
(Обозначения те же, что на фиг. 2.)

и востоку, а затем следует впадина на вертикальной компоненте и т. д. Все они в случае волн Релея отделены одна от другой во времени на $^1/_4$ периода. Поэтому, например, вершина горизонтальной компоненты со смещением к югу показана целым числом и плюс $^1/_4$.

Времена появления 3-й и 7-й вершин определены следующим образом. Проводится сглаживающая кривая через точки, соответствующие временам появления на станции вершин и впадин. Затем измеряются времена, соответствующие на этой линии 3-й и 7-й вершинам. Время вершин определяется как среднее после редукции по трем компонентам. Далее будет показано, что при этом погрешность определения времени появления вершин меньше 0,5 *сек*. Периоды определены из наклона этой кривой. В табл. 1 приводятся времена и периоды 3-й и 7-й вершин.

Карта волнового фронта

На фиг. 2 и 3 показаны определенные вышеприведенным способом времена появления соответственно 3-й и 7-й вершин. На картах проинтерполировано положение вершин через каждые 15 *сек* и проведены волновые фронты.



Ф и г. 4. Деление станций на семь групп.

1 — восток Тохоку; *2* — запад Тохоку; *3* — юго-запад Канто; *4* — Тюбу; *5* — Кинки; *6* — Сэйнан; *7* — юго-запад Кюсю.

На фиг. 2 видно, что волновые фронты вершин отклоняются от линии равных эпицентральных расстояний, указывая на бóльшую скорость распространения от островов Самоа до северной Японии, чем до южной. Позднее это будет объяснено боковым преломлением волн на андезитовой линии вблизи Японии. Карта волнового фронта может быть использована для грубой оценки фазовой скорости в любой интересной в геологическом отношении области, как это было сделано Юингом и Прессом [4]. Из приведенных в данной работе карт можно сделать вывод, например, о меньшей скорости поверхностных волн в центральной горной области в сравнении с северо-восточной частью Японии. Однако в большинстве случаев территория, занимаемая отдельными группами станций, значительно меньше, чем у Юинга и Пресса, и поэтому точность определения положения волновых фронтов в данной работе также меньше. Для эффективного использования фазовой скорости волн Релея необходимо определять ее с погрешностью не более 1,5%. Для получения такой точности фазовая скорость вычислялась методом наименьших квадратов. Как показано на фиг. 4, станции разделены на семь групп. Группы соответ-

ствуют основным геологическим областям Японии. Волновой фронт является прямолинейным отрезком в пределах каждого района. В связи с этим станции Уцуномия и Мито исключены из района *3* (юго-запад Канто) и включены в район *1* (восток Тохоку). По той же причине исключена из района *5* (Кинки) станция Осака.

Применение метода наименьших квадратов

Время t_m появления вершины на станции m можно выразить в виде уравнения

$$t_m = \frac{\cos\theta}{v}(x_m - x_0) + \frac{\sin\theta}{v}(y_m - y_0) + t_0,$$

где v — скорость перемещения вершины; θ — направление распространения волны относительно направления на север; x_m — широта станции m; y_m — долгота станции m; x_0 — широта опорной станции P_0; y_0 — долгота опорной станции P_0; t_0 — время появления вершины на опорной станции P_0; $x_m - x_0$ и $y_m - y_0$ измерены в километрах (использованы таблицы Рихтера [14]).

Это уравнение содержит три неизвестных: v, θ и t_0. Одна из станций в каждом районе выбрана в качестве опорной (P_0). Список опорных станций, их эпицентральных расстояний и направление большого круга на эпицентр даны в табл. 2. Неизвестные величины в уравнении определялись методом наименьших квадратов; они приведены в табл. 3. Для 3-й вершины скорость,

Таблица 2

ОПОРНЫЕ СТАНЦИИ P_0, ИХ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ И НАПРАВЛЕНИЯ НА ЭПИЦЕНТР

Станции	Район	Эпицентральное расстояние	Направление на эпицентр от направления на север
Сендай	*1, 2*	68°44,5′	131°50′
Иокогама	*3*	67 39,1	129 59
Сидзуока	*4*	68 08,9	128 52
Камеяма	*5*	69 20,0	127 20
Коти	*6*	70 31,9	124 48
Миядзаки	*7*	71 06,1	122 51

направление распространения и время появления в P_0 вычислены для всех семи районов. Для 7-й вершины из-за отсутствия данных они определены только для трех районов. Уцуномия и Мито исключены из района *1*, ибо волновой фронт этой вершины в сильной степени искажен на этих опорных станциях.

Разность между наблюденным и вычисленным временами появления 3-й вершины для всех станций приведена в табл. 4. Здесь же даны величины вероятных ошибок от 0 до 0,6 *сек* для каждого района. Эти ошибки связаны не только с неточностью времени, но и с искажениями волнового фронта, ибо вычисления произведены для плоских волн.

Ошибки отсчета вершин и ошибки службы времени на станциях Японского метеорологического агентства составляют 0,5 *сек*.

При оценке ошибок величин скорости и направления распространения сначала вычислялись отклонения величин $a = \cos\theta/v$ и $b = \sin\theta/v$ относительно времен на опорных станциях (отклонения наблюденных времен). В районах *2* и *7* число станций мало, поэтому использовались средние отклонения наблюденного времени для других районов. В табл. 3 приведены отноше-

Таблица 3

ВЕЛИЧИНЫ ОТНОШЕНИЙ ОТКЛОНЕНИЙ $a=\frac{\cos\theta}{v}$, $b=\frac{\sin\theta}{v}$ И t_0 К ОТКЛОНЕНИЯМ НАБЛЮДЕННОГО ВРЕМЕНИ, ЗНАЧЕНИЙ a И b, ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ v, УГЛА θ И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ ОШИБКИ ДЛЯ 3-Й И 7-Й ВЕРШИН

	Район	*1* (восток Тохоку)	*2* (запад Тохоку)	*3* (юго-запад Канто)	*4* (Тюбу)	*5* (Кинки)	*6* (Сэйнан)	*7* (юго-запад Кюсю)
	$r_a^2/r_t^2\times10^4$, *км*$^{-2}$	0,0846	0,252	0,292	0,201	3,025	0,1407	0,438
	$r_b^2/r_t^2\times10^4$, *км*$^{-2}$	0,8429	2,154	0,453	0,359	0,453	0,0982	0,205
	$r_{t_0}^2/r_t^2$	0,16	0,83	0,21	0,35	0,56	0,24	0,91
3-я вершина	*a*, *сек/км*	0,1707	0,1709	0,1860	0,1684	0,1548	0,1407	0,1177
	b, *сек/км*	−0,2033	−0,2042	−0,2102	−0,2356	−0,2174	−0,2290	−0,2362
	v, *км/сек*	3,767	3,755	3,563	3,453	3,747	3,722	3,789
	θ, *град*	130	129	131	125	125	121	116
	мин	01,1	55,5	30,5	32,9	27,4	33,7	28,6
	$r_a\times10^2$, *сек/км*	0,083	0,255	0,316	0,287	0,480	0,519	0,337
	$r_b\times10^2$, *сек/км*	0,263	0,747	0,393	0,383	0,185	0,289	0,230
	r_v, *км/сек*	0,030	0,084	0,046	0,042	0,044	0,034	0,030
	r_θ, *град*		1					
	мин	23,0	06,0	43,1	38,0	52,0	40,0	38,0
7-я вершина	*a*, *сек/км*	0,1782		0,1992	0,1786			
	b, *сек/км*	−0,1973		−0,2111	−0,2449			
	v, *км/сек*	3,761		3,445	3,299			
	θ, *град*	132		133	126			
	мин	05,3		22,2	06,6			
	$r_a\times10^2$, *сек/км*	0,196		0,270	0,420			
	$r_b\times10^2$, *сек/км*	0,518		0,335	0,561			
	r_v, *км/сек*	0,058		0,036	00,56			
	r_θ, *мин*	48,6		35,8	53,8			

ния отклонений a, b и t_0 к отклонениям наблюденных времен. Отношение является постоянной величиной для заданной группы станций и может быть использовано при дальнейших исследованиях.

Вероятные ошибки скорости и направления распространения определяются по формулам

$$r_v=\frac{1}{(a^2+b^2)^{3/2}}\sqrt{a^2r_a^2+b^2r_b^2},\qquad r_\theta=\frac{1}{a^2+b^2}\sqrt{a^2r_b^2+b^2r_a^2},$$

где r_v — вероятная ошибка скорости распространения; r_θ — вероятная ошибка направления распространения; $a=\cos\theta/v$; $b=\sin\theta/v$; r_a — вероятная ошибка величины a; r_b — вероятная ошибка величины b; r_v и r_θ приведены в табл. 3 вместе с a, b, r_a и r_b для различных районов.

Эти вероятные ошибки показывают, что точность определения фазовых скоростей составляет 1—1,5%. Это вполне достаточно для использования их при изучении строения коры.

Таблица 4

РАЗНОСТЬ НАБЛЮДЕННЫХ И ВЫЧИСЛЕННЫХ ВРЕМЕН ПОЯВЛЕНИЯ ВЕРШИН

1 (восток Тохоку)	
Сендай	+0,1 *сек*
Уцуномия	−0,5
Мито	+0,5
Мияко	−0,4
Хатинохе	+0,1
Аомори	+0,2
Мориока	+0,0
	r_t=0,29

2 (запад Тохоку)	
Сендай	0,0
Мориока	0,0
Акита	0,0
Аомори	0,0
	r_t=0,0

3 (юго-запад Канто)	
Иокогама	+0,6
Томисаки	−0,4
Осима	−1,3
Мисима	+0,1
Сидзуока	+1,2
Кофу	−0,3
Нагано	−0,8
Кумагая	+0,6
Токио	+0,3
	r_t=0,59

4 (Тюбу)	
Сидзуока	−0,1
Омадзаки	−0,3
Нагоя	−1,0
Гифу	+1,3
Тояма	−0,8
Нагано	+0,5
Кофу	+0,1
	r_t=0,64

5 (Кинки)	
Камеяма	−0,4
Киото	+0,5
Тоёока	−0,1
Хиконе	−0,2
Гифу	0,0
Нагоя	−0,2
	r_t=0,28

6 (Сэйнан)	
Коти	−0,2
Миядзаки	−0,3
Томиэ	+0,5
Хиросима	−0,5
Такамацу	−0,7
Сумото	+1,2
	r_t=0,62

7 (юго-запад Кюсю)	
Кагосима	+0,2
Якусима	−0,1
Томиэ	−0,1
Миядзаки	−0,1
	r_t=0,18

Применение стандартных кривых фазовых скоростей Пресса

При определении строения земной коры по фазовой скорости волн Релея Пресс [12] использовал палетку эталонных кривых фазовой скорости, у которых за параметр принята толщина коры. Первые кривые были получены интегрированием наблюденной кривой групповой скорости в Африке. Предполагалось, что толщина коры Африканского континента 35 *км* при скорости поперечных волн 3,51 *км/сек*; скорость поперечных волн в оболочке Земли составляет 4,68 *км/сек*. Позднее Пресс [13] изменил стандартные кривые фазовой скорости с учетом модели коры и оболочки, полученной по данным преломленных волн в Африке [6] и по данным Гутенберга [5] для оболочки под континентами. На фиг. 6 приведено распределение скорости поперечных волн для модифицированной модели Пресса, когда кора состоит из верхнего слоя толщиной 22 *км* со скоростью поперечных волн 3,53 *км/сек* и промежуточного — толщиной 15 *км* со скоростью поперечных волн 3,8 *км/сек*; скорость в оболочке 4,60 *км/сек*. Пресс показал, что такое строение хорошо объясняет наблюденную групповую скорость волн Релея для Африки. Стандартные кривые фазовой скорости приведены на фиг. 5.

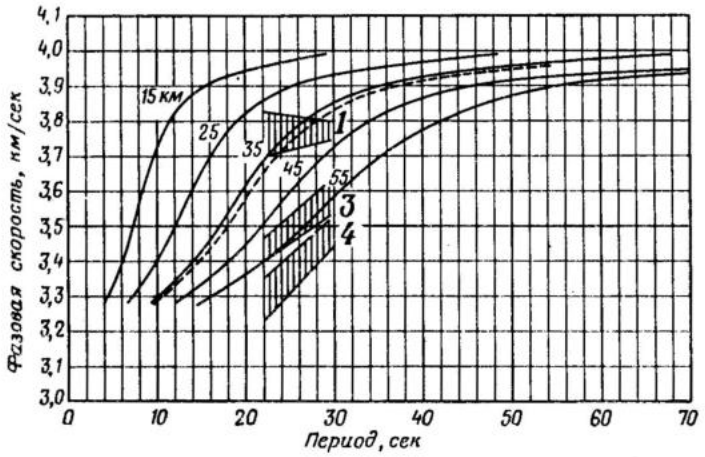
Параметром этих кривых является толщина коры. Этот параметр меняется от района к району, в то время как скорости продольных и поперечных волн во всех слоях и отношения плотностей и мощностей слоев не изменяются. В табл. 5 приведены значения толщины коры для различных районов Японии, полученные из сопоставления стандартных кривых Пресса с фазовыми скоростями 3-й и 7-й вершин. Эти величины значительно больше полученных по преломленным волнам.

Таблица 5

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ЯПОНИИ В ПРЕДПОЛОЖЕНИИ ПРИМЕНИМОСТИ СТАНДАРТНЫХ КРИВЫХ ПРЕССА

Район	Толщина коры по данным для 3-й вершины (T=29 *сек*), *км*	Толщина коры по данным для 7-й вершины (T=23 *сек*), *км*
1 (восток Тохоку)	40±2	33±4
2 (запад Тохоку)	41±6	
3 (юго-запад Канто)	55±3	52±3
4 (Тюбу)	63±3	77±15
5 (Кинки)	42±3	
6 (Сэйнан)	44±2	
7 (юго-запад Кюсю)	39±2	

Начиная с 1950 г. исследовательской группой по взрывам проводится изучение строения земной коры Японии. Было определено строение земной коры в Тохоку, на севере Канто, на севере Тюбу и Кинки. Земная кора обычно



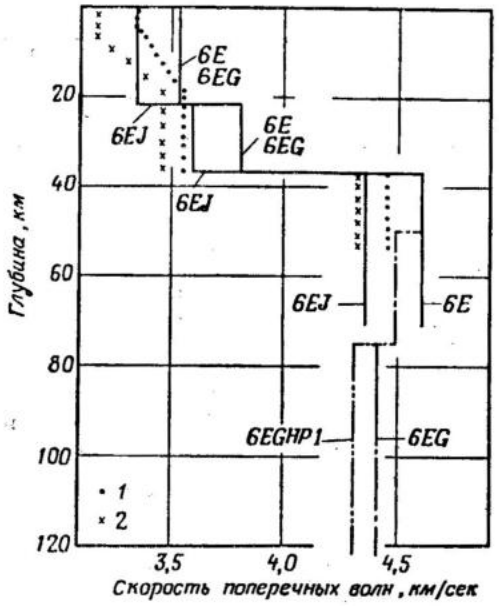
Ф и г. 5. Стандартные кривые фазовой скорости, по Прессу [13].
Для районов *1*, *3* и *4* показаны пределы вероятных ошибок фазовых скоростей.

состоит из сравнительно тонкого верхнего слоя со скоростью продольных волн 5,8 *км/сек* (для Тохоку) или 5,5 *км/сек* (для других районов) и слоя со скоростью продольных волн 6,0—6,2 *км/сек*, который лежит на оболочке со сравнительно небольшой скоростью (7,5—7,7 *км/сек*). Толщина коры 20—25 *км* в районе Тохоку [9], около 25 *км* на севере Канто [18], около 40 *км* на севере Тюбу [10]; для района Кинки получены два значения: около 35 и 28 *км* [10].

Различия между значениями толщины земной коры по фазовым скоростям и преломленным волнам превышают ошибки наблюдений. Поэтому был сделан вывод, что кривые Пресса не применимы к Японии, по крайней мере для районов, где имеются достоверные данные о толщине коры, полученные по взрывам.

В США толщина коры, полученная по стандартным кривым Пресса, согласуется для большинства областей с данными по преломленным волнам. Исключение составляют лишь некоторые районы. Это области высоких плато в Юте, Неваде и Нью-Мексико. Здесь толщина коры по преломленным волнам

около 35 *км*, тогда как фазовые скорости дают среднюю толщину 48 *км*. Вуллард [19] объясняет это различие трудностью определения толщины слоистой



Ф и г. 6. Изменение скоростей поперечных волн с глубиной для различных моделей строения Земли [1].

6E — модель Пресса; 6EG — модифицированная модель Пресса для вычисления кривых фазовой скорости; 6EJ — модель, выбранная для интерпретации фазовых скоростей в Японии; 6EGHP1 — модель строения Земли под Тихим океаном.
1 — скорости поперечных волн для Тохоку; *2* — то же для Кинки.

коры по преломленным волнам. Подобное расхождение данных для зоны Калифорния — Невада рассмотрено Прессом [13].

Модифицированные стандартные кривые применительно к Японии

Нет ничего неожиданного, что кривые Пресса не применимы к Японии, ибо скорость в коре и оболочке по преломленным волнам здесь меньше выбранной Прессом в качестве стандарта для континента. На фиг. 6 сравнивается среднее наблюдаемое распределение скорости поперечных волн с глубиной для района Тохоку и Кинки с моделью, выбранной Прессом (6EG). Скорость поперечных волн вычислена по скоростям продольных волн в предположении, что коэффициент Пуассона равен 0,25. Толщина коры принята равной 37 *км*; отношение толщины каждого слоя к общей толщине такое же, как было получено по преломленным волнам.

Применимые к Японии кривые фазовых скоростей могут быть вычислены при использовании средней скорости и среднего отношения толщины слоев, определенных в Японии по преломленным волнам. Однако автор применил другой более удобный метод. Был модифицирован вариант 6E, который идентичен варианту 6EG, за исключением наличия в последнем слоя пониженной скорости в оболочке. Изменение модели произведено таким образом, что значения скоростей во всех слоях уменьшены на 5,5%. При таком преобразовании все безразмерные параметры, такие, как отношения плотностей, коэффициент Пуассона и отношения толщин слоев, остаются без изменения. На фиг. 6

показана эта модифицированная модель 6EJ. Принятое распределение поперечной скорости намного ближе к наблюдаемому в Японии и, вероятно, является достаточно удовлетворительным приближением. В табл. 6 приведены численные значения для модели 6EJ, полученные из модели 6E Пресса [13].

Таблица 6

ПАРАМЕТРЫ СЛОЕВ И ФАЗОВАЯ СКОРОСТЬ ВОЛН РЕЛЕЯ ДЛЯ МОДЕЛИ 6EJ

Слой	Толщина, *км*	Скорости волн, *км/сек*	
		продольных	поперечных
1	22	5,698	3,336
2	15	6,332	3,591
3	∞	7,522	4,347

Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*	Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*
70,44	3,853	22,74	3,436
42,48	3,770	20,22	3,353
33,64	3,686	17,65	3,269
28,85	3,603	14,72	3,186
25,49	3,519	10,55	3,102

Таблица 7

ТОЛЩИНА ЗЕМНОЙ КОРЫ В РАЗЛИЧНЫХ РАЙОНАХ ЯПОНИИ ПО МОДИФИЦИРОВАННЫМ СТАНДАРТНЫМ КРИВЫМ ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ ДЛЯ МОДЕЛИ 6EJ

Район	Толщина коры по данным для 3-й вершины (T=29 *сек*), *км*	Толщина коры по данным для 7-й вершины (T=23 *сек*), *км*
1 (восток Тохоку)	25±3	20±5
2 (запад Тохоку)	26±10	
3 (юго-запад Канто)	39±3	37±3
4 (Тюбу)	46±3	46±5
5 (Кинки)	27±4	
6 (Сэйнан)	29±3	
7 (юго-запад Кюсю)	23±4	

На фиг. 7 показаны кривые фазовой скорости для новой модели 6EJ, наблюденные скорости для районов *1*, *3* и *4* и их вероятные ошибки (заштрихованные участки). При сравнении фиг. 7 и 5 видно, что толщина коры теперь получилась меньше и улучшилось согласие между наблюденными и теоретическими кривыми.

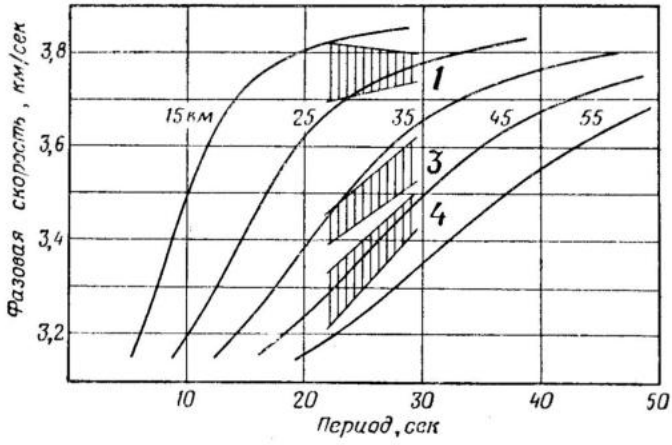
В табл. 7 приведены полученные данные о толщине земной коры. Толщина 20—25 *км* для района Тохоку согласуется с величиной, полученной по преломленным волнам [9]. Толщина 27 *км* для района Кинки так же хорошо согласуется с одним из решений Микумо и др. [10]. Для района Тюбу получена толщина 46 *км*, которая мало отличается от одного из результатов Микумо и др. [10] для северной части этого района (43,5 *км*). Данные настоящей работы хорошо согласуются также с результатами Кисимото и Камицуки [8], основанными на наблюдениях над близкими землетрясениями в центральной и юго-западной Японии. Они согласуются и с аномалиями времен пробега *P*-волн, наблюдаемыми многими исследователями (например, [7]).

Следовательно, модель 6EJ лучше согласуется со строением коры Японии, чем 6EG. Это значит, что скорость объемных волн в коре и верхней части оболочки почти на 5,5% меньше, чем обычно на континентах. Скорость поперечных волн оболочки в модели 6EJ мала и равна скорости в астеносферном канале Гутенберга. Это можно видеть на фиг. 6, где кривая 6EG представляет скорость в оболочке под континентами, а 6EGHP1 — в оболочке под Тихим океаном [1]. Интересно выяснить, сохраняется ли неизменной в условиях Японии в отличие, например, от Калифорнии скорость поперечных волн от кровли оболочки до слоя пониженной скорости. Другими словами, достигает ли слой пониженной скорости границы Мохоровичича в этой тектонически

активной зоне? Чтобы изучить этот вопрос, необходимо наблюдать длиннопериодные колебания.

Следует упомянуть, что применение наших модифицированных кривых фазовой скорости к результатам, полученным для областей высоких плато в США, дает толщину коры, хорошо согласующуюся со значениями по преломленным волнам.

Это позволяет предположить, что скорость в коре данной области также меньше, чем в других частях континента. Однако, как указывает Пресс [13],



Фиг. 7. Модифицированные применительно к Японии стандартные кривые фазовой скорости для модели 6EJ.

этот вопрос очень сложный. Пресс изучал строение коры в районе Калифорния—Невада методами преломленных волн и фазовых скоростей и установил существование пониженной скорости в промежуточном слое или необычно высокий коэффициент Пуассона в нем.

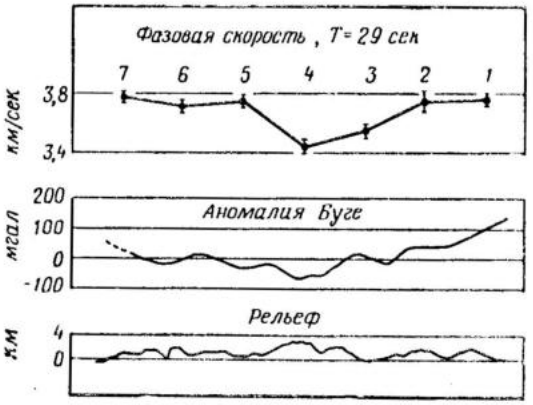
Гравитационная аномалия Буге и фазовая скорость волн Релея

Юинг и Пресс [4] обнаружили замечательное согласие между фазовой скоростью волн Релея, рельефом и гравитационной аномалией Буге для различных районов США. Это означает, что толщина коры, определенная по фазовым скоростям, согласуется со значением толщины, полученным по данным гравиметрии, и что в этих районах имеет место изостатическая компенсация [19].

Подобное согласие наблюдается и для Японии (фиг. 8). На фиг. 8 показаны фазовые скорости волн Релея с периодом 29 *сек* для различных районов Японии, схематический профиль рельефа и аномалия Буге по данным Цубои [17]. Здесь можно видеть, что чем больше фазовая скорость, тем больше положительная аномалия Буге. Однако при более тщательном исследовании выясняется, что соотношение между ними для юго-западной Японии несколько иное, чем для центральной и северо-восточной частей. На фиг. 9 приведена фазовая скорость для периода 30 *сек* в зависимости от средних значений аномалии Буге для различных районов Японии и те же данные для Соединенных Штатов, по Юингу и Прессу.

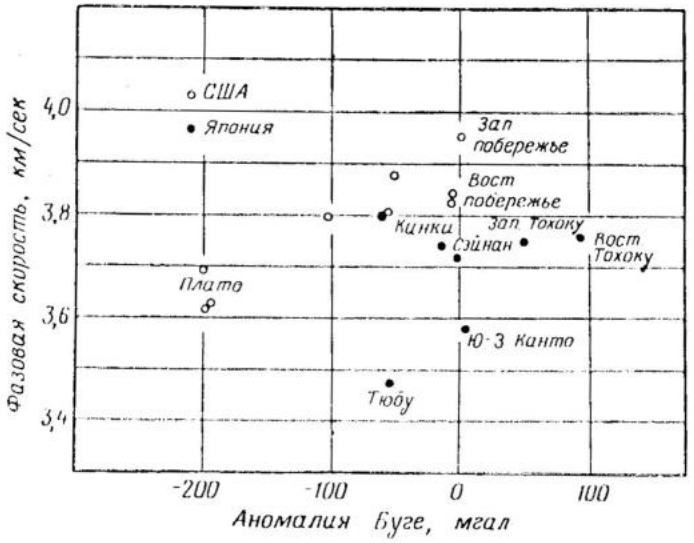
Точки, соответствующие на фиг. 9 центральной и северо-восточной Японии, лежат на прямой линии, которая значительно удалена от подобной линии для США. Примечательно, что обе линии почти параллельны друг другу. Точки для юго-западной Японии лежат на линии, которая не соответствует линии для центральной и северо-восточной Японии и приближается к линии для США.

Этот факт может быть объяснен видимым различием геологии и геотектоники между северо-восточной и юго-восточной Японией. Цубои указал автору, что, прежде чем производить детальный анализ данных фиг. 9, следует устранить



Ф и г. 8. Фазовая скорость волн Релея при периоде 29 *сек*, гравитационная аномалия Буге и рельеф различных районов Японии.

Районы *1*—*7* см. на фиг. 4.



Ф и г. 9. Связь между фазовой скоростью волн Релея при периоде 30 *сек* и средней величиной аномалии Буге в различных районах Японии и США.

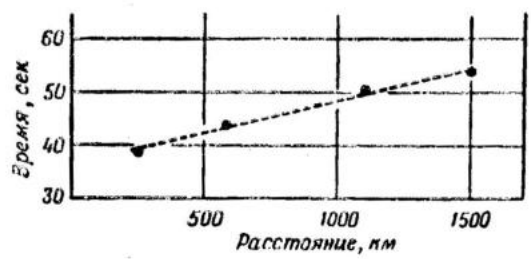
Данные по США получены Юингом и Прессом [4].

влияние близлежащих субокеанических масс. В результате этого точки для Японии должны сдвинуться влево и приблизиться к точкам для США. К сожалению, в настоящее время еще нет достаточного числа гравитационных измерений в океане вблизи Японии. Если такое сопоставление осуществить, то фиг. 9 будет очень полезна при рассмотрении геологического строения различных областей с конечной целью установить соотношение скорость — плотность для различных материалов в различных физических условиях.

Боковое преломление волн Релея на андезитовой линии

Карты волновых фронтов, приведенные на фиг. 2 и 3, показывают, что скорость распространения колебаний для трассы от островов Самоа до северной Японии больше, чем до южной Японии. При изучении дисперсии групповой скорости от многих землетрясений, окаймляющих Тихий океан, до станции Цукуба Санто [15] показал, что андезитовая линия может служить границей между двумя различными структурами земной коры. К востоку от андезитовой линии дисперсионные кривые групповой скорости являются типично океаническими, а к западу групповая скорость имеет меньшее значение. Различие в скорости составляет, по Санто, около 0,2 *км/сек* для периода 30 *сек*.

Если наблюденное отклонение волновых фронтов от эквидистантной кривой вызвано уменьшением скорости на западной стороне андезитовой линии вблизи Японии, то различие в фазовой скорости между двумя структурами на обеих сторонах линии может быть точно вычислено по результатам,



Ф и г. 10. График зависимости $t_m - \frac{\Delta_m}{c_0}$ для 3-й вершины от расстояния x_m от некоторых станций на побережье Тихого океана до андезитовой линии.

полученным в настоящей работе. Пусть скорость перемещения вершины с периодом T равна c_0 на восточной стороне андезитовой линии и c_1 на западной; тогда время появления t_m вершины на станцию m может быть записано так [2]:

$$t_m = \frac{\Delta_m - x_m}{c_0} + \frac{x_m}{c_1} + (n + \varepsilon)\, T,$$

где n — целое число, ε — константа, Δ_m — эпицентральное расстояние до станции m, x_m — длина части трассы от андезитовой линии. Период у вершин почти одинаковый для всех станций (см. табл. 1), и поэтому

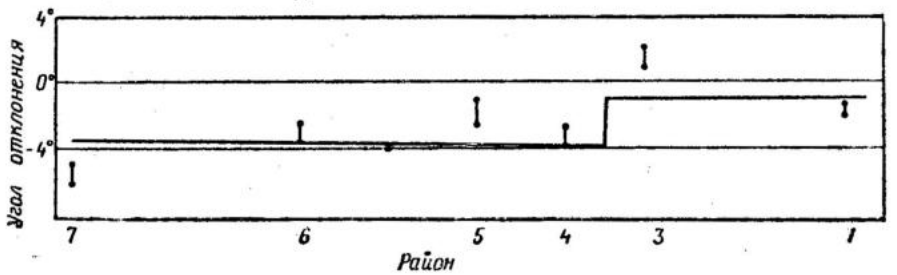
$$t_m - \left(\frac{\Delta_m - x_m}{c_0} + \frac{x_m}{c_1} \right)$$

должно быть приблизительно постоянным. Следовательно, $t_m - \frac{\Delta_m}{c_0}$ должно быть пропорционально $\left(\frac{1}{c_1} - \frac{1}{c_0} \right) x_m$, и если на график нанести $t_m - \frac{\Delta_m}{c_0}$ в зависимости от x_m, то наклон кривой будет соответствовать $\left(\frac{1}{c_1} - \frac{1}{c_0} \right)$. Величина $t_m - \frac{\Delta_m}{c_0}$ была определена для 3-й вершины по указанным в табл. 2 станциям. При этом предполагалось, что $c_0 = 4{,}0$ *км/сек* при периоде 29 *сек*. Это близко к c_0 в варианте 8099 Дормана, Юинга и Оливера [3]. Результаты приведены на фиг. 10 (в зависимости от x_m); через точки проведена прямая линия. Полученное значение $\frac{1}{c_1} - \frac{1}{c_0}$ равно 0,012 *сек/км*. Следовательно,

если $c_0 = 4{,}0$ *км/сек*, то $c_1 = 3{,}82$ *км/сек*. Эта величина слишком мала для фазовой скорости волн Релея в океане при периоде 29 *сек*.

Однако в настоящее время нельзя сделать каких-либо выводов об абсолютной величине скорости для океанической области, ибо эта величина зависит от c_0.

На направление распространения волн Релея будет влиять боковое преломление на андезитовой линии. На фиг. 11 показано отклонение наблюденного направления от направления по дуге большого круга. Предполагая, что



Фиг. 11. Теоретические и наблюдаемые отклонения направления распространения 3-й вершины от направления дуги большого круга на эпицентр.

андезитовая линия прямая, $c_0 = 4{,}0$ *км/сек* и $c_1 = 3{,}8$ *км/сек*, можно вычислить отклонение направления распространения от соответствующего направления большого круга. При вычислении использовалась следующая формула:

$$\sin\delta = \sin(i_1 - i_0)\frac{\sin\Delta'}{\sin\Delta} \quad \text{и} \quad \frac{\sin i_0}{\sin i_1} = \frac{c_0}{c_1},$$

где δ — отклонение направления распространения от направления большого круга; Δ — эпицентральное расстояние по большому кругу; $\frac{\pi}{2} - i_0$ — угол падения на андезитовую линию; $\frac{\pi}{2} - i_1$ — угол падения с андезитовой линии; Δ' — расстояние между точкой падения на линию и эпицентром.

Как видно на фиг. 11, согласие между наблюденным и теоретическим отклонениями в первом приближении подтверждает предположение о преломлении волн Релея на андезитовой линии. Отклонения наблюденных величин от теоретических могут иметь место в связи с отклонением реальной андезитовой линии от прямой, а также из-за таких структур, как желоба и небольшие острова.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., Press F., Upper mantle structure under oceans and continents from Rayleigh waves (в печати).
2. Brune J., Nafe J., Oliver J., 1960. A simplified method for the analysis and synthesis of dispersed wave trains, Journ. Geophys. Res., **65**, 287—304.
3. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of shear velocity distribution in the upper mantle by surface wave analysis, part 1, mantle Rayleigh waves, Bull. Seis. Soc. Am., **50**, 87—115.
4. Ewing M., Press F., 1959. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, part 3, the United States, Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244.
5. Gutenberg B., 1959. The asthenosphere low velocity layer, Annali di Geofisica, **12**, 439—460.
6. Hales A. L., Sachs I. S., 1959. Evidence for an intermediate layer from crustal structure studies in Eastern Transvaal, Geophys, Journ. **2**, 15—33.
7. Honda H., 1932. A note on the anomaly of the velocity of seismic waves, Geophys. Mag., **6**, 189—192.
8. Kishimoto Y., Kamitsuki A., 1956. On the crustal structure as deduced from forerunner analysis, Zisin, Ser. 2, **9**, 200—208.

9. Matuzawa T., 1959. On the crustal structure in north-east Japan by explosion seismic observations, Bull. Earthq. Res. Inst., **37**, 123—154.
10. Mikumo T., Otsuka M., Ōtsu T., Terashima T., Okada A. Crustal structure in central Japan as deduced from the Miboro explosion seismic observations (в печати).
11. Oliver J., Kovach R., Dorman J., 1961. Crustal structure of the New York — Pennsylvania Area, Journ. Geophys. Res., **66**, 215—226.
12. Press F., 1957. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, part 1, Southern California, Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658, 1956. Part 2, San Francisco Bay Region, Bull. Seis. Soc. Am., **47**, 87—88, 1957.
13. Press F., 1960. Crustal structure in California — Nevada Region, Journ. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
14. Richter C. F., 1943. Calculation of small distances, Bull. Seis. Soc. Am., **33**, 243—250.
15. Santo T. A., 1961. Rayleigh wave dispersion across the oceanic basin around Japan, part 3, on the crust of the south-western Pacific ocean, Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 1—22.
16. Shima T., Izumi S., Shibata T., 1960. On the coda portion of Surface waves, reported at the meeting of the Seismological Society of Japan, May.
17. Tsuboi C., 1954. Gravity survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of a Worden gravimeter, part 4, Map of Bouguer anomaly distribution in Japan based on approximately 4,500 measurements, Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl, **4**, part 3.
18. Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano S., Asada T., Matuzawa T., 1958. Crustal structure in northern Kanto district by explosion seismic observations, part **2**, models of crustal structure, Bull. Earthq. Res. Inst., **36**, 349—357.
19. Woollard G. P., 1959. Crustal structure from gravity and seismic measurements, Journ. Geophys. Res., **64**, 1921—1944.

Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея

ЧАСТЬ 2. ВОЛНЫ РЕЛЕЯ АЛЕУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 9 МАРТА 1957 г.

К. Каминума, К. Аки[1]

Введение

Фазовая скорость волн Релея уже использовалась Аки [1] для изучения строения земной коры Японии. В настоящей работе интерпретируются записи поверхностных волн от Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г. (14 *час* 22 *мин* 27 *сек*, по Гринвичу, 51° С, 175° З, $M = 8 \div 8{,}5$) для подтверждения выводов первой работы авторов и расширения области изучения строения коры по фазовым скоростям. В первой работе использовано почти перпендикулярное гряде Японских островов распространение волн, а в данной работе — почти параллельное. Волны Релея с периодами 20—40 *сек* рассматриваемого землетрясения хорошо записаны сейсмографами Вихерта на многих станциях Японского метеорологического агентства. Характеристики сейсмографов были одинаковыми ($T_0 = 5{,}0$ *сек*, механическое увеличение 70—80, коэффициент затухания 6—8). Динамическое увеличение сейсмографа Вихерта при периоде 30 *сек* составляет около 1,5. Амплитуды волн Релея на записи 2—6 *см*. В настоящей работе удалось исследовать области, не рассмотренные в первой работе. К ним относятся южная часть Хоккайдо, Хокурику, Кии и др. Таким образом, результатами обеих работ явилось определение толщины коры Японии, за исключением северной части Хоккайдо.

Фазовые скорости для западной части Японии, полученные в этой работе, согласуются с таковыми в первой работе. Для центральной части Японии (Канто и Тюбу) имеется небольшое расхождение: фазовая скорость этих регионов может зависеть от направления распространения.

Данные

Для работы использованы записи сейсмографов Вихерта на 51 станции. Записи шести станций не были использованы из-за плохой службы времени или больших микросейсм.

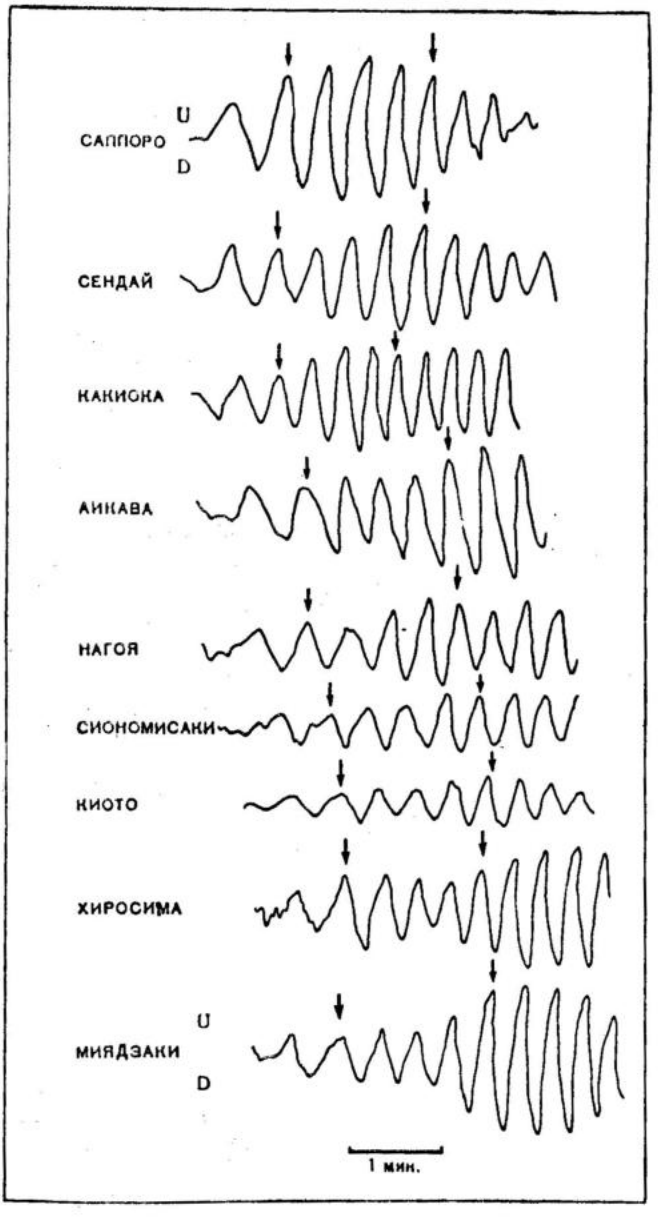
На трех станциях (Обихиро, Мураран и Тёси) установлены сейсмографы типа «53» Японского метеорологического агентства. При определении фазовой скорости учитывалась поправка за различие фазовых характеристик этих приборов и сейсмографов Вихерта.

На фиг. 1 приведены записи волн Релея на различных станциях Японии. На сейсмограммах ясно видно начало записи волн Релея и не трудно проследить распространение первой и последующих вершин от станции к станции. Использованы записи только вертикальных сейсмографов. Амплитуды на записи очень велики (2—6 *см*), поэтому трудно определить точно времена появления вершин и впадин. Определялись времена пересечения нулевой линии на сейсмограммах, т. е. определялись времена, сдвинутые на $^1/_4$ периода отно-

---

[1] Kaminuma K., Aki K., Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves. Part 2. Rayleigh waves from the Aleutian shock of March, 9, 1957, Bull. Earth. Res. Inst., Tokyo Univers., 1963, **41**, No. 1, 217—241.

сительно вершин. Времена наносились на графики, подобные графику фиг. 2, где ординатой является фазовый угол (число циклов в радианах). Через эти



Ф и г. 1. Поверхностные волны Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г., записанные вертикальными сейсмографами.
Стрелками показаны 2 и 6-я вершины.

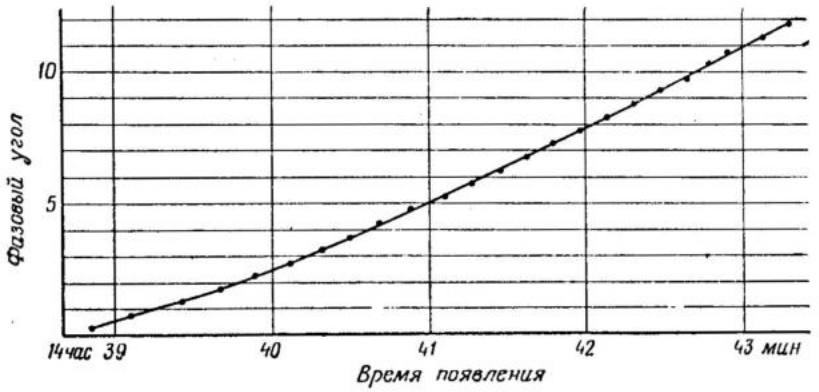
точки проведена сглаживающая кривая. Измерены времена, соответствующие вершинам. Периоды для вершин определены из наклона кривой времен их появления.

Времена появления вершин определены для каждой из 45 станций. В табл. 1 приведены времена и периоды 1, 2, 3, 5 и 7-й вершин.

Таблица 1

ВРЕМЕНА ПОЯВЛЕНИЯ И ПЕРИОДЫ НА СТАНЦИЯХ

Станция	Обозначение станции	1-я вершина			2-я вершина			3-я вершина			5-я вершина			7-я вершина		
		период, *сек*	время появления		период, *сек*	время появления		период, *сек*	время появления		период, *сек*	время появления		период, *сек*	время появления	
			мин	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*
Немуро	Не	38,0	36	01,0	28,0	36	32,5	25,0	36	59,0	24,0	37	47,6	23,0	38	35,2
Саппоро	Са	40,5	37	29,3	32,5	38	06,8	27,5	38	34,0	24,5	39	26,8	22,5	40	11,8
Мори	Мо	31,0	38	00,6	28,0	38	26,8	25,0	38	52,3	23,0	39	37,5	19,5	40	19,2
Обихоро	Об				28,5	37	34,5	26,5	37	52,9	23,5	38	41,3	22,0	39	26,3
Мурорап	Му				30,0	38	19,0	25,0	38	47,0	24,0	39	35,8			
Аомори	Ао	38,5	38	02,5	29,5	38	36,5	28,5	39	05,0	26,5	40	01,5	23,0	40	52,2
Мориока	Мор	32,0	38	01,3	27,5	38	31,0	24,0	38	56,1	21,0	39	38,0	21,5	40	22,0
Мияко	Мия	34,0	37	53,4	27,0	38	22,8	24,0	38	48,1	22,0	39	33,0	21,0	40	18,8
Сендай	Се	33,5	38	31,0	27,2	39	00,0	24,6	39	24,4	23,0	40	12,9	22,5	40	58,5
Фукусима	Фу	34,0	38	47,8	28,0	39	18,6	25,0	39	44,8	23,0	40	31,0	21,5	41	14,4
Онахама	Он	33,5	38	51,9	27,0	39	21,0	24,5	39	46,7	23,0	40	34,3	20,5	41	18,5
Какиока	Ка	34,0	39	15,3	28,0	39	46,0	25,5	40	12,5	23,5	40	58,8	20,5	41	42,4
Кумагая	Ку	35,5	39	33,5	27,5	40	05,2	25,0	40	30,7	24,0	41	20,0	21,0	42	03,8
Токио	То	34,5	39	34,8	28,0	40	04,8	26,0	40	32,8	24,0	41	21,3	21,5	42	04,8
Иокогама	Ио	34,5	39	41,0	27,8	40	11,2	25,5	40	38,5	24,0	41	28,3	21,0	42	12,1
Тёси	Тё	36,0	39	14,1	28,5	39	46,2	26,0	40	11,4	23,6	41	00,0	21,4	41	43,2
Томисаки	Том	37,5	39	46,0	28,5	40	20,0	25,5	40	45,9	24,0	41	36,5	21,5	42	22,5
Осима	Ос	35,0	39	57,4	29,0	40	28,8	26,0	40	55,5	24,0	41	45,2	22,0	42	29,5
Анкава	Аи	40,0	39	30,0	31,2	40	05,0	24,5	40	31,0	23,5	41	15,5	23,0	42	01,3
Вадзима	Ва	35,0	40	06,0	30,5	40	38,6	27,0	41	06,5	23,5	41	53,8	22,0	42	39,0
Тояма	То	40,0	40	07,3	30,0	40	41,8	26,0	41	09,9	23,0	41	56,5	22,5	42	42,0
Нагано	На	44,0	39	48,0	29,5	40	24,2	25,5	40	49,5	24,5	41	37,7	22,3	42	25,8
Кофу	Коф	35,0	39	58,0	30,0	40	29,6	27,0	40	57,4	23,8	41	45,9	21,7	42	29,0
Мисима	Мис	36,5	39	59,5	30,1	40	32,3	27,0	41	00,3	24,0	41	49,5	22,0	42	34,3
Сидзуока	Сид	43,0	40	07,5	31,0	40	47,0	26,5	41	13,7	24,5	42	02,3	22,0	42	45,5
Нагоя	Наг	42,5	40	38,3	30,0	41	13,3	27,0	41	40,7	24,0	42	29,5	21,5	43	13,9
Гифу	Ги	38,0	40	37,0	30,0	41	09,4	25,0	41	37,0	22,8	42	23,3	20,5	43	06,2
Хиконе	Хи	36,0	40	54,7	29,0	41	27,3	24,9	41	53,8	24,0	42	43,7	21,5	43	28,0
Камеяма	Кам	35,5	40	55,0	30,8	41	28,7	28,0	41	57,4	24,5	42	47,4	20,5	43	32,0
Овасе	Ов	44,5	41	11,2	31,4	41	49,4	26,5	42	16,8	25,3	43	05,5	21,5	43	51,5
Сиономисаки	Си	36,0	41	33,5	29,0	42	06,0	26,0	42	31,8	24,0	43	25,2	22,3	44	09,4
Осака	Оса	41,0	41	15,5	31,7	41	51,0	27,3	42	19,5	24,0	43	09,0	22,5	43	55,0
Тоёока	Тоё	41,5	41	13,7	33,5	41	52,5	27,0	42	21,8	24,5	43	09,0	22,7	43	56,0
Киото	Ки	39,0	41	04,5	31,5	41	40,0	27,0	42	08,3	24,5	42	57,9	22,0	43	44,4
Сумото	Су	43,0	41	32,4	32,5	42	10,3	26,5	42	38,0	24,0	43	25,9	23,0	44	13,4
Хамада	Ха	38,5	42	19,5	32,2	42	56,0	29,8	43	26,0	28,5	44	26,0	24,5	45	19,5
Хиросима	Хир	42,2	42	21,0	34,0	42	58,5	29,0	43	28,8	24,5	44	18,5	22,8	45	05,2
Такамацу	Та	41,0	41	54,3	29,5	42	26,5	26,2	42	51,4	24,4	43	46,2	23,5	44	32,5
Мацуяма	Мац	44,0	42	21,0	31,5	43	02,0	26,0	43	30,0	24,2	44	18,5	22,8	45	04,4
Коти	Ко	37,6	42	17,5	31,5	42	49,6	27,0	43	18,0	24,8	44	07,6	24,5	44	56,9
Симидзу	Сим	37,5	42	41,5	31,5	43	15,5	26,8	43	43,2	25,0	44	33,3	23,2	45	20,1
Фукуока	Фук	41,0	43	12,0	33,0	43	50,0	28,5	44	21,2	24,6	45	14,3	23,3	46	00,5
Кумамото	Кум	47,5	43	16,8	33,0	43	59,5	27,2	44	29,3	23,8	45	20,1	22,5	46	06,2
Томиэ	Том	37,0	44	41,5	35,0	44	41,5	27,5	45	11,9	23,5	46	28,4	22,5	47	14,0
Миядзаки	Ми	41,5	43	26,3	34,2	44	02,5	28,8	44	32,0	25,2	45	25,0	23,6	46	14,0



Ф и г. 2. Времена появления фазы (по Гринвичу), сдвинутой на $^1/_4$ периода относительно вершины и впадины на станции Какиока.

Через полученные точки проведена сглаживающая кривая. С этого графика сняты времена 1, 2, 3, 5 и 7-й вершин.

Карта волнового фронта

Времена появления 1-й вершины показаны на карте станций (фиг. 3). На карте нанесено положение фронтов вершин через 30 *сек*. Их положение получено интерполяцией между станциями. Через эти проинтерполированные точки проведены волновые фронты. Пунктирными линиями показаны эквидистантные дуги для расстояний 33 и 40°.

Отклонение волновых фронтов от этих дуг для районов от Хоккайдо до Канто вызвано различием трасс распространения волн за пределами Японии. Из табл. 2 видно, что групповые скорости волн, приходящих в Саппоро,

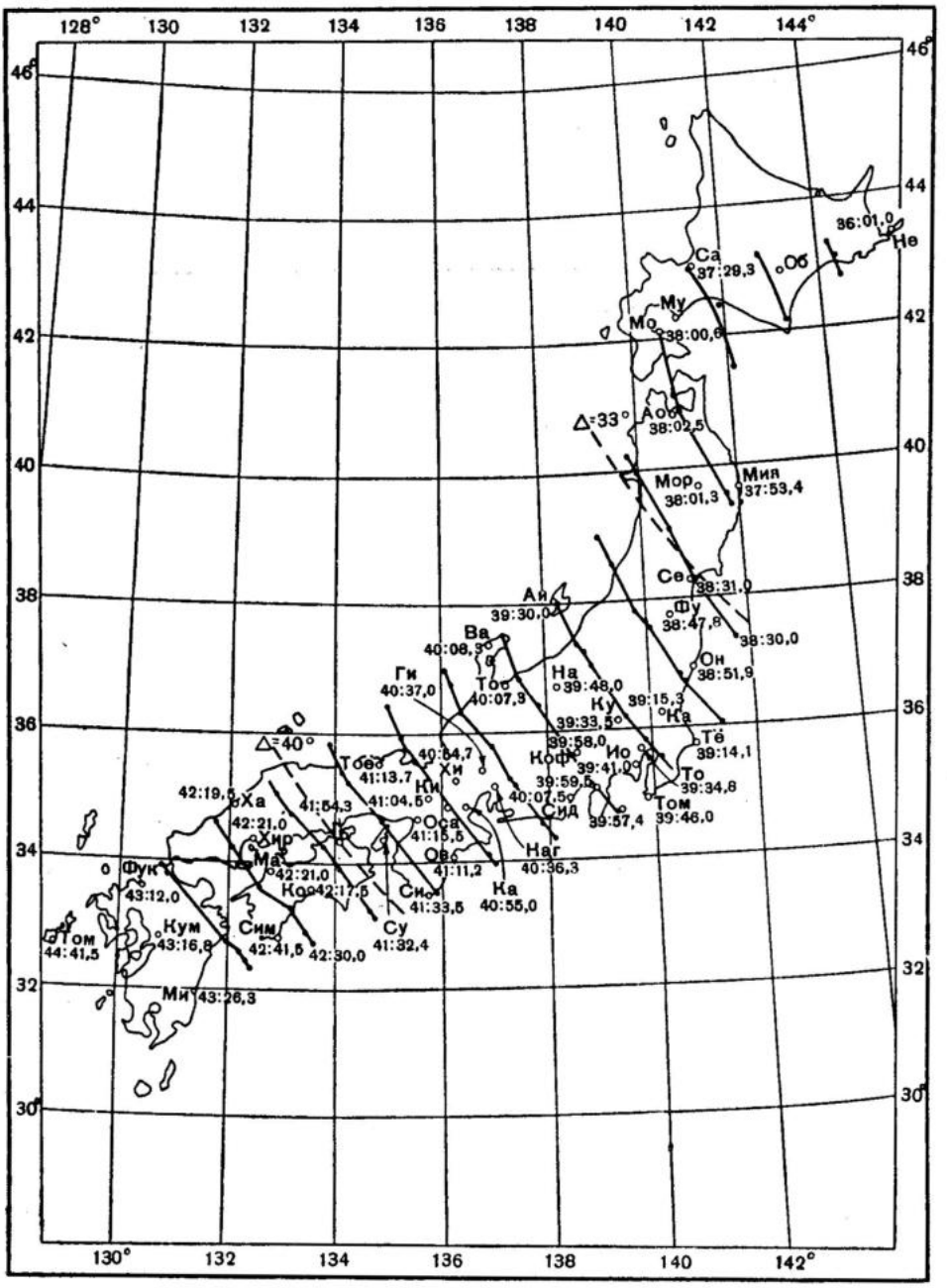
Таблица 2

Станция	Эпицентральное расстояние, *км*	Время пробега 1-й вершины, *сек*	Групповая скорость, *км/сек*
Саппоро	3383	902,3	3,74
Мияко	3543	926,4	3,82
Сендай	3710	964,0	3,85
Какиока	3899	1008,3	3,86

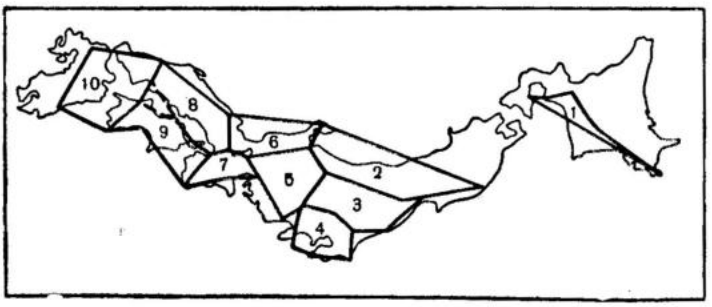
меньше, чем в Мияко, Сендай и Какиока. Значения скоростей для последних согласуются со скоростями от Алеутских островов до Цукубы, вычисленными Санто [6]. Возможно, что меньшие скорости в Хоккайдо вызваны тем, что они распространяются главным образом по Алеутскому и Курильскому островным районам.

Искажение волнового фронта увеличивается с уменьшением периода. Для более точного определения фазовой скорости желательно, чтобы волновые фронты были прямыми линиями.

Карта волнового фронта годится для грубого определения величины фазовой скорости. Для большей точности при наличии многих станций в какой-либо области применяется метод наименьших квадратов. Станции территориально подразделены на 10 районов, как видно на фиг. 4. Предполагается, что границы этих районов соответствуют геологическим провинциям Японии. Внутри каждого района волновой фронт представляет прямую линию.



Ф и г. 3. Положение волнового фронта 1-й вершины в Японии через каждые 30 *сек* ($T=39{,}1$ *сек*).



Фиг. 4. Подразделение станций на 10 групп.
1 — южная часть Хоккайдо; *2* — Синэцу; *3* — север Канто; *4* — юг Канто; *5* — Тюбу; *6* — Хокурику; *7* — Кии; *8* — Тюгоку; *9* — Сикоку; *10* — Бунго.

Применение метода наименьших квадратов

Использовались формулы, приводимые в первой работе авторов. Опорные станции каждого района указаны в табл. 3 вместе с эпицентральными расстояниями и направлениями на эпицентр.

Таблица 3

ОПОРНЫЕ СТАНЦИИ, ИХ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ И НАПРАВЛЕНИЯ НА ЭПИЦЕНТР

Станция	Номер района	Эпицентральное расстояние	Направление на эпицентр	Станция	Номер района	Эпицентральное расстояние	Направление на эпицентр
Саппоро	1	30° 26′	59° 27′	Киото	6	38°38′	50°04′
Аикава	2	35 11	53 01	Осака	7	39 00	49 44
Кумагая	3	35 37	50 50	Хиросима	8	41 08	49 42
Иокогама	4	35 54	50 02	Коти	9	40 57	48 56
Нагоя	5	37 46	51 10	Фукуока	10	42 56	49 08

В табл. 4 приводятся фазовые скорости волн Релея и их вероятные отклонения для различных регионов, а также азимут распространения, определяемый от направления на север по часовой стрелке.

В табл. 5 приведены периоды и фазовые скорости каждой вершины, осредненные для всей Японии, за исключением южной части Хоккайдо.

Как видно из табл. 4, вероятные ошибки скоростей велики для 1, 5 и 7-й вершин. Вероятные ошибки скоростей для 2-й и 3-й вершин в большинстве районов составляют 1—2%. Для 1-й вершины эта ошибка достигает 5%, а для 5-й и 7-й вершин — еще больше. Например, в районе Бунго (район *10*) ошибки скорости для 1, 2 и 3-й вершин составляют меньше 3%, для 5-й вершины — 5%, а для 7-й — 9%.

Большая ошибка для 1-й вершины может быть вызвана нечеткостью нулевой точки, предшествующей вершине.

Ошибки 5-й ($T = 24 \div 26$ *сек*) и 7-й ($T = 21 \div 24$ *сек*) вершин велики, возможно, вследствие сравнительно малой длины волн, в большей степени подверженных боковой рефракции из-за сложного строения верхней части земной коры.

Толщина коры

При определении толщины коры по фазовой скорости волн Релея использовались стандартные кривые фазовой скорости Пресса (модель 6EG) [5]

Таблица 4

ЗНАЧЕНИЯ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ V, НАПРАВЛЕНИЯ РАСПРОСТРАНЕНИЯ θ И ТОЛЩИНЫ КОРЫ, ПОЛУЧЕННЫЕ ИЗ СОПОСТАВЛЕНИЯ СО СТАНДАРТНЫМИ КРИВЫМИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ ПРЕССА И АКИ.
(Приведены ошибки для этих районов)

Номер вершины	Период, *сек*	V, *км/сек*	θ, *рад*	Толщина коры, *км*	
				модель Пресса	модель Аки
			Южная часть Хоккайдо		
1	37,0	3,708±0,254	1,2898±0,0985	57±20	39±21
2	29,6	3,652±0,065	1,3971±0,0467	49±5	35±5
3	25,8	3,583±0,080	1,5298±0,0339	48±6	34±5
5	23,8	3,416±0,051	1,6391±0,0226	56±4	40±3
7	22,0	3,422±0,177	1,1766±0,0659	53±16	35±8
			Среднее	52±1	38±1
			Синэцу		
1	37,2	3,829±0,034	1,1250±0,0113	45±3	25±4
2	29,1	3,637±0,080	1,1383±0,0286	50±6	35±5
3	25,2	3,593±0,085	1,1398±0,0306	46±6	32±5
5	23,2	3,582±0,049	1,0824±0,0172	43±3	32±3
7	22,1	3,458±0,984			
			Среднее	45±1	31±2
			Север Канто		
1	36,3	3,876±0,034	0,9656±0,0089	39±5	
2	28,2	3,600±0,060	1,0707±0,0166	51±3	36±4
3	25,3	3,566±0,083	1,0410±0,0230	48±6	35±5
5	23,7	3,530±0,019	1,0293±0,0054	46±2	33±4
7	21,6	3,548±0,287	1,1783±0,0802	41±17	30±13
			Среднее	47±1	34±1
			Юг Канто		
1	35,4	3,837±0,050	0,9077±0,0134	43±6	24±5
2	28,6	3,755±0,066	0,8608±0,0226	40±5	26±5
3	25,9	3,629±0,064	0,8712±0,0233	45±4	31±4
5	23,9	3,504±0,086	0,8312±0,0248	51±6	33±4
7	21,4	3,334±0,093	0,8063±0,0281	60±10	41±6
			Среднее	45±2	31±2
			Тюбу		
1	40,1	3,538±0,088	1,0309±0,0252		57±7
2	29,9	3,668±0,095	0,9833±0,0262	48±7	33±7
3	26,7	3,605±0,077	0,9809±0,0217	47±5	33±5
5	24,0	3,537±0,121	0,9504±0,0345	47±9	34±6
7	21,9	3,616±0,173	1,0099±0,0485	38±10	27±8
			Среднее	46±1	36±3

Продолжение табл. 4

Номер вершины	Период, *сек*	*V*, *км/сек*	θ, *рад*	Толщина коры, *км*	
				модель Пресса	модель Аки
			Хокурику		
1	38,3	3,857±0,192	0,9832±0,0448	41±23	
2	30,8	3,537±0,102	1,0712±0,0249	59±7	34±7
3	26,2	3,456±0,065	1,1050±0,0161	57±5	33±4
5	23,7	3,405±0,144	1,0858±0,0364	57±15	41±8
7	21,9	3,264±0,164	1,1140±0,0424		47±17
			Среднее	57±3	35±2
			Кии		
1	39,0	3,910±0,203	0,8868±0,0505	37±30	
2	30,6	3,718±0,101	1,0061±0,0258	46±7	31±9
3	26,7	3,704±0,075	1,0559±0,0190	41±5	28±4
5	24,1	3,719±0,104	0,9393±0,0269	36±6	22±7
7	21,9	3,540±0,065	1,0230±0,0172	43±4	31±3
			Среднее	45±3	29±1
			Тюгоку		
1	41,3	3,784±0,106	0,9254±0,0345	55±13	33±14
2	32,1	3,715±0,056	0,9375±0,0188	49±4	32±5
3	27,4	3,764±0,087	1,0136±0,0315	38±6	22±7
5	24,8	3,649±0,102	1,1171±0,0435	41±6	29±5
7	23,0	3,608±0,154	1,2174±0,0755	42±7	29±7
			Среднее	45±2	29±1
			Сикоку		
1	40,2	3,720±0,134	0,8480±0,0371	58±7	40±16
2	31,4	3,736±0,038	0,9601±0,0120	46±3	30±4
3	26,8	3,639±0,075	0,9938±0,0254	46±5	32±5
5	24,4	3,738±0,052	0,9696±0,0168	36±3	23±4
7	23,2	3,695±0,066	0,9872±0,0219	36±4	27±6
			Среднее	42±2	28±2
			Бунго		
1	40,8	3,786±0,086	0,7795±0,0220	54±10	33±12
2	32,7	3,823±0,060	0,8365±0,150	40±6	21±9
3	28,2	3,720±0,072	0,9015±0,0179	41±5	28±5
5	25,3	3,644±0,170	0,9705±0,0420	42±10	25±9
7	23,3	3,602±0,314	1,0359±0,0761	41±18	30±15
			Среднее	42±2	27±1

и Аки (модель 6EJ) [1]. На фиг. 5 показано распределение скоростей поперечных волн с глубиной для обеих моделей.

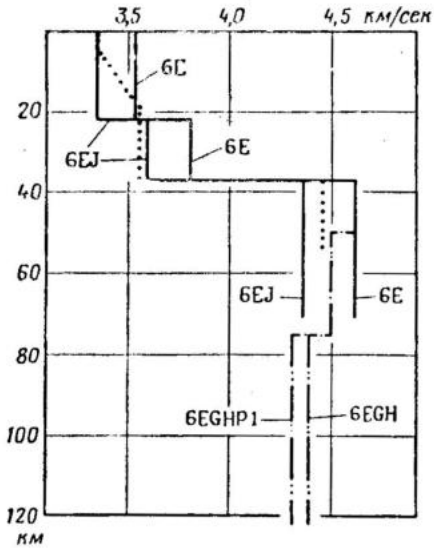
На фиг. 6 и 7 показаны кривые фазовых скоростей для этих моделей. Здесь же приведены наблюденные фазовые скорости в Японии; их численные значения даны в табл. 5.

Толщина коры для разных районов, полученная из сопоставления наблюденных и теоретических данных, указана в табл. 4. Для каждого района по разным вершинам получено 4 или 5 значений толщины коры. Эти значения осреднены для каждого района, при этом им

Таблица 5

ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ И ТОЛЩИНА КОРЫ В ЯПОНИИ
(за исключением южной части Хоккайдо)

Номер вершины	Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*	Толщина коры, *км*	
			модель Аки	средняя
1	38,3	3,793±0,037	31±5	
2	30,3	3,688±0,029	33±3	
3	26,4	3,631±0,031	32±2	31,7±04
5	24,1	3,590±0,036	31±2	
7	22,1	3,518±0,048	32±2	



Фиг. 5. Изменение скорости поперечных волн с глубиной для различных моделей кора — оболочка.
6EG — модель Пресса; 6EJ — модель, выбранная для Японии.

придавался вес, обратно пропорциональный отклонениям. Взвешенное среднее вычислено по формулам

$$x_0 = \frac{\sum_{k=1}^{n} P_k x_k}{\sum_{k=1}^{n} P_k}, \quad E = C\sqrt{\frac{\sum_{k=1}^{n} P_k \delta_k^2}{(n-1)\sum_{k=1}^{n} P_k}},$$

где $P_1 : P_2 \ldots . P_n = \frac{1}{e_1^2} : \frac{1}{e_2^2} : \ldots . : \frac{1}{e_n^2}$; x_0 — средняя толщина коры; x_k — толщина коры, найденная по скорости вершины k; E — вероятная ошибка средней толщины; e_k — вероятная ошибка толщины по скорости для вершины k; $\delta_k = x_k - x_0$; $C = 0{,}766$ при $n = 4$, $C = 0{,}740$ при $n = 5$.

На фиг. 6 видно, что средняя фазовая скорость для Японии лучше согласуется с теоретическими кривыми Аки, чем с кривыми Пресса.

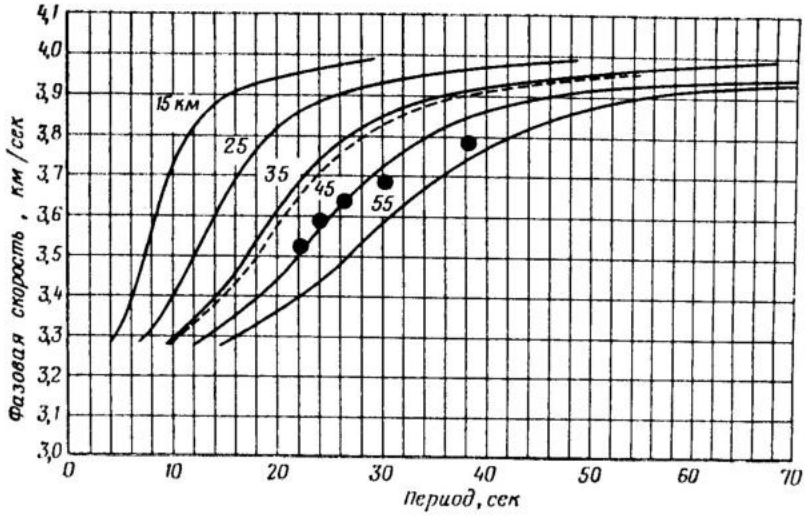
Для большей части района Хонсю толщина коры по преломленным волнам составляет 25—35 *км*. По кривым Аки толщина коры равна 27—36 *км*, а по кривым Пресса 42—57 *км*. Следовательно, интерпретировать наблюденные фазовые скорости в Японии лучше по модели Аки.

Модель Аки была получена изменением варианта Пресса 6E (см. фиг. 5), который подобен 6EG, но из него исключен слой пониженной скорости, а значения скоростей во всех слоях уменьшены на 5,5%.

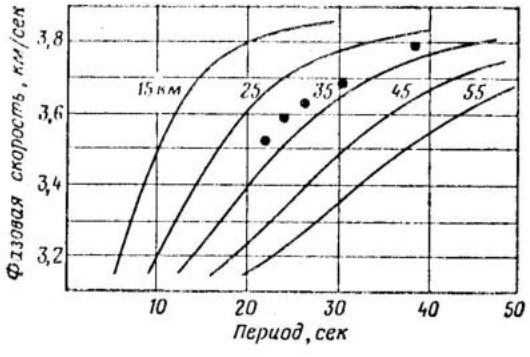
На фиг. 8 приведены средние значения толщины коры для каждого района, полученные из кривых Аки. Соответствующие данные, полученные в первой работе авторов, показаны на фиг. 9. Общими для обоих исследований являются четыре района.

Предыдущие результаты		*Результаты данной работы*	
Юго-запад Канто	(38 ± 1 км)	Юг Канто	(31 ± 2 км)
		Север Канто	(34 ± 1 »)
Тюбу	(46 ± 1 »)	Тюбу	(36 ± 3 »)
Кинки	(27 ± 4 »)	Кии	(29 ± 1 »)
Сэйнан	(29 ± 3 »)	Сикоку	(28 ± 2 »)
		Бунго	(26 ± 1 »)

Толщина земной коры, определенная ранее для районов Кинки и Сэйнан, согласуется в пределах ошибок с результатами, полученными в данной работе,



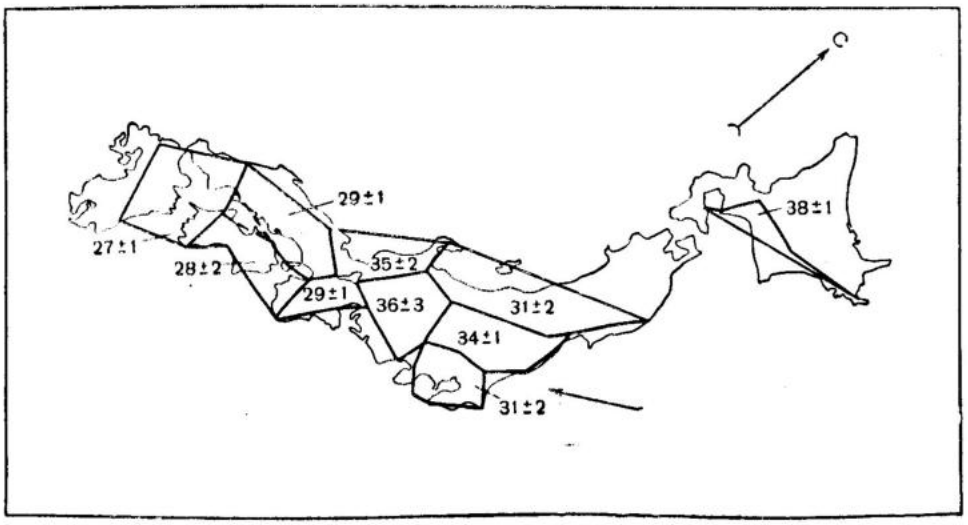
Ф и г. 6. Стандартные кривые фазовых скоростей, по Прессу [5].
Показаны средние фазовые скорости в Японии (за исключением Хоккайдо).



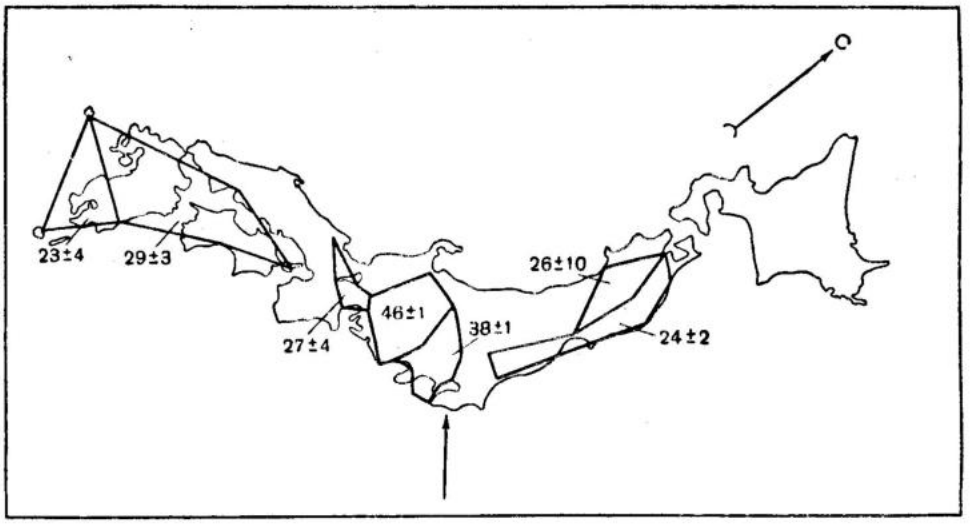
Ф и г. 7. Стандартные кривые фазовых скоростей, по Аки [1].
Показаны средние фазовые скорости в Японии (за исключением Хоккайдо).

а для районов юго-запада Канто и Тюбу результаты немного отличаются от предыдущих. Различие толщин для Канто можно объяснить расширением

области исследования в сторону Тихого океана, имеющего более тонкую кору. В предыдущей работе этот район частично включал Тюбу с более толстой корой.

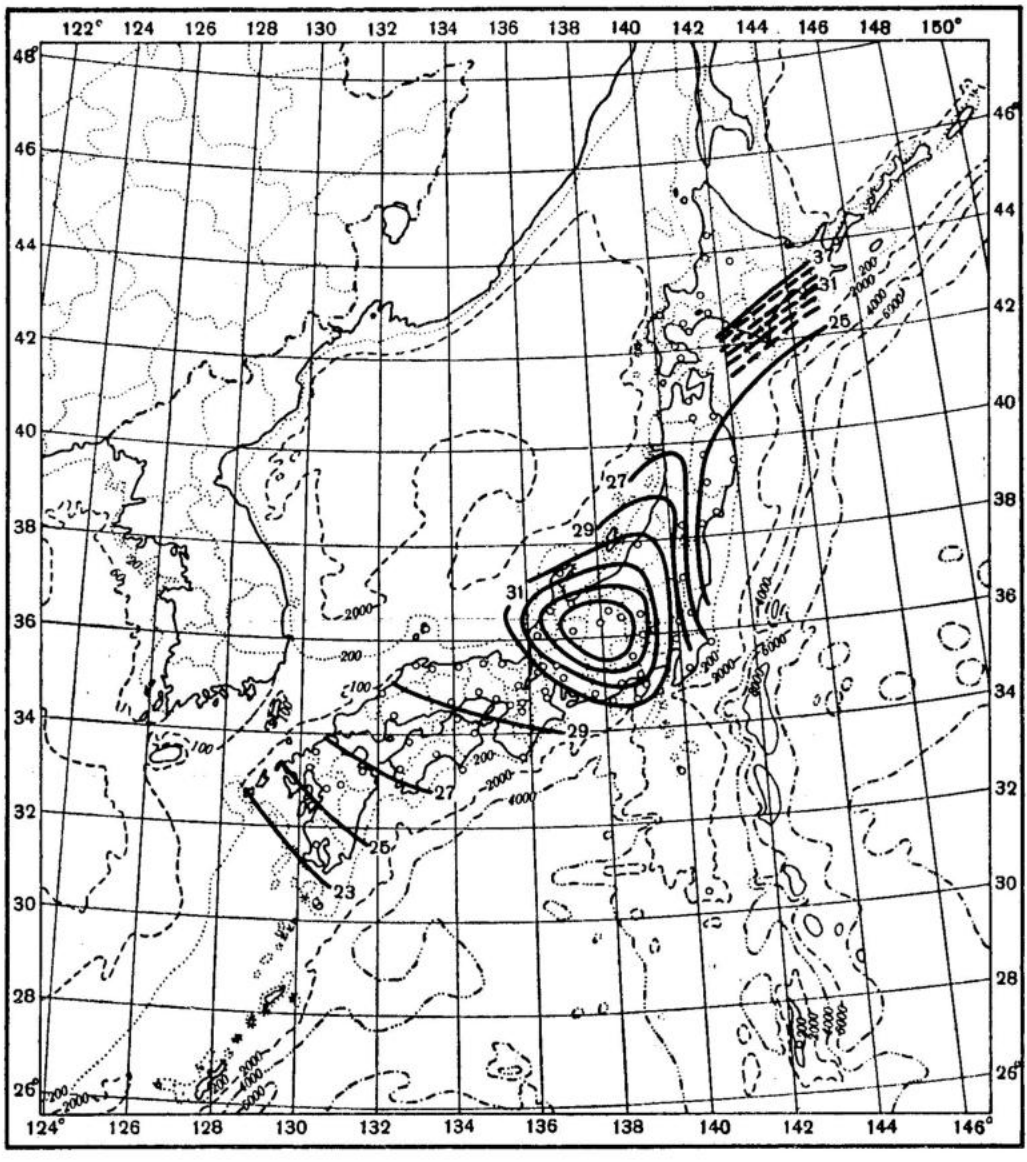


Ф и г. 8. Толщина коры для каждого района Японии по кривым Аки.
Стрелкой показано направление прихода волн.



Ф и г. 9. Толщина коры в Японии (по кривым Аки [1]) по волнам Релея землетрясения Самоа.
Стрелкой показано направление прихода волн.

На фиг. 10 показана предварительная карта строения коры Японии по фазовым скоростям. Эта карта основана на значениях толщин земной коры, приведенных на фиг. 8 и 9. На фиг. 10 видно, что земная кора толще в районе Хоккайдо, чем в районе Хонсю. Чтобы это уточнить, требуется дальнейшее исследование.



Ф и г. 10. Карта толщины земной коры Японии (*км*) по фазовым скоростям волн Релея.

Сравнение результатов с сейсмическими данными взрывов

Строение земной коры центральной Японии изучено по наблюдениям над взрывом Миборо, проводившимся Исследовательской группой взрывов [7]. Для района Кинки при одном решении получена толщина коры 27—30 *км* (профиль пересекает районы *5—9*), для районов Тюбу и Канто — 30—38 *км* (профиль пересекает районы *2—5*). Эти толщины, за небольшим исключением, согласуются с данными фиг. 10.

Толщина земной коры в северной части района Канто (часть района *2* и *3*), как было определено по преломленным волнам, составляет 25—30 *км*

[10], а на фиг. 10 она равна 28—33 *км*. В восточной части района Синэцу и северной части Канто толщина земной коры по преломленным волнам составляет 20—28 *км* [2], а на фиг. 10 — около 25 *км*.

В предыдущей работе указывалось, что толщина коры 20—25 *км* в районе Тохоку согласуется со значениями, полученными по преломленным волнам Матузавой [3]. Значения толщины коры, полученные по преломленным волнам и по фазовым скоростям поверхностных волн, в общем согласуются между собой.

Гравитационная аномалия Буге, рельеф и фазовая скорость волн Релея

Из карты, составленной Цубои [9], для каждого рассматриваемого района была определена средняя гравитационная аномалия Буге. Для этих же районов была определена высота над уровнем моря. Эти значения для осредненной толщины земной коры приведены в табл. 6 вместе с фазовой скоростью волн Релея для периода 30 *сек*. Соответствующие данные для районов, рассмотренных в первой работе, приведены в табл. 7.

Таблица 6

СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ АНОМАЛИИ БУГЕ, АБСОЛЮТНЫХ ВЫСОТ И ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ ВОЛН РЕЛЕЯ ПРИ ПЕРИОДЕ 30 *сек*

Район	Аномалия Буге, *мгал*	Абсолютная высота, *м*	Фазовая скорость (T=30 *сек*), *км/сек*
Юг Хоккайдо	47,7	229	3,61
Синэцу	38,8	243	3,72
Север Канто	34,7	669	3,67
Юг Канто	33,6	173	3,72
Тюбу	—26,8	860	3,64
Хокурику	2,7	231	3,66
Кии	21,5	371	3,73
Тюгоку	3,6	217	3,73
Сикоку	20,4	—16	3,74
Бунго	—5,4	133	3,75

Таблица 7

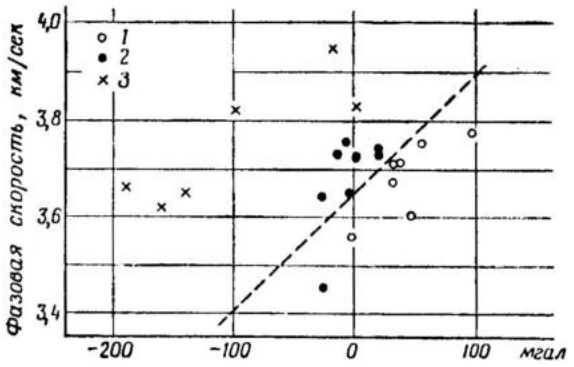
СРЕДНИЕ ЗНАЧЕНИЯ АНОМАЛИИ БУГЕ, АБСОЛЮТНЫХ ВЫСОТ И ФАЗОВОЙ СКОРОСТИ ВОЛН РЕЛЕЯ ПРИ ПЕРИОДЕ 30 *сек*

Район	Аномалия Буге, *мгал*	Абсолютная высота, *м*	Фазовая скорость (T=30 *сек*), *км/сек*
Восток Тохоку	98,7	283	3,77
Запад Тохоку	56,0	365	3,76
Юго-запад Канто	—1,0	553	3,56
Тюбу	—23,5	953	3,45
Кинки	—10,3	274	3,75
Юго-западная часть Японии	1,4	158	3,72

На фиг. 11 фазовая скорость волн Релея для периода 30 *сек* сопоставляется со средней аномалией Буге для разных областей Японии и США. Для США данные получены Юингом и Прессом. Интересно отметить, что величины для районов к востоку от разлома Фосса-Магна (светлые кружки) и для района к западу от этого разлома (черные кружки), а также для США отличаются друг от друга. Это, по-видимому, обусловлено геологическим и тектоническим различием восточной и западной Японии.

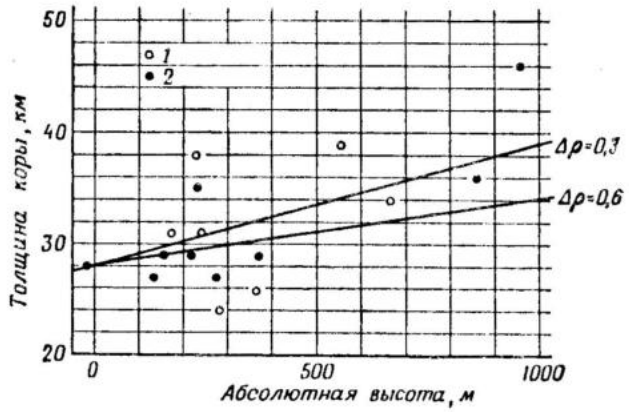
В районе Бунго толщина коры нормальная, несмотря на отрицательную аномалию Буге в этом районе.

Фиг. 12 иллюстрирует связь между толщиной коры и рельефом для различных областей Японии. Показано также теоретическое соотношение, основанное на существовании изостазии Эйри. Разность плотностей $\Delta\rho$ между оболочкой и корой принята равной 0,3 и 0,6 *г/см*^{3}. Толщина коры у уровня



Фиг. 11. Сопоставление фазовых скоростей волн Релея (период 30 *сек*) со средними значениями аномалии Буге для разных районов Японии и для США.

1 — восточная часть Японии; *2* — западная часть Японии; *3* — США.



Фиг. 12. Связь между толщиной коры и рельефом в различных районах Японии.

1 — восточная часть Японии; *2* — западная часть Японии.

моря предполагается равной 28 *км*. Возможно, что точки на фигуре, несмотря на разброс, лучше согласуются с кривой для $\Delta\varrho = 0{,}3$ *г/см*^{3}.

Как видно на фиг. 11 и 12, район Хоккайдо отличается от других районов. В дальнейшем необходимо более детальное изучение этого района.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., 1961. Crustal Structure in Japan from the Phase Velocity of Rayleigh Waves, part 1, Use of the network of seismological stations operated by the Japan Meteorological Agency, Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 255—283.
2. Matuzawa T., Matumoto T., Asano S., 1959. On the Crustal Structure Derived from Observations of the Second Hokoda Explosion, Bull. Earthq. Res. Inst., **37**, 509—524.
3. Matuzawa T., 1959. On the Crustal Structure in North-East Japan by Explosion Seismic Observations, Bull. Earthq. Res. Inst., **37**, 123—154.
4. Press F. Determination of crustal structure from phase velocity of Rayleigh waves, part 1. Southern California, Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1956, 1647—1658; part 2. San Francisco Bay Region, Bull. Seis. Soc. Am., **47**, 1957, 87—88.

5. Press F., 1960. Crustal Structure in California — Nevada Region, Journ. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
6. Santô T. A., 1960. Observation of Surface Waves by Columbia — type Seismograph Installed at Tsukuba Station, Japan. (Part 1) Rayleigh Wave Dispersion across the Oceanic Basin, Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 219—240.
7. The Research Group for Explosion Seismology, Crustal Structure in Central Japan as Derived from the Miboro Explosion — Seismic Observations, part 1. Explosion and Seismic Observations, Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 1961, 285—326.
8. The Research Group for Explosion Seismology, Crustal Structure in North Kwantō District by Explosion — Seismic Observations, part 1, Description of Explosion and Observations, Bull. Earthq. Res. Inst., **36**, 1958, 329—348.
9. Tsuboi C., 1954. Gravity Survey along the lines of precise levels throughout Japan by means of Worden gravimeter, part 4. Map of Bouguer anomaly distribution in Japan based on approximately 4,500 measurements, Bull. Earthq. Res. Inst., Suppl. **4**, part 3.
10. Usami T., Mikumo T., Shima E., Tamaki I., Asano S., Asada T., Matuzawa T., 1958. Crustal Structure in North Kwantō District by Explosion — Seismic Observations, part II, Bull. Earthq. Res. Inst., **36**, 349—357.

Фазовая скорость волн Лява в Японии

ЧАСТЬ 1. ВОЛНЫ ЛЯВА ОТ АЛЕУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 9 МАРТА 1957 г.

К. Аки, К. Каминума[1]

Введение

Толщина коры в Японии была изучена Аки [1], а также Каминума и Аки [7] по фазовым скоростям волн Релея при периодах 20—40 *сек*. В настоящей работе определены фазовые скорости волн Лява в Японии от Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г. для периодов 30—90 *сек*. Результаты рассматриваются в свете ранее полученных данных по волнам Релея.

Метод и исходные данные

На фиг. 1 приведены записи волн Лява, полученные 25 станциями Японского метеорологического агентства. Записи получены сейсмографами Вихерта С—Ю. Длина минутной марки на сейсмограммах некоторых станций 60 *мм*, а на других 25—30 *мм*. Она сделана для всех записей одинаковой, и поэтому амплитуда записи увеличена обратно пропорционально скорости развертки на каждой станции. Стрелками показаны моменты, начиная с которых на каждой записи преобладают волны Релея.

Чтобы избежать наложения волн Релея, к каждой записи была применена специальная фильтрация. Запись $f(t)$ умножалась на функцию, которая для интервала $t_R - T < t < t_R$ задана в виде $^1/_2 \{1 - \cos 2\pi (t - t_R)/T\}$, а вне этого интервала равна 0; t_R — время, начиная с которого волны Релея преобладают на записи; T принято равным 200 *сек*. Преобразованная указанным образом запись $f^*(t)$ подвергалась затем анализу Фурье. Для каждой станции определялся фазовый спектр $\varphi(\omega)$, который вычислялся по формулам

$$[F(\omega)] \cos \varphi(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f^*(t) \cos \omega t \, dt,$$

$$[F(\omega)] \sin \varphi(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} f^*(t) \sin \omega t \, dt,$$

где

$$f^*(t) = \int_0^{\infty} [F(\omega)] \cos [\omega t - \varphi(\omega)] \, d\omega.$$

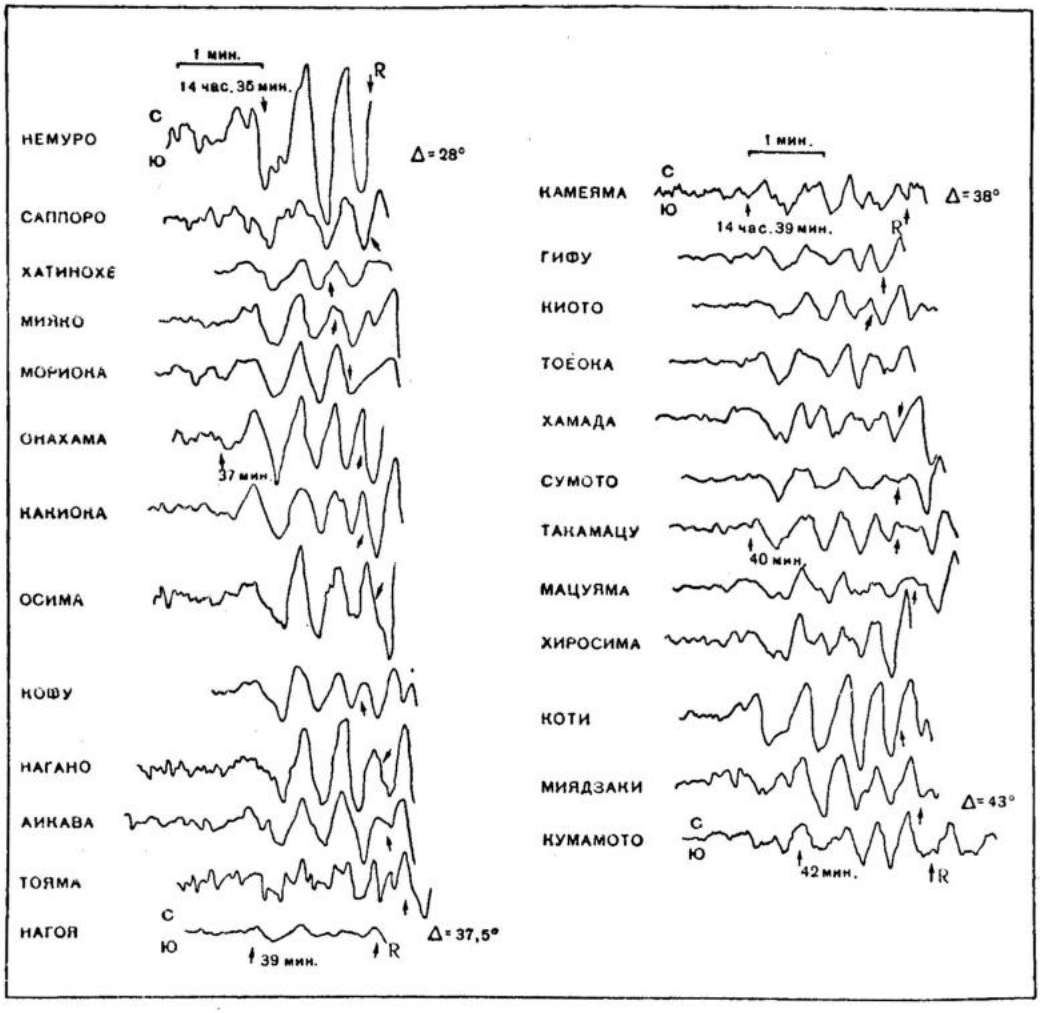
Фазовая задержка во времени t_P определялась из соотношения $t_P = \frac{\varphi(\omega)}{\omega}$. Это значение является моментом времени, при котором на компоненте Фурье частоты ω появляется данная вершина. В табл. 1 приведены времена задержки фаз для различных периодов, вычисленные по записям волн Лява на 25 стан-

---

[1] Aki K., Kaminuma K., Phase velocity of Love waves in Japan (part 1). Love waves from the Aleutian shock of March 9, 1957, Bull. Earth. Res. Inst. Tokyo Univers., 1963, **41**, No. 1, 243—259.

циях. Значения для периода 30 *сек* даны на фиг. 2 рядом с точкой, соответствующей положению станции. Положение вершины каждой компоненты Фурье между станциями проинтерполировано через 30 *сек*. Через точки интерполяции проведены волновые фронты.

Для проверки результатов применения анализа Фурье были определены на всех записях моменты нулевой точки, следующей после первой вершины



Ф и г. 1. Волны Лява от Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г., записанные сейсмографом Вихерта С — Ю.

в волне Лява со смещением почвы на север. Времена появления приведены на фиг. 3. Волновые фронты построены таким же образом, как и для компонент Фурье. Средний период волны около этой нулевой точки равен 43,5 *сек*. Если дисперсия нормальная, то на записи вершина имеет запаздывание на $\pi/4$ по сравнению со временем появления вершины компоненты Фурье с тем же периодом. В случае противоположной дисперсии вершина на записи опережает вершину компоненты Фурье на ту же величину. Анализируемые волны обладают очень слабой нормальной дисперсией, и можно ожидать, что задержка будет ничтожно мала, если только она вообще существует. Тогда волновой фронт для вершины у компоненты Фурье с периодом 42 *сек* будет продвинут

Таблица 1

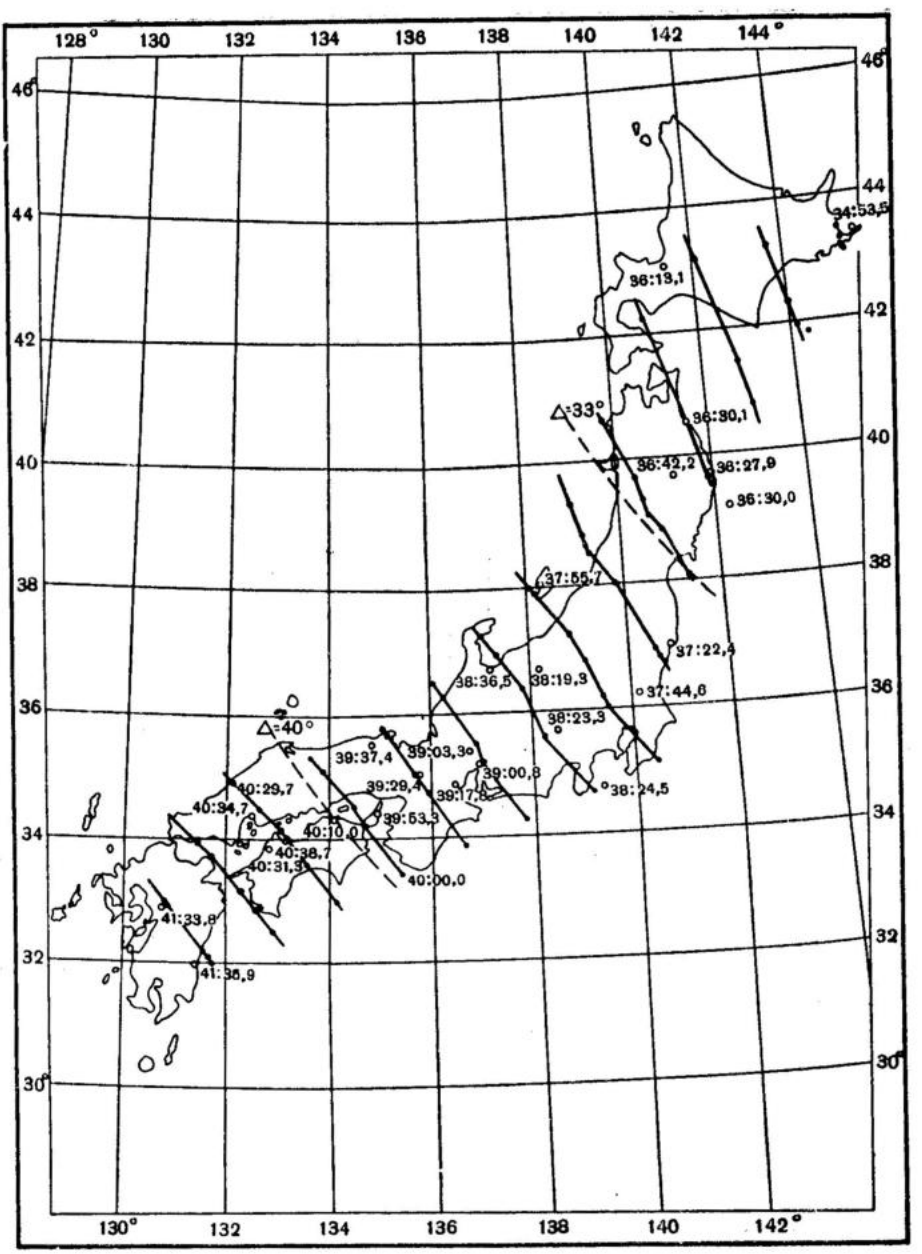
ВРЕМЕНА ПОЯВЛЕНИЯ ФАЗ И ОТНОСИТЕЛЬНЫЕ АМПЛИТУДЫ КОМПОНЕНТ ФУРЬЕ НА КАЖДОЙ СТАНЦИИ

Период	30 *сек*			36 *сек*			42 *сек*			48 *сек*			60 *сек*			72 *сек*			96 *сек*		
Станция	время появления фазы		относительная амплитуда	время появления фазы		относительная амплитуда	время появления фазы		относительная амплитуда	время появления фазы		относительная амплитуда	время появления фазы		относительная амплитуда	время появления фазы		относительная амплитуда	время появления фазы		относительная амплитуда
	мин	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*		*мин*	*сек*	
Немуро	34	53,5	1,00	34	46,7	2,42	34	43,8	2,85	34	40,8	2,43	34	36,1	1,55	34	31,9	1,08	34	25,6	0,73
Саппоро	36	13,1	1,00	36	08,2	1,43	36	02,8	1,94	35	58,9	2,20	35	53,0	1,94	35	48,6	1,48	35	42,9	0,86
Хатинохе	36	30,1	1,00	36	27,9	1,19	36	25,5	1,21	36	23,3	1,19	36	19,8	1,13	36	17,1	1,07	36	12,7	0,92
Мориока	36	42,2	1,00	36	37,6	0,94	36	34,7	1,10	36	33,5	1,05	36	32,3	0,78	36	30,7	0,56	36	29,6	0,32
Мияко	36	27,9	1,00	36	24,9	1,75	36	23,9	1,88	36	23,2	1,66	36	21,9	1,13	36	20,0	0,84	36	16,9	0,69
Онахама	37	22,4	1,00	37	20,7	0,83	37	19,4	0,63	37	18,3	0,48	37	16,6	0,31	37	14,4	0,25	37	10,2	0,13
Какиока	37	44,6	1,00	37	42,5	1,02	37	41,1	0,88	37	40,2	0,74	37	39,9	0,51	37	40,8	0,35	37	46,2	0,17
Осима	38	24,5	1,00	38	19,0	1,08	38	16,1	0,98	38	14,6	0,79	38	13,2	0,53	38	11,5	0,46	38	08,5	0,32
Аикава	37	55,7	1,00	37	49,8	0,95	37	46,0	0,76	37	44,5	0,62	37	42,4	0,60	37	38,5	0,60	37	31,0	0,51
Тояма	38	36,5	1,00	38	30,2	0,88	38	26,2	0,67	38	25,0	0,63	38	21,4	0,78	38	15,9	0,73	38	03,4	0,44
Нагано	38	19,3	1,00	38	13,6	0,99	38	09,4	0,86	38	07,1	0,73	38	04,9	0,55	38	02,6	0,42	37	56,4	0,21
Кофу	38	23,3	1,00	38	19,8	1,11	38	17,2	1,01	38	15,1	0,87	38	11,6	0,65	38	08,5	0,52	38	02,9	0,37
Нагоя	39	00,8	1,00	38	56,8	1,58	38	54,6	1,69	38	52,8	1,51	38	49,7	1,02	38	46,4	0,73	38	40,2	0,40
Гифу	39	03,3	1,00	38	59,3	1,47	38	56,3	1,35	38	53,4	1,15	38	48,9	0,89	38	45,5	0,68	38	38,1	0,31
Камеяма	39	17,8	1,00	39	12,0	1,65	39	08,1	1,57	39	05,0	1,23	39	00,2	0,80	38	56,1	0,64	38	49,4	0,46
Тоёока	39	37,4	1,00	39	33,6	1,30	39	29,9	1,25	39	26,7	1,10	39	21,4	0,81	39	16,4	0,63	39	05,8	0,39
Киото	39	29,4	1,00	39	23,5	1,01	39	18,9	1,02	39	16,2	0,94	39	13,1	0,71	39	10,0	0,51	38	57,8	0,29
Сумото	39	53,3	1,00	39	47,6	1,44	39	42,3	1,31	39	37,9	1,03	39	32,3	0,68	39	28,0	0,57	39	17,7	0,38
Хамада	40	29,7	1,00	40	26,4	3,63	40	22,7	6,22	40	19,2	7,25	40	13,0	6,66	40	07,6	5,28	39	59,0	3,25
Хиросима	40	34,7	1,00	40	28,4	1,79	40	24,4	2,15	40	21,0	2,14	40	14,5	1,75	40	08,2	1,36	39	55,5	0,75
Такамацу	40	10,0	1,00	40	03,1	1,39	39	58,0	1,21	39	54,3	0,93	39	49,6	0,62	39	45,8	0,46	39	40,0	0,26
Мацуяма	40	38,7	1,00	40	30,9	1,58	40	25,9	1,70	40	21,6	1,54	40	14,3	1,02	40	07,9	0,72	39	53,3	0,44
Коти	40	31,3	1,00	40	23,3	1,86	40	17,9	1,81	40	13,9	1,43	40	08,7	0,89	40	05,0	0,67	39	57,7	0,45
Кумамото	41	33,8	1,00	41	23,7	0,79	41	16,0	0,68	41	09,8	0,56	41	02,5	0,34	40	56,3	0,33	40	35,6	0,25
Миядзаки	41	35,9	1,00	41	24,7	1,10	41	16,3	1,09	41	09,4	1,91	40	58,3	1,49	40	49,8	0,26	40	41,4	0,84

почти на $\pi/2$ относительно момента нуля, который следует за положительной вершиной и имеет средний период 43,5 *сек* (см. фиг. 3). Из сопоставления фиг. 2 и 3 видно, что разность во времени составляет 10,5 *сек*, и это точно соответствует фазовому углу $\pi/2$ для волн с периодом 42 *сек*. Осредненная фазовая скорость (из анализа Фурье) для всей Японии равна 4,343 *км/сек* при $T = 42$ *сек*, а для нулевой точки — 4,35 *км/сек*. Эти результаты подтверждают правильность данных, полученных методом Фурье.

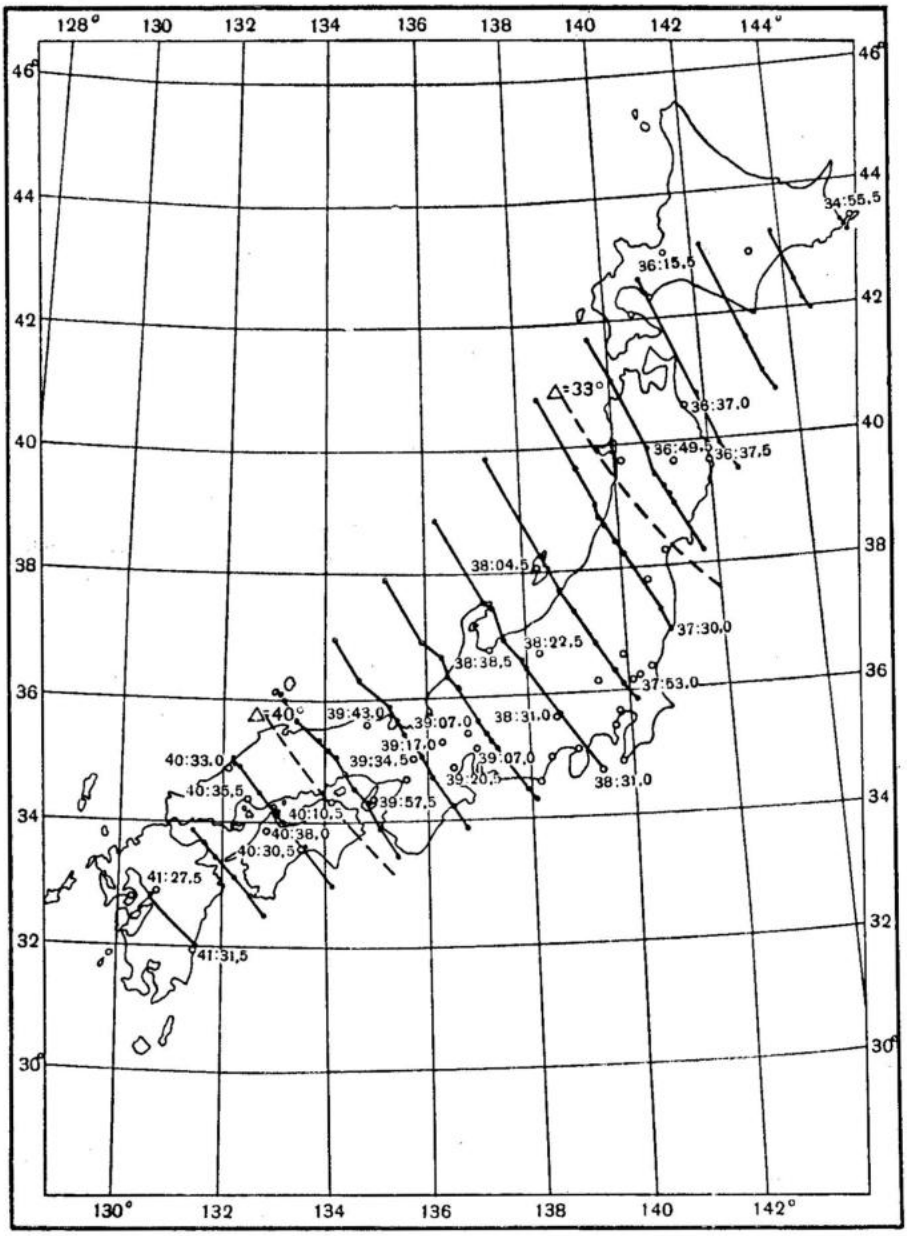
Карта волнового фронта

На карте волнового фронта (см. фиг. 2) показаны эпицентральные расстояния 33 и 40° (пунктирные линии). Интересно отметить, что волновые фронты почти параллельны линии эпицентрального расстояния 33° для периодов, превышающих 50 *сек*. Для более коротких периодов на северных станциях вершины появляются относительно позднее и волновой фронт искажается, поворачиваясь почти на 10°. Направление распространения волнового



Ф и г. 2. Волновой фронт фазы с периодом 30 *сек* через каждые 30 *сек*.

Фазовый спектр путем анализа по Фурье.



Ф и г. 3. Наблюденный волновой фронт фазы нулевой амплитуды волн Лява, следующий за первой вершиной со смещением на север. ($T = 43{,}5$ *сек.*)

Таблица 2

ПЕРИОД, ДЛИНА ВОЛНЫ И СРЕДНЕЕ НАПРАВЛЕНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ВОЛН ЛЯВА И РЕЛЕЯ АЛЕУТСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 9 МАРТА 1957 г., НАБЛЮДАВШЕГОСЯ НА СТАНЦИЯХ ВОСТОЧНОЙ ЯПОНИИ

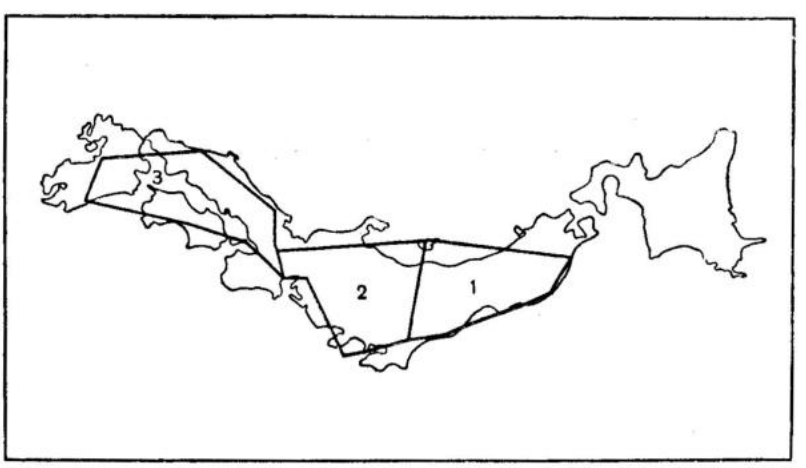
Теоретически направление на эпицентр составляет около 52°

Волны Релея			Волны Лява		
период, *сек*	длина волны, *км*	направление распространения	период, *сек*	длина волны, *км*	направление распространения
38,3	145,2	59°54′±0°35′	96	467,3	48°42′±1°05′
30,3	111,7	63 17 ±1 20	72	331,9	52 13 ±0 38
26,4	95,9	62 29 ±1 33	60	274,0	53 38 ±1 03
24,1	86,5	60 30 +0 44	48	212,4	53 54 ±1 21
22,1	77,6	65 38 +4 36	42	182,7	54 47 ±1 37
			36	153,0	57 22 ±1 31
			30	123,5	60 31 ±0 51

фронта для различных периодов, найденное по временам появления волн на станциях в северо-восточной части Хонсю, приведено в табл. 2. Для сравнения в табл. 2 приведены данные для волн Релея того же землетрясения [7]. В среднем направление распространения по дуге большого круга в районе этих станций составляет около 52° СВ. Из таблицы видно, что определенное из записи направление распространения близко к истинному для волн длинее 250 *км*. Это означает, что изменение толщины коры в переходной зоне от Тихого океана к Курильской и Алеутской дугам может влиять на дисперсию поверхностных волн, меньших 250 *км*. В пределах ошибок зависимость направления от длины волн Лява и Релея приблизительно одинакова.

Фазовая скорость

Как показано на фиг. 4, станции разделены на три группы и относятся к восточной, центральной и западной частям Японии. Фазовые скорости



Ф и г. 4. Подразделение станций на 3 группы.

1 — восточная часть Японии; *2* — центральная часть Японии; *3* — западная часть Японии.

вычислены по методу наименьших квадратов по разностям времен фаз, приведенным в табл. 1. Фазовые скорости для разных периодов и их вероятные ошибки сведены в табл. 3. В этой же таблице приведены скорости для всей

Таблица 3

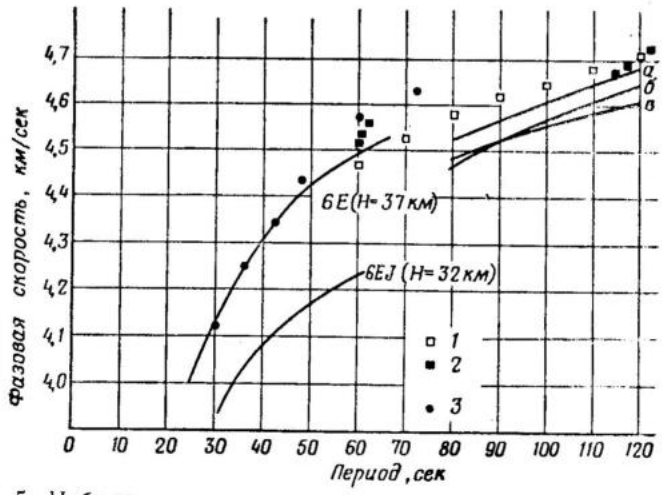
ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ ВОЛН ЛЯВА В ЯПОНИИ ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ ПЕРИОДОВ И ИХ ВЕРОЯТНЫЕ ОШИБКИ, ВЫЧИСЛЕННЫЕ МЕТОДОМ НАИМЕНЬШИХ КВАДРАТОВ

Период, *сек*	Восточная часть Японии, *км/сек*	Центральная часть Японии, *км/сек*	Западная часть Японии, *км/сек*	Средние значения для Японии (взвешенные), *км/сек*
96	5,023±0,099	4,509±0,118	5,161±0,269	4,873
72	4,750±0,056	4,282±0,073	4,924±0,133	4,632
60	4,642±0,091	4,329±0,058	4,767±0,081	4,567
48	4,621±0,128	4,185±0,042	4,574±0,045	4,428
42	4,606±0,153	4,105±0,036	4,451±0,039	4,343
36	4,489±0,145	4,055±0,029	4,316±0,054	4,246
30	4,324±0,082	4,001±0,047	4,133±0,121	4,118

Японии (за исключением Хоккайдо), которые получены осреднением величин для трех районов с учетом их веса, принятым пропорциональным площади каждого региона.

Анализ результатов

На фиг. 5 показаны средние фазовые скорости волн Лява в Японии и фазовые скорости в случае их многократного распространения вокруг Земли, полученные Сато [10] и Брюном, Бениоффом и Юингом [4]. На той же



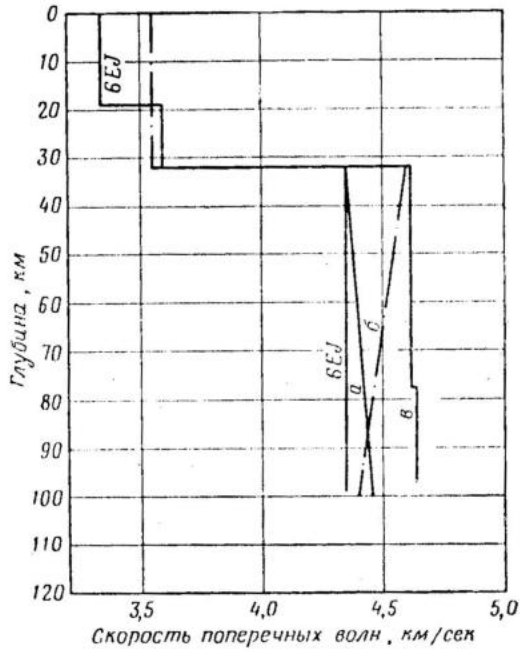
Ф и г. 5. Наблюденные и теоретические дисперсионные кривые волн Лява.

а — по Леманн; *б* — по Джефрису; *в* — по Гутенбергу. *1* — Новая Гвинея — Рио — Цукуба; *2* — Новая Гвинея — Пасадена. Камчатка — Пасадена; *3* — Япония.

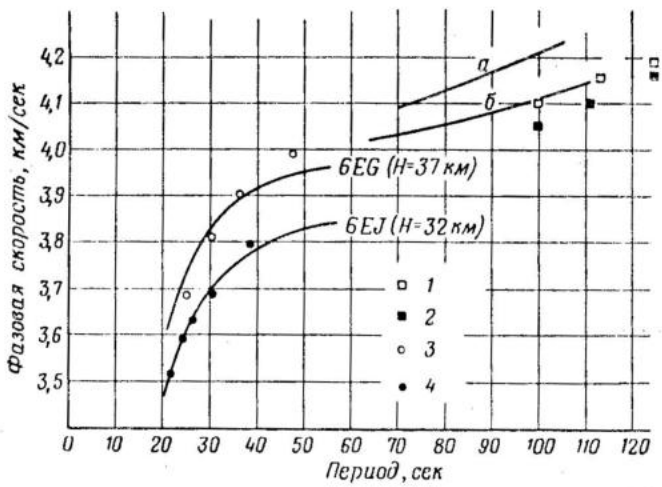
фигуре показаны теоретические дисперсионные кривые, вычисленные Такеучи и др. [12], для нескольких моделей сферической Земли и теоретические кривые для плоскопараллельной модели 6E [9] и 6EJ [1]. Распределение скоростей поперечных волн по глубине для этих моделей показано на фиг. 6. Дисперсионные кривые для моделей 6E и 6EJ вычислены при помощи таблиц Дормана [6].

На фиг. 5 видно, что модель 6EJ не соответствует наблюдаемым фазовым скоростям волн Лява в Японии. Скорости поперечных волн в модели 6EJ

слишком малы, чтобы обеспечить дисперсию волн Лява. Этот факт представляет интерес, ибо модель 6EJ вполне обеспечивает дисперсию волн Релея



Ф и г. 6. Зависимость скорости поперечных волн от глубины для различных моделей строения Земли.
а — по Джефрису; *б* — по Гутенбергу; *в* — по Леманн.



Ф и г. 7. Наблюденные и теоретические дисперсионные кривые волн Релея.

а — по Джефрису; *б* — по Гутенбергу. *1* — многократное распространение по большим кругам; *2* — Ассам — Пасадена; *3* — Нью-Йорк — Пенсильвания; *4* — Япония.

в Японии [1, 7]. На фиг. 7 показаны средние фазовые скорости волн Релея в Японии, а также скорости, полученные для района Нью-Йорк — Пенсильвания [8] и для случая многократного распространения вокруг Земли [4, 5]. Брюн [3] показал, что фазовая скорость волн Релея в интервале периодов

80—120 *сек* заметно меньше для многократного распространения вокруг Земли по большим кругам, которые на значительной своей части проходят по тектонически активным районам. Эти малые значения скорости для большего круга через Ассам — Пасадену соответствуют точкам на фиг. 7. На фиг. 7 видно также, что фазовые скорости для периодов 20—40 *сек* значительно меньше для Японии, чем в среднем для континента, хотя толщина коры больше для континента. Это показывает, что скорость поперечных волн в коре и верхней части оболочки в тектонически активных регионах меньше, чем на континентах. Однако рассмотренная дисперсия волн Лява не дает такого уменьшения скорости в тектонически активных областях. Ранее отмечалось небольшое, но заметное различие между наблюденной и теоретической дисперсионными кривыми волн Лява для оболочки. Теоретическая кривая основана на данных о строении оболочки по Гутенбергу, которые хорошо согласуются с дисперсией волн Релея (см. фиг. 7). Теоретические кривые рассчитаны Болтом и Дорманом [2]. Настоящее исследование показывает, что это различие особенно отчетливо в таких активных районах, как Япония. Андерсон (личное сообщение) пытался объяснить это различие наличием анизотропии в слоях верхней части оболочки. Для такого объяснения требуется, чтобы скорость горизонтально распространяющихся волн *SH* была больше скорости волн, распространяющихся вертикально. Другими словами, если ось z направить вертикально, то модуль сдвига для тангенциального напряжения, действующего вдоль вертикальной плоскости (P_{xy}/e_{xy}), больше, чем вдоль горизонтальной плоскости (P_{xz}/e_{xz} или P_{yz}/e_{yz}). Такой тип анизотропии может быть причиной наличия ослабленных тонких слоев на различных глубинах или же магматических каверн, имеющих форму сплющенного сфероида [11]. Заметное различие дисперсии волн Лява и Релея в Японии может указывать на большую концентрацию в коре и верхней части оболочки ослабленных слоев или вкраплений магмы.

ЛИТЕРАТУРА

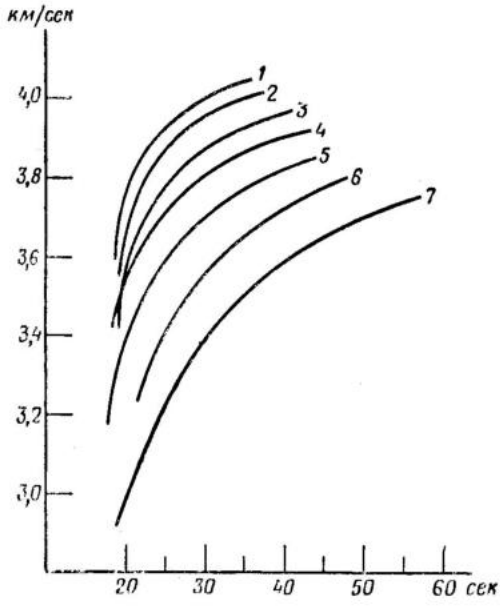
1. Aki K., 1961. Crustal structure in Japan from the phase velocity of Rayleigh waves-part 1. Use of the network of seismological stations operated by the Japan Meteorolo, gical agency, Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 255—283.
2. Bolt B. A., Dorman J., 1961. Phase and group velocities of Rayleigh waves in a spherical gravitating earth, Journ. Geophys. Res., **66**, 2965—2981.
3. Brune J., 1960. Radiation pattern of Rayleigh waves from the southeast Alaska earthquake of July 10, 1958, A Symposium on Earthquake Mechanism, Publ. Dominion Obs., **24**, 10.
4. Brune J. N., Benioff H., Ewing M., 1961. Long period surface waves from the Chilean earthquake of May 22, 1960 recorded on linear strain seismographs, Journ. Geophys. Res., **66**, 2895—2910.
5. Brune J. N., Nafe J. E., Alsop L. E., 1961. The polar phase shift of surface waves on a sphere, Bull. Seism. Soc. Am., **51**, 247—257.
6. Dorman J., 1959. Numerical solutions for Love wave dispersion on a half-space with double surface layer, Geophysics, **24**, 12—19.
7. Kaminuma K., Aki K., 1963. Crustal structure in Japan from the phase velocity method of Rayleigh waves, part 2. Rayleigh waves from the Aleutian Shock of March 9, 1957, Bull. Earthq. Res. Inst., **41**, 217—241.
8. Oliver J., Kovach J., Dorman J., 1961. Crustal structure of the New York — Pennsylvania area, Journ. Geophys. Res., **66**, 215—226.
9. Press F., 1960. Crustal structure in California — Nevada region, Journ. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
10. Satô Y., Attenuation, dispersion and the wave guide of the G wave, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 231—251.
11. Shimozuru D., 1962. The possibility of the existence of Molten Pockets in the upper mantle of the earth, Reported at the meeting of Seismological Soc. of Japan held at Sapporo, Sept.
12. Takeuchi H., Saito M., Kobayashi N, 1962. Study of shear velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh and Love waves, Journ. Geophys. Res., **67**, 2831—2839.

Разделение юго-западной части Тихого океана на районы с одинаковой дисперсией волн Релея

Т. Санто[1]

Введение

Для определения строения земной коры обычно применяют четыре сейсмологических метода. Первые два — методы преломленных и отраженных волн. В них используются отраженные или преломленные волны, образующиеся на какой-либо границе раздела. В двух других методах используется дисперсия фазовых или групповых скоростей поверхностных волн.



Ф и г. 1. Семь типов дисперсионных кривых.

Методом групповых скоростей пользуются многие сейсмологи из-за его простоты. Недостаток метода — получение информации только о средней толщине коры на трассе эпицентр — станция. Для трасс со сложным строением коры этот метод не дает сведений о локальных особенностях строения.

Автор исследовал дисперсию волн Релея на океанических трассах по сейсмограммам Колумбийских приборов, установленных на станции Цукуба [2—4]. Наиболее интересным оказалось заметное изменение дисперсии скоростей волн Релея в юго-западной части Тихого океана. Результаты приведены на фиг. 1 и 2. Цифры от *1* до *7* на фигурах введены автором в качестве харак-

[1] Sânto T., Division of the south-western Pacific area into several regions in each of which Rayleigh waves have the same dispersion characters, Bull. Earth. Res. Inst., Tokyo Univ. 1961, **39**, 603—630.

теристики каждой дисперсионной кривой, начиная от чисто океанической, обозначенной цифрой *1*, до типично континентальной — цифра *7*.

Как известно, в юго-западной части Тихого океана проходит так называемая «андезитовая линия» (штрих-пунктирная линия на фиг. 2), которая отделяет район с преимущественным андезитовым вулканизмом от района с преимущественным базальтовым вулканизмом. Однако неясно, распространяется ли континентальный тип строения коры на всю область западнее этой линии. Интересно отметить, что дисперсия волн Релея в области, лежащей к западу от андезитовой линии, по мере смещения пути пробега волн к западу постепенно изменяется от *2* до *7*.



Ф и г. 2. Основные трассы распространения волн Релея в океане.
Штрих-пунктиром показана андезитовая линия.

По характеру дисперсии и сложным географическим условиям можно предположить, что в этой области земная кора имеет сложное строение. Вероятно, на трассах распространения волн до Цукубы существуют также поперечные вариации строения коры. Волны Релея должны обладать различными скоростями при прохождении через разные части области. Наблюдаемая в Цукубе дисперсия имеет осредненный характер, хотя все трассы проходят по океану.

В этой работе делается попытка выделить некоторые регионы, в которых характерна одна и та же дисперсия скоростей волн Релея.

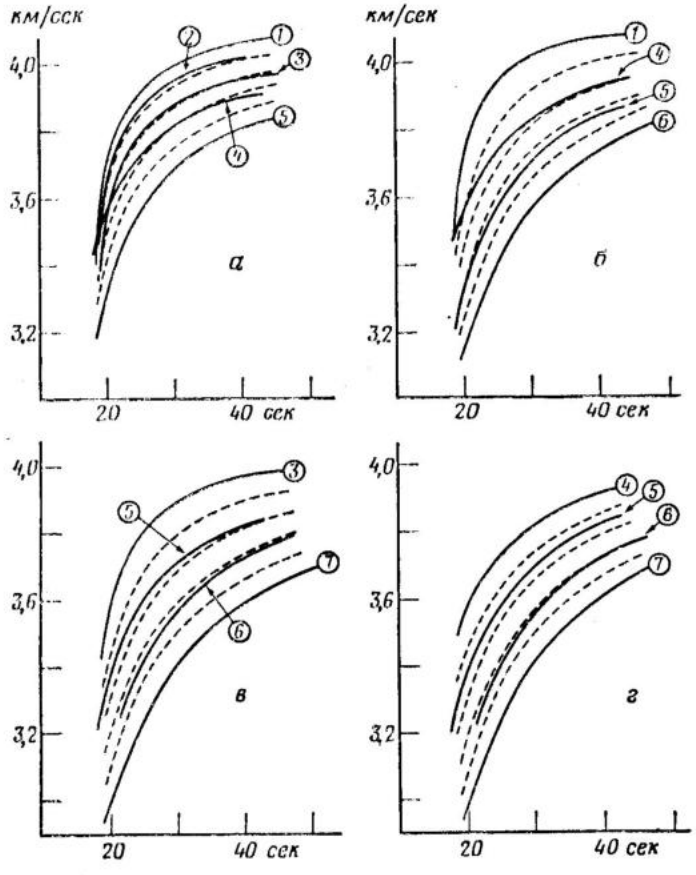
Метод разделения океана на регионы, в которых волны Релея могут обладать одинаковой дисперсией групповых скоростей

Если волны Релея пересекают две зоны A и B с различным строением коры, то результирующая групповая скорость V может быть найдена из следующего простого выражения:

$$\frac{k\Delta}{V_A} + \frac{(1-k)\Delta}{V_B} = \frac{\Delta}{V},$$

где V_A и V_B — групповые скорости волн Релея в зонах A и B соответственно, а k — отношение длины участка трассы, проходящего через зону A, к полному

эпицентральному расстоянию Δ. Если мы знаем дисперсионные кривые для двух этих зон, то можно получить результирующую групповую скорость V, а также и результирующие дисперсионные кривые для различных значений k. На фиг. 3 пунктирными линиями показаны некоторые кривые, полученные этим методом для $k = 0{,}2$; 0,4; 0,6 и 0,8. Кривые рассчитаны для регионов типа *1* и *5* (фиг. 3, *а*), *1* и *6* (фиг. 3, *б*) и т. д. Для сравнения на этих фигурах



Ф и г 3. Примеры соотношений между семью типами дисперсионных кривых.

сплошными линиями показаны наблюденные дисперсионные кривые. Из анализа кривых можно сделать следующие выводы: например, дисперсионная кривая *5* (фиг. 3, *б*) может рассматриваться как результирующая, когда волны Релея пересекают области *1* и *6* с отношением длин соответствующих трасс 3 : 7. Дисперсионная кривая *6* на фиг. 3,*г* может рассматриваться в качестве результирующей при прохождении волнами Релея регионов *4* и *7* с отношением длин трасс 4 : 6. Если комбинировать вышеприведенные два соотношения, то дисперсия *5* может рассматриваться как результирующая для трех регионов *1*, *4* и *7* при отношениях длин участков приблизительно 3 : 3 : 4. Подобные соотношения могут быть найдены для любой другой кривой.

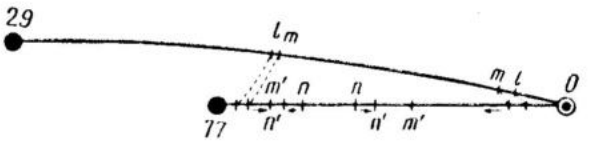
Такие соотношения между семью типами дисперсионных кривых имеют большое значение для установления регионов с различной дисперсией. Если предположить, что вдоль трассы имеется несколько регионов, то длины участков трасс можно подобрать так, чтобы результирующая дисперсионная кривая для этой трассы согласовывалась с наблюдаемой.

Таблица 1

Номер землетрясения	Дисперсионный индекс	Район	Эпицентр	Время в очаге (по Гринвичу) час	мин	сек	Дата	Δ, км	h, км	M
29	6	Остров Ява	9,5° Ю 112,5° В	01	11	30	20 окт. 1958	5850		
77	3	Остров Минданао	7 С 126,5 В	18	01	30	11 сент. 1958	3550		
101	5	Остров Сулавеси (Целебес)	1 С 123 В	09	34	00	2 дек. 1959	3500		6,5
56	5	Молуккское море	2 Ю 126,5 В	20	15	33	22 июля 1959	4060		
125	3	Остров Хальмахера	1 С 129 В	02	22	06	6 марта 1960	4080		
114	4	Остров Церам	4 Ю 127,5 В	04	40	56	23 янв. 1960	4700		6,5
115	4	» »	4 Ю 127,5 В	17	56	30	То же	4700		
217	5	Район острова Тимор	7,6 Ю 128,8 В	22	27	52,7	16 авг. 1960	5010	63	
34	5	Море Банда	6 Ю 131 В	13	48	20	14 нояб. 1958	4780		
21	4	Новая Гвинея	3,5 Ю 135,5 В	07	19	16	1 мая 1959	4480		
126	4	» »	3 Ю 138 В	19	15	37	19 марта 1960	4390		
221	4	Соломоновы острова	10,3 Ю 161,2 В	08	22	00,7	22 окт. 1960	5570		6,5
138	4	Остров Норфолк	28 Ю 167,5 В	11	12	31	20 мая 1960	7650		6,5
207	3	Соломоновы острова	11,2 Ю 163,1 В	14	04	31,9	10 сент. 1960	5750	48	
116	3	Острова Санта-Крус	11,5 Ю 166,5 В	20	56	08	11 февр. 1960	5950		
216	3	То же	12,4 Ю 166,4 В	23	36	51,5	9 авг. 1960	5980	80	
238	3	» »	12,4 Ю 166,3 В	10	11	56,9	2 янв. 1961	6060	161	6,8
127	3	Острова Лоялти	22,5 Ю 174 В	15	19	30	30 марта 1960	7400		
119	3	Острова Фиджи	20 Ю 174,5 В	16	14	47	28 нояб. 1959	7180		
123	3	» »	19,5 Ю 174,5 В	02	45	45	То же	7140		
111	4	Остров Южный (Новая Зеландия)	42 Ю 173 В	00	46	56	21 февр. 1960	9270		
12	3	То же	29,5 Ю 176,5 З	14	19	51	29 окт. 1959	8550		6,5
9	3	Острова Кермадек	29 Ю 177 З	22	23	53	14 сент. 1959	8500		6,5
10	3	» »	29 Ю 176,5 З	15	31	57	29 сент. 1959	8510		6,5
206	3	Острова Тонга	27,6 Ю 176,9 З	07	35	22	1 сент. 1960	8480	500	
13	3	» »	24 Ю 176,5 З	13	15	49	14 сент. 1959	8100		
227	3	Южные острова Тонга	24,2 Ю 176,1 З	14	12	21,1	23 нояб. 1960	8125	28	7
205	2	Острова Фиджи	16,1 Ю 179,6 З	20	02	12,8	1 сент. 1960	7160	183	
203	2	Острова Тонга	15,1 Ю 176,1 З	14	16	52,4	24 сент. 1960	7290	92	
17	2	Острова Самоа	15 Ю 174,5 З	20	14	27	22 апр. 1958	7400		6,5
14	3	Острова Тонга	17 Ю 173 З	21	09	09	6 авг. 1958	7670		6,5
45	2	Острова Самоа	16 Ю 172 З	17	44	48	16 нояб. 1958	7660		6,3

Сначала следует предположительно выбрать типы регионов, из которых может быть составлена вся зона. Должны быть выделены океанические и континентальные структуры *1* и *7*. В ранних работах указывалось, что для Индийского океана дисперсия имеет индекс *3* и она отлична от дисперсии в средней части Тихого океана (*1*). Следовательно, район, соответствующий выбранной кривой *3*, является «субокеаническим», т. е. представляет собой кору Индийского океана. Соответственно район, или кривая, *5* выбран в качестве «субконтинентального».

Таким образом, задача сводится к выявлению названных четырех частей на трассах распространения поверхностных волн. (Данные о землетрясениях, рассматриваемых в этой работе, приведены в табл. 1.)



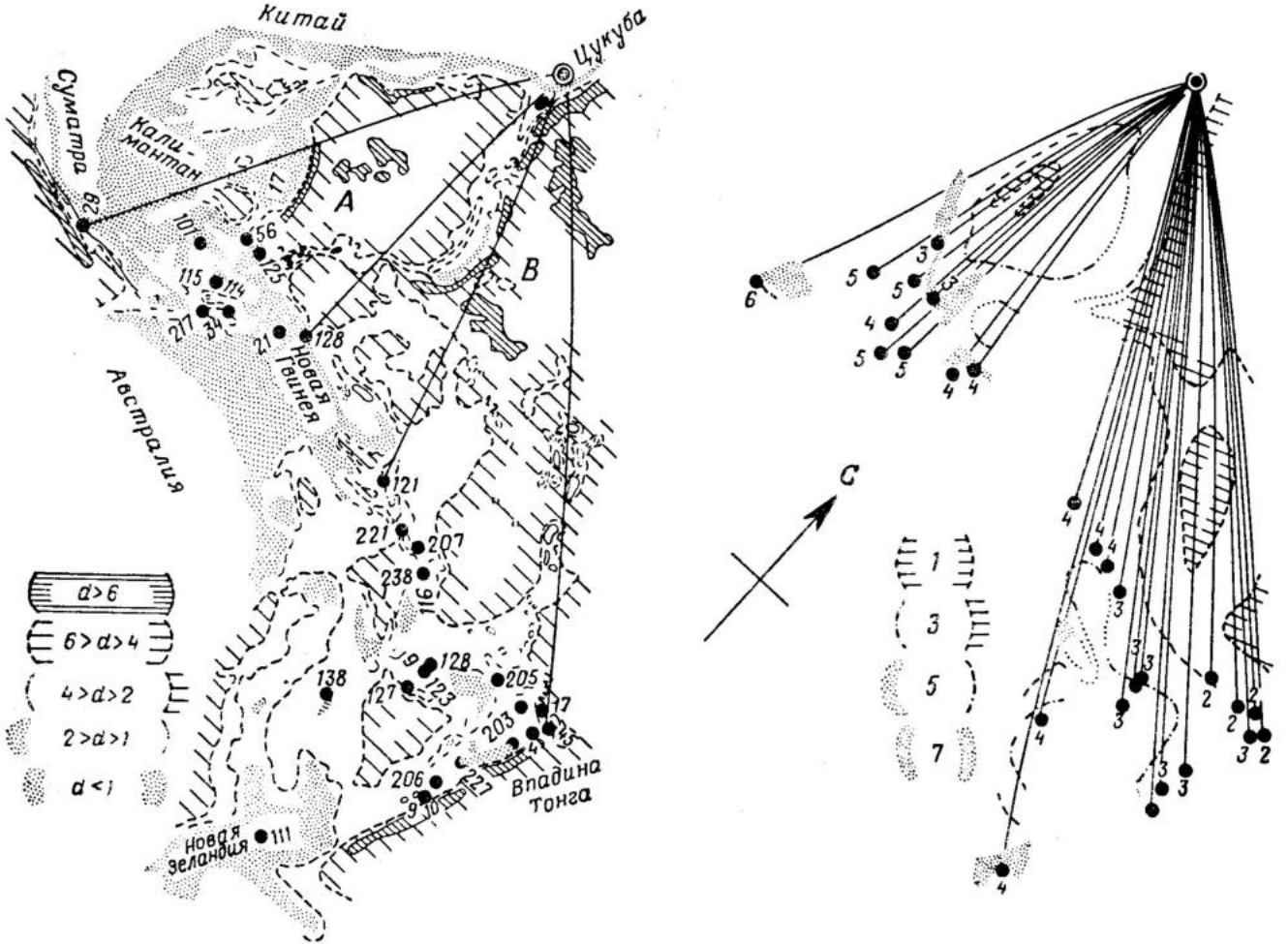
Ф и г. 4. Схема, иллюстрирующая определение границ различных регионов.

Вдоль трассы от землетрясения *77* до станции *O* границы m и n, которые делят соответственно регионы *5,3* и *3,1*, перемещаются так, что $m \to m'$ и $n \to n'$, чтобы получить достаточно малые значения $O \sim C$.

В зоне *A*, включающей Марианское море (см. фиг. 5), дисперсия ближе к континентальному характеру и почти все кривые находятся между *4* и *6*. Поэтому, несмотря на то, что глубина большей части Марианского моря превышает 4 *км*, его нельзя отнести к региону *1*, а следует относить по крайней мере к региону *3*. В первом приближении почти всему Марианскому морю был приписан индекс *3*, а за его пределами контур глубины океана 1 *км* принят за границу между регионами *5* и *7*. При таком делении были вычислены времена пробега волн Релея определенного периода вдоль трассы; они обозначены через *C*. Полученные величины были сопоставлены с наблюденными временами пробега *O*. Если *C* больше *O*, то в подразделение трассы вводились последовательные поправки: уменьшалась длина участка с большей скоростью (в данном случае регион *3*) или увеличивалась длина участка трассы с малой скоростью (регион *7* или *5*) и т. д. Примером может служить трасса от эпицентра *29* до Цукубы (фиг. 4). Вначале вся трасса была разделена на три региона *7*, *5* и *3* граничными линиями l и m для глубин моря 1 и 4 *км*. В этом случае X_7, X_5, X_3 и X_1 — длины участков трассы, относящихся к регионам *7*, *5*, *3* и *1* — равны соответственно 3160, 280, 2410 и 0 *км*. Наблюденные групповые скорости волн Релея с периодом 30 *сек* в регионах *7*, *5*, *3* и *1* соответственно равны 3,40, 3,70, 3,88 и 4,00 *км/сек*. Вычисленное время пробега *C* равно 1628 *сек*; оно мало в сравнении с наблюденным временем *O*, равным 1648 *сек*. В связи с этим X_3 последовательно уменьшалась, чтобы разность $O \sim C$ стала значительно меньше.

Затем полученные на этой трассе границы были продолжены параллельно линиям изобат и результаты выделения регионов применялись к трассе от эпицентра *77* к станции *O*. В этом случае результирующий дисперсионный индекс был равен *3*, т. е. он относился к более океаническому типу, чем предыдущий индекс *6*. Для объяснения такого различия чисто океанический участок *1* был помещен на глубоководный участок трассы с глубинами больше 6 *км*. В этом случае участки трасс были выбраны тем же способом приближений так, чтобы получить достаточно малую разность $O \sim C$.

Такой прием был последовательно применен ко всем трассам. Конечно, подразделение вдоль одной трассы неоднозначно. Но если границы, найденные на каждой трассе, в какой-либо степени связаны друг с другом, то можно



Ф и г. 5. Географическая карта (слева) и карта выделенных четырех регионов, в каждом из которых волны Релея имеют одинаковый характер дисперсии.

Числа около каждого эпицентра на географической карте соответствуют номеру землетрясения; d — глубина моря в километрах.

Таблица 2

Номер землетрясения	Дисперсионный индекс	Δ, км	X_1, км	X_3, км	X_5, км	X_7, км	t_{20}, сек	t_{25}, сек	t_{30}, сек	t_{35}, сек
				Зона *A*						
29	6	5850	0	0	2890	2960	1880 (1848)	1720 (1715)	1640 (1648)	1590 (1609)
66	3	3550	1000	1140	1160	300	1040 (1037)	950 (958)	915 (932)	890 (918)
101	5	4500	400	1660	760	1680	1410 (1380)	1275 (1274)	1220 (1228)	1195 (1202)
56	5	4060	300	1560	1600	600	1230 (1214)	1120 (1121)	1080 (1085)	1060 (1065)
125	3	4080	850	2300	710	220	1180 (1184)	1070 (1091)	1050 (1059)	1030 (1046)
114	4	4700	850	1330	1710	810	1360 (1398)	1280 (1293)	1260 (1254)	1235 (1230)
115	4	4700	850	1330	1710	810	1360 (1398)	1280 (1293)	1260 (1254)	1235 (1230)
217	5	5010	0	1820	2020	1170	1520 (1509)	1370 (1401)	1350 (1359)	1340 (1329)
34	5	4780	0	1470	2590	720	1390 (1429)	1320 (1331)	1290 (1289)	1270 (1264)
21	4	4480	0	2750	1290	440	1270 (1314)	1210 (1224)	1180 (1189)	1155 (1167)
126	4	4390	0	2200	1890	330	1310 (1291)	1190 (1203)	1160 (1166)	1140 (1146)
				Зона *B*						
121	4	5110	620	1590	2220	680	1550 (1520)	1390 (1407)	1350 (1365)	1320 (1340)
221	4	5570	1200	870	2820	680	1650 (1648)	1570 (1531)	1500 (1486)	1450 (1461)
138	4	5650	1200	930	4620	900	2310 (2278)	2120 (2118)	2050 (2054)	1990 (2011)
207	3	5750	2200	430	2820	300	1613 (1653)	1570 (1574)	1500 (1517)	1450 (1488)
116	3	5950	2800	900	1870	380	1720 (1714)	1600 (1590)	1550 (1548)	1520 (1517)
216	3	5950	2800	900	1870	380	1700 (1714)	1580 (1590)	1530 (1548)	1510 (1517)
238	3	5950	2800	800	1870	380	1780 (1714)	1620 (1590)	1550 (1548)	1520 (1517)
127	3	7400	2600	1700	2600	500	2170 (2150)	2010 (1989)	1940 (1935)	1890 (1907)
119	3	7180	2800	2200	1900	280	2070 (2069)	1910 (1908)	1850 (1864)	1820 (1837)
122	3	7180	2800	2200	1900	280	2100 (2069)	1900 (1908)	1840 (1864)	1810 (1837)
111	4	9270	1040	1500	5450	1280	2800 (2769)	2565 (1567)	2460 (2479)	2400 (2435)
9	3	8500	3200	3500	1500	300	2400 (2437)	2250 (2250)	2200 (2193)	2160 (2167)

Продолжение табл. 2

Номер землетрясения	Дисперсионный индекс	Δ, км	X_1, км	X_3, км	X_5, км	X_7, км	t_{20}, сек	t_{25}, сек	t_{30}, сек	t_{35}, сек
10	3	8500	3200	3500	1500	300	2430 (2437)	2260 (2250)	2200 (2193)	2180 (2167)
206	3	8480	3400	3200	1500	280	2390 (2398)	2220 (2213)	2120 (2166)	2080 (2136)
13	3	2100	4700	1700	1490	300	2300 (2300)	2100 (2126)	2060 (2078)	2020 (2054)
227	3	8100	4700	1700	1400	300	2320 (2300)	2120 (2126)	2080 (2078)	2050 (2054)
205	2	7160	4400	1900	1600	260	2010 (2022)	1880 (1868)	1810 (1829)	1780 (1807)
203	2	7290	5350	1250	500	190	2020 (2036)	1890 (1886)	1830 (1853)	1810 (1829)
17	2	7400	3800	3150	250	200	2060 (2098)	1920 (1938)	1870 (1887)	1850 (1863)
14	3	7670	3810	3160	400	300	2130 (2177)	1990 (2009)	1960 (1965)	1930 (1942)
45	2	7660	3810	3250	400	200	2190 (2167)	2000 (2001)	1940 (1962)	1920 (1932)

Примечание: t_{20}, t_{25}, t_{30}, t_{35} — наблюденные и вычисленные (в скобках) времена пробега волн Релея с периодами 20, 25, 30 и 35 *сек*.

сказать, что они, по крайней мере на первой стадии изучения, являются приемлемыми.

Если соединить соответствующие точки деления на трассах, то можно получить карту отдельных регионов. Такая карта представлена на фиг. 5; слева для сравнения дана географическая карта. В табл. 2 приведены длины участков трасс X_1, X_3, X_5 и X_7 для каждого региона, а также наблюденные (O) и вычисленные (C) времена пробега вдоль каждой трассы.

Для проверки этих результатов в указанных четырех регионах были вычислены по методу наименьших квадратов групповые скорости волн Релея. Способ расчета состоит в следующем.

Если деление проведено правильно и характер дисперсии одинаков вдоль каждой трассы в каждом регионе, то для данного периода T_0 можно написать k следующих линейных уравнений для каждого пути:

$$\begin{aligned}
&\frac{X_{11}}{V_1}+\frac{X_{31}}{V_3}+\frac{X_{51}}{V_5}+\frac{X_{71}}{V_7}=t_1(T_0),\\
&\vdots\quad\vdots\quad\vdots\quad\vdots\quad\vdots\\
&\frac{X_{1j}}{V_1}+\frac{X_{3j}}{V_3}+\frac{X_{5j}}{V_5}+\frac{X_{7j}}{V_7}=t_j(T_0),\\
&\vdots\quad\vdots\quad\vdots\quad\vdots\quad\vdots\\
&\frac{X_{1k}}{V_1}+\frac{X_{3k}}{V_3}+\frac{X_{5k}}{V_5}+\frac{X_{7k}}{V_7}=t_k(T_0),
\end{aligned}\qquad (1),$$

где, например, X_{3_j} — измеренная по карте длина участка трассы с эпицентром j, относящегося к региону *3*; V_3 — групповая скорость волн Релея в регионе *3*, а $t_j(T_0)$ — общее время пробега волн Релея с периодом T_0 вдоль всей

трассы. Из этих уравнений можно вычислить для данного периода четыре неизвестные величины V_1, V_3, V_5 и V_7 из 11 уравнений для зоны A, из 21 уравнения для зоны B и из 32 уравнений для зоны $(A+B)$.

Для наблюденных данных, приведенных в табл. 2, можно написать следующие уравнения:

$$
\begin{array}{lrrrrrcccc}
 & & & & & T_0: & 20 & 25 & 30 & 35 \\
\text{Зона } A & 0\frac{1}{V_1}+ & 0\frac{1}{V_3}+ & 2890\frac{1}{V_5}+ & 2960\frac{1}{V_7} & = & 1880, & 1720, & 1640, & 1590, \\
 & 1000\frac{1}{V_1}+ & 1140\frac{1}{V_3}+ & 1160\frac{1}{V_5}+ & 300\frac{1}{V_7} & = & 1040, & 950, & 915, & 890, \\
 & 400\frac{1}{V_1}+ & 1600\frac{1}{V_3}+ & 760\frac{1}{V_5}+ & 1680\frac{1}{V_7} & = & 1410, & 1275, & 1220, & 1195, \\
 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
 & 0\frac{1}{V_1}+ & 2200\frac{1}{V_3}+ & 1890\frac{1}{V_5}+ & 330\frac{1}{V_7} & = & 1310, & 1190, & 1160, & 1140, \quad (2) \\
\text{Зона } B & 620\frac{1}{V_1}+ & 1590\frac{1}{V_3}+ & 2220\frac{1}{V_5}+ & 680\frac{1}{V_7} & = & 1500, & 1390, & 1350, & 1320, \\
 & 1200\frac{1}{V_1}+ & 870\frac{1}{V_3}+ & 2820\frac{1}{V_5}+ & 680\frac{1}{V_7} & = & 1650, & 1570, & 1500, & 1450, \\
 & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\
 & 3810\frac{1}{V_1}+ & 3250\frac{1}{V_3}+ & 400\frac{1}{V_5}+ & 200\frac{1}{V_7} & = & 2190, & 2000, & 1940, & 1920.
\end{array}
$$

Вычисления были проведены для следующих трех случаев: 1) только для зоны A, 2) только для зоны B и 3) для зоны $(A+B)$. В табл. 3 приведены величины V_1, V_3, V_5 и V_7, вычисленные из уравнений (2). Эти же данные

Таблица 3

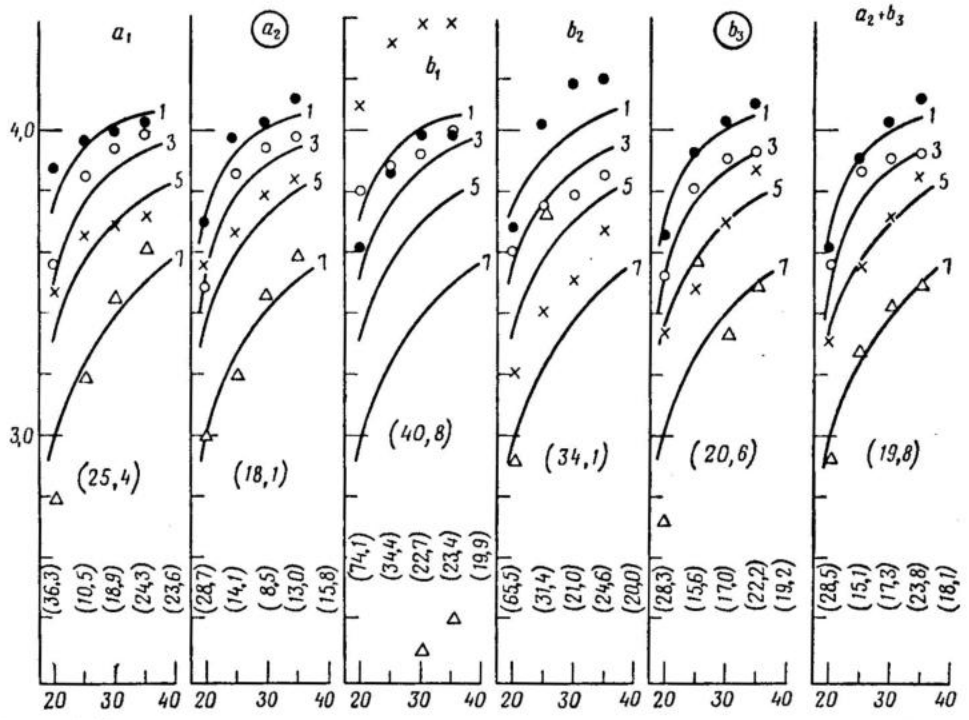
V, км/сек / T_0, сек	Зона	V_1		V_3		V_5		V_7	
		вычисленная	наблюденная	вычисленная	наблюденная	вычисленная	наблюденная	вычисленная	наблюденная
20	A	3,69		3,48		3,56		2,99	
	B	3,66	3,65	3,52	3,45	3,34	3,35	2,72	3,00
	$(A+B)$	3,62		3,56		3,32		2,93	
25	A	3,96		3,85		3,68		3,19	
	B	3,93	3,94	3,81	3,78	3,48	3,59	3,58	3,25
	$(A+B)$	3,90		3,87		3,56		3,28	
30	A	4,02		3,93		3,68		3,45	
	B	4,03	4,00	3,90	3,88	3,70	3,70	3,52	3,40
	$(A+B)$	3,90		3,87		3,56		3,28	
35	A	4,19		3,96		3,74		3,57	
	B	4,09	4,04	3,92	3,93	3,87	3,78	3,49	3,50
	$(A+B)$	4,04		3,90		3,72		3,42	

Таблица 4

Номер землетрясения	$O-C$ для зоны A							
	20 *сек*		25 *сек*		30 *сек*		35 *сек*	
	a_1	a_2	a_1	a_2	a_1	a_2	a_1	a_2
29	32	23	5	5	8	8	19	19
77	15	3	6	8	7	17	18	28
101	41	30	15	1	2	8	3	7
56	27	16	20	0	5	5	10	5
128	37	4	50	21	39	9	48	16
114	25	38	5	13	13	6	10	5
115	27	38	8	13	16	6	12	5
217	51	11	11	31	31	9	9	11
34	39	39	11	11	1	1	6	6
21	59	44	30	14	26	9	25	12
126	19	19	13	13	6	6	6	6
σ	36,8	28,8	10,5	14,1	18,9	8,5	24,4	15,8

Номер землетрясения	$O-C$ для зоны B											
	20 *сек*			25 *сек*			30 *сек*			35 *сек*		
	b_1	b_2	b_3	b_1	b_2	b_3	b_1	b_2	b_3	b_1	b_2	b_3
121	136	86	30	23	23	17	19	19	15	8	8	20
221	68	54	2	84	74	39	51	43	14	34	14	25
138	147	96	32	60	34	2	53	25	4	13	7	7
207	197	197	40	42	42	17	17	17	17	20	38	38
116	27	27	6	10	10	10	2	2	2	3	3	3
216	7	7	14	10	10	10	18	18	18	7	7	7
238	87	87	66	30	30	30	2	2	2	3	3	3
127	45	45	20	21	21	21	5	5	5	17	17	17
119	36	36	1	2	2	2	14	14	14	17	17	17
122	61	61	1	8	8	8	24	24	24	27	27	27
111	89	31	31	22	22	2	9	9	19	23	35	35
9	2	31	31	0	0	0	7	7	7	7	7	7
10	38	38	37	10	10	10	7	7	7	13	13	13
206	29	29	7	7	7	7	34	34	34	56	56	56
13	18	18	8	50	26	26	28	18	18	46	34	34
227	32	32	0	30	30	6	8	8	2	6	6	4
205	24	24	20	0	0	12	27	27	19	6	6	34
203	5	5	16	70	4	4	36	23	25	34	19	19
17	3	38	38	18	18	18	17	17	17	13	13	13
14	10	47	47	33	19	19	15	5	5	15	15	12
45	64	23	23	1	1	1	12	12	12	12	12	12
σ	74,1	65,1	28,3	34,4	31,4	15,6	22,7	21,0	17,0	23,4	24,6	22,2

представлены на фиг. 6, где a_2 относится к зоне A, b_3 — к зоне B и $(a_2 + b_3)$ — к зоне $(A + B)$. В этих случаях в пределах ошибок точки для вычисленной дисперсии располагаются относительно четырех соответствующих дисперсионных кривых достаточно хорошо. Однако автор не сразу достиг такого результата. Наряду с этим им были получены и неправдоподобные результаты (a_1, b_1, b_2) (см. фиг. 6). В этих случаях расхождение между вычисленными значениями и наблюденными дисперсионными кривыми было велико вследствие большой разницы между O и C вдоль каждого пути и больших квадратичных отклонений для каждого периода (см. табл. 4 и фиг. 6).



Ф и г. 6. Вычисленная дисперсия по неправдоподобным результатам деления (a_1, b_1 и b_2) и окончательные данные (a_2, b_3 и $a_2 + b_3$).

●, ○, ×, △ — вычисленные групповые скорости для регионов соответственно *1*, *3*, *5* и *7*; сплошные линии — наблюдаемые групповые скорости. Числа в скобках над каждым периодом и в центре рисунков означают средние квадратичные $O \sim C$ в секундах для каждого периода и для всех периодов.

В табл. 4 отклонения $O \sim C$ для $T_0 = 20$ *сек* заметно больше, чем для других периодов. Это связано с большими ошибками наблюдений при определении групповых скоростей в столь короткопериодном диапазоне, в котором dV/dT очень велико.

Рассматривая окончательные результаты a_2, b_3 и $(a_2 + b_3)$, можно видеть, что деление изучаемой зоны на регионы, приведенные на фиг. 4, является достаточно удовлетворительным. Значит, если мы разделим зону на регионы *1*, *3*, *5* и *7*, как это показано на правой схеме фиг. 5, то все результирующие дисперсионные характеристики волн Релея, наблюдаемые для этой зоны на станции Цукуба, находят удовлетворительное объяснение.

Дальнейшие исследования с привлечением сейсмограмм других сейсмических станций

Карта, на которой приведено разделение всей зоны на регионы по вышеуказанному методу, конечно, не точна. Этот метод включает неизбежное

Таблица 5

Номер землетрясения	Дисперсионный индекс	Район	Эпицентр				Время в очаге (по Гринвичу) час	мин	сек	Дата	Δ, км	h, км	M
		Станция Гонконг											
4	6	Алеутские острова	51,5°	С	176,5°	З	05	53	07	1 июля 1958	6660	250	6
76	5	Море Бисмарка	3	Ю	145,5	В	18	01	05	17 авг. 1958	4440		
24	7	Курильские острова	44	С	149	В	05	34	53	14 нояб. 1958	4110		
75	6	Камчатка	53	С	160	В	08	30	17	10 окт. 1958	5110		
211	5	Район Соломоновых островов	10,3	Ю	161,2	В	08	22	00,9	22 окт. 1960	6250	93	6,5
247	7	Остров Суматра	5	Ю	104	В	07	30	05	2 дек. 1959	6200	250	
249	5	Острова Волкано	24	С	141,5	В	10	47	40	23 февр. 1958	2850		
249	7	Остров Минданао	5,5	С	127	В	11	35	24	10 окт. 1958	2350		
250	5	Остров Сулавеси (Целебес)	0,5	Ю	120,5	В	09	08	13	22 апр. 1958	2620		
252	5	Новая Британия	4,5	Ю	153	В	19	12	36	23 апр. 1958	5150	100	
253	5	Район островов Тонга	24	Ю	176,5	З	13	15	49	14 сент. 1959	9100		
256	6	Алеутские острова	51,5	С	176	З	09	08	35	17 авг. 1958	6650		
257	7	Курильские острова	45	С	152	В	02	57	40	23 апр. 1958	4200		
28	7	Остров Суматра	2	С	98,5	В	03	21	52	12 окт. 1959	2850		
320	4	Соломоновы острова	5	Ю	154	В	14	56	57	1 мая 1959	5280		
99	6	Район Никобарских островов	7,9	С	92,9	В	20	40	06,5	8 окт. 1960	2780	84	
118	5	Район Марианских островов	22	С	144	В	18	38	10	30 янв. 1958	3060		
119	5	Район Марианских островов	21,5	С	142,5	В	17	56	05	Та же	2920		
307	5	Близ островов Новые Гебриды	13,5	Ю	166	В	22	05	06	Та же	6900		
310	7	Командорские острова	55,7	С	163,9	В	05	35	21,0	15 авг. 1960	5360	25	
212	3	Индийский океан	13,4	Ю	65,8	В	06	58	56,4	Та же	6580		
213	3	» »	13,5	Ю	67,0	В	14	33	38,4	Та же	6470		
206	4	Район островов Тонга	27,6	Ю	176,9	З	07	53	21,9	1 сент. 1960	9220	500	
205	4	Острова Фиджи	16,1	Ю	176,9	З	20	02	12,8	Та же	8350	184	
		Станция Гонолулу											
77	3	Остров Минданао	7°	С	126,5°	В	08	01	45	11 сент. 1958	8250		
19	2	Маршалловы острова	12	С	165	В	03	29	58	12 июля 1958	4060		
9	2	Острова Кермадек	29	Ю	177	З	22	23	53	14 сент. 1959	8500		6,5
304	2	Острова Новые Гебриды	16,8	Ю	167,6	В	09	28	19,5	1 сент. 1960	5640		
308	2	Острова Новые Гебриды	16,5	Ю	167,6	В	10	35	01,1	Та же	5620		
138	2	Остров Норфолк	28	Ю	167,5	В	11	12	31	20 мая 1960	6600		
297		Калифорнийский залив	24	С	108	З	04	11	54	6 марта 1960	5180		
125	2	Остров Хальмахера	1	С	129	В	02	22	06	Та же	8260		
121	3	Соломоновы острова	7,5	Ю	156	В	21	37	05	24 февр. 1905	5920		
101	4	Остров Сулавеси (Целебес)	1	Ю	123	В	09	34	00	2 дек. 1959	8940		

Продолжение табл. 5

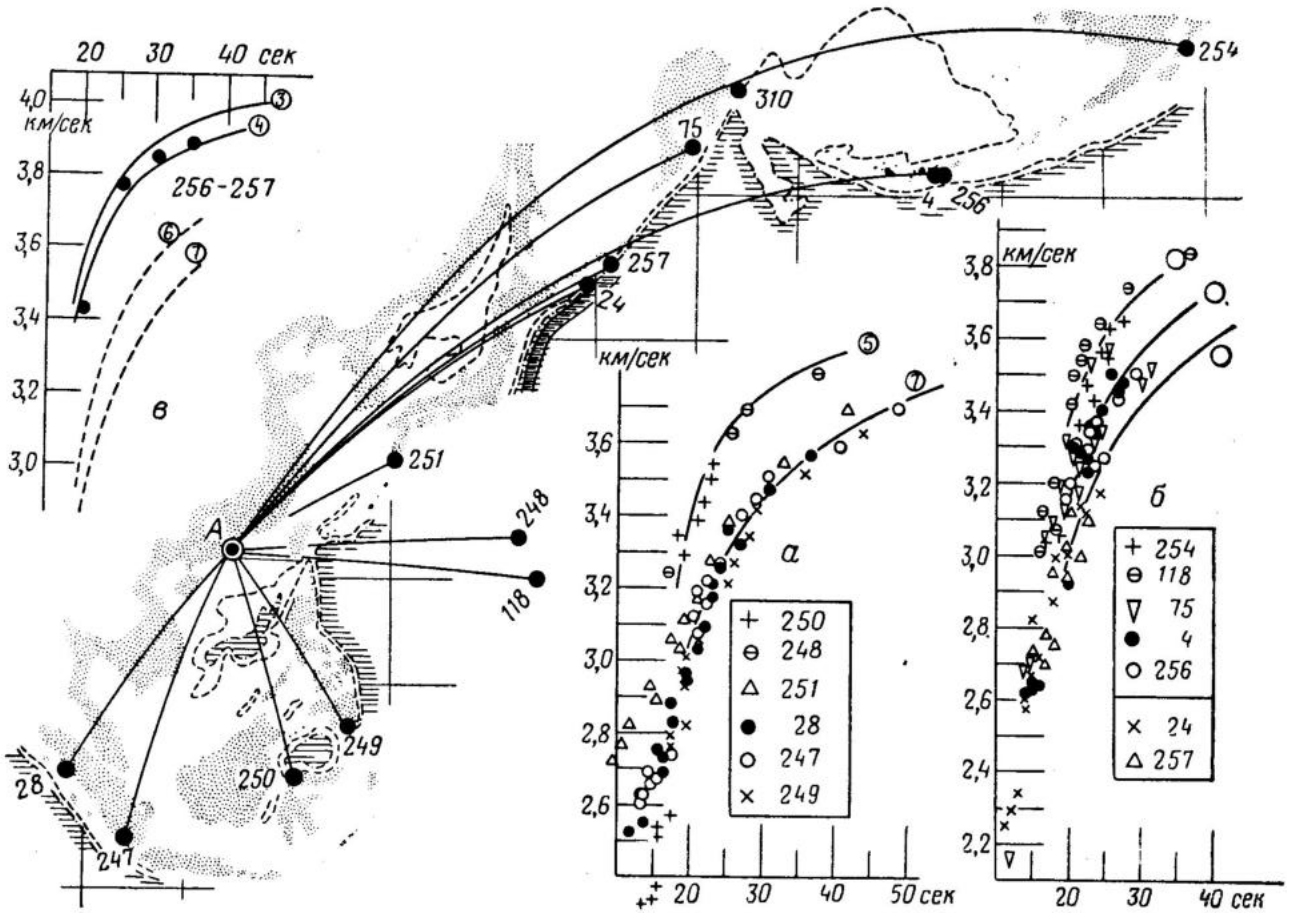
Номер землетрясения	Дисперсионный индекс	Район	Эпицентр	Время в очаге (по Гринвичу)			Дата	Δ, км	h, км	M
				час	мин	сек				
			Станция Сува							
319	5	Острова Кермадек	29° Ю 176,5° З	10	15	17	12 окт. 1958	1310		
19	1	Маршалловы острова	12 С 165 В	03	29	58	12 июля 1958	3660		
111	5	Новая Зеландия	42 Ю 173 В	00	46	56	21 февр. 1960	2700		
77	5	Остров Минданао	7 С 126,5 В	18	01	45	11 сент. 1958	6340		
29		Остров Ява	9,5 Ю 112,5 В	01	12	30	20 окт. 1958	7150		
28	6	Остров Суматра	2 С 98,5 В	03	21	52	12 окт. 1959	8850		

предположение о типах и числе основных регионов. Однако даже если сделанные предположения вполне приемлемы, все же остается неопределенность в отношении очертания регионов вследствие ограниченности данных о дисперсии по одной станции Цукуба. Другими словами, так как все трассы концентрируются на одной станции, то положения или формы выделенных районов также могут иметь неопределенность вдоль трасс.

Чтобы устранить эту неоднозначность и исправить границы регионов или установить какие-либо новые границы, которые не выявлены по дисперсии на станции Цукуба, желательно исследовать дисперсию для других пучков трасс, пересекающих почти под прямым углом трассы станции Цукуба. Наиболее удобны для этой цели станции Гонконг (Китай), Гонолулу (Гавайские острова) и Сува (острова Фиджи), на которых во время Международного геофизического года, как и на станции Цукуба, установлены сейсмографы Колумбийского типа.

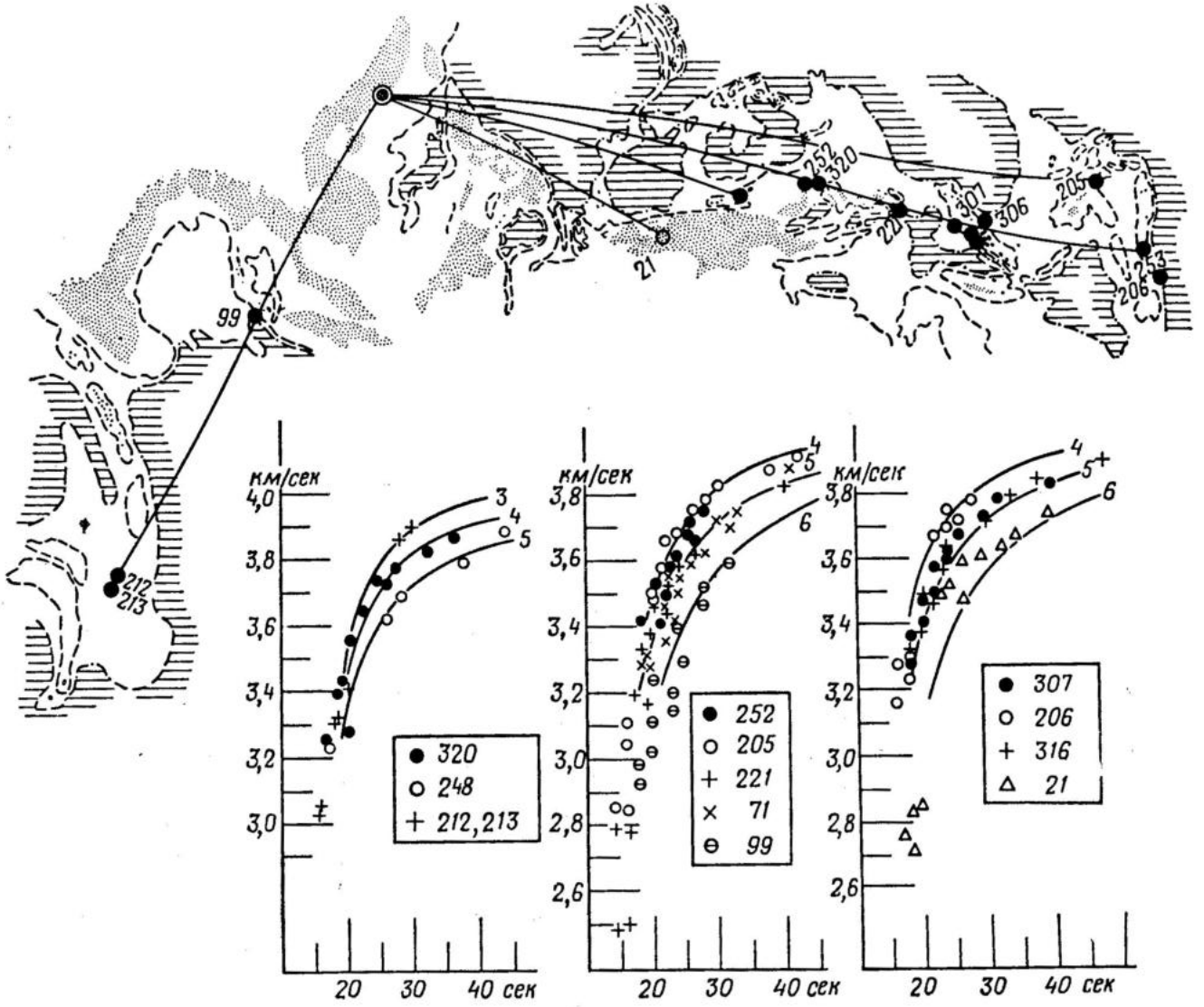
Автору было прислано из Ламонтской геологической обсерватории Колумбийского университета (США) большое число сейсмограмм этих станций. По этим записям автор исследовал дисперсию волн Релея от землетрясений, приведенных в табл. 5.

Общее описание дисперсии. На фиг. 7 приведена дисперсия волн Релея для коротких трасс (фиг. 7, *а*) и для более длинных (фиг. 7, *б*). По дисперсии, приведенной на фиг. 7, *а*, было заново определено строение коры в Южно-Китайском море. Дисперсия волн Релея для этой области почти совпадает с континентальной дисперсионной кривой *7*. Но скорости для трассы от землетрясения *250* до станции Гонконг, которая частично проходит по глубоководной части в середине моря, располагаются около кривой *5*. Это означает, что где-то в середине Южно-Китайского моря должен быть океанический тип строения коры. Скорости для землетрясения *251* при периодах больше 20 *сек* также лежат вблизи дисперсионной кривой *7*. Для колебаний с меньшими периодами данные заметно различаются. На фиг. 7, *б* приведены скорости для трасс, пересекающих северную часть Японского и Восточно-Китайского морей. Скорости для трасс от землетрясений *24* и *257* на Курильских островах лежат вблизи континентальной кривой *7* (данные для периодов не больше 25 *сек*). С другой стороны, значения скорости от Алеутских землетрясений *4* и *256*, трассы которых захватывают океанический регион между Курильскими и Алеутскими островами, также лежат на почти континентальной кривой *6*. Трасса до землетрясения *257* проходит очень близко к трассе землетрясения *256*, поэтому можно получить дисперсионную кривую для оставшейся части трассы между эпицентрами *256* и *257*. Это можно сделать путем вычитания времен пробега для каждого периода. Результат показан



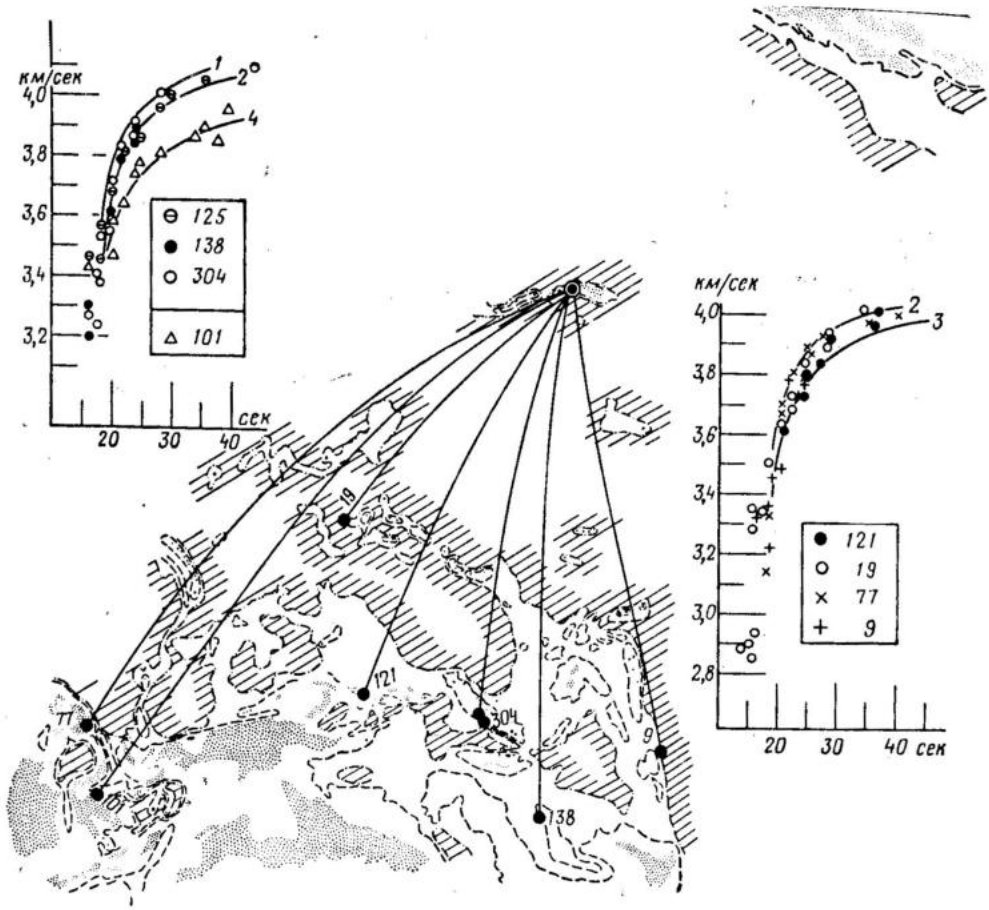
Ф и г. 7. Трассы распространения волн Релея до станции Гонконг (*A*) и дисперсия для каждой трассы (*а*, *б*).

Значения скоростей, отмеченные черными кружками на диаграмме *в*, получены вычитанием времен пробега от эпицентров землетрясений *256* и *257*.



Фиг. 8. Трассы по сложным районам и соответствующая дисперсия для станции Гонконг.

на фиг. 7, *в*. Дисперсия для этого участка трассы относится приблизительно к типу *4*. Участок трассы между эпицентрами *256* и *257* включает глубины более 4 *км* и занимает почти $^3/_5$ длины всей трассы. С другой стороны, дисперсионная кривая *4* может быть определена в том случае, когда волны Релея пересекают регионы *3*, *2*, *1* и *5*, *6*, *7* с отношением путей соответственно 3 : 2. Значит, если регион с глубиной больше 4 *км* является регионом *3*, *2* или *1*, то оставшаяся часть пути должна относиться соответственно к региону *5*, *6*



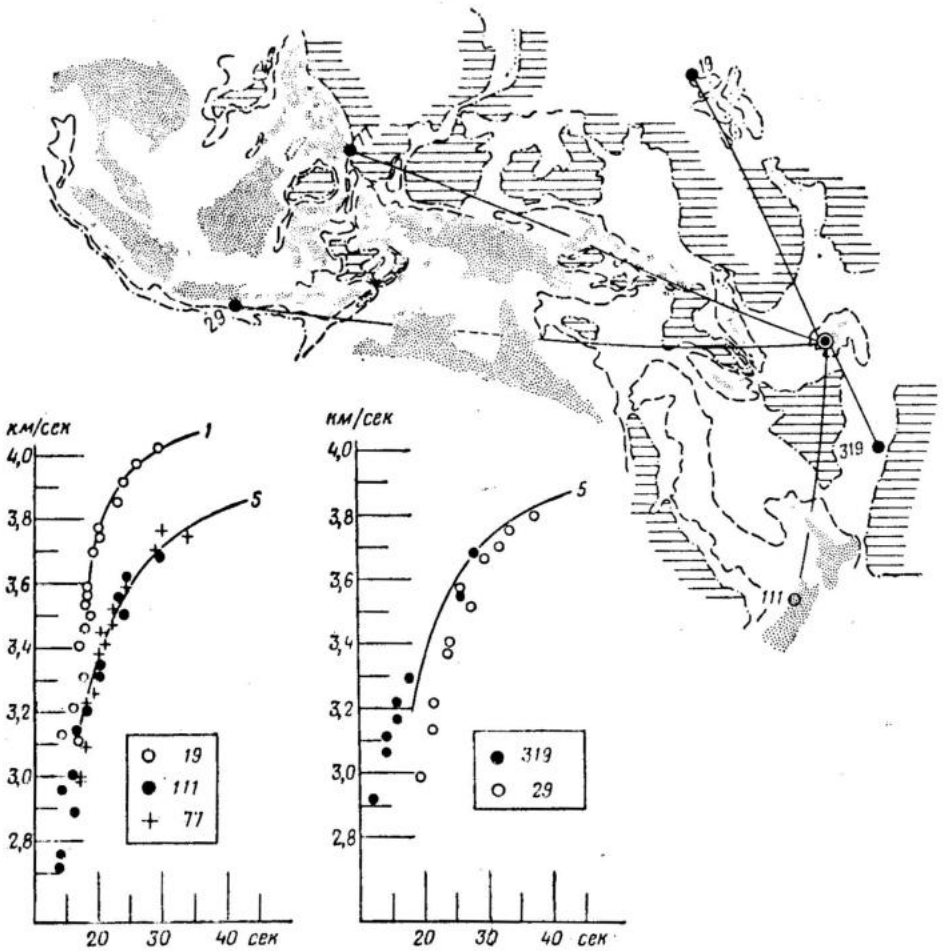
Ф и г. 9. Трассы по сложным районам и соответствующая дисперсия для станции Гонолулу.

или *7*. К сожалению, автор недостаточно знает строение коры этих районов, чтобы среди этих трех случаев выбрать подходящую пару. Наиболее достоверным, по-видимому, является первый вариант. В этом варианте дисперсионный индекс *3* будет средним для региона с глубиной моря больше 4 *км*. Соответственно для оставшейся части трассы средним индексом будет *5*.

На фиг. 8—10 показаны трассы, проходящие по сложным районам, и соответствующая им дисперсия для станций Гонконг, Гонолулу и Сува.

Использование новых данных. Дисперсия, показанная на фиг. 8—10, важна для подтверждения правильности деления регионов по данным станции Цукуба. Кроме того, ее можно использовать для получения новых границ регионов. В левой части фиг. 11 показаны использованные трассы. В правой части приведена исправленная карта деления области на регионы на основании дополнительных данных. Был применен почти тот же метод, что и раньше.

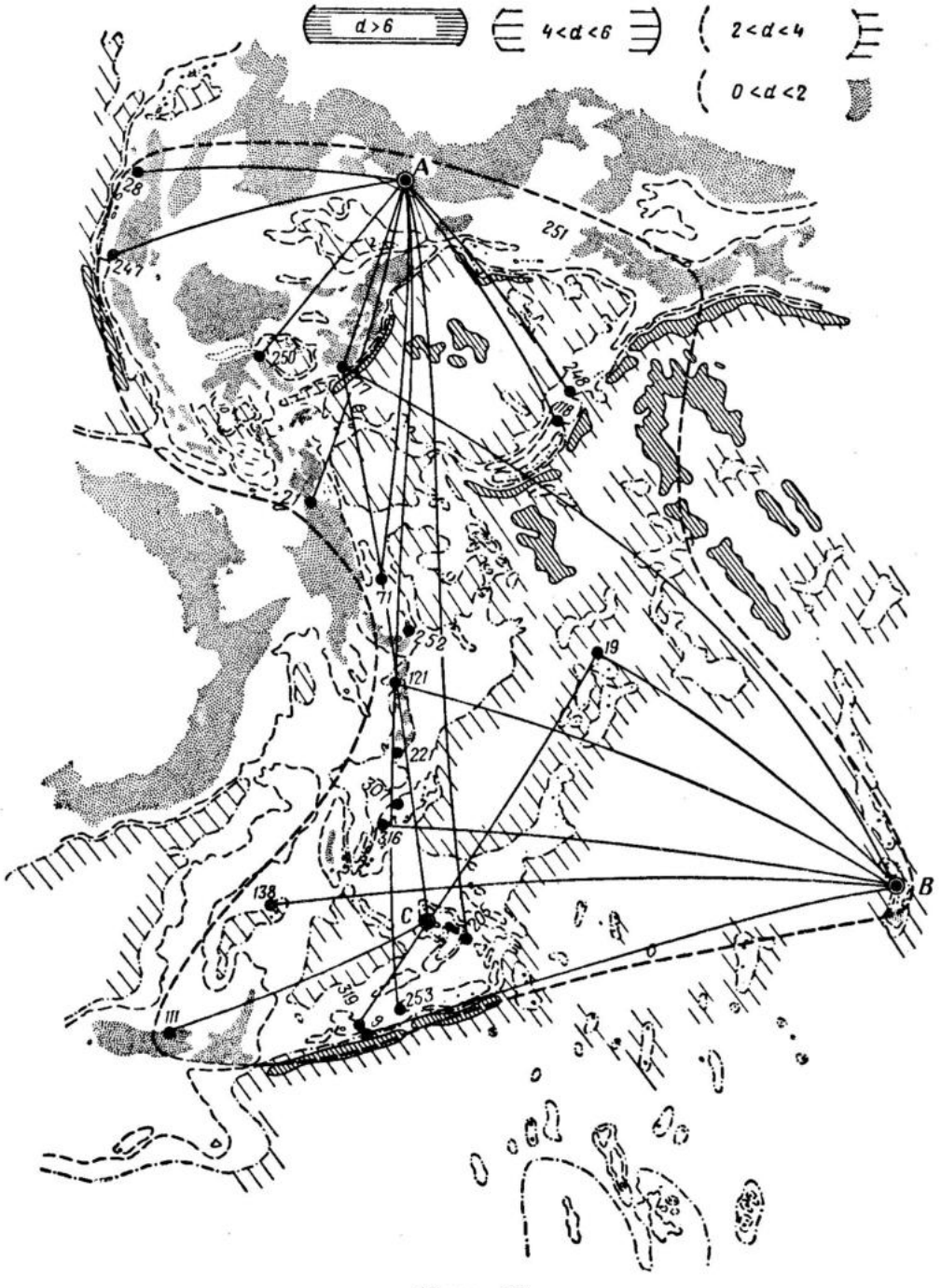
Трассы распространения волн были разбиты на части таким образом, чтобы свести к минимуму разность между временами пробега $O \sim C$ вдоль каждой трассы. При этих операциях учитывались предыдущие результаты и рельеф. Например, расстояния для регионов *1*, *3*, *5* и *7* вдоль трассы от землетрясения *248* (Марианские острова) до Гонконга, если их определить на карте фиг. 11, равны соответственно 0, 830, 780 и 1240 *км*. Если эти расстояния верны, то



Ф и г. 10. Трассы по сложным районам и соответствующая дисперсия для станции Сува.

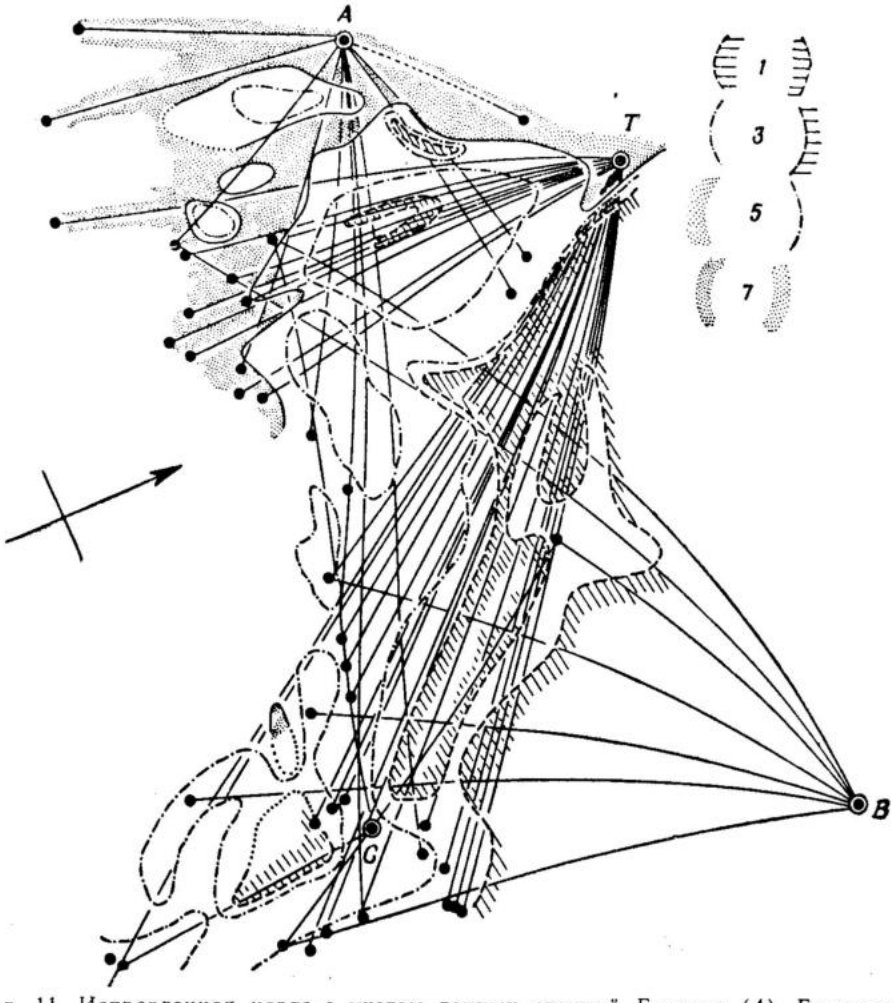
вычисленные вдоль этой трассы времена пробега волн Релея (789 *сек*) для периода 30 *сек* велики в сравнении с наблюдаемыми (766 *сек*). Чтобы уменьшить эту разность, для впадины Рюкю был введен регион *1*. После этого были изменены длины участков трасс для четырех регионов последовательно. Величина C была уменьшена до 768 *сек* при значениях X_1, X_3, X_5 и X_7, равных соответственно 450, 1060, 500 и 840 *км*. То же самое было проделано и для других трасс. Численные результаты приведены в табл. 6. Величина X_i соответствует участку трассы в регионе i, а t_{20}, например, соответствует наблюденным и вычисленным (в скобках) временам пробега волн Релея с периодом 20 *сек*. В табл. 7 приведены значения $O \sim C$. Полученные регионы показаны в правой части фиг. 11.

Групповые скорости волн Релея в каждом регионе, как и ранее, были вычислены по методу наименьших квадратов. При этом использовались



(Фиг. 11)

не только новые данные, но и данные станции Цукуба (см. табл. 2). Метод наименьших квадратов применялся к 45 уравнениям, содержащим данные наблюдений. Полученные групповые скорости для каждого района приведены в табл. 8 и на фиг. 12. Вычисленные точки, по крайней мере в интервале ошибок наблюдений, лежат вблизи наблюденных дисперсионных кривых *1*, *3*, *5* и *7*. Из этого можно заключить, что карта подразделения регионов вполне



Ф и г. 11. Исправленная карта с учетом данных станций Гонконг (*A*), Гонолулу (*B*) и Сува (*C*).

Слева приведена первоначальная карта той же области; в заштрихованных регионах глубина более 6 *км*; пунктирные и штрих-пунктирные линии означают контурные линии глубин 2 и 4 *км* соответственно.

удовлетворительна для объяснения дисперсионных свойств или характеристик волн Релея вдоль 45 трасс.

Сравнивая исправленную карту регионов (правая часть фиг. 11) с ранее приведенной картой (см. фиг. 5), можно сделать следующие выводы.

1) Область, захватывающая западную часть Филиппин, остров Минданао и северную часть острова Сулавеси (Целебес), была заново подразделена на несколько регионов. На дисперсию трассы от эпицентра *250* до станции Гонконг влияет глубоководный участок в Южно-Китайском и Целебесском морях.

2) Было произведено дополнительное деление района островов Рюкю. Существование впадины Рюкю оказывает заметное влияние на дисперсию для трасс от эпицентров *248* и *118* до Гонконга.

3) Субокеанический регион *3*, обнаруженный в Каролинском море, был продолжен на восток, что подтверждается дисперсией вдоль трасс от землетрясений *121*, *221*, *252*, *71*, *253* и *205* до станции Гонконг.

4) В Марианском море регион *3* был продолжен на запад. Для изменений положения и формы региона *1* вновь полученных данных недостаточно.

Таблица 6

Номер землетрясения	Дисперсионный индекс	Δ, км	X_1, км	X_3, км	X_5, км	X_7, км	t_{20}	t_{25}	t_{30}	t_{35}
				Станция Гонконг						
205	4	8350	770	4040	2980	560	2420	2260	2200	2165
							(2458)	(2266)	(2202)	(2166)
307	5	6900	0	3630	2390	880	2040	1890	1840	1810
							(2058)	(1898)	(1841)	(1808)
118	5	3060	250	1510	510	790	890	840	815	805
							(921)	(848)	(821)	(806)
248	5	2850	450	1060	500	840	843	792	766	752
							(859)	(793)	(768)	(753)
253	5	9100	150	2480	4740	730	2640	2480	2430	2400
							(2790)	(2508)	(2430)	(2387)
221	5	6250	150	2670	2700	730	1850	1730	1680	1650
							(1865)	(1723)	(1672)	(1637)
71	5	4400	0	1980	1500	920	1298	1222	1183	1159
							(1281)	(1230)	(1185)	(1167)
21	6	3680	230	0	1200	2150	1200	1060	1020	997
							(1136)	(1054)	(1015)	(989)
				Станция Гонолулу						
121	3	5920	3960	980	980	0	1670	1540	1510	1490
							(1660)	(1540)	(1506)	(1489)
19	2	4060	3350	710	0	0	1160	1060	1020	1010
							(1139)	(1039)	(1021)	(1012)
77	3	8250	5400	1890	890	70	2300	2130	2085	2070
							(2371)	(2141)	(2078)	(2071)
				Станция Сува						
319	5	1310	0	650	660	0	385	360	350	305
							(385)	(361)	(349)	(313)
77	5	6340	80	1850	4050	360	1870	1730	1700	1660
							(1888)	(1753)	(1692)	(1666)

5) Типично океанический изолированный регион *1*, расположенный в Микронезии, был значительно расширен от островов Фиджи до Маршалловых островов. Это было необходимо для объяснения дисперсии вдоль трассы от эпицентра *19* до станции Сува (*C*).

6) Для большой области океана, расположенной к северо-востоку от линии Тонга — Гавайи, дисперсия имеет индекс *1*, типичный для Тихого океана.

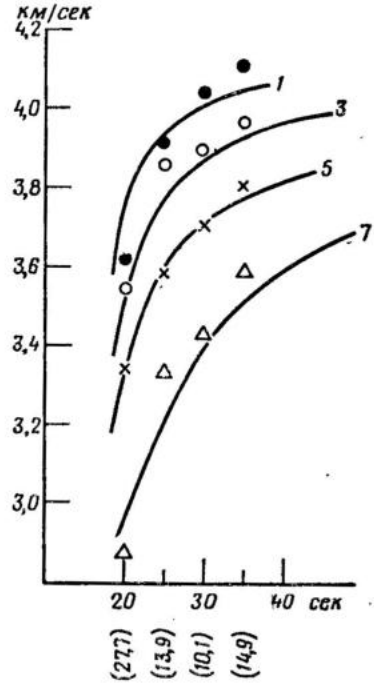
Модели коры, удовлетворяющие четырем дисперсионным кривым

Наиболее важной задачей является подбор таких моделей строения коры, которые могли бы объяснить наличие четырех дисперсионных кривых *1*, *3*, *5* и *7*.

Ямагути и др. [1] вычислили теоретические дисперсионные кривые волн Релея для различных моделей строения земной коры, расположенной под слоем воды. Из них выбраны четыре модели T_1, T_3, T_5 и T_7, приведенные

Таблица 7

	Номер землетрясения	T			
		20 *сек*	25 *сек*	30 *сек*	35 *сек*
Гонконг	*248*	16	1	2	1
	253	51	28	0	13
	252	16	6	5	—
	221	15	7	8	13
	250	35	22	2	—
	71	17	8	2	9
	205	38	6	2	1
	307	18	9	1	0
	118	29	13	7	2
	21	64	7	7	8
Сува	*319*	0	3	5	8
	111	8	3	4	—
	77	17	20	3	6
	19	33	3	5	—
Гонолулу	*121*	10	7	4	2
	138	15	9	—	—
	19	23	21	2	3
	9	8	1	—	—
	77	17	11	7	1
	σ	27,0	12,1	4,4	6,4



Ф и г. 12. Вычисленная дисперсия для четырех регионов, на которые разделена область, и предполагаемые дисперсионные кривые.

Обозначения для вычисленных групповых скоростей такие же, как на фиг. 6. Числа в скобках под шкалой периодов означают квадратичные отклонения $O \sim C$ для соответствующих периодов.

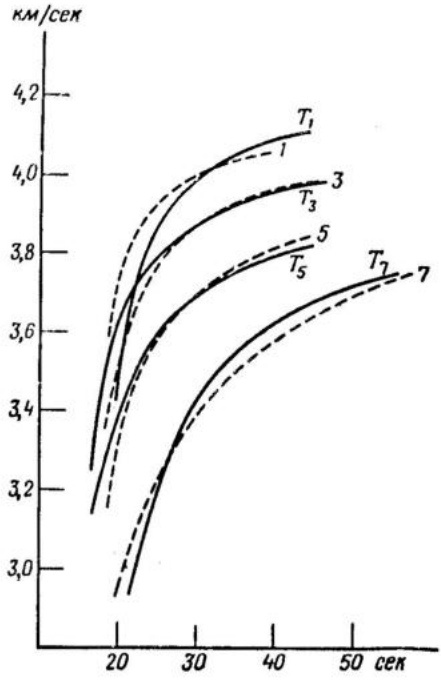
на фиг. 13, которые лучше других согласуются с наблюденными дисперсионными кривыми *1*, *3*, *5* и *7*. Средняя глубина океана вдоль всех трасс региона *1* равна 6,8 *км*. Дисперсионные кривые для моделей коры с такой глубиной не были вычислены. Автор сопоставлял наблюденную кривую *1* с теоретической кривой для модели со слоем воды 6 *км*. Если увеличить толщину водного

Таблица 8

V, *км/сек* / T, *сек*	V_1		V_3		V_5		V_7	
	вычисленная	наблюденная	вычисленная	наблюденная	вычисленная	наблюденная	вычисленная	наблюденная
20	3,61	3,65	3,54	3,45	3,34	3,35	2,87	3,00
25	3,90	3,94	3,86	3,78	3,58	3,58	3,33	3,25
30	4,04	4,00	3,98	3,88	3,70	3,70	3,42	3,40
35	4,11	4,04	3,89	3,93	3,90	3,78	3,59	3,50

слоя и уменьшить толщину коры, то вычисленная кривая T_1 должна сдвинуться влево и различие между двумя кривыми T_1 и *1* будет меньше. Толщина водного слоя для трех других моделей взята как средняя вдоль всех трасс, проходящих через каждый выделенный регион.

На основании полученных результатов сдвиг дисперсионных кривых в этих четырех моделях может быть объяснен как уменьшением скорости продольных волн в коре, так и увеличением толщины коры. Как предполагалось



Фиг. 13. Наблюденные дисперсионные кривые (пунктирные линии) *1*, *3*, *5* и *7* в выделенных регионах и теоретические кривые (сплошные линии) для моделей T_1, T_3, T_5 и T_7.

T_1			T_3			T_5			T_7		
α	ρ	*h*	α	ρ	*h*	α	ρ	*h*	α	ρ	*h*
1,52	1,00	6,00	1,50	1,00	4,50	1,50	1,00	3,00	1,50	1,00	0,90
6,90	2,67	6,00	6,00	2,80	6,75	5,50	2,80	12,00	5,00	2,80	18,00
8,10	3,00	∞	7,95	3,00	∞	7,80	3,00	∞	7,95	3,00	∞

α — скорость продольных волн, *км/сек*; ρ — плотность, *г/см*³; *h* — глубина океана, *км*.

в предыдущей работе, уменьшение скорости продольных волн в коре может быть объяснено существованием вулканических слоев в земной коре данной области.

ЛИТЕРАТУРА

1. Yamaguchi R., Kizawa T., 1961. Surface Waves and Layered Structure, part II, Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 669.
2. Sânto T. A., 1960. Observation of Surface Waves by Columbia-type Seismograph Installed at Tsukuba Station, Japan, part I. Rayleigh Wave Dispersions across the Oceanic Basin, Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 219.
3. Sânto T. A., 1960. Rayleigh Wave Dispersions across the Oceanic Basin around Japan, part II., Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 385.
4. Sânto T. A., 1961. Rayleigh Wave Dispersions across the Ocean Basin around Japan, part III. On the Crust of the South-western Pacific Ocean., Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 1.

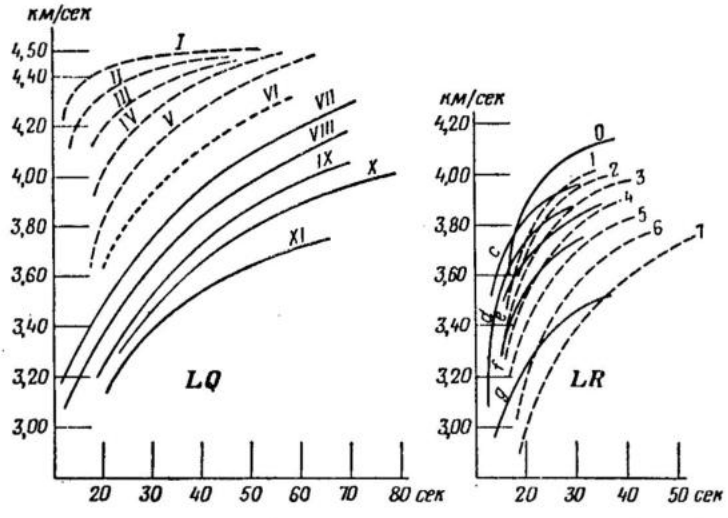
Дисперсия поверхностных волн вдоль различных трасс до станции Упсала в Швеции

ЧАСТЬ 1. КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ТРАССЫ

Т. Санто[1]

Введение

По дисперсии групповой скорости поверхностных волн можно определить лишь осредненное строение коры на пути их распространения. Если же групповые скорости наблюдаются на многих станциях для многих пересекающихся на большой территории трасс, то можно получить региональную дисперсию групповых скоростей для этой области и оценить региональное строение коры. Такая возможность была выявлена автором в его предыдущих



Ф и г. 1. Классификация дисперсионных кривых волн Лява (слева) и Релея (справа).

Левая фигура: крупнопунктирные линии — дисперсия для трасс через Тихий океан до станции Цукуба; мелкопунктирные — для смешанных трасс до Цукубы; сплошные — для континентальных трасс до Цукубы. Правая фигура: пунктирные линии — дисперсия для трасс через Тихий океан до Цукубы; сплошные — для трасс, проходящих через центральную часть Тихого океана до Пасадены (*0*), и для трасс, проходящих вблизи или через Тихоокеанское поднятие до Пасадены (от *c* до *g*).

исследованиях [10]. Поэтому желательно накапливать сведения о дисперсии групповых скоростей для различных участков Земли. Этому способствует установка длиннопериодных сейсмографов на многих сейсмических станциях.

В 1958 г. автор начал проводить исследование дисперсии поверхностных волн для различных трасс (примерно на 250 трассах) до станции Цукуба [7—11]. Типы дисперсии волн Лява могут быть разбиты на 11 групп. Эти группы обозначены римскими цифрами (от I до XI) с усилением степени континентальности в указанном порядке. Дисперсия волн Релея разбивается таким же образом на семь групп, обозначенных арабскими цифрами (от 1 до 7). Если бы

[1] Santô T. A., Dispersion of surface waves along various paths to Uppsala, Sweden. Part I, Continental paths, Ann. Geofis, 1962, **15**, No. 2—3, 245—273.

можно было получить дисперсию для бесконечного числа трасс, то она должна была бы изменяться непрерывно, например для волн Релея — от 1 до 7.

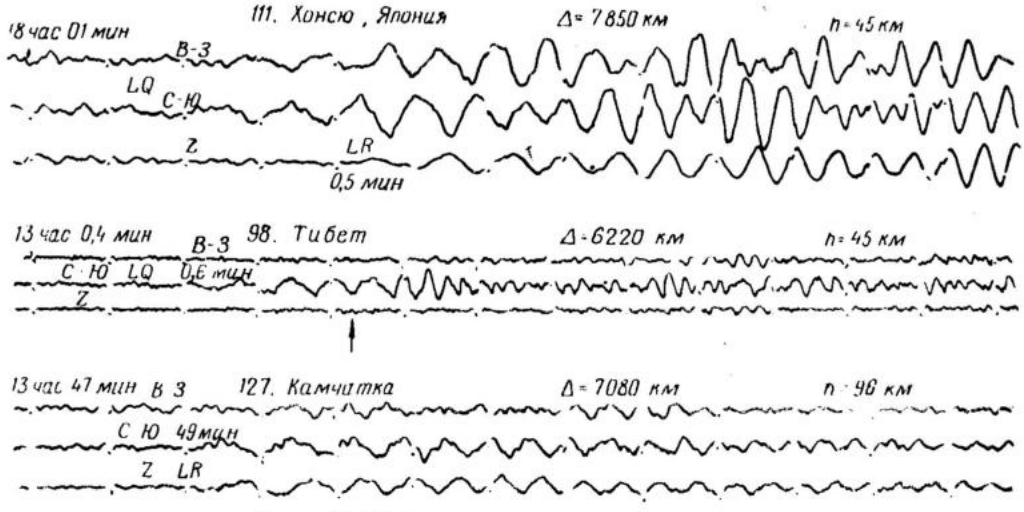
Автор совместно с М. Ботом имел возможность проводить такие исследования в Сейсмологическом институте в Упсале (Швеция) с начала ноября 1961 г. Была изучена дисперсия групповых скоростей волн Релея на 50 трассах для Пасадены (США) и Уанкайо (Перу) по записям сейсмографов Бениоффа [12]. Обнаружена новая группа диспергирующих колебаний, обозначенная через *0*, значительно более океаническая, чем *1*. Установлено, что волны Релея, распространяющиеся близ Восточно-Тихоокеанского поднятия или через него, обладают иным типом дисперсии; этот тип дисперсии обозначен буквами от *c* до *g* в порядке увеличения континентальности. Полученные дисперсионные кривые показаны на фиг. 1.

Цель данной работы — сравнение дисперсионных кривых волн Лява и Релея для различных трасс до Упсалы с ранее полученными кривыми, анализ среднего строения среды на трассах и некоторых региональных особенностей строения коры с учетом дисперсии на станции Цукуба и других станциях с привлечением данных других авторов.

В этой работе будут рассмотрены результаты определения дисперсии групповых скоростей волн Лява и Релея для континентальных трасс для Упсалы.

Волны Лява и Релея

Групповые скорости поверхностных волн от землетрясений, пронумерованных от 00 до 60 и от 90 до 100, определены из сейсмограмм длиннопериодного сейсмографа типа Пресс-Юинг ($T_0 = 15$ *сек*, $T_g = 80$ *сек*). Для других



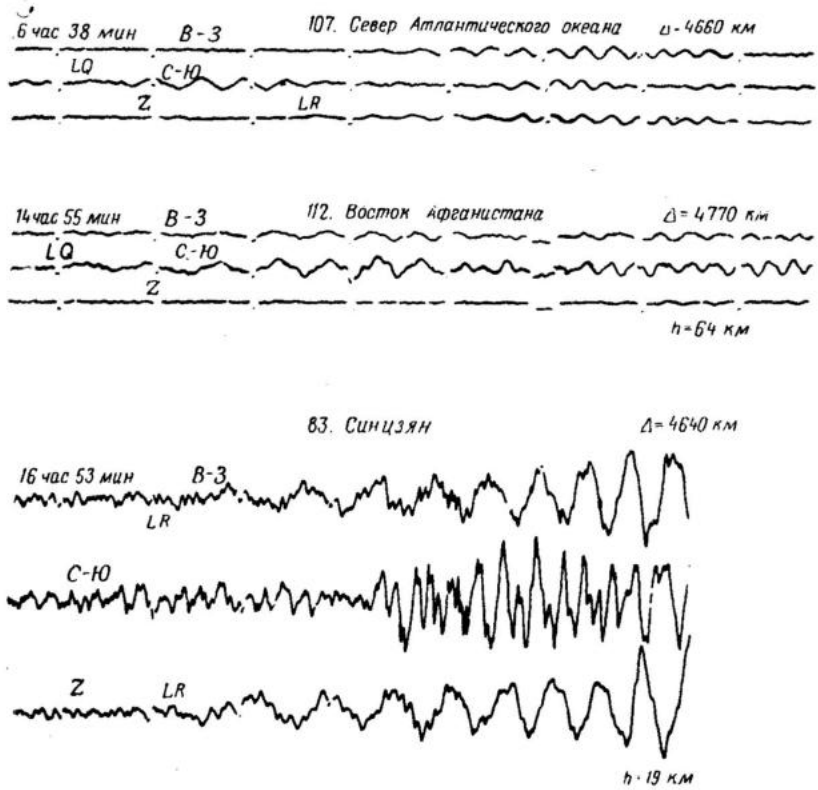
Ф и г. 2. Некоторые примеры сейсмограмм.

На верхней сейсмограмме видны хорошо сформировавшиеся группы волн Лява (*LQ*) и Релея (*LR*); на средней — только волны Лява; на нижней — только волны Релея; $6000 < D < 8000$ *км*. Время — по Гринвичу.

землетрясений групповые скорости определены по сейсмограммам длиннопериодного сейсмографа Бениоффа ($T_0 = 1$ *сек*, $T_g = 85$ *сек*). Эти приборы установлены в Сейсмологическом институте в Упсале, Швеция. Землетрясения пронумерованы в основном в хронологическом порядке.

Интересные факты обнаруживаются при рассмотрении записей волн Лява и Релея. Имеется много случаев, когда один из типов поверхностных волн не имеет отчетливо сформировавшихся колебаний. Некоторые примеры

сейсмограмм показаны на фиг. 2 и 3. В верхней части фиг. 2 приведены четкие записи волн Лява (*LQ*) и Релея (*LR*) от японского землетрясения *111*. В примере тибетского землетрясения *98* нельзя обнаружить волн Релея, которые, начиная с момента, отмеченного стрелкой на компоненте *Z*, были видны также на компонентах В—З. Как видно на фиг. 4, волны этого землетрясения приходят в Упсалу почти с востока. В третьем случае невозможно обнаружить какие-либо длиннопериодные волны, которые были бы записаны раньше



Ф и г. 3. То же, что и на фиг. 2, для $D \approx 4600$ *км*.
Землетрясение *107*: 8 июня 1960 г., 16 *час* 19 *мин* 48 *сек*, 35° С, 35° З.

волн Релея. Судя по расположению трассы, волны Лява должны быть хорошо отмечены на компоненте В—З (см. фиг. 4). Сходные примеры показаны на фиг. 3. В верхней части этой фигуры приведены сейсмограммы, на которых четко записаны как волны Лява, так и волны Релея. В средней части фигуры на сейсмограммах отсутствуют волны Релея, а в нижней — волны Лява.

Подобные факты установлены автором в предыдущих исследованиях в Токио [11]. Было найдено, что для трасс через Тихий океан до станции Цукуба оба типа волн хорошо записаны только на океанических трассах от землетрясений Микронезии, тогда как на всех других океанических трассах ясно сформировавшихся волн Лява не было. С другой стороны, на континентальных трассах плохо выявляются волны Релея. Бот и Фогель [3] также указывали, что землетрясения в районе острова Ян-Майен дают два разных вида записей на близко расположенных станциях: класс *a* с исключительно хорошо сформировавшимися волнами Лява и с плохо сформировавшимися волнами Релея и класс *b* с плохо сформировавшимися или отсутствующими волнами Лява, но с отчетливыми волнами Релея.

На фиг. 4 показано большинство трасс до Упсалы и отмечены три случая: 1) волны Лява и Релея хорошо сформированы, 2) четко записаны только волны Лява, 3) четко записаны только волны Релея.

Была сделана попытка установить корреляцию между этими тремя вариантами и глубиной очага h. Данные корреляции приведены в табл. 1. Здесь можно видеть, что между обоими факторами нет никакой зависимости. Если использовать критерий χ^2, то значение χ^2 в этом случае становится равным 7,338. Вероятность $(\chi^2 \geqslant 7{,}338) > 0{,}45$ для N (число степеней свободы) $= 8$; поэтому следует принять гипотезу независимости двух факторов. Из фиг. 2 и 3 ясно, что эти факторы не зависят от длины трассы.

На фиг. 4 видно также, что, за редким исключением, волны Релея, пересекающие Азиатский континент, плохо записываются, и это согласуется с предыдущими результатами для станции Токио [11]. В данной работе, однако, трудно найти какую-либо связь между трассами распространения в случаях 1 и 2.

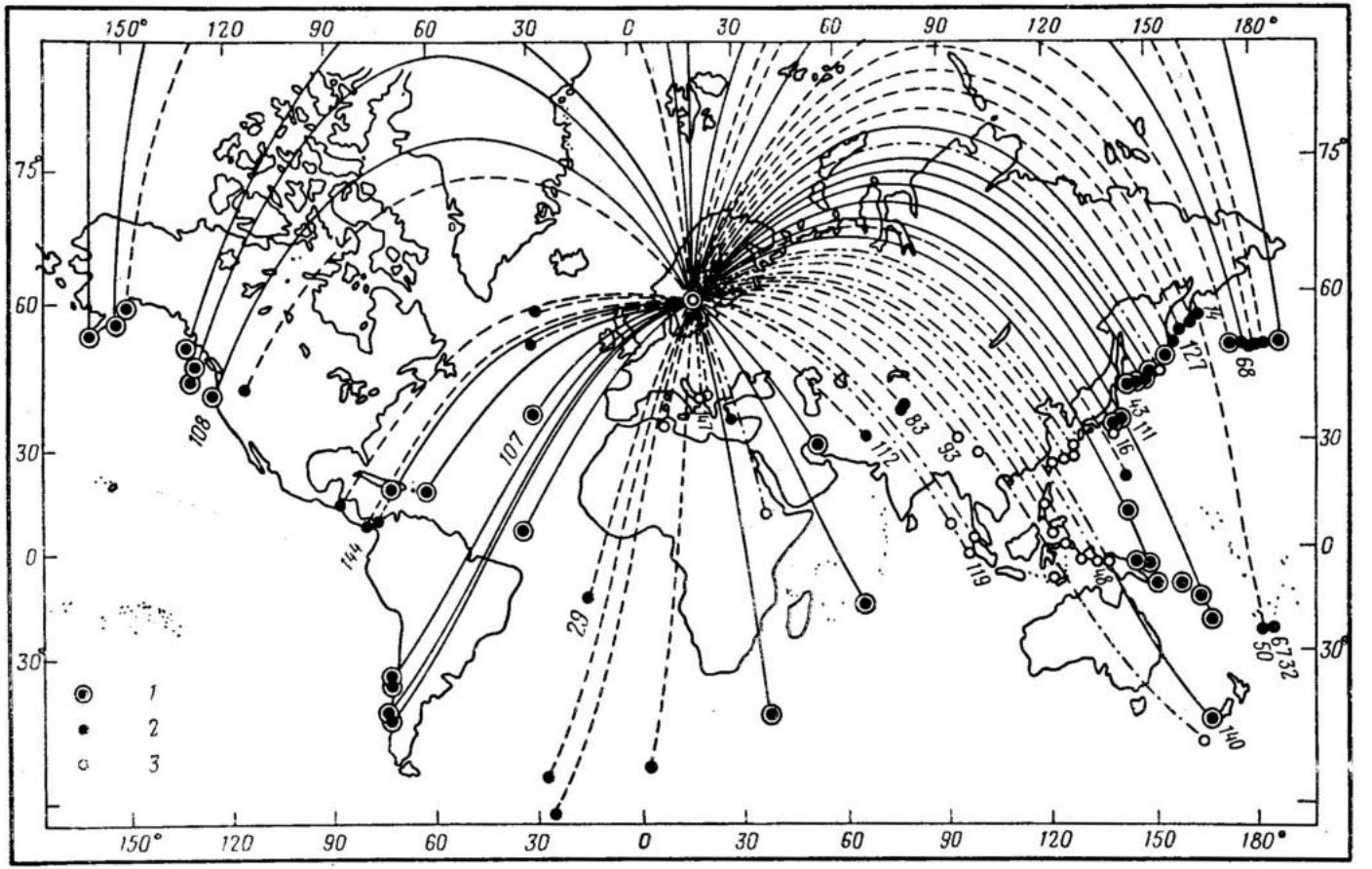
Таблица 1

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ ГЛУБИНОЙ ОЧАГА И ЗАПИСЬЮ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН

h, км	1	2	3	Σ
0—25	10	6	12	28
26—50	9	8	10	27
51—100	12	5	8	25
101—150	3	0	3	6
151—200	0	2	1	3
Σ	34	21	34	89

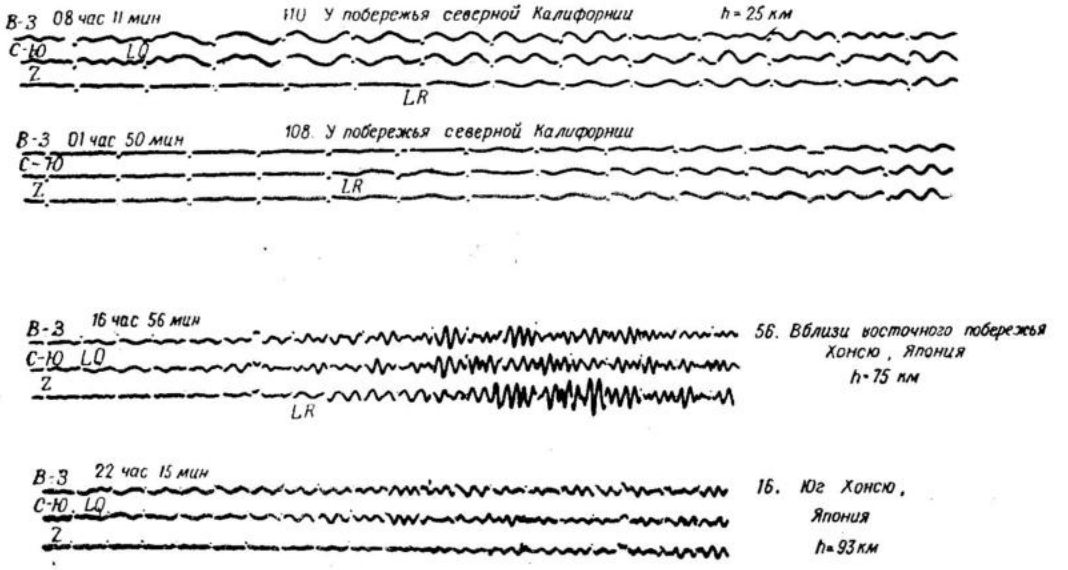
Имеется, однако, несколько случаев, когда характер колебаний различен для двух или трех землетрясений с одинаковым расположением эпицентров, а значит, и почти с одними и теми же трассами пробега. Некоторые из таких примеров приведены на фиг. 5. Два верхних примера — записи на трех компонентах волн землетрясений почти с одинаковыми эпицентрами *110* (40° С, 126,6° З, $h = 25$ км) и *108* (41° С, 125° З, h неизвестно). На первой записи отчетливо видны волны Лява и Релея, тогда как на второй волны Лява отсутствуют, хотя амплитуды волн Релея почти такие же, как в первом случае. Нижние два примера иные: на первой записи землетрясения *56* (35,7° С, 141,2° В, $h = 75$ км) хорошо видны два типа поверхностных волн, на второй записи землетрясения *16* (33,3° С, 141,3° В, $h = 93$ км) волны Релея нечетки. Кроме того, автор наблюдал в Цукубе, что от четырех землетрясений 24 августа 1959 г. в районе Соломоновых островов не были отчетливы волны Релея [7].

Эти явления, по крайней мере в некоторых случаях, зависят от механизма очага. Если, например, отсутствие волн Лява обусловлено механизмом очага, то должна существовать положительная корреляция между волнами *SH* и волнами Лява: и те и другие волны должны быть либо хорошо записаны, либо отсутствовать одновременно. Такая корреляция проверялась для землетрясений, расположенных в широтном и меридиональном направлениях от Упсалы. Результаты показаны на фиг. 6. Сейсмические волны от землетрясения *83* приходят с востока. На сейсмограммах видно, что волны Релея отчетливо записаны в конце записи на компонентах В — З и *Z*, а волны Лява записаны очень плохо. Здесь отсутствует также запись волн *S* на компоненте С — Ю. Следовательно, в данном случае отсутствие волн Лява, возможно, связано с механизмом очага, который не дает поперечных колебаний в направлении станции. Почти то же самое наблюдается и в двух других примерах. При землетрясении *144* волны Лява не образовались. Здесь волны приходят точно с запада, волн *SH* на записи компоненты С — Ю не имеется. От землетрясения *147* записаны только волны Лява. Колебания приходят с юга, и на записи сейсмографа заметны отчетливые волны *SH*, а волны *SV* записаны плохо. Это три примера положительной корреляции. Однако имеются случаи и отрицательной корреляции, что можно видеть на последних двух записях. При землетрясении *127*, для которого не записаны волны Лява, колебания приходят почти с севера. Несмотря на это, на компоненте В — З заметны



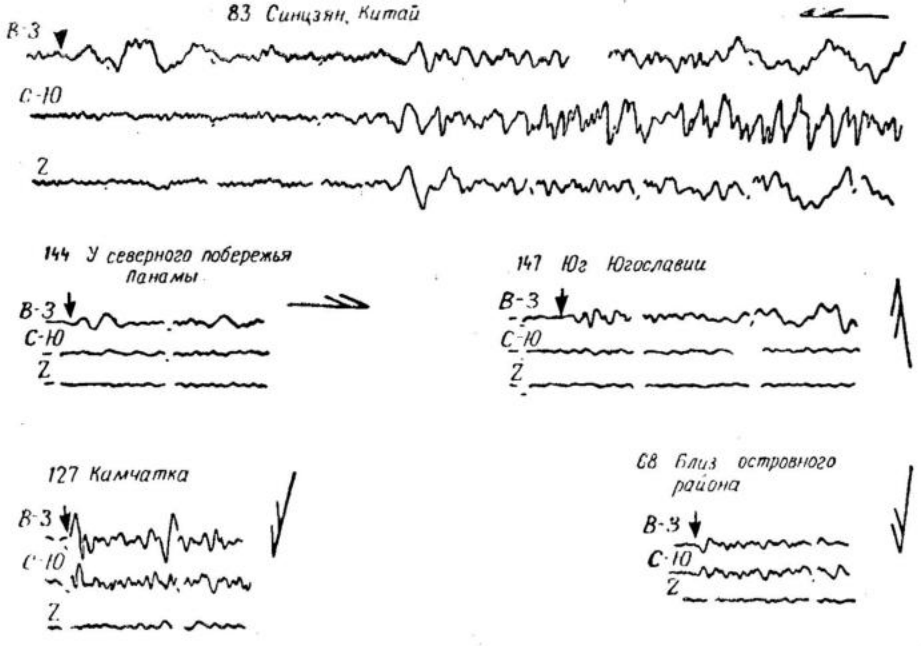
Ф и г. 4. Пути пробега волн Релея до станции Упсала.

1 — хорошо записываются волны Лява и Релея; *2* — только волны Релея; *3* — только волны Лява.



Ф и г. 5. Некоторые примеры сейсмограмм с различными записями поверхностных волн для двух пар землетрясений приблизительно с одним и тем же расположением эпицентров.

Землетрясение *110*: 9 августа 1960 г., 07 *час* 38 *мин* 22,6 *сек*, 40° С, 126,6° З. Землетрясение *108*: 6 июня 1960 г., 01 *час* 17 *мин* 48 *сек*, 41° С, 125° З.



Ф и г. 6. Некоторые примеры сейсмограмм, иллюстрирующие связь между волнами *SH* и волнами Лява.

Короткие стрелки — вступления волны *S*; длинные стрелки — направление прихода воли.

волны *SH* с большой амплитудой. То же самое видно и в последнем случае, когда волны Лява не записаны в Упсале.

Теперь можно сделать вывод, что отсутствие на некоторых записях волн Лява или Релея иногда зависит от механизма очага, а иногда — от особенностей строения коры вдоль трассы распространения.

Характер дисперсии в зоне *A*

Далее будет рассмотрен характер дисперсии волн Лява и Релея для континентальных трасс до Упсалы в четырех зонах: *A* — зона, ограниченная трассами от землетрясений *14* и *43*; *B* — ограниченная трассами от землетрясений *111* и *140*; *C* — от землетрясений *48* и *119*; *D* — от землетрясений *112* и *29* (см. фиг. 4). Данные о землетрясениях для зоны *A* приведены по предварительному бюллетеню Береговой и геодезической службы США в табл. 2 и показаны на фиг. 7.

Таблица 2

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗОНЫ *A*

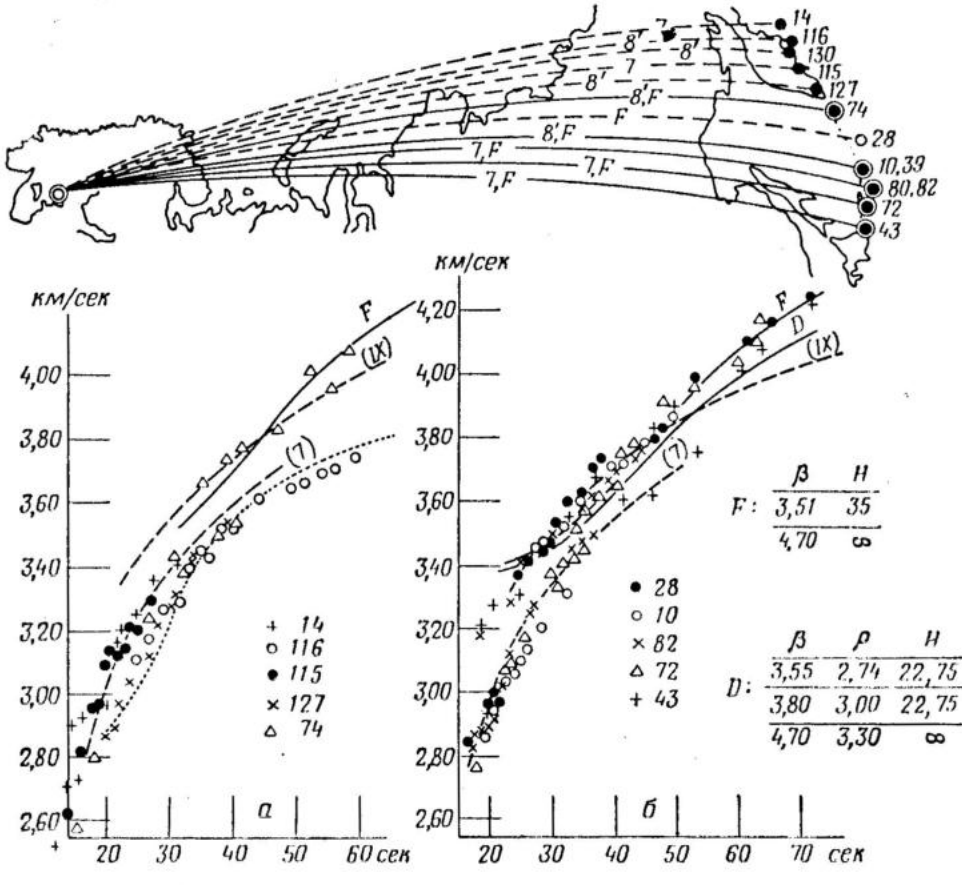
Номер землетрясения	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра		Глубина очага h, км	Магнитуда M	Расстояние D, км
		час	мин	сек					
14	2 июня 1961	01	13	25,4	56,1° С	164,8° В	29	—	6 840
116	25 июля 1960	03	41	05	55 С	163 В	—	6	6 910
130	13 октября 1960	14	52	34,7	54,8 С	161,2 В	35	6,5	6 875
115	25 июля 1960	11	12	00	54 С	159 В	110	—	6 930
127	28 октября 1960	13	18	14,3	52,0 С	157,4 В	96	—	7 080
74	16 января 1961	14	22	18,2	49,9 С	156,2 В	29	6,5	7 290
28	27 августа 1961	16	22	08,1	46,6 С	154,1 В	31	—	7 550
39	4 » 1961	22	52	49,2	45,3 С	151,5 В	20	—	7 600
10	15 июня 1961	23	24	40,4	45,4 С	151,3 В	35	—	7 620
82	23 апреля 1961	09	01	41,8	44,6 С	150,2 В	44	6,5	7 625
80	26 » 1961	07	38	54,1	44,6 С	149,9 В	20	6	7 620
72	12 февраля 1961	21	53	43,5	43,7 С	147,6 В	45	7	7 650
43	11 августа 1961	15	51	35,4	42,9 С	145,1 В	71	7	7 650
32	14 » 1961	18	50	50,3	24,2 Ю	175,7 З	21	6	15 910
67	22 мая 1961	17	32	21,6	22,8 Ю	176,1 З	35	6,5	15 720
50	29 июля 1961	16	27	19,0	23,9 Ю	176,1 З	23	5,5	15 900

На фиг. 7, *а*, *б*, так же как и на следующих фигурах, для сравнения приведены классификационные кривые фиг. 1 (пунктирные линии), пронумерованные римскими и арабскими цифрами соответственно для волн Лява и Релея. Например, на фиг. 7, *а* групповые скорости волн Релея для землетрясений *14* и *115* хорошо ложатся на классификационную кривую (*7*). Характеристическое число *7* согласуется с дисперсией волн Релея для соответствующих трасс. Однако групповые скорости волн Лява, приведенные на фиг. 7, *а* от землетрясения *74*, а от других землетрясений — на фиг. 7, *б*, согласуются с другой теоретической кривой *F* (по Вильсону [13]) (сплошная линия). Для сравнения на фиг. 7, *б* приведена другая теоретическая кривая *D* — вариант 208 Дормана [4]. Обозначения для теоретических кривых взяты из предыдущей работы автора.

Скорости волн Релея для трасс от нескольких камчатских землетрясений, показанные на фиг. 7, *а*, и от землетрясения *10* на Курильских островах (фиг. 7, *б*) ложатся на другую кривую, обозначенную *8'*. Кривая *8* немного

отличается от кривой 7. Этот результат был установлен по данным Поркка [6] почти для той же трассы от Камчатки (54° С, 161° В) до Хельсинки в Финляндии. Полученные Поркка групповые скорости показаны мелкопунктирной кривой на фиг. 7, *а*.

Таким способом были определены характеристические числа для всех наблюденных данных. Эти числа указаны для каждой трассы на фиг. 7. Для большей части трасс характер дисперсии континентальный как в случае волн Лява, так и Релея. На трассах относительные величины участков, покрытых водой, различны, но строение коры почти такое же континентальное.



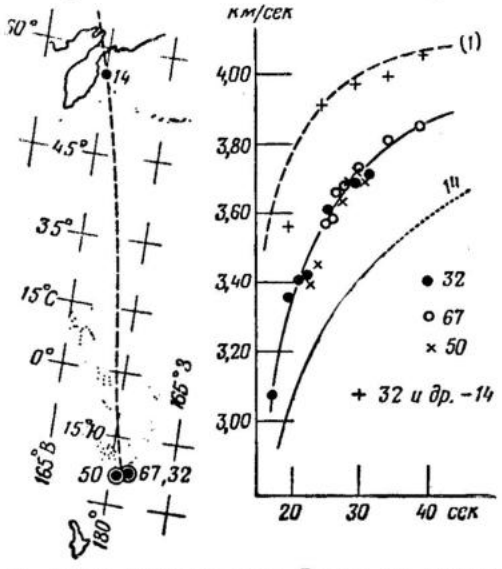
Ф и г. 7. Пути пробега поверхностных волн в зоне *A*.

На диаграммах *а* и *б* показана дисперсия поверхностных волн для различных трасс в зоне *A*. Пунктирная линия с римской цифрой — классификационная кривая для волн Лява, с арабской цифрой — для волн Релея. Для сравнения даны теоретические кривые *F* и *D* (*H* — толщина, *км*; β — скорость поперечных волн, *км/сек*; ϱ — плотность, *г/см*³).
Мелкопунктирная линия на диаграмме *а* соответствует сглаженной дисперсионной кривой волн Релея от Камчатки до Хельсинки, по наблюдениям Поркка [6].

По сравнению с другими трассами несколько бóльшие значения групповых скоростей волн Релея получились для четырех более южных трасс от землетрясений *80*, *82*, *72* и *43*. Эти четыре трассы содержат участки океана в юго-западной части Охотского моря глубиной больше 3 *км*. Однако эти глубоководные участки слишком малы (длина примерно 250 *км*), чтобы оказать какое-либо влияние на результирующую дисперсию всей трассы. Если предположить, что глубоководный океанический район в юго-западной части Охотского моря имеет такое строение, что дисперсия волн Релея характеризуется числом *1*, а оставшаяся часть соответствует дисперсии *8'*, то общая групповая

скорость может уменьшиться только на 0,02 *км/сек* при периоде 30 *сек*. Такое изменение скорости слишком мало, чтобы его можно было заметить. Для сравнения можно сказать, что различие скорости для того же периода между кривыми *8'* и *7* составляет 0,1 *км/сек*. Автор пока не может объяснить вышеупомянутое различие групповых скоростей волн Релея.

На фиг. 8 приведены три дисперсионные кривые волн Релея от землетрясений на Соломоновых островах. Трассы этих землетрясений проходят через эпицентр землетрясения *14*. Можно, следовательно, определить групповые скорости волн Релея для чисто океанического участка для любого из этих трех эпицентров Соломоновых островов до эпицентра *14*. Необходимо вычесть времена пробега волн Релея вдоль короткой трассы из времен



Ф и г. 8. Пути пробега волн Релея от землетрясений *32* и др. до землетрясения *14* (фигура слева). Дисперсия волн Релея от землетрясений *32* и др. и вычисленные групповые скорости для участка трассы от землетрясений *32* и др. до землетрясения *14* (фигура справа).

пробега длинной трассы. Результаты показаны прямыми крестиками на фиг. 8, которые располагаются вблизи кривой (*1*). Это говорит о том, что среднее строение коры Тихого океана между Соломоновыми островами и Камчаткой почти типично океаническое, что хорошо согласуется с предыдущими результатами [10].

Характер дисперсии в зоне *B*

Расположение эпицентров и трасс распространения поверхностных волн для этой зоны показано на фиг. 9, а данные о землетрясениях приведены в табл. 3. Для зоны *B* характерно наличие большого числа смешанных трасс, но все же наблюдаемая дисперсия будет сопоставляться с ранее вычисленной дисперсией волн Релея для различных трасс до станции Цукуба, пересекающих тот же океанический район. На фиг. 9, *а* и *б* видно относительное сходство дисперсии от землетрясений южной части островов Кюсю и Рюкю (фиг. 9, *а*) и от землетрясений островов Санта-Крус и Новые Гебриды (фиг. 9, *б*).

На фиг. 10, *а* видно изменение дисперсии поверхностных волн для землетрясений, происшедших вдоль дуги от Хонсю через острова Рюкю до Тайваня. На этой фигуре сплошной линией отмечена теоретическая дисперсионная кривая *H*, по Вильсону [13]. Здесь же приведена ранее использованная кривая *F*. На фиг. 10 данные для волн Лява имеют небольшой разброс, и довольно

Таблица 3

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗОНЫ *B*

Номер землетрясения	Дата		Время в очаге			Координаты эпицентра		*h*, км	*M*	*D*, км
			час	мин	сек					
111	29 июля	1960	17	31	39,5	40,1° С	142,3° В	45	7	7 850
145	23 марта	1960	00	23	22	39,5 С	143 В	—	6,8	7 900
73	16 января	1961	15	41	23,3	36,4 С	140,6 В	147	—	8 150
56	17 июля	1961	16	20	22,6	35,7 С	141,2 В	75	—	8 200
16	24 сентября	1961	21	40	58,0	33,3 С	141,3 В	93	—	8 460
35	11 августа	1961	06	08	18,2	32,6 С	131,4 В	25	—	8 110
31	14 »	1961	22	04	59,0	31,8 С	131,2 В	14	—	8 190
71	26 февраля	1961	18	10	48,7	31,4 С	131,2 В	54	7,3	8 225
69	16 мая	1961	21	45	24,0	30,0 С	132,0 В	25	5,5	8 400
54	18 июля	1961	14	03	36,5	29,4 С	131,6 В	21	6,8	8 425
142	18 мая	1960	06	35	09	29 С	130 В	100	—	8 400
120	9 июля	1960	00	42	29	25,5 С	125,5 В	—	—	8 530
18	17 сентября	1961	08	41	53,6	23,9 С	122,2 В	35	—	8 520
59	13 июля	1961	21	44	38,0	22,8 С	122,7 В	100	—	8 620
33	13 августа	1961	06	01	02,0	25,3 С	121,5 В	25	—	8 330
04	25 июня	1961	16	46	32,9	21,7 С	143,1 В	13	—	9 740
40	3 августа	1961	23	33	37,7	12,1 С	143,8 В	20	—	10 740
48	10 октября	1961	17	24	58,9	4,7 Ю	138,2 В	36	—	12 100
92	14 декабря	1961	07	10	23,2	3,1 Ю	140,9 В	44	—	12 060
46	26 октября	1961	00	38	20,3	3,1 Ю	147,4 В	14	6	12 400
17	20 сентября	1961	19	03	37,1	3,6 Ю	150,9 В	30	—	12 600
105	11 июня	1960	15	14	07	9 Ю	152,5 В	—	6	13 230
106	Та же		16	37	40	9,5 Ю	152,5 В	—	—	13 290
42	1 августа	1961	05	39	53,2	9,8 Ю	160,5 В	50	6,5	13 660
00	29 июня	1961	09	22	55,8	13,8 Ю	166,0 В	37	—	14 300
70	22 января	1961	03	24	04,5	11,9 Ю	166,2 В	25	6,5	14 080
76	2 »	1961	10	11	56,9	12,4 Ю	166,4 В	161	6,8	14 140
30	14 августа	1961	23	28	46,5	20,3 Ю	169,4 В	97	6	15 080
36	9 »	1961	16	02	36,1	19,1 Ю	168,7 В	68	6	14 920
140	24 мая	1960	14	46	34	44,5 Ю	167,5 В	—	6,8	17 250

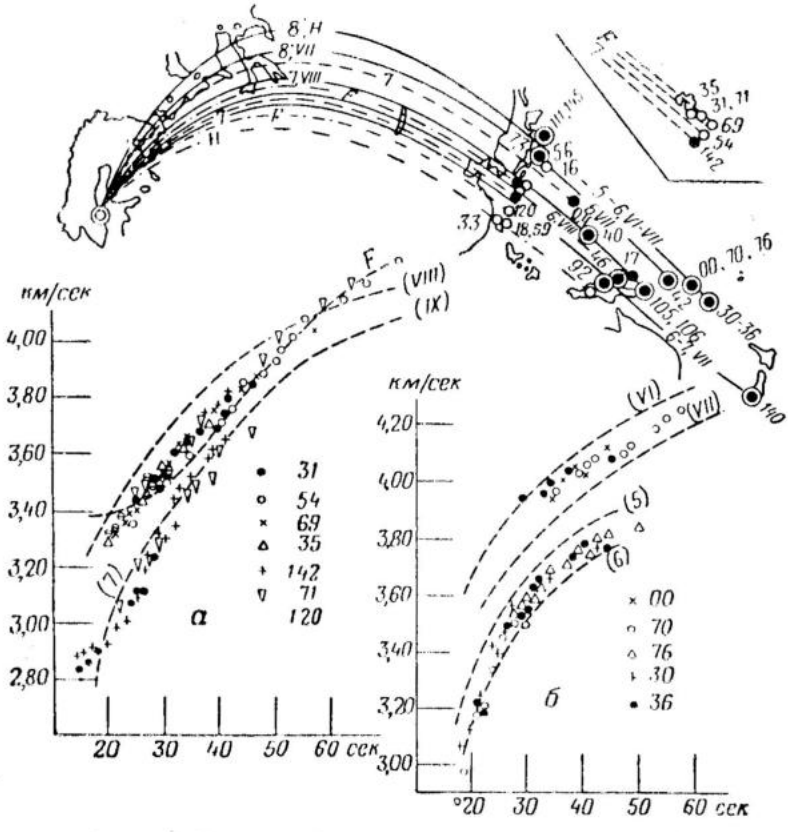
трудно разбить их на группы. Принимая, однако, во внимание вид дисперсии в длиннопериодной части, можно выделить следующие группы: *H* — для землетрясений *145* и *18*, VIII — для землетрясения *73*, VIII—IX — для *56* и *F* — для *31*. При выделении последней группы был принят во внимание характер дисперсии от землетрясения *71*, находящегося почти там же, где и землетрясение *31*. Бот [1] также наблюдал дисперсию волн Лява в Упсале от землетрясения на Тайване (24° С, 122° В) с эпицентром, приблизительно совпадающим с эпицентром землетрясения *18* (23,9° С, 122,2° В). Его данные так же располагаются вблизи кривой *H*, и он тоже не наблюдал волн Релея на этой трассе.

Скорости волн Релея от землетрясений *56* и *73* определены только для короткопериодных волн; по-видимому, они ложатся на ту же кривую, что и при землетрясении *145*. Данные хорошо согласуются с кривой *8'*, которая получена для трасс от камчатских землетрясений (см. фиг. 7). Поркка [6] также показал, что дисперсия волн Релея от Японии до Хельсинки имеет тот же характер, как от Камчатки до Хельсинки.

Из полученных результатов можно сделать следующие выводы: 1) хорошо сформировавшиеся волны Релея приходят в Упсалу только от землетрясе-

ний, расположенных на севере в зоне Хонсю, Кюсю, островов Рюкю и Тайваня; 2) среднее строение земной коры для трасс от всех этих землетрясений до Упсалы примерно такое же, как и по дисперсии волн Лява.

На фиг. 10, *б* приведены групповые скорости, начиная от землетрясения *16* (побережье Хонсю) до землетрясения *48* (запад Новой Гвинеи) вдоль Марианских островов. Несмотря на ограниченность некоторых из этих данных, кажется, что все они согласуются как для волн Лява, так и для волн Релея. Это означает, что увеличение длины покрытого водой участка на этих



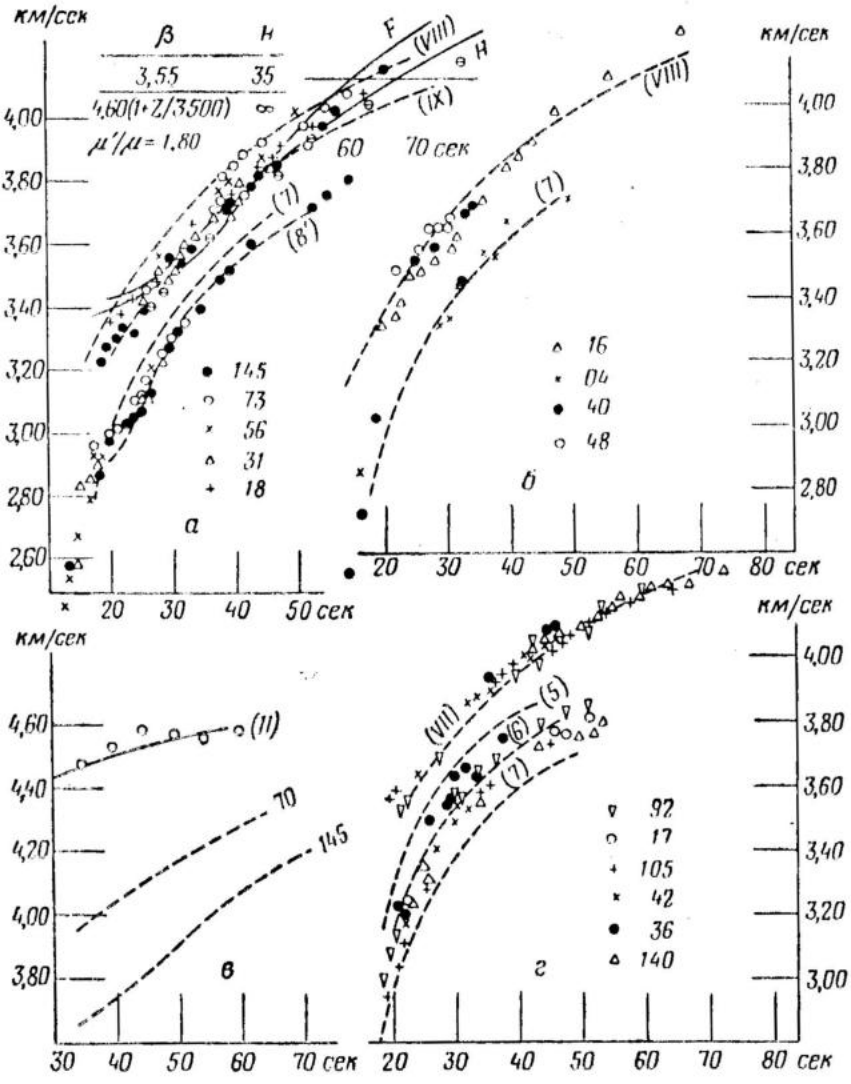
Ф и г. 9. Пути пробега поверхностных волн в зоне *B*.

а. Дисперсия для землетрясений островов Кюсю и Рюкю;
б. Дисперсия для землетрясений островов Санта-Крус и Новые Гебриды.

четырех трассах не влияет на результирующую дисперсию. Последнее соответствует предыдущим исследованиям автора в морских областях, согласно которым трасса от землетрясения *40* до Упсалы содержит самые большие участки наиболее океанической структуры до Кюсю. Однако длина этого участка только 130 *км* (около 1,2% длины трассы), что слишком мало, чтобы влиять на общую дисперсию на трассе (см. фиг. 11).

На фиг. 10, *г* показана дисперсия скоростей для землетрясений *92—140*, эпицентры которых располагаются на дуге, проходящей через небольшие острова. Бóльшая часть полученных значений скоростей, за исключением скоростей для землетрясения *36*, согласуются между собой. Эти данные располагаются вокруг кривой *VII* для волн Лява и кривой *6* для волн Релея. Для землетрясения *36*, вероятно, имеется небольшая часть с океанической дисперсией (как для волн Лява, так и для волн Релея), а для землетрясения *140*— небольшая часть с континентальной дисперсией (для волн Релея).

Согласно предыдущим исследованиям, эти две трассы включают наиболее типичные океаническую и континентальную части (что ясно видно на фиг. 11).



Фиг. 10.

а. Дисперсия для землетрясений вдоль дуги от Японии до островов Рюкю. *F* и *H* — теоретические кривые. Кружками с горизонтальной чертой показана дисперсия волн Лява, по данным Бота [1], для трассы от Тайваня до Упсалы.

б. Дисперсия для землетрясений *16—48*, т. е. от Японии до западной части Новой Гвинеи вдоль Марианских и Маршалловых островов.

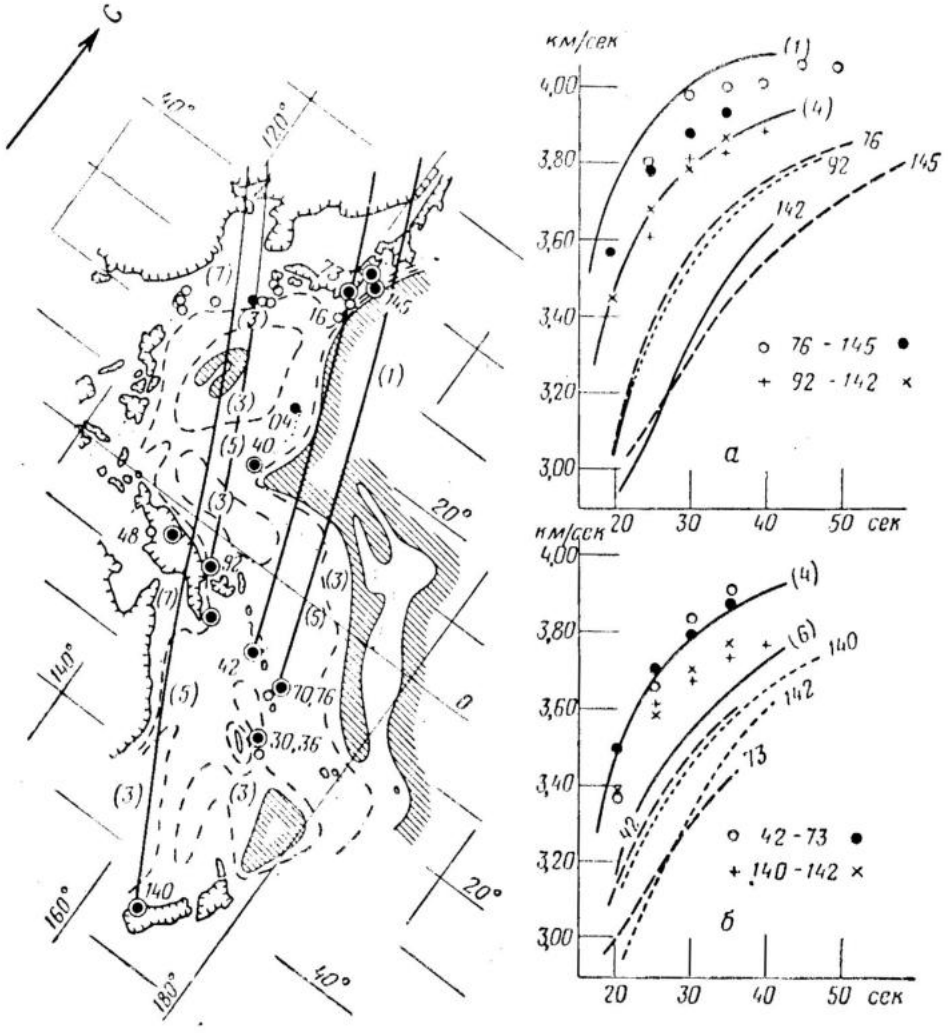
в. Вычисленные групповые скорости волн Лява (кружки) для участков между эпицентрами *70* и *145*. Использованные при вычислении первичные данные показаны пунктирными сглаженными линиями.

г. Дисперсия для землетрясений, расположенных на дуге от Новой Гвинеи через острова Санта-Крус до Новой Зеландии.

В зоне *B* можно получить данные о региональной дисперсии волн Релея для океанических частей трасс между двумя эпицентрами. Результаты показаны на фиг. 11.

С другой стороны, можно вычислить групповые скорости волн Релея из ранее полученной [10] карты подразделения районов (см. фиг. 11). Карта составлена по большому числу данных о групповых скоростях, определенных

по станциям Цукуба (Япония), Гонконг (Китай), Гонолулу (Гавайские острова) и Сува (острова Фиджи) для многих пересекающихся трасс. На этой карте районы *1*, *3*, *5* и *7* соответствуют аналогичным типам дисперсии волн Релея. По карте были измерены расстояния D_1, D_3, D_5 и D_7 вдоль участков между



Ф и г. 11. Карта юго-западной части Тихого океана с выделенными районами.

На карте показаны трассы волн между двумя эпицентрами (жирные линии).

а. Светлые кружки обозначают групповые скорости волн Релея, вычисленные из времен пробега между эпицентрами *76—145* и *92—142*. Черные кружки — групповые скорости, вычисленные по карте для того же пути. Прямые и косые крестики — соответственно такие же данные для участка между эпицентрами *92* и *142*.

б. Обозначения те же, что на диаграмме *а*, для групповых скоростей волн Релея между эпицентрами *42—73* и *140—142*.

эпицентрами *76—145*, *92—142*, *42—73* и *140—142*; D_i — длина участка трассы в пределах района i. Значения расстояний приведены в табл. 4. Групповые скорости волн Релея для различных типов дисперсии (*1*, *3*, *5* и *7*) известны, и поэтому можно вычислить времена пробега волн Релея вдоль каждой трассы. Эти значения (t_1, t_3, t_5 и t_7) также приведены в табл. 4. Из сложения всех времен можно получить полное время пробега Σt_i для каждого участка между двумя эпицентрами. В последней колонке приведены вычисленные по $\Sigma D_i/\Sigma t_i$ групповые скорости. Эти же значения показаны черными кружками

Таблица 4

ГРУППОВЫЕ СКОРОСТИ ВОЛН РЕЛЕЯ, ВЫЧИСЛЕННЫЕ ПО КАРТЕ ДЕЛЕНИЯ НА РАЙОНЫ
(D в километрах; t в секундах)

Землетрясения 76—145						
	D_1	D_3	D_5	D_7	ΣD_i	
	3300	440	2500	0	6240	
T, сек	t_1	t_3	t_5	t_7	Σt_i	V, км/сек
20	880	124	740	0	1744	3,58
25	840	117	695	0	1652	3,78
30	825	114	675	0	1614	3,87
35	818	112	660	0	1590	3,92

Землетрясения 92—142						
	D_1	D_3	D_5	D_7	ΣD_i	
	290	2000	1000	370	3660	
T, сек	t_1	t_3	t_5	t_7	Σt_i	V, км/сек
20	77	565	296	125	1063	3,44
25	74	530	278	115	997	3,67
30	73	518	270	109	970	3,77
35	72	510	264	106	952	3,84

Землетрясения 42—73						
	D_1	D_3	D_5	D_7	ΣD_i	
	2210	660	2200	440	5510	
T, сек	t_1	t_3	t_5	t_7	Σt_i	V, км/сек
20	590	186	650	148	1574	3,50
25	562	174	611	137	1484	3,71
30	553	170	595	130	1448	3,81
35	548	168	582	126	1424	3,87

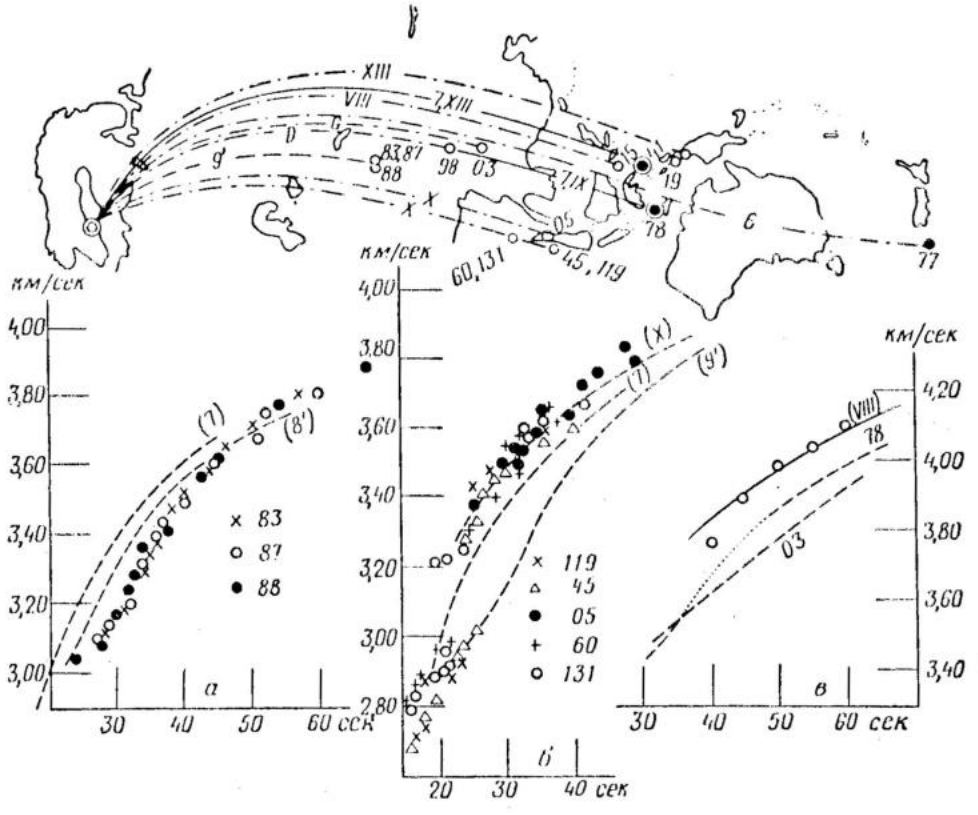
Землетрясения 140—142						
	D_1	D_3	D_5	D_7	ΣD_i	
	580	3680	3000	1650	8850	
T, сек	t_1	t_3	t_5	t_7	Σt_i	V, км/сек
20	155	1037	888	555	2635	3,36
25	148	975	834	512	2469	3,58
30	145	950	810	485	2390	3,70
35	144	938	794	472	2348	3,77

и косыми крестиками на фиг. 11. В пределах ошибок они хорошо согласуются с величинами, полученными в настоящей работе. Это подтверждают и полученные ранее выводы о строении юго-западной части Тихого океана.

На фиг. 10, *в* показаны групповые скорости волн Лява, вычисленные из времен пробега между двумя эпицентрами *70* и *145*. Эти скорости (обозначенные белыми кружками) ложатся на кривую (*II*), представляющую океанический тип строения коры. Результат этот также весьма правдоподобен.

Характер дисперсии в зоне *C*

Данные о землетрясениях этой зоны и полученная дисперсия приведены в табл. 5 и на фиг. 12. Примечательно, что для большинства трасс этой зоны отсутствуют длиннопериодные волны Релея. То же самое наблюдалось и на



Ф и г. 12. Пути пробега поверхностных волн в зоне *C*.

а. Пример дисперсии волн Релея для пути, соответствующего характеристическому числу *9*. *б*. Дисперсия волн Лява и Релея для землетрясений, расположенных вокруг Суматры. *в*. Вычисленные групповые скорости волн Лява между двумя эпицентрами *78* и *03*.

станции Цукуба (Япония) для многих континентальных трасс, пересекающих эту зону (см. фиг. 16).

Хорошая дисперсия волн Релея обнаружена в этой зоне только от землетрясений *83*, *87* и *88* (фиг. 12, *а*). Она соответствует другому типу — (*9'*), отличающемуся от (*8'*). Дисперсия волн Релея от нескольких землетрясений вблизи острова Суматра (хотя она получена только для коротких волн), видимо, имеет такой же характер (фиг. 12, *б*). С другой стороны, скорости волн Лява для этих трасс, полученные в данной работе, более континентальны (*X*).

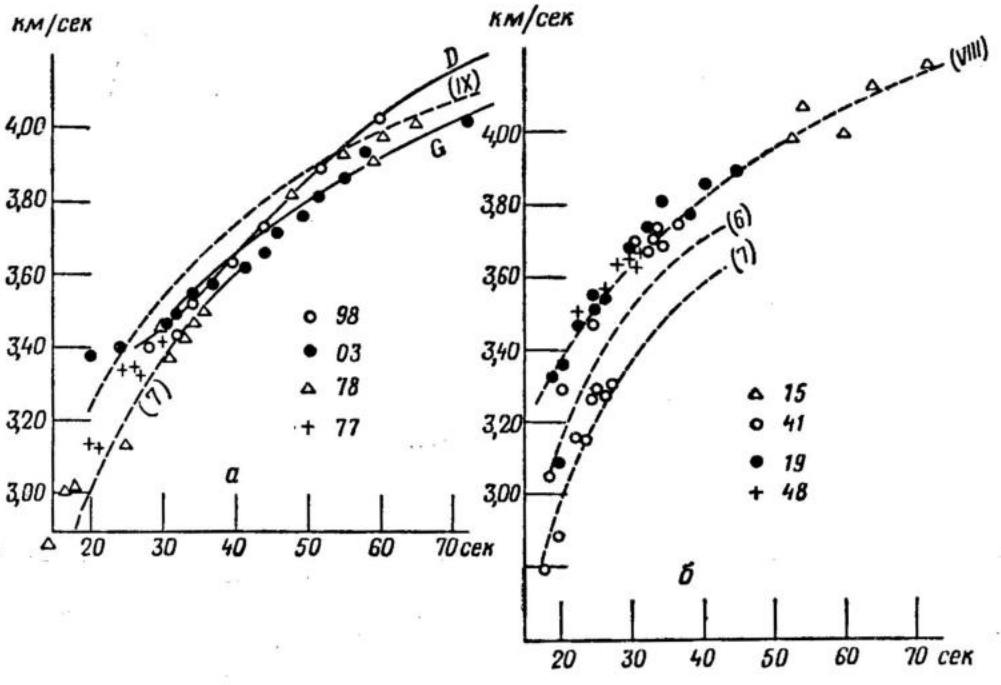
На фиг. 13, *а* приведены групповые скорости волн Лява для трасс, имеющих примерно то же самое направление на Упсалу, но обладающих различ-

Таблица 5

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗОНЫ *C*

Номер землетрясения	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра		Глубина очага *h*, км	Магнитуда *M*	Расстояние *D*, км
		час	мин	сек					
83	13 апреля 1961	16	34	39,1	40,1° С	77,8° В	19	—	4 640
87	4 » 1961	09	46	36,6	40,1 С	77,8 В	16	—	4 640
88	1 » 1961	15	18	22,8	39,6 С	77,7 В	21	6	1 440
98	4 декабря 1961	12	38	11,9	33,2 С	95,8 В	45	—	6 220
03	27 июня 1961	07	03	42,2	27,8 С	99,4 В	33	—	6 950
78	16 марта 1961	13	45	35,6	8,2 Ю	122,0 В	74	6,5	11 590
77	18 » 1961	14	54	59,3	49,9 Ю	163,3 В	36	6,5	17 550
15	29 сентября 1961	19	06	13,4	0,5 С	122,4 В	110	—	10 750
41	3 августа 1961	06	51	44,1	3,5 Ю	130,8 В	22	—	11 600
19	11 сентября 1961	19	57	58,2	4,1 Ю	134,3 В	19	—	11 810
48	10 октября 1961	17	24	58,9	4,7 Ю	138,2 В	36	—	12 100
60	11 июля 1961	09	31	57,2	8,3 С	93,3 В	163	—	8 425
131	8 октября 1960	20	40	06,6	7,9 С	92,9 В	84	—	8 430
05	24 июня 1961	09	36	08,8	4,1 С	97,5 В	188	—	9 025
45	26 октября 1961	15	27	02,2	0,4 Ю	98,6 В	18	6	9 550
119	10 июля 1960	00	05	18	0	98 В	—	—	9 475

ной длиной. На этой же фигуре показаны два типа дисперсии волн Релея от землетрясений *77* и *78*. Характер дисперсии волн Лява для трассы от землетрясения *03* более континентальный. Он соответствует, по-видимому, кри-



Фиг. 13.

а. Дисперсия волн Лява для трасс, расположенных в одном направлении по отношению к Упсале. Приведена новая кривая *G*. *G*: $\frac{\beta \quad H}{4{,}50 \quad \infty}$ $\mu'/\mu = 1{,}795$.

б. Дисперсия для землетрясений вблизи Калимантана и Новой Гвинеи.

вой *C*, вычисленной Юингом, Жардецким и Прессом [5] для модели коры, показанной на той же фигуре. Как видно на фиг. 16, трасса землетрясения *03* включает наибольший участок высокогорного района Тибетского плоскогорья, поэтому полученные результаты достаточно правдоподобны. Используя дисперсию волн Лява от землетрясений *78* и *03*, можно вычислить групповые скорости волн Лява между этими эпицентрами. Результаты показаны на фиг. 12, *в*. Они согласуются с континентальной кривой (*VIII*). Это значит, что покрытый водой район между эпицентрами *03* и *78* имеет континентальное строение коры, что согласуется с дисперсией волн Релея. На фиг. 13, *б* приведены групповые скорости для землетрясений восточной части Калимантана до западной части Новой Гвинеи. Дисперсия для всех этих землетрясений сходна и имеет континентальный характер, особенно для волн Лява.

Характер дисперсии в зоне *D*

Данные о землетрясениях в зоне *D* сведены в табл. 6. На фиг. 14 показаны пути пробега волн, а на фиг. 15, *а* приведена дисперсия для пяти землетрясений, расположенных на востоке зоны. Дисперсия волн Лява для трассы

Таблица 6

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ЗОНЫ *D*

Номер землетрясения	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра	Глубина очага *h*, км	Магнитуда *M*	Расстояние *D*, км
		час	мин	сек				
112	29 июля 1960	14	33	46,1	31,7° С 67,0° В	64	—	4 770
64	11 июня 1961	05	10	26,0	28,9 С 54,6 В	38	6,5	4 440
103	1 августа 1960	02	20	52,4	27,9 С 54,2 В	110	—	4 525
141	19 мая 1960	10	11	51	17 Ю 66 В	—	—	9 530
65	1 июня 1961	23	29	21,1	10,6 С 39,3 В	51	6,5	5 770
66	23 мая 1961	02	45	16,0	36,4 С 28,3 В	49	6,3	2 700
91	26 декабря 1961	06	17	30,6	44,2 Ю 38,1 В	22	—	11 700
139	26 мая 1960	06	10	05	40 С 20 В	—	6,5	2 220
147	12 марта 1960	11	54	00	42 С 21 В	—	—	2 000
118	13 июля 1960	07	55	54	53,5 Ю 1,5 В	—	6	12 600
99	2 декабря 1961	12	40	17,8	36,5 С 8,6 В	62	—	2 680
135	9 ноября 1960	03	17	58,5	60,7 Ю 24,8 З	37	6,5	13 870
21	8 сентября 1961	11	26	32,8	56,1 Ю 27,3 З	125	8	13 450
29	16 августа 1961	16	15	57,5	13,8 Ю 14,7 З	25	—	8 630

от землетрясения *141*, частично пересекающей Индийский океан, менее континентальна (*VII*), чем для других трасс, проходящих в основном по континенту; дисперсия для последних хорошо согласуется с континентальной теоретической кривой *H*. На фиг. 15, *а* видно, что дисперсия волн Релея для чисто континентальных трасс землетрясений *64* и *103* имеет характер *8'*, как обнаружено в данной работе.

Дисперсия для трасс в центральной части зоны показана на фиг. 15, *б*. Характер дисперсии волн Лява для землетрясений *139*, *147* и *91* один тот же. Трасса землетрясения *118* включает большой участок южной части Атлантического океана; волны Релея для этой трассы имеют наименее континентальный тип дисперсии (*5*). Волны Релея землетрясения *91*, распространяющиеся по менее океаническому участку, чем на предыдущей трассе, обладают несколько более континентальной дисперсией (*6*).

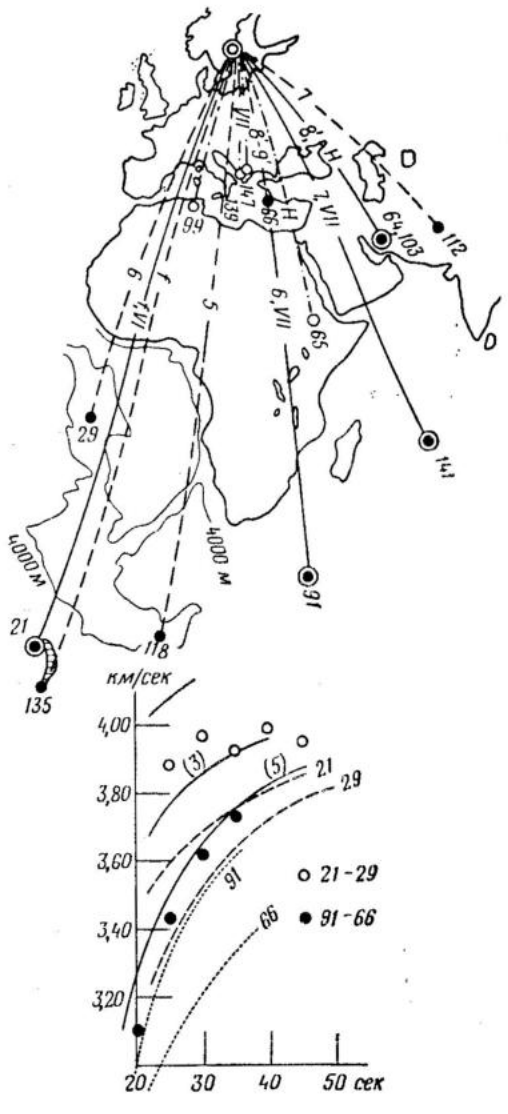
Дисперсия волн Релея землетрясения *66* обладает наиболее континентальным характером. Эти данные ограничены короткими периодами, и поэтому

возникают некоторые затруднения при определении характеристического числа. Однако для этой же трассы имеются данные Бота и Фогеля [2]. Их результаты показаны сглаженной мелкопунктирной линией и требуют иного обозначения, например *8*.

Комбинируя дисперсию волн Релея для землетрясений *66* и *91*, можно вычислить групповые скорости волн для участка между этими эпицентрами. Данные показаны на фиг. 14 черными кружками. Они соответствуют опорной кривой (*5*). По этим данным можно вычислить групповые скорости волн Релея для Африки.

Длина участка трассы в Средиземном море очень мала в сравнении со всей трассой, и можно пренебречь влиянием строения коры на этом участке на дисперсию для всего участка от землетрясений *66*—*91*. Длина океанического участка в Индийском океане составляет около $^1/_3$ всей длины трассы. Следовательно, предполагая характер дисперсии волн Релея для океанического пути, мы можем определить дисперсию для континентального участка трассы. Результаты приведены в табл. 7.

В табл. 7 даны две совокупности V_c, вычисленные из двух серий V_0, основанных на типах дисперсии *1* и *3*.



Ф и г. 14. Пути пробега поверхностных волн в зоне *D*.

Групповые скорости волн Релея вычислены для участков между двумя эпицентрами *21—29* и *91—66*.

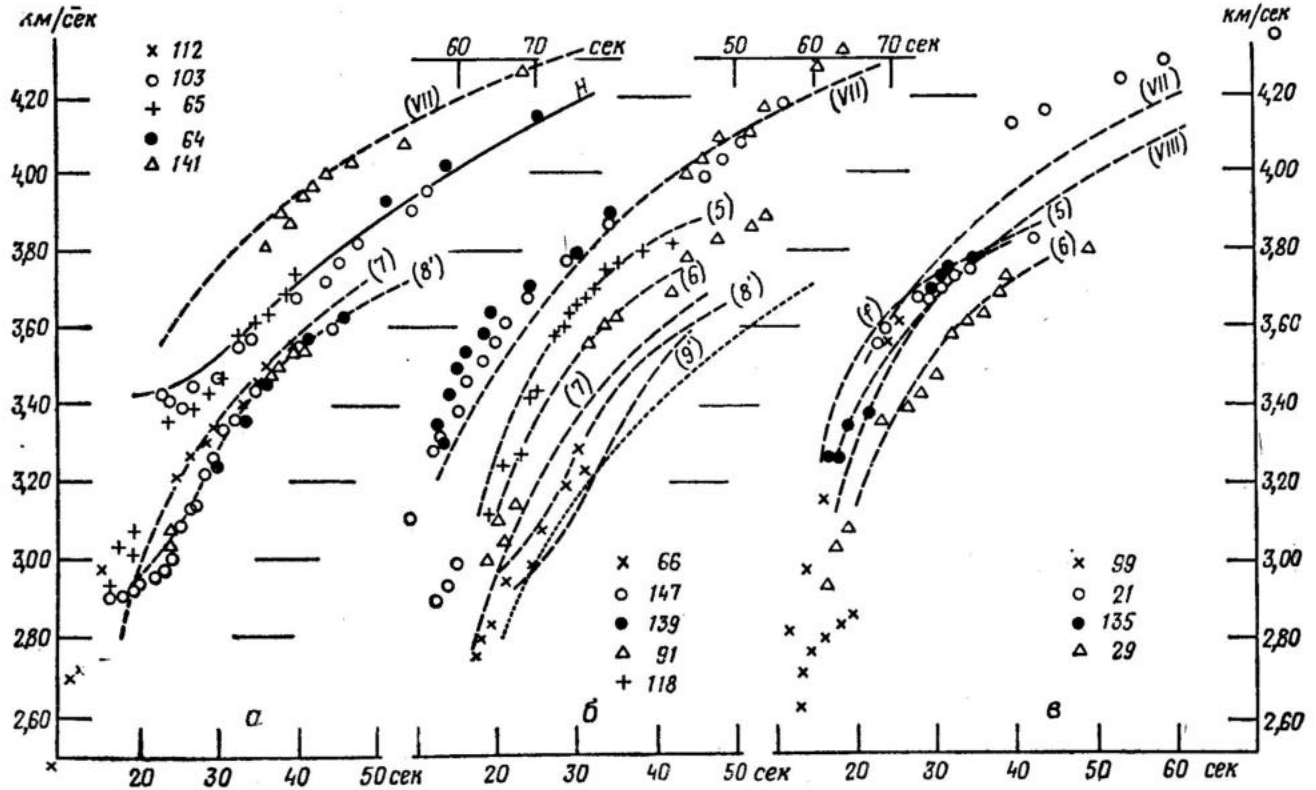
В последних двух колонках приведены для сравнения с V_c групповые скорости волн Релея для типов дисперсии (*6*) и (*7*). Результаты расчета показывают, что характер дисперсии волн Релея в Африке лежит между (*6*) и (*7*).

Таблица 7

ВЫЧИСЛЕНИЕ ДИСПЕРСИИ ВОЛН РЕЛЕЯ ДЛЯ АФРИКИ [1]

T, сек	V_0, км/сек		V_c, км/сек		V, км/сек	
	(*1*)	(*3*)			(*6*)	(*7*)
20	3,75	3,55	2,83	3,02	3,10	2,97
25	3,95	3,76	3,28	3,34	3,41	3,22
30	4,00	3,87	3,48	3,53	3,55	3,40
35	4,03	3,92	3,61	3,66	3,65	3,50

[1] V_0—предполагаемые групповые скорости волн Релея для океанических трасс; V_c—вычисленные групповые скорости волн Релея для континентальных трасс.

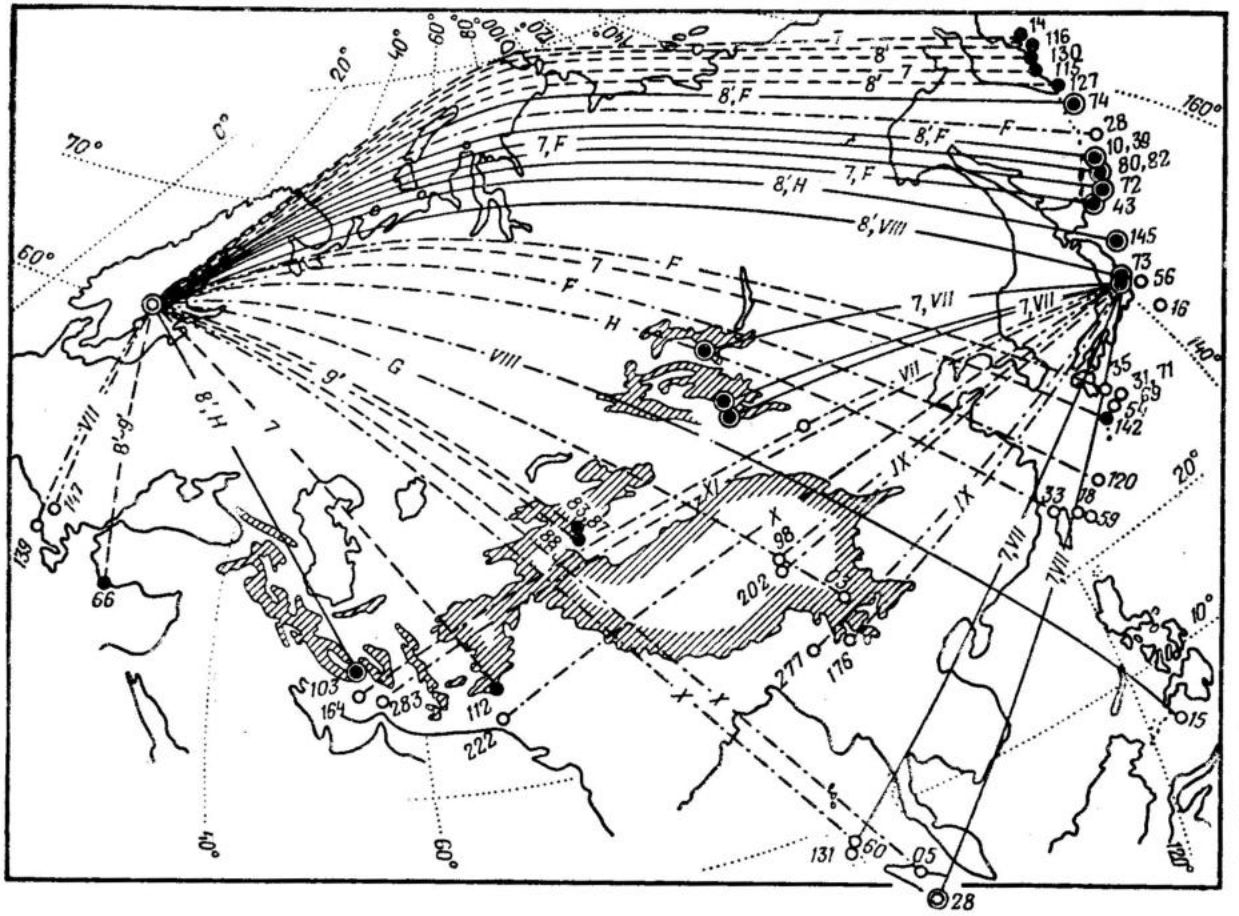


Ф и г. 15.

а. Дисперсия для восточной части зоны *D*.

б. Дисперсия для центральной части зоны *D*. Мелкопунктирная линия соответствует дисперсии волн Релея, по данным Бота и Фогеля [2], для той же трассы, что и от землетрясения *66* до Упсалы.

в. Дисперсия для западной части зоны *D*.



Ф и г. 16. Пути пробега поверхностных волн через Евразию и характеристические числа для каждой трассы.

Для сравнения добавлены данные, полученные на станции Цукуба. На этой карте показаны только характерные трассы до Упсалы. Заштрихованные области означают районы с высотой гор более 9000 футов (2740 *м*).

На фиг. 15, *в* показана дисперсия для трасс, проходящих в западной части зоны *D*. Дисперсия для землетрясения *99* ограничена короткими периодами у обоих типов волн, определение характеристических чисел для этих трасс не проводилось. Трасса от землетрясения *21* проходит почти через половину Атлантического океана и, следовательно, скорости согласуются с океанической кривой (*VI*).

При рассмотрении фиг. 15, *в* обнаруживается интересный факт: дисперсия волн Релея для трасс от землетрясений *21* и *135*, пересекающих большую часть Срединноатлантического хребта, подобна дисперсии (*f*). Эта дисперсия типична для трасс в пределах восточной части Тихоокеанского поднятия и в ее окрестностях [12]. Белыми кружками на фиг. 14 показаны вычисленные групповые скорости волн Релея для трассы, которая пересекает хребет между эпицентрами *29* и *21*. Как и предполагалось, для коротких периодов скорости оказались бóльшими, а для длинных — меньшими, что характерно для этого типа дисперсии.

ЛИТЕРАТУРА

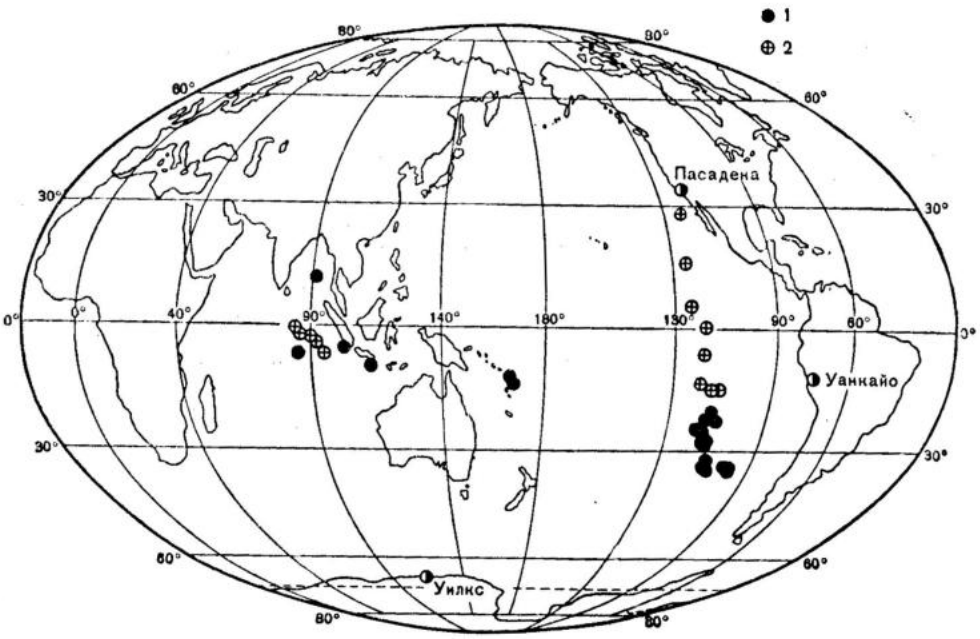
1. Båth M., 1959. Seismic Surface-Wave Dispersion. A World-wide Surrey. Geofis. Pura e Applicata, **43**, 131—147.
2. Båth M., Vogel A., 1957. Continental Dispersion of Seismic Surface Waves. Geofis. Pura e Applicata, **38**, 10—18.
3. Båth M., Vogel A., 1958. Surface Waves from Earthquakes in Northern Atlantic-Arctic Ocean., Geofis. Pura e Applicata, **39**, 35—54.
4. Dorman J., 1959. Numerical Solutions for Love Wave Dispersion on a Half-Space with Double Surface Layer. Geophysics, **24**, 12—29.
5. Ewing M., Jardetzky W. S., Press F., 1957. Elastic Waves in Layered Media. New York, 380.
6. Porkka M. T., 1960. Surface Wave Dispersion for Some Eurasian Paths. Rayleigh Waves from Kamchatka and Japan to Finland. Geophysica, **7.2**, 101—105.
7. Santô T. A., 1960*a*. Observation of Surface Waves by Columbia-type Seismograph Installed at Tsukuba Station, Japan (Part I) — Rayleigh Wave Dispersions across the Oceanic Basin. Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 219—240.
8. Santô T. A., 1960*b*. Rayleigh Wave Dispersions across the Oceanic Basin around Japan, part II. Bull. Earthq. Res. Inst., **38**, 385—401.
9. Santô T. A., 1961*a*. Rayleigh Wave Dispersion across the Oceanic Paths around Japan, part III. On the Crust of the South-Western Pacific Ocean. Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 1—22.
10. Santô T. A., 1961*b*. Division of the South-Western Pacific Area into Several Regions in each of which Rayleigh Waves have the same Dispersion Characters. Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 603—630.
11. Santô T. A., 1961*c*. Dispersion of Love Waves along Various Paths to Japan, part I. Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 631—651.
12. Santô T. A., Båth M., 1962. Crustal Structure of Pacific Ocean Area from Dispersion of Rayleigh Waves. Bull. Seism. Soc. Am., в печати.
13. Wilson J. T., 1940. The Love Waves of the South Atlantic Earthquake of August 28, 1933, Bull. Seism. Soc. Am., **30**, 273—301.

Дисперсия волн Релея и строение земной коры в области Индийского и восточной части Тихого океанов

Р. Ковач, Ф. Пресс[1]

Введение

По дисперсии волн Релея изучены многие океанические области [7]. Однако по одной дисперсии волн Релея иногда нельзя однозначно определить толщину коры: различный характер изменения скорости с глубиной может



Ф и г. 1. Карта, показывающая расположение эпицентров и места изучения коры методом преломленных волн в Тихом и Индийском океанах.

1 — эпицентр; *2* — место изучения коры методом преломленных волн.

достаточно хорошо согласовываться с данными о дисперсии. Кроме того, в океанических областях необходимо тщательно проверять правильность полученного строения коры, поскольку на дисперсию волн Релея оказывает влияние слой воды. Пресс [9] и Оливер, Ковач, Дорман [8] показали, что при изучении континентальных зон более однозначное определение структуры земной коры возможно по дисперсии поверхностных волн и по преломленным волнам.

В настоящей работе рассматривается дисперсия волн Релея при интервале периодов 12—35 *сек* для океанической трассы от острова Пасхи до Пасадены, США. Вычислены теоретические дисперсионные кривые волн Релея

[1] Kovach R., Press F., Rayleigh wave dispersion and crustal structure in the Eastern Pacific and Indian oceans, Geoph. Journ. Royal Astron. Soc., 1961, **4**, 202—216.

на основе данных Райтта [10], полученных по преломленным волнам. Сделана попытка согласования теоретических и наблюденных данных. В связи с новизной метода комплексирования преломленных волн с дисперсией поверхностных волн необходимо было вычислить серию теоретических кривых.

Модель, согласующаяся с данными по преломленным волнам и с данными по дисперсии, состоит из слоя воды и осадочного слоя, покрывающих двухслойную кору. Верхний слой коры ($\beta = 2{,}93$ *км/сек*) имеет толщину 1 *км*, нижний ($\beta = 3{,}87$ *км/сек*) толщиной 4 *км* лежит на оболочке. Остальные параметры этой модели приведены в табл. 3 (модель 1588).

Вторая часть работы посвящена Индийскому океану — одной из обширных территорий земного шара. До настоящего времени имеется мало данных о строении земной коры Индийского океана. Калифорнийский технологический институт установил в Антарктиде сейсмическую станцию, работавшую там по программе МГГ с 17 апреля 1957 г. по 31 января 1959 г. Станция находилась на Земле Уилкса и имела координаты 66°20′ Ю и 110°31′ В. На фиг. 1 видно, что расположение этой станции благоприятно для записи землетрясений с эпицентрами в Индийском океане. Землетрясения в Индийском океане сравнительно редки, и мало имеется трасс, которые пересекали бы значительную часть океана. Однако, несмотря на ограниченность данных для Индийского океана, они дают максимум групповой скорости, как и при наблюдениях в Пасадене от землетрясений острова Пасхи.

Анализ результатов

На фиг. 1 показаны эпицентры, сейсмические станции и места изучения коры методом преломленных волн. Использованы следующие обозначения:

α — скорость продольных волн
β — скорость поперечных волн
ϱ — плотность
H — толщина слоя
k — волновое число
C — фазовая скорость
U — групповая скорость
T — период волн
T_0 — период сейсмографа
T_g — период гальванометра

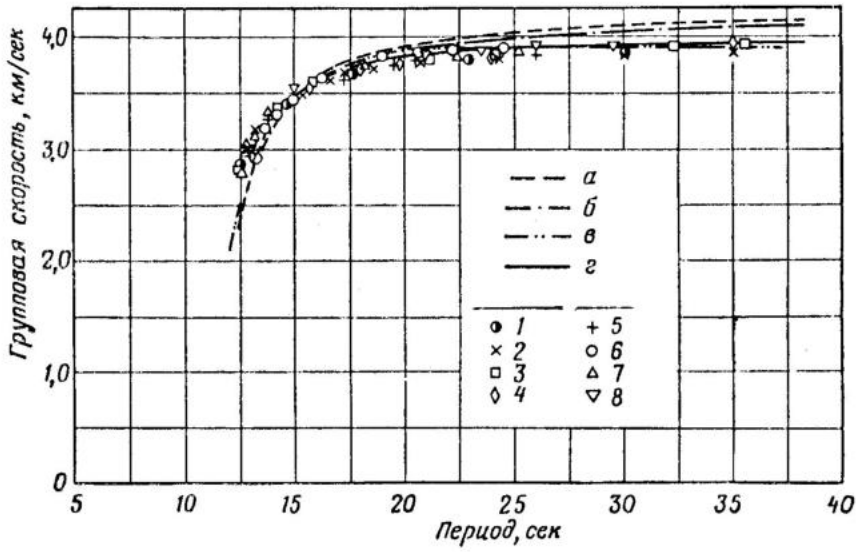
В табл. 1 приведены времена в очаге и эпицентральные расстояния для землетрясений острова Пасхи, записанных в Пасадене длиннопериодной

Таблица 1

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ТИХОГО ОКЕАНА

Дата	Координаты эпицентра		Время в очаге (по Гринвичу)			Расстояние до Пасадены, *км*
	ю. ш.	з. д.	*час*	*мин*	*сек*	
2 января 1940	28,5°	113,5°	11	07	18	6953
19 сентября 1943	28,5	113,5	04	47	46	6953
19 апреля 1944	27	113	22	32	08	6791
22 » 1944	27	113	03	35	45	6791
18 ноября 1944	28,5	113,5	07	53	14	6953
19 февраля 1951	25	117	22	11	54	6548
18 июля 1952	23	114,5	18	39	40	6338
15 апреля 1960	27	113	03	25	38	6791

установкой Бениоффа ($T_0 = 1$ *сек*, $T_g = 90$ *сек*). Для получения более точных данных выбирались землетрясения, находящиеся примерно на одной и той же дуге большого круга с Пасаденой. Большое число данных позволяет получить надежные сведения о дисперсии обычным графическим методом.



Ф и г. 2. Экспериментальные групповые скорости волн Релея, распространяющихся от острова Пасхи до Пасадены, и теоретические дисперсионные кривые для четырех моделей строения среды.

1 — 2 января 1940 *г.*; *2* — 19 сентября 1943 г.; *3* — 19 апреля 1944 г.; *4* — 22 апреля 1944 г.; *5* — 18 ноября 1944 г.; *6* — 19 февраля 1951 г.; *7* — 18 июля 1952 г.; *8* — 15 апреля 1960 г.; *а* — модель 375; *б* — модель 212; *в* — модель 1000; *г* — модель 1103 или 1588.

В наблюдаемую дисперсию была внесена поправка за небольшие континентальные участки. Если границу между континентом и океаном провести по изобате 1000 морских саженей, то только 4% общего пути будет континентальным. Поправка мала и не превышает 0,05 *км/сек* при любом периоде. Для дальнейшего повышения точности вводилась поправка за фазовый сдвиг сейсмографов. Эта поправка мала и не превышает 0,01 *км/сек* для групповой скорости. Эпицентры и времена возникновения взяты из бюллетеней ISS или USCGS.

Таблица 2

ДАННЫЕ, ПОЛУЧЕННЫЕ ПО МЕТОДУ ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН В ТИХОМ ОКЕАНЕ (ПО РАЙТТУ)

Средняя толщина слоя, *км*	α, *км/сек*
0,29	2,15
1,02	5,09
4,18	6,76
	8,25

Наблюденная дисперсия волн Релея показана на фиг. 2. Данные хорошо согласуются для всех землетрясений. Прежде чем сопоставлять теоретическую и наблюденную дисперсии, рассмотрим ограничения и гипотезы, положенные в основу теоретической модели.

Основное ограничение вносится строением коры Тихого океана. Данные получены Райттом [10] по методу преломленных волн. Результаты этих работ суммированы в табл. 2. Метод преломленных волн для морских бассейнов определяет прежде всего скорости продольных волн, тогда как дисперсия волн Релея в основном зависит от скорости поперечных волн. В связи с этим приходится выбирать значения коэффициента Пуассона. Возможно, что коэффициент Пуассона для оболочки континента отличается от его значения в океане, так как скорости поперечных волн не определялись в оболочке под океа-

нами. Необходимо, чтобы теоретическая модель удовлетворяла наблюдаемой осредненной максимальной групповой скорости, равной 3,92 *км/сек*. Эта максимальная групповая скорость зависит от распределения скоростей поперечных волн в верхней части оболочки. Наблюденные данные указывают на выравнивание, или выполаживание, кривой групповой скорости, начиная с периода 18 *сек*. Выбранная теоретическая модель должна удовлетворять этому условию.

Для сопоставления наблюденной и теоретической дисперсий было вычислено несколько кривых на основании данных Райтта по преломленным волнам. Все рассматриваемые теоретические дисперсионные кривые волн Релея вычислены по формулам Хаскела на электронно-вычислительной машине Bendix G-15D. В табл. 3 приведены параметры слоев и результаты расчета. Модель 375 состоит из слоя воды и двуслойной коры, лежащей на однородной и полубесконечной оболочке. Толщины слоев взяты как средние из значений, полученных методом преломленных волн, в направлении от острова Пасхи до Пасадены. Как видно на фиг. 2, кривая не согласуется с наблюдениями. Модель 212 подобна модели 375, но скорости продольных волн уменьшены от 8,2 до 8,1 *км/сек* (соответственно скорость поперечных волн в оболочке уменьшена до 4,68 *км/сек*). На фиг. 2 видно, что обе теоретические кривые в сравнении с наблюденными данными лежат высоко, и, следовательно, значения групповой скорости для периодов более 16 *сек* завышены.

При сопоставлении наблюдаемой и теоретической дисперсий были вычислены различные теоретические дисперсионные кривые. При расчете этих кривых (которые здесь не приводятся) варьировались параметры только для земной коры. Скорость продольных волн модели 375 была уменьшена с 6,83 до 6,70 *км/сек*. Соответственно была уменьшена и скорость поперечных волн. Это было необходимо для согласования данных со значением скорости во всем бассейне Тихого океана. Однако эти изменения в пределах земной коры оказались недостаточны для объяснения наблюдаемых особенностей.

Чтобы согласовать наблюдаемый максимум групповой скорости с теоретическим, приходится либо уменьшать скорость поперечных волн в оболочке, либо использовать более совершенную модель строения Земли с учетом слоя пониженной скорости в верхней части оболочки. Дорман, Юинг и Оливер [2] показали, что теоретическая модель со слоем пониженных скоростей в верхней части оболочки лучше согласуется со строением оболочки под океанами. Модель 1000 основана на данных о преломленных волнах в коре с добавлением слоя пониженной скорости в оболочке. Жидкий слой в этой модели состоит из слоя воды и рыхлого осадочного слоя. Оболочка принята такой же, как в модели 8099 Дормана, Юинга и Оливера для Тихого океана (табл. 3). Исключение составляет меньшая, чем в модели 8099, глубина слоя пониженной скорости. Такое изменение глубины необходимо, чтобы уменьшить величины групповой скорости модели 8099, которая равна 4,01 *км/сек*; она велика в сравнении с наблюденными скоростями для острова Пасхи. Модель 1000 является простейшей модификацией модели 8099, включающей слой пониженной скорости. На фиг. 2 видно, что дисперсионная кривая модели 1000 хорошо согласуется с наблюденными данными для периодов больше 25 *сек*. Для периода около 20 *сек* наблюдается отклонение порядка 0,1 *км/сек*. Для согласования данных при этом периоде требуется уменьшение скорости поперечных волн в верхней части оболочки до 4,5 *км/сек*. В модели 1103 скорость продольных волн в верхней части оболочки составляет 8,2 *км/сек* и соответствующая скорость поперечных волн изменена до 4,5 *км/сек*. Как видно на фиг. 2, этот вариант наилучшим образом согласуется с наблюденными данными. Скорость продольных волн, равная 8,2 *км/сек*, получена методом преломленных волн, а скорость поперечных волн для данной модели составляет 4,5 *км/сек*, значит, необходимо изменить коэффициент Пуассона до 0,28 вместо общепринятого значения 0,25.

Таблица 3

ПАРАМЕТРЫ СЛОЕВ И РЕЗУЛЬТАТЫ ВЫЧИСЛЕНИЙ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ДИСПЕРСИОННЫХ КРИВЫХ

Модель 375

H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
4,3	1,52		1,03	4,16	6,83	3,94	3,00
1,0	5,07	2,93	2,67		8,20	4,73	3,30

T, сек	C, км/сек	U, км/сек	T, сек	C, км/сек	U км/сек
38,155	4,25600	4,16	19,131	4,14960	3,90
32,866	4,24080	4,13	16,652	4,10400	3,73
28,954	4,22560	4,10	14,819	4,04320	3,47
25,972	4,21040	4,06	13,782	3,98240	3,16
23,649	4,19520	4,03	13,128	3,92160	2,84
21,808	4,18000	3,99	12,680	3,86080	2,54
20,330	4,16480	3,94	12,351	3,80000	2,26

Модель 212

H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
4,3	1,52		1,03	4,16	6,83	3,94	3,00
1,0	5,07	2,93	2,67		8,10	4,68	3,30

T, сек	C, км/сек	U, км/сек	T, сек	C, км/сек	U, км/сек
56,49	4,2408	4,18	17,910	4,08880	3,80
37,68	4,2104	4,12	14,697	3,99760	3,41
28,51	4,1800	4,05	13,346	3,90640	2,93
23,276	4,1496	3,98	12,624	3,81520	2,48
20,031	4,11920	3,90			

Модель 1000

H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
4,2	1,52		1,03	36,0	7,82	4,61	3,34
0,2	2,10	0,50	2,10	173,0	8,17	4,30	3,4425
1,0	5,07	2,93	2,67		8,49	4,60	3,5265
4,0	6,70	3,87	3,00				

Продолжение табл. 3

T, сек	C, км/сек	U, км/сек	T, сек	C, км/сек	U, км/сек
60,991	3,98240	3,916	16,359	3,94561	3,70
58,067	3,97936	3,92	15,009	3,91521	3,525
55,513	3,97708	3,93	13,443	3,85472	2,99
20,182	3,97628	3,91	12,838	3,79392	2,67
19,755	3,97480	3,90	12,416	3,73312	2,39
18,3361	3,96720	3,845	12,103	3,67232	2,13
16,792	3,95200	3,74	11,858	3,61152	1,74

Модель 1103

H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
4,1	1,52		1,03	36,0	8,20	4,50	3,34
0,2	2,10	0,5	2,10	173,0	8,17	4,30	3,4425
1,0	5,07	2,93	2,67		8,49	4,60	3,5265
4,0	6,70	3,87	3,00				

T, сек	C, км/сек	U, км/сек	T, сек	C, км/сек	U, км/сек
43,098	3,97480	3,95	20,784	3,95200	3,86
36,443	3,97176	3,96	17,032	3,92160	3,71
27,767	3,96720	3,94	16,087	3,90640	3,63
27,016	3,96644	3,94	15,388	3,89120	3,55
24,875	3,96340	3,93	14,836	3,87600	3,48
22,967	3,95960	3,90	13,040	3,78480	2,96

Модель 8099 (Дорман)

H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
5,0	1,52		1,03	90,0	9,32	5,19	3,7650
1,0	2,10	1,00	2,10	100,0	9,97	5,49	4,0100
5,0	6,41	3,70	2,84	100,0	10,48	5,79	4,2300
49,0	7,82	4,61	3,34	100,0	10,85	6,03	4,4100
160,0	8,17	4,30	3,4425	100,0	11,12	6,20	4,5450
100,0	8,49	4,60	3,5265	100,0	11,33	6,31	4,6400
90,0	8,81	4,80	3,6040		11,49	6,40	4,7100

Модель 1588

H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
4,1	1,520	0,000	1,030	1,0	5,070	2,930	2,670
0,2	2,100	0,500	2,100	4,0	6,700	3,870	3,000

Продолжение табл. 3

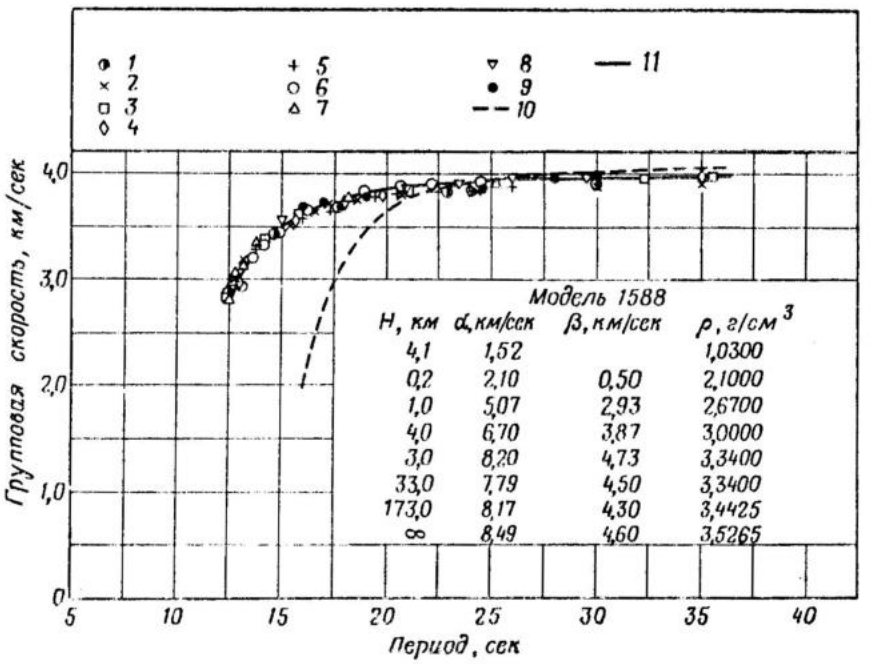
H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³	H, км	α, км/сек	β, км/сек	ρ, г/см³
3,0	8,200	4,730	3,340	100,0	10,850	6,030	4,410
33,0	7,790	4,500	3,340	100,0	11,120	6,200	4,545
173,0	8,170	4,300	3,442	100,0	11,330	6,315	4,640
100,0	8,490	4,600	3,526	100,0	11,490	6,400	4,710
90,0	8,810	4,800	3,604	100,0	11,640	6,465	4,770
90,0	9,320	5,192	3,765	100,0	11,780	6,531	4,827
100,0	9,970	5,492	4,010		11,920	6,591	4,882
100,0	10,480	5,790	4,230				

T, сек	C, км/сек	U, км/сек	T, сек	C, км/сек	U, км/сек
256,023	4,8936	3,72	94,531	4,0536	3,79
246,159	4,8336	3,68	69,785	3,9936	3,87
236,449	4,7736	3,65	55,439	3,9718	3,91
226,810	4,7136	3,63	37,679	3,9596	3,95
217,162	4,6536	3,61	28,626	3,9558	3,94
207,426	4,5936	3,60	24,952	3,9520	3,92
197,521	4,5336	3,60	20,866	3,9414	3,86
186,898	4,4736	3,59	16,959	3,9110	3,70
176,829	4,4136	3,61	15,297	3,8806	3,54
165,819	4,3536	3,62	14,311	3,8502	3,39
154,169	4,2936	3,64	13,164	3,7894	3,05
141,668	4,2336	3,67	12,796	3,7590	2,88
127,789	4,1736	3,70	12,504	3,7286	2,71
112,668	4,1136	3,74			

Рассмотрим теоретическую модель со скоростью продольных волн 8,2 *км/сек* в верхней части оболочки и $\sigma = 0{,}25$. В модели 1588 средняя скорость поперечных волн в верхней части оболочки сохраняется равной 4,5 *км/сек*, но здесь непосредственно под корой добавляется слой толщиной 3 *км* со скоростью продольных волн 8,2 *км/сек* и поперечных 4,73 *км/сек*. В такой модели в целом сохраняется значение коэффициента Пуассона 0,25 для верхней части оболочки, а слой толщиной 3 *км* достаточен для согласования со вступлениями наблюдаемых преломленных волн. Вместе с тем этот слой не влияет на дисперсию волн Релея. Дисперсия для модели 1588 идентична дисперсии для модели 1103, и обе эти модели хорошо согласуются с наблюдениями. В настоящее время нельзя твердо сказать, каково значение скорости поперечных волн *Sn* в оболочке — 4,73 или 4,5 *км/сек*. Однако последнее значение требует значительного изменения коэффициента Пуассона для океана и континента. Весьма важно установить более совершенными измерениями по методу преломленных волн, действительно ли существует слой со скоростью 4,73 *км/сек*, ибо по поверхностным волнам выяснить это невозможно.

На фиг. 3 сопоставляются наблюденные скорости для острова Пасхи с эмпирическими кривыми, полученными от ядерных взрывов в Тихом океане, по записям станции Пасадена. Такое сопоставление возможно, так как данные, полученные от ядерных взрывов [4], относятся к «средним» трассам через Тихий океан, и, кроме того, эти данные вполне надежны, поскольку известно время и место взрыва. Как видно на фиг. 3, для периодов меньше 25 *сек* ско-

рости волн взрывов не согласуются с данными наблюдений, что объясняется только различием глубин океана для двух сопоставляемых трасс. Следует отметить, что максимальная групповая скорость при взрывах, равная 4,05 *км/сек*, отличается от максимальной для острова Пасхи (3,92 *км/сек*), но согласуется с данными для модели 8099 Дормана. Это позволяет предполагать региональное различие строения коры и оболочки для двух трасс Тихого океана. Это различие объясняется изменениями слоя пониженных скоростей в оболочке. Скорости от землетрясений острова Пасхи по данным Пасадены



Ф и г. 3. Экспериментальные значения скоростей волн Релея от острова Пасхи до Пасадены в сравнении с данными, полученными от взрывов и из теоретических сейсмограмм.

1 — *2* января 1940 г.; *2* — 19 сентября 1943 г.; *3* — 19 апреля 1944 г.; *4* — 22 апреля 1944 г.; *5* — 18 ноября 1944 г.; *6* — 19 февраля 1951 г.; *7* — 18 июля 1952 г.; *8* — 15 апреля 1960 г.; *9* — данные, полученные из теоретических сейсмограмм; *10* — эмпирическая кривая для ядерных взрывов в Тихом океане; *11* — модель 1588.

указывают на меньшую глубину залегания зоны пониженных скоростей на этой трассе, чем на трассе от взрывов. Скорость поперечных волн в верхней части оболочки для первой трассы составляет 4,5 *км/сек*, в то время как данные по взрывам и предыдущие данные Дормана, Юинга и Оливера [2] для других трасс Тихого океана дают величину 4,6 *км/сек*.

Дорман, Юинг и Оливер [2] изучали минимум групповой скорости волн Релея в океанической оболочке при периодах около 225 *сек*. Полученные в настоящей работе результаты относятся к другому интервалу периодов. Однако следует выяснить, будет ли модель 1588 согласовываться с моделью 8099 Дормана, являющейся наилучшей теоретической моделью для океанической оболочки в интервале периодов около 200 *сек*. Дисперсионная кривая модели 1588 для 18 слоев вычислена на электронной машине IBM704 по программе, составленной Сифельдтом из аэродинамической лаборатории. Результаты представлены в табл. 3, и для периодов 100—260 *сек* кривая модели 1588 хорошо согласуется с кривой Дормана для модели 8099.

При обработке записей поверхностных волн обычным графическим способом возможны ошибки из-за влияния сейсмографа, приближенности гра-

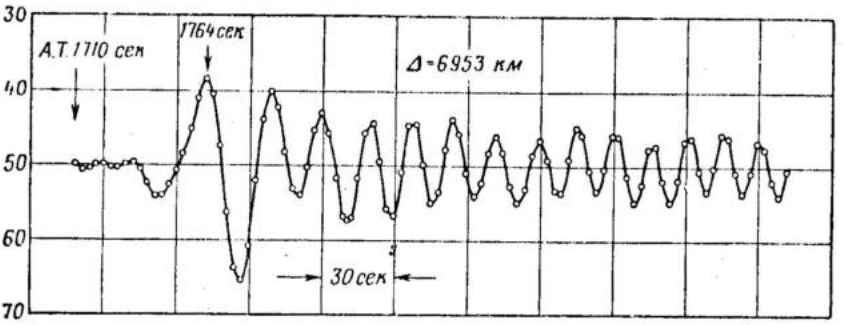
фика период — время пробега и осложнений в фазе Эйри [11, 13]. Поэтому необходимо контролировать точность полученных данных. С этой целью были построены теоретические сейсмограммы по программе, составленной Аки [1] для электронно-вычислительных машин. На электронной машине Bendix G-15D вычисляется интеграл

$$g(t) = 2\int_{\omega_1}^{\omega_2} \cos[\omega t - \delta(\omega)]\, d\omega,$$

где

$\delta(\omega) = \frac{\omega\Delta}{C(\omega)} + \delta_{ин}(\omega)$; $g(t)$ — вид возмущения; ω — угловая частота; Δ — эпицентральное расстояние; $C(\omega)$ — фазовая скорость; $\delta_{ин}(\omega)$ — инструментальный фазовый сдвиг.

Входными данными являются характеристика сейсмографа, эпицентральное расстояние и теоретические фазовые скорости для модели, показанной



Фиг. 4. Теоретическая сейсмограмма для трассы от острова Пасхи до Пасадены, вычерченная электронно-вычислительной машиной Bendix G-15D.

на фиг. 3. По этим начальным данным вычисляется и автоматически вычерчивается теоретическая сейсмограмма. Результаты расчетов показаны на фиг. 4. Характерными особенностями сейсмограммы являются большие амплитуды фазы Эйри и наличие волн Релея в оболочке, которые представляют длиннопериодные колебания, накладывающиеся на основные колебания. В результате обмера теоретической сейсмограммы получены значения скоростей, показанные черными кружками на фиг. 3. Эти данные согласуются в пределах точности с наблюденными, что служит дополнительным подтверждением достоверности выводов, сделанных для трассы от острова Пасхи до Пасадены.

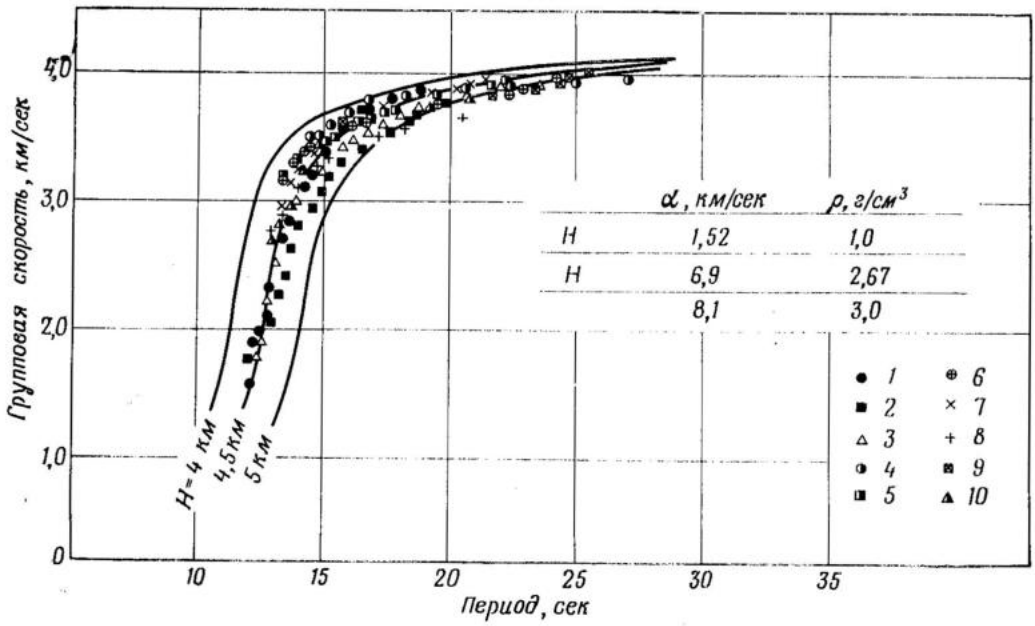
Некоторые землетрясения острова Пасхи (табл. 4) были записаны на станции Уанкайо в Перу (см. фиг. 1). Периоды волн Релея не превышают 27 *сек*, ибо поверхностные волны записаны только короткопериодным вертикальным сейсмографом Бениоффа ($T_0 = 0{,}5$ *сек*, $T_g = 4{,}3$ *сек*). Примерно 7% трассы от острова Пасхи до Уанкайо проходит по континенту; в связи с этим была введена соответствующая поправка. На этой трассе трудно детально исследовать строение коры и оболочки, так как строение земной коры в Андах мало изучено, а общая протяженность трассы невелика. Эти обстоятельства могут приводить к ошибке 0,1 *км/сек*. На фиг. 5 видно, что полученные данные согласуются с теоретическими кривыми Жардецкого и Пресса [6]. Поскольку для трассы остров Пасхи — Уанкайо нельзя сделать определенных выводов о строении коры, интерпретация проводится для получения данных о средней толщине осадочного слоя (см. табл. 4). Для районов со средней глубиной океана 3,9 *км* толщина осадков составляет 0,57 *км*.

Таблица 4

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ОСТРОВА ПАСХИ, ЗАПИСАННЫЕ В УАНКАЙО, ПЕРУ

Дата	Время (по Гринвичу)			Координаты эпицентра		Эпицентральное расстояние до Уанкайо, *км*	Средняя глубина океана, *км*	Средняя толщина осадочного слоя, *км*
	час	*мин*	*сек*	ю. ш.	з. д.			
2 ноября 1932	11	03	30	22,2°	112,2°	4069	4,1	0,4
9 апреля 1934	15	29	29	35,5	99,5	3558	3,7	0,6
15 сентября 1935	14	09	08	26	114	4333	4,0	0,4
23 марта 1937	00	44	21	36,5	98,5	3567	3,7	0,6
1 мая 1937	12	20	53	36,5	107,5	4206	3,8	0,6
2 января 1940	11	07	18	28,5	113,5	4357	3,7	0,6
21 июля 1943	04	13	57	34	110	4222	3,7	0,7
19 апреля 1944	22	32	08	27	113	4264	4,0	0,6
1 сентября 1951	08	49	18	33	110	4190	3,9	0,6
15 декабря 1955	01	19	02	21,5	113	4138	4,1	0,6

На фиг. 1 показаны эпицентры землетрясений Индийского океана и Кораллового моря, записанные на станции Уилкс в Антарктике. Времена в очаге и эпицентральные расстояния для этих землетрясений приведены в табл. 5.



Ф и г. 5. Дисперсия волн Релея для трассы островов Пасхи — Уанкайо.

1 — 2 ноября 1932 г.; *2* — 15 декабря 1955 г.; *3* — 19 апреля 1944 г.; *4* — 2 января 1940 г.; *5* — 15 сентября 1935 г.; *6* — 9 апреля 1934 г.; *7* — 1 мая 1937 г.; *8* — 1 сентября 1951 г.; *9* — 23 марта 1937 г.; *10* — 21 июля 1943 г.

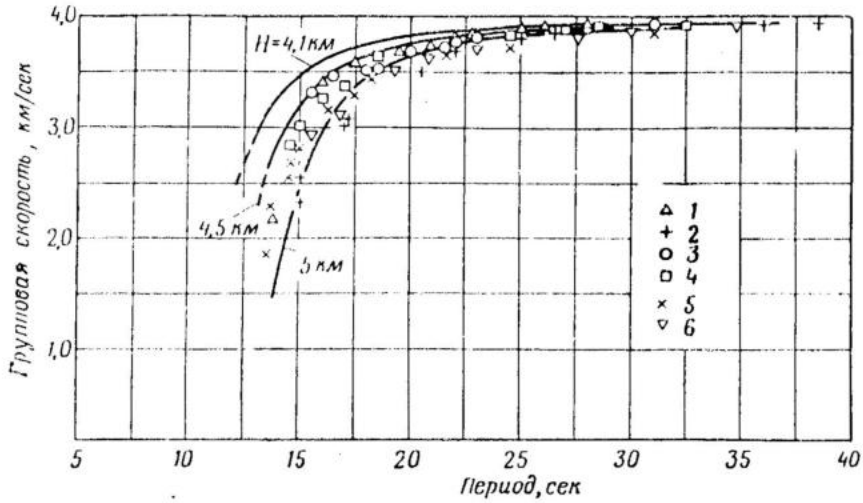
Землетрясения выбирались по возможности удаленные, чтобы свести к минимуму влияние ошибок времени возникновения и координат эпицентров. Континентальные части трасс составляют только около 1,5% протяженности каждой трассы, поэтому поправка за эти участки также небольшая. Поверхностные волны записывались трехкомпонентной установкой Пресса — Юинга с периодом сейсмографа 15 *сек* и гальванометра около 90 *сек*. Позднее период гальванометра был уменьшен до 30 *сек* из-за больших помех.

Таблица 5

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ ИНДИЙСКОГО ОКЕАНА И КОРАЛЛОВОГО МОРЯ

Дата	Эпицентр	Время в очаге (по Гринвичу)			Расстояние до Уилкса, км
		час	мин	сек	
26 июня 1957	7,5° Ю 85,5° В	02	47	36	6807
2 ноября 1957	13 Ю 166,5 В	18	30	24	7212
28 » 1957	15 Ю 168,5 В	20	50	10	7086
13 января 1958	11,5 С 92,5 В	20	14	27	8764
5 сентября 1958	5 Ю 102 В	13	01	55	6840
22 ноября 1958	10,5 Ю 112,5 В	00	04	20	6201

На фиг. 6 показаны исправленные групповые скорости волн Релея для приведенных в табл. 5 землетрясений Индийского океана и Кораллового моря.



Ф и г. 6. Дисперсия волн Релея в Индийском океане и теоретические дисперсионные кривые для модели 1588.

1 — 26 июня 1957 г.; *2* — 13 января 1958 г.; *3* — 5 сентября 1958 г.; *4* — 22 ноября 1958 г.; *5* — 2 ноября 1957 г.; *6* — 28 ноября 1957 г.; *H* — толщина слоя воды.

Поправка за небольшие участки континента при любом периоде не превышает 0,02 *км/сек*. На этой же фигуре показаны теоретические дисперсионные кривые модели 1588 для различных толщин слоя воды. При периодах более 25 *сек* отмечается хорошее согласие наблюдаемых и теоретических значений скорости.

В Индийском океане проводилось небольшое число измерений в целях изучения строения коры методом преломленных волн [3]. Места проведения таких работ указаны на фиг. 1. Длина профилей не превышала 1,5 мили, и поэтому было невозможно оценить глубину границы *M*. Согласно Гаскелу [3], строение коры Индийского океана такое же, как в Тихом океане.

На трассе от острова Пасхи до Пасадены наблюденная и теоретическая дисперсии волн Релея с периодами 25—38 *сек* согласуются между собой. Полученные данные показывают, что строение верхней части оболочки в Индийском и Тихом океанах несколько различно. К такому же выводу пришел Аки (устное сообщение) при изучении волн Релея в оболочке.

Данные для Индийского океана и для острова Пасхи согласуются только в максимумах групповой скорости. Данные скоростей для трассы к острову

Пасхи достаточно точны, чтобы уменьшить скорости поперечных волн в верхней части оболочки до 4,5 *км/сек*. Данные для Индийского океана недостаточны, чтобы уверенно оценить этот эффект. Меньшая, чем для Тихого океана, глубина слоя пониженной скорости в Индийском океане и районе острова Пасхи не является однозначно установленным фактом, хотя такая модель коры согласуется с результатами по поверхностным и преломленным волнам.

Ранее установлено, что теоретические кривые для вариантов 1103 и 1588 одинаково согласуются с дисперсией на трассе от острова Пасхи до Пасадены. Для обеих моделей скорость поперечных волн в верхней части оболочки уменьшена до 4,5 *км/сек*. Такое значение скорости поперечных волн на данной трассе предполагает наличие «ослабленной» оболочки. Среднее значение глубины океана вдоль трассы меньше, чем для глубоководных океанических бассейнов, что указывает на поднятие дна океана. Это может быть связано с особенностями строения среды на трассе от острова Пасхи до Пасадены. Севернее острова Пасхи расположено Восточно-Тихоокеанское поднятие, подобное Срединноатлантическому хребту. Хейзен [5] полагает, что оно продолжается до Калифорнии. Рассматриваемая здесь трасса, видимо, отражает эту особенность. На протяжении 6000 *км* вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия сравнительно узкой полосой проходит большой тепловой поток [12].

Для Срединноатлантического хребта характерно сравнительно малое значение скорости поперечных волн в оболочке. На двух станциях, установленных Райттом для изучения строения коры методом преломленных волн на Восточно-Тихоокеанском поднятии, скорость в оболочке, равная 8,2 *км/сек*, не наблюдалась. Возможно, что скорость продольных волн на трассе от острова Пасхи до Пасадены никогда не достигает такой величины. Возможно также, что сравнительно малая скорость поперечных волн в верхней части оболочки связана с зонами большего теплового потока или поднятий магмы, обусловленных вулканической деятельностью океанических хребтов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., 1960. Study of earthquake mechanism by a method of phase equalization applied to Rayleigh and Love waves. Journ. Geophys. Res., **65**, 729—740.
2. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of the shear-velocity distribution in the upper mantle by mantle Rayleigh waves. Bull. Seismol. Soc. Am., **50**, 87—115.
3. Gaskell T. F., Hill M. N., Swallow J. C., 1958. Seismic measurements made by H. M. S. Challenger in the Atlantic, Pacific, and Indian Oceans and in the Mediterranean Sea, 1950—1953. Phil. Trans. Roy. Soc. A, **251**, 23—83.
4. Griggs D. T., Press F., 1959. Probing the Earth with nuclear explosions. Research Memorandum 2456 AEC, 1—38.
5. Heezen B., 1960. Geologie Sousmarine et displacement continental. 83rd Colloque, Centre Nat. Res. Sci., Paris.
6. Jardetzky W. S., Press F., 1953. Crustal structure and surface wave dispersion, part 3, Theoretical dispersion curves for suboceanic Rayleigh waves. Bull. Seismol. Soc. Am., **43**, 137—144.
7. Oliver J., Ewing M., Press F., 1955. Crustal structure and surface wave dispersion, part 4, Atlantic and Pacific Ocean basins. Bull. Geol. Soc. Am., **66**, 913—946.
8. Oliver J., Kovach R., Dorman J., 1960. Crustal structure of the New York — Pennsylvania area (см. настоящий сборник, стр. 37).
9. Press F., 1960. Crustal structure in the California — Nevada region. Journ. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
10. Raitt R. W., 1956. Seismic refraction studies of the Pacific Ocean basin. Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1623—1640.
11. Sutton G. H., Ewing M., Major M., 1960. Rayleigh wave group velocity extrema. Paper presented orally at the International Association of Seismology and Physics of the Earth's Interior, Helsinki.
12. Von Herzen R., 1959. Heat flow values from the southeastern Pacific. Nature, **183**, 882—883.
13. Яновская Т. Б., 1959. К вопросу об исследовании диспергирующих поверхностных волн в окрестности минимума групповой скорости. Изв. АН СССР, сер. геофиз., № 12, 1753—1760.

Дисперсия поверхностных волн и строение земной коры в Антарктике и окрестных океанах

Р. Ковач, Ф. Пресс[1]

Введение

За последнее десятилетие сведения о дисперсии поверхностных волн дали много ценного для изучения строения земной коры в различных областях Земли. Однако неизбежное упрощение при использовании дисперсии заставляет соблюдать осторожность при анализе строения коры по этим данным. В недавно вышедшей работе Эвисона, Ингема, Орра и Ле Форта [3] приводятся данные о дисперсии волн Лява и Релея для Антарктики. Скорости этих волн определены по станциям Халлет, База Скотта и Мирный, организованным в Антарктике по программе Международного геофизического года. Сопоставление данных с упрощенными моделями строения дает толщину коры около 10 *км* в южной части Индийского океана и 35 *км* для восточной Антарктики. Здесь сопоставляются ранее полученные данные с теоретической дисперсией сложных структур, вычисленной на электронно-вычислительных машинах. К оценке результатов привлечены современные представления о строении земной коры и оболочки Земли.

Анализ данных

На фиг. 1 показано расположение эпицентров и сейсмических станций, а в табл. 1 приводятся сведения о моментах возникновения землетрясений,

Таблица 1

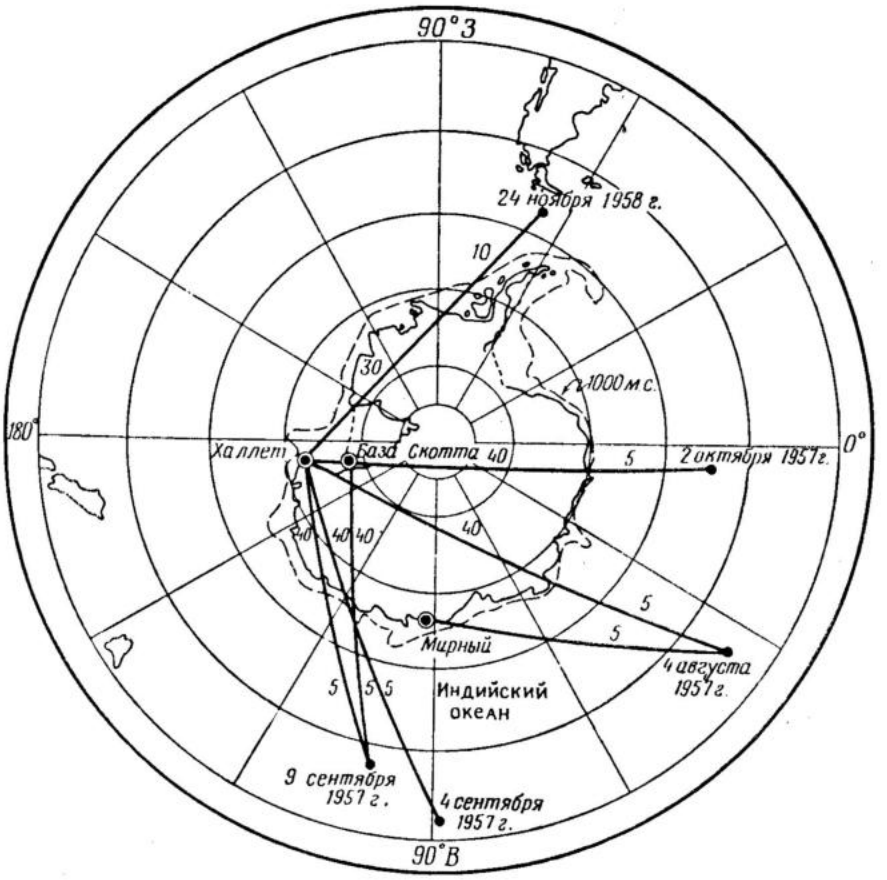
ДАННЫЕ ОБ ЭПИЦЕНТРАХ

Дата	Координаты эпицентров	Время в очаге (по Гринвичу)			Станция	Эпицентральное расстояние, *км*
		час	*мин*	*сек*		
4 августа 1957	45° Ю 35° В	21	08	51	Халлет	6537
4 » 1957	45 Ю 35 В	21	08	51	Мирный	4120
4 сентября 1957	42,5 Ю 88,5 В	04	33	52	Халлет	5294
9 » 1957	47,7 Ю 101 В	00	13	31	»	4344
9 » 1957	47,7 Ю 101 В	00	13	31	База Скотта	4303
2 октября 1957	54,5 Ю 5 В	20	42	56	Халлет	5891
24 ноября 1958	57,5 Ю 65,5 З	06	48	57	»	4983

координатах эпицентров и расстояниях по дуге большого круга между станциями и эпицентрами. Данные о сейсмографах не приводятся, ибо они имеются в работе [3]. Остановимся на землетрясении 9 сентября 1957 г. и рассмотрим один из выводов этой работы. На фиг. 2 дан график дисперсии волн Лява

[1] Kovach R., Press F., Surface wave dispersion and crustal structure in Antarctica and the surrounding Oceans, Annali di Geofisica, 1961, XIV, No. 2, 211—224.

для станции Халлет. На этой фигуре показаны теоретические кривые, составленные для смешанных трасс океана и континента. В работе [3] для континентальной и океанической трасс была выбрана теоретическая модель коры в виде одного слоя на полупространстве. Скорость поперечных волн в коре 3,47 *км/сек*, а в оболочке 4,5 *км/сек*. В свете современных данных об изменении скорости поперечных волн с глубиной и о наличии слоя пониженной



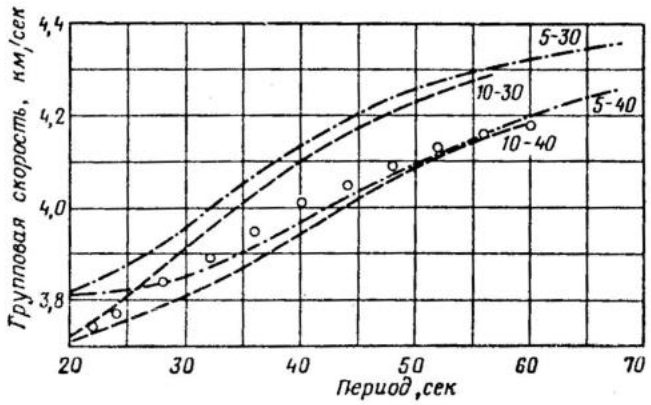
Ф и г. 1. Карта, показывающая расположение эпицентров, сейсмических станций, трасс и значений толщин коры в Антарктике.

м. с.— морская сажень.

скорости в верхней части оболочки эти значения являются нереальными [1, 2, 4, 7]. К тому же повсюду на земном шаре получены подтверждения гипотезы о двухслойной земной коре [8, 11].

Предположим, что выбранные в работе [3] параметры правильны. Из согласия (см. фиг. 2) наблюденных данных с комбинированной теоретической кривой для 10 *км* океанической и 30—40 *км* континентальной коры делается вывод об общей толщине коры 10 *км* для участка трассы в южной части Индийского океана. Рассмотрим упрощенную модель Эвисона и построим кривую для океанической коры толщиной 5 *км*. Легко заметить небольшое различие между этими кривыми. В настоящей работе приведены некоторые теоретические дисперсионные кривые для волн Лява в случае более вероятной модели коры. Вычисления осуществлены на электронно-вычислительной машине IBM 7090 [12]. Результаты представлены на фиг. 3 и 4. Скорости в коре взяты из работы Райтта [13] по методу преломленных волн. Скорости поперечных

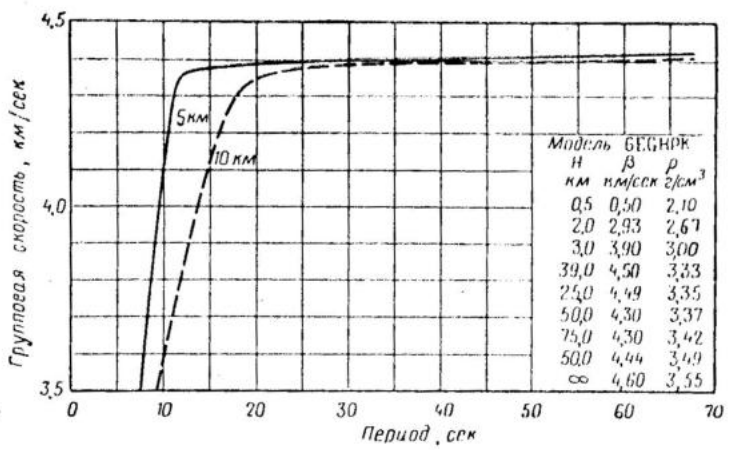
волн в оболочке получены Гутенбергом по наклонам в точках перегиба годографов S-волн с различной глубиной очага. Скорость поперечных волн в слое пониженной скорости уменьшена для согласования с моделью 8099 Дормана [2]. На фиг. 3 и 4 видно, что общая толщина коры изменяется с изменением толщины промежуточного слоя. Дисперсия волн Лява наблюдалась



Ф и г. 2. Дисперсия волн Лява от землетрясения 9 сентября 1957 г., записанного на станции Халлет, и теоретические кривые смешанной трассы континент—океан.

Заметна неопределенность выбора теоретической кривой 5 — 40 *км* или 10—40 *км* для океанической коры толщиной 5 или 10 *км*.

для периодов 22—60 *сек* (см. фиг. 2). Интересно проверить (см. фиг. 3), могут ли волны Лява с периодами больше 22 *сек* реагировать на изменения толщины океанической коры. В работе [3] дисперсия волн Лява для океана наблюдалась

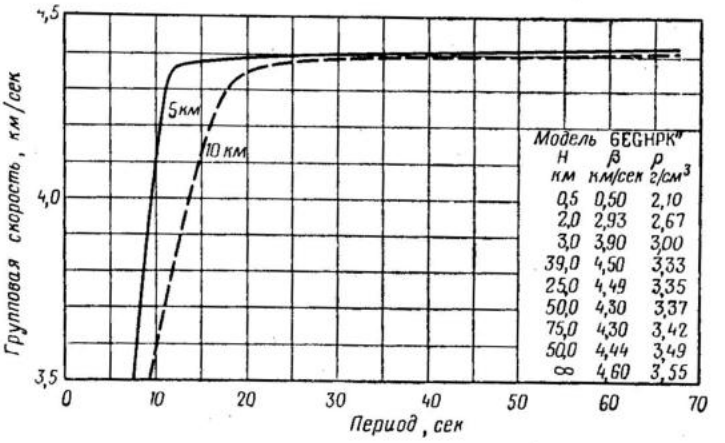


Ф и г. 3. Теоретические групповые скорости волн Лява для океанической трассы.

в интервале периодов 10—24 *сек* от землетрясения в южной части Тихого океана, записанного на станции База Скотта. На столь короткие волны Лява в большей степени влияет скорость поперечных волн в неконсолидированных осадочных породах океанического дна. Величины этих скоростей мало известны, так что трудно точно определить толщину земной коры океана.

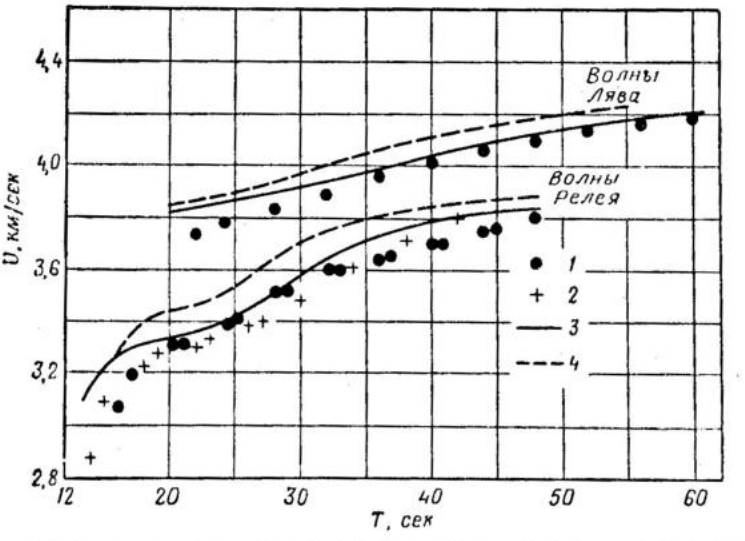
Вследствие асейсмичности Антарктики для изучения коры используются землетрясения со смешанными океаническими и континентальными трассами. Следовательно, чтобы сделать вывод о строении коры вдоль той или иной

части трассы, необходимо знать с достаточной точностью строение земной коры либо на континентальных, либо на океанических ее частях. В данной



Ф и г. 4. Теоретические групповые скорости волн Лява для океанической трассы.

работе предпочтение отдается выбору теоретических моделей коры, которые согласуются с наблюдаемой дисперсией для «средней» континентальной и океанической коры. Наблюденные данные для Антарктики сравниваются затем



Ф и г. 5. Дисперсия волн Лява и Релея для землетрясения 9 сентября 1957 г., записанного на станциях Халлет и База Скотта, и теоретические кривые для 50% океанической (6EGHPK″) и 50% континентальной (6EGK7) трасс.

1 — Халлет; *2* — База Скотта; *3* — 5 *км* океанической и 40 *км* континентальной коры; *4*—5 *км* океанической и 35 *км* континентальной коры.

с моделями. Для типичного континента выбрана модель 6EGK7, которая согласуется с наблюденной дисперсией волн Лява и Релея для длинной континентальной трассы от Алеутских островов до Львиро в Конго (Леопольдвиль) [5]. В табл. 2 приведены расчетные данные для этой модели. Для Индийского океана выбрана модель 6EGHPK″ (см. фиг. 4), согласующаяся с данными Ковача и Пресса [6]. Дисперсия волн Релея для этой модели здесь не при-

Таблица 2

ВЫЧИСЛЕННАЯ ДИСПЕРСИЯ ДЛЯ МОДЕЛИ 6EGK7 [1]

Волны Релея

H	α	β	ρ	H	α	β	ρ
28,0	6,15	3,55	2,74	50,0	7,85	4,41	3,42
12,0	6,70	3,80	3,00	75,0	7,85	4,41	3,45
13,0	7,96	4,60	3,37	50,0	8,20	4,50	3,47
25,0	7,85	4,50	3,39	∞	8,40	4,60	3,50

T	C	U	T	C	U
72,541	3,9900	3,88	22,286	3,5900	2,98
37,885	3,8900	3,63	19,296	3,4900	2,95
29,796	3,7900	3,31	15,959	3,3900	3,01
25,515	3,6900	3,09	10,605	3,2900	3,17

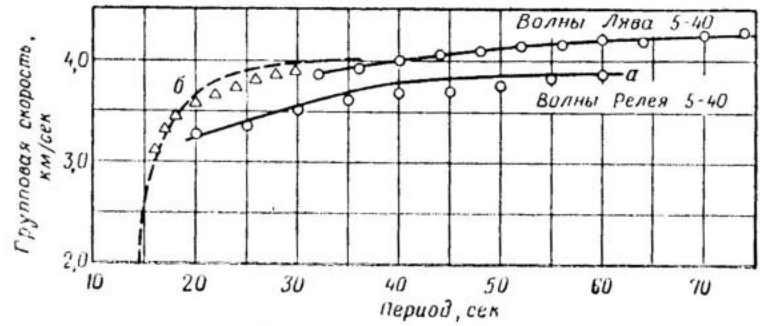
Волны Лява

T	C	U	T	C	U
80,730	4,400	4,20	27,678	4,000	3,54
54,745	4,300	4,02	18,044	3,800	3,45
41,487	4,200	3,82	13,065	3,700	3,47
33,508	4,100	3,65	6,734	3,600	3,52

[1] α и β — скорости продольных и поперечных волн, *км/сек*; ρ — плотность, *г/см*^{3}; T — период, *сек*; C и U — фазовая и групповая скорости, *км/сек*; H — толщина слоя, *км*.

ведена, ибо модель 1588 дает почти идентичную дисперсионную кривую. Для океанических трасс, не пересекающих Индийский океан, использованы теоретические кривые, приведенные на фиг. 3.

Теперь следует проинтерпретировать данные о землетрясении 9 сентября 1957 г. (фиг. 5). При ограничениях в предполагаемых моделях толщина коры



Фиг. 6.

а — дисперсия волн Лява и Релея для землетрясения 4 августа 1957 г., записанного на станции Халлет, и теоретическая кривая для 40% океанической (6EGHPK'') и 60% континентальной (6EGK7) трасс; *б* — дисперсия волн Релея для землетрясения 4 августа 1957 г., записанного станцией Мирный, и теоретическая кривая (6EGHPK'); Кружки — 4 августа 1957 г., станция Халлет; треугольники — 4 августа 1957 г., станция Мирный.

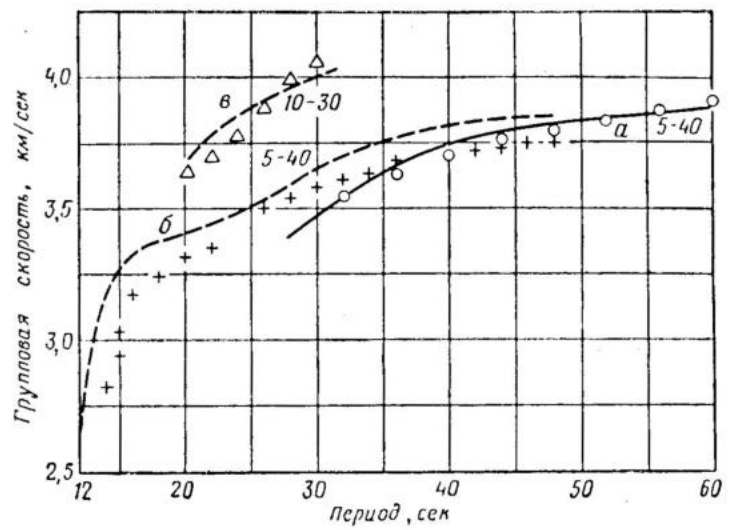
Таблица 3

ВЫЧИСЛЕННАЯ ДИСПЕРСИЯ ДЛЯ МОДЕЛЕЙ 6EGHPK и 6EGHPK'[1]

Модель 6EGHPK			Модель 6EGHPK'			
H	β	μ	H	α	β	ρ
0,5	0,5	0,00525	5,0	1,52	0,00	1,03
2,0	2,93	0,2515	0,5	2,10	0,5	2,10
8,0	3,90	0,4563	2,0	5,09	2,93	2,67
39,0	4,60	0,7046	3,25	6,76	3,90	3,00
25,0	4,49	0,6754	39,0	8,00	4,60	3,33
50,0	4,38	0,6464	25,0	7,84	4,49	3,35
75,0	4,38	0,6560		7,84	4,38	3,37
50,0	4,44	0,6879				
	4,60	0,7512				

T	C	U	T	C	U
			98,839	4,0295	4,02
85,848	4,507	4,42	39,807	4,0234	4,01
59,738	4,478	4,40	36,437	4,0219	4,00
45,095	4,458	4,39	29,903	4,014	3,96
31,928	4,438	4,39	25,192	3,999	3,88
21,784	4,418	4,36	21,262	3,969	3,74
18,865	4,408	4,32	19,279	3,938	3,59
17,153	4,398	4,27	16,280	3,832	3,04
15,354	4,378	4,15	15,093	3,726	2,47
13,912	4,348	4,01	14,008	3,513	1,64
12,661	4,308	3,88	13,182	3,194	1,09

[1] μ — модуль твердости в системе. Остальные обозначения см. в табл. 2



Фиг. 7.

а — дисперсия волн Релея для землетрясения 2 октября 1957 г., записанного станцией Халлет, и теоретическая кривая для 28% океанической (6EGHPK) и 72% континентальной (6EGK7) трасс; *б* — дисперсия волн Релея для землетрясения 4 сентября 1957 г., записанного станцией Халлет, и теоретическая кривая для 60% океанической (6EGHPK'') и 40% континентальной (6EGK7) трасс; *в* — дисперсия волн Лява для землетрясения 24 ноября 1958 г., записанного станцией Халлет, и теоретическая кривая для 30% океанической (6EGHPK'') и 70% континентальной (6EGK7) трасс.

40 *км* относится к восточной Антарктике. Комплексная теоретическая кривая для континентальной коры в 35 *км* лежит значительно ниже. Здесь не сказывается различие толщин океанической коры в пределах 5—10 *км*. Данные групповых скоростей для остальных землетрясений и согласующиеся с ними теоретические кривые показаны на фиг. 6 и 7. Полученные значения толщины земной коры в Антарктике для исследованных трасс приведены на фиг. 1. В настоящей работе не использованы некоторые результаты работы [3] для трасс, большей частью проходящих вне Антарктики. При этом, прежде чем делать выводы непосредственно для Антарктики, требуется знать строение коры сложных регионов.

Заключение

Из фиг. 1 следует, что вывод Эвисона о континентальности восточной Антарктики подтверждается. Толщина коры в целом для области — около 40 *км* (с точностью ±12%). Для одной из трасс западной Антарктики (по небольшому числу данных) получена толщина коры около 30 *км*.

В противоположность выводу Эвисона установлено, что толщина коры 5 или 10 *км* согласуется с дисперсией для южной части Индийского океана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., Press F., 1961. Upper mantle structure under oceans and continents from Rayleigh waves, Geophys. Journ. (в печати).
2. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of shear velocity distributions in the upper mantle by mantle Rayleigh waves, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 87—115.
3. Evison F. F., Ingham C. E., Orr R. H., Le Fort J. H., 1960. Thickness of the earth's crust in Antarctica and the surrounding oceans, Geophys, Journ., **3**, 289—306.
4. Gutenberg B., 1959. The asthenosphere low-velocity layer, Ann. di Geofis. **12**, 439—460.
5. Kovach R. L., 1959. Surface wave dispersion for an Asio-African and a Eurasian path, Journ. Geophys. Research, **64**, 805—814.
6. Kovach R. L., Press F., 1961. Rayleigh wave dispersion in the eastern Pacific and Indian Oceans, Geophys. Journ. (в печати).
7. Lehmann I., 1955. The times of *P* and *S* in Northeastern America, Ann. di Geofis., **8**, 351—370.
8. Oliver J., Kovach R., Dorman J., 1961. Crustal structure of the New York — Pennsylvania area, Journ. Geophys. Res., **66**, 215—225.
9. Oliver J., Dorman J., 1961. Nature of oceanic seismic surface waves with predominant periods of 6 to 8 seconds, reported at the 1961 annual meeting of the Seismological Society of America.
10. Press F., Dewart G., 1959. Extent of the Antarctic Continent. Science, **129**, 462—463.
11. Press F., 1960. Crustal structure in the California — Nevada region. Jour. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
12. Press F., Harkrider D. C., Seafeldt C., 1961. Computation of dispersion of surface waves on digital computers. Bull. Seism. Soc. Am.
13. Raitt R. W., 1956. Seismic refraction studies of the Pacific Ocean basin. Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1623—1640.

Толщина земной коры Новой Зеландии

А. Томсон, Ф. Эвисон[1]

Введение

Новая Зеландия по своим размерам занимает особое положение среди территорий суши земного шара. К Новой Зеландии мы относим смежные районы, где глубина моря меньше, скажем, 2 *км*. Новая Зеландия является наиболее значительным островным массивом, не связанным мелкими морями с ближайшим континентом. Важно установить, является ли Новая Зеландия островами, которые просто накладываются на нормальную океаническую кору, или же земная кора под Новой Зеландией континентального либо промежуточного типа.

Основные особенности строения коры Новой Зеландии впервые изучены Хайесом [7] по записям близких землетрясений. Он обнаружил те же фазы, что и в Европе. Это заставило предположить, что земная кора Новой Зеландии континентальная. Буллен [1] на основании детального анализа объемных волн в общих чертах охарактеризовал строение земной коры этого района. Толщина коры, по его мнению, составляет приблизительно 30 *км*.

Значительно меньшая толщина коры выявлена по сейсмическим данным в южной части провинции Веллингтон. Этот район исследован Оффисером [8] по большим искусственным взрывам в гавани Веллингтон. Он получил толщину земной коры 19 *км*. Эйби [3] определил в этом районе толщину коры 18 *км*. Оффисер указал, что вступления преломленных волн не надежны и встречных профилей не было. Поэтому трудно было определить истинную скорость сейсмических волн в преломляющей среде и быть уверенным в идентичности вступлений. Даже собственно для района исследований эти оценки Эйби требовали дальнейшей проверки. Несмотря на это, значения толщин коры Новой Зеландии, полученные из таких ограниченных данных, все же приводились в литературе.

Гравитационные данные соответствуют нормальной континентальной коре в Новой Зеландии. Основные аномалии Буге отрицательны и интерпретируются как результат утолщения коры. Аномалии на Северном острове относят к геосинклинальным отложениям, а аномалии на Южном острове — к корням гор [13]. Среднее гравитационное поле в Новой Зеландии, и особенно в провинции Веллингтон, не согласуется с тонкой корой. Это возможно лишь при малой величине плотности, что совершенно неправдоподобно.

В 1957 г. после установки в Роксбро длиннопериодных сейсмографов Голицына стало возможно определять толщину земной коры другими способами. Новую Зеландию пересекают диспергирующие поверхностные волны от большого числа неглубоких землетрясений с эпицентрами в районе островов Кермадек. Они записываются станцией Роксбро. Дисперсия этих волн в значительной степени определяется строением коры в данном районе и зависит от средней толщины коры вдоль трассы распространения. Ниже будет показано, что по сейсмограммам можно оценить среднюю толщину коры на участке от залива Пленти до центрального Отаго.

---

[1] Tomson A. A., Evison F. F., Thickness of the earth's crust in New Zealand, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1962, 5, No. 1, 29—45.

Метод поверхностных волн широко используется повсеместно, и в том числе в океанических областях к востоку, северу и западу от Новой Зеландии [8]. Оффисер дает приближенное значение толщины коры, но однозначно решает вопрос, является ли земная кора Новой Зеландии существенно континентальной.

Дисперсия поверхностных волн может быть также использована для локального определения толщины коры в пределах сети сейсмических станций. Сеть станций Новой Зеландии в настоящее время недостаточно оборудована для этого. Однако в некоторых местах все же можно определить толщину коры, вводя поправки на различие сейсмографов.

Анализ групповой скорости

Диспергирующая среда преобразует импульс в волновые группы. По мере распространения волновой цуг удлиняется. Известным примером служит распространение энергии от неглубокого землетрясения на большие расстояния с малым затуханием, как в канале или волноводе.

Известно, что дисперсия зависит от толщины и упругих параметров коры и оболочки. Это подтверждается многочисленными наблюдениями. Подробное рассмотрение дисперсии волн в коре приводится в книге Юинга, Жардецкого и Пресса [6].

Наблюдаемую дисперсию можно сравнивать с вычисленной для теоретических моделей строения с различными значениями толщины коры. По согласию этих кривых оценивается строение коры. Средняя толщина коры определяется по дисперсии групповой скорости на трассе. Для определения групповой скорости колебаний какого-либо периода следует разделить эпицентральное расстояние на время пробега.

Наблюдениям удовлетворяют довольно простые теоретические модели. При определении толщины коры в Антарктике и окружающих океанах [4] за модель коры материка принят однородный слой постоянной толщины. Для океанических областей взят другой слой, перекрываемый однородным слоем воды. Упругие константы коры и полупространства для суши и океана приняты одинаковыми. При этих параметрах была вычислена дисперсия волн Лява и Релея. Теоретические кривые согласуются с наблюдениями и использованы в данной работе.

Волны, распространяющиеся от острова Кермадек до Роксбро, сначала пересекают участок океана. На этом участке дисперсия производится тонкой океанической корой, хотя наибольший интерес представляет дисперсия, определяемая корой участка суши. Если предположить, что океаническая кора

58 Таблица 1

СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ПРИ ИЗУЧЕНИИ ГРУППОВЫХ СКОРОСТЕЙ

Дата	Время в очаге			Координаты эпицентров		Предел точности определения координат эпицентров	Глубина очага, км	Длина трассы, км		Средняя глубина океана, км	Толщина коры, км	
	час	мин	сек	ю. ш.	з. д.			океанической	континентальной		океанической	континентальной
11 июня 1957	14	49	47	30,4°	178,5°	0,3°	70	830	1150	2,7	14	30—40
14 июля 1957	08	10	51	29,7	177,3	0,5	Нормальная	950	1150	2,4	18	35—40
22 сентября 1958	19	05	50	33,3	177,7	0,3	50	570	1180	4,3	5	30
24 апреля 1959	17	58	07	31,4	178,3	0,2	Нормальная	750	1150	2,2	15	30—35

имеет определенную толщину, то можно исключить влияние океана и исследовать континентальную часть трассы. Рассматривается несколько таких решений для каждого землетрясения. Решения даются в графическом виде, и читатель может сам судить о надежности того или иного из них. Это позволяет легко сравнивать результаты, полученные и для других трасс.

Методом групповой скорости изучались поверхностные волны от четырех землетрясений. Данные приведены в табл. 1, которая содержит сведения о трассах от каждого эпицентра до станции Роксбро. Координаты гипоцентра получены с обычной точностью по записям местных и удаленных сейсмических станций. Граница между океаническими и континентальными частями соответствует глубине 1000 морских саженей (примерно 1800 *м*). Поскольку слой воды влияет на волны Релея, необходимо учитывать среднюю толщину его. Среднюю толщину слоя воды составляет не только средняя глубина океана, которую легко определить по Броуди и Хатертону [2], но и неконсолидированные осадки, толщина которых предполагается равной 0,5—1,0 *км* [9].

Определение истинного периода колебаний

При анализе и определении дисперсии из сейсмограмм Юинг и Пресс [5] указали, что периоды на сейсмограммах отличаются от истинных периодов колебания почвы. Они пришли к выводу, что фазовые сдвиги сейсмографов не вносят значительных изменений в период. Однако из данной работы следует, что при вычислении групповой скорости может возникнуть большая ошибка, когда дисперсия и инструментальный фазовый сдвиг резко изменяются.

Вносимый сейсмографами фазовый сдвиг состоит из двух частей: Δ_p и Δ_g, обусловленных соответственно маятником и гальванометром. Для синусоидальных колебаний величины сдвига даются формулами

$$\operatorname{tg} \Delta_p = \frac{2b_p (T/T_p)}{1-(T/T_p)^2}$$

и

$$\operatorname{ctg} \Delta_g = -\frac{2b_g (T/T_g)}{1-(T/T_g)^2},$$

где b_p — коэффициент затухания и T_p — свободный период маятника, b_g и T_g — то же для гальванометра, T — период колебаний почвы.

Если θ — фазовый угол движения почвы в любой момент t, то $\theta + \Delta_p + \Delta_g$ — фазовый угол при записи сейсмографа. Это справедливо даже при изменении периода T, если только амплитуда колебаний не изменяется резко. Тогда период колебаний почвы можно выразить в виде:

$$T = \frac{2\pi\, dt}{d\theta},$$

а записанный на сейсмограмме период T' равен

$$T' = \frac{2\pi\, dt}{d(\theta+\Delta_p+\Delta_g)},$$

откуда

$$\frac{1}{T} = \frac{1}{T'} - \frac{1}{2\pi}\left(\frac{d\Delta_p}{dt} + \frac{d\Delta_g}{dt}\right) = \frac{1}{T'} - \frac{1}{2\pi}\left(\frac{d\Delta_p}{dT} + \frac{d\Delta_g}{dT}\right)\left(\frac{dT}{dt}\right),$$

что можно записать в виде

$$T = T'\left(1 + F\frac{T,\, dT}{dt}\right), \qquad (1)$$

где

$$F\frac{T,\, dT}{dt} = \frac{1}{2\pi}\left(\frac{d\Delta_p}{dT} + \frac{d\Delta_g}{dT}\right)\cdot T\,\frac{dT}{dt}.$$

Уравнение (1) может быть использовано для преобразования теоретической дисперсии, являющейся функцией T, в функцию T'. Мы хотим сравнивать каждую серию наблюдений, выраженных в T', с теоретическими кривыми. Сначала $F(T, dT/dt)$ в уравнении (1) заменяется через $F(T', dT'/dt)$ и проводятся последовательные приближения, которые обычно приводят к сходящимся результатам. Пресс и Юинг указали способ определения периода T' из сейсмограмм.

В табл. 2 приведены исправленные величины периодов. Поправки за период изменяют толщину коры примерно на 2 *км* по волнам Релея и на 5 *км* в случае волн Лява.

Таблица 2

КОРРЕКЦИЯ ПЕРИОДА, $T' - T$, *сек*

Период колебаний T, *сек*	11 июня 1957 г.	14 июля 1957 г.		22 сентября 1958 г.	24 апреля 1959 г.		
	Z (Релей)	Z (Релей)	$В-З$ (Ляв)	$С-Ю$ (Релей)	Z (Релей)	$С-Ю$ (Релей)	$В-З$ (Ляв)
38	—	—	7,0	—	—	—	—
36	—	—	7,1	—	—	—	—
34	1,8	—	6,8	—	—	—	—
32	2,0	2,0	6,0	2,8	—	—	2,5
30	2,2	2,0	5,1	2,2	1,1	—	2,4
28	2,0	1,7	3,7	1,7	1,0	—	2,2
26	1,7	1,4	2,1	1,3	0,9	2,1	2,1
24	1,4	1,3	1,3	—	1,0	2,0	2,0
22	1,2	1,1	—	—	1,6	2,0	1,8
20	0,9	0,9	—	—	1,5	1,8	—
18	—	0,4	—	—	1,2	—	—

В большинстве случаев длина трасс при изучении групповой скорости была больше, чем это можно получить в Новой Зеландии. Здесь возможны искажения из-за приборов, хотя это главным образом верно для длиннопериодных волн и мало влияет на толщину коры. Например, в дисперсии волн Релея, пересекающих Африку [12], ошибки изменяются примерно от 1 *сек* для интервала периодов 20—40 *сек* до 15 *сек* для более длинных периодов. Ошибки же определения толщины коры меньше 1 *км*.

При анализе фазовых скоростей поправки для периодов необходимы только при корреляции волн, записанных сейсмографами Голицына на станциях Веллингтон и Роксбро. Для короткопериодных сейсмографов фазовый сдвиг с изменением периода колебаний не изменяется.

Средняя толщина коры от залива Пленти до Отаго

На фиг. 1 показана запись землетрясения 24 апреля 1959 г. на станции Роксбро. Детальные данные для каждого землетрясения приведены на фиг. 2—7. Наблюденная дисперсия сопоставляется с теоретической, рассчитанной для ряда возможных значений толщины коры на океанических участках. С этой целью океанические дисперсионные кривые Эвисона и др. [4] дополнены кривыми с большим отношением толщины коры H_1 и жидкого слоя H_0. Расчеты этих кривых приведены в табл. 3, где U — групповая скорость, а T — период волны. Наблюденная для Новой Зеландии дисперсия, представленная на фиг. 2—7, может быть сопоставлена с теоретической для участков суши при разных значениях толщины коры.

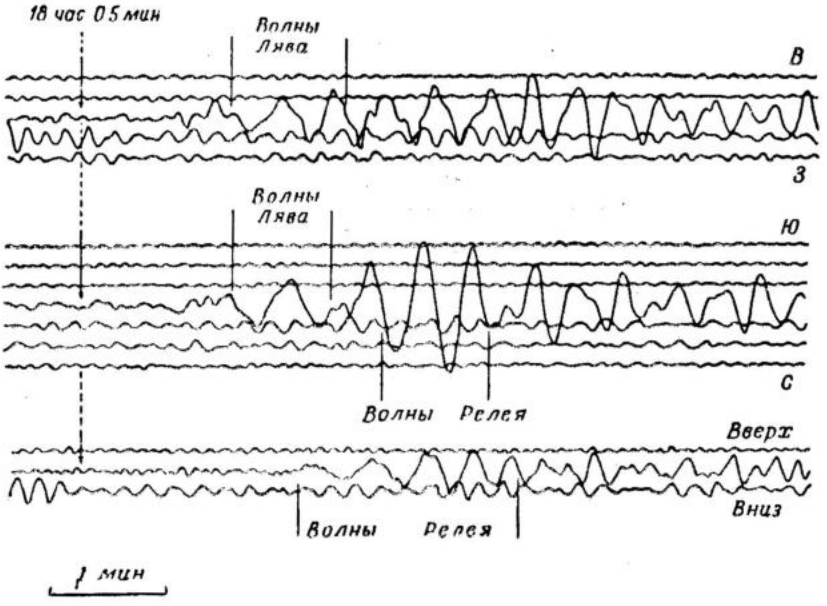
Для трех землетрясений (см. табл. 1) путь распространения волн через Новую Зеландию от залива Пленти до Роксбро почти одинаков. Различаются только длины океанических участков. Волны от землетрясения 22 сентября

Таблица 3

ДИСПЕРСИЯ ОКЕАНИЧЕСКИХ ВОЛН РЕЛЕЯ

$H_1/H_0=4$		$H_1/H_0=5$		$H_1/H_0=6$	
U, км/сек	T/H_0, сек/км	U, км/сек	T/H_0, сек/км	U, км/сек	T/H_0, сек/км
1,66	2,902	1,95	3,067	2,20	3,226
1,95	3,183	2,18	3,508	2,33	3,870
2,33	3,575	2,52	4,075	2,59	4,623
2,78	3,982	2,82	4,605	2,87	5,282
3,27	4,749	3,28	5,556	3,29	6,404
3,78	7,528	3,78	8,803	3,78	10,107
3,90	10,584	3,912	12,424	3,912	14,276
4,004	19,112	4,002	22,706	4,001	26,282

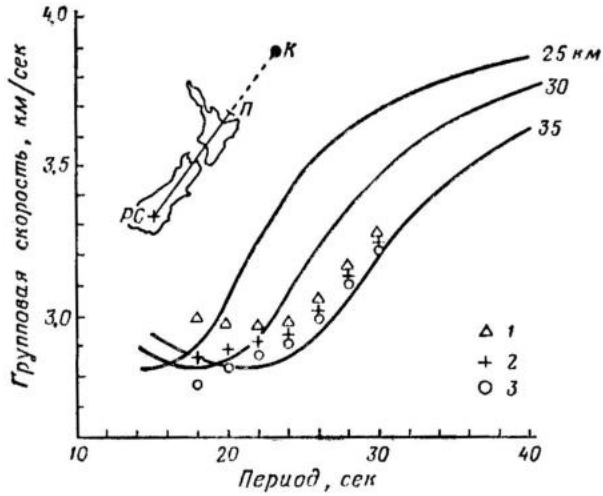
1958 г. распространяются по более глубоководной части. Эта новозеландская трасса начинается вблизи Восточного мыса. В основном записаны поверхностные волны Релея. Волны Лява удовлетворительно записаны только при землетрясениях 14 июля 1957 г. и 24 апреля 1959 г.



Ф и г. 1. Сейсмограммы станции Роксбро землетрясения на островах Кермадек 24 апреля 1959 г.

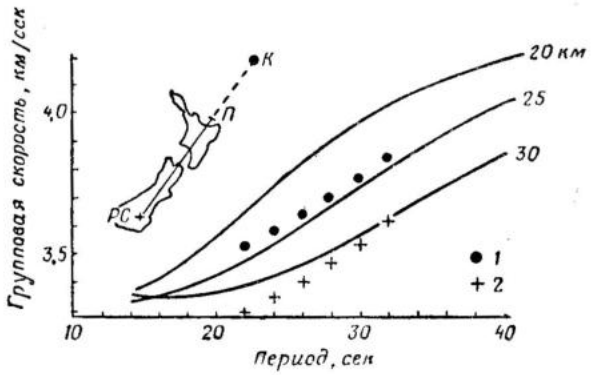
Дисперсия волн Релея землетрясения 24 апреля 1959 г. (см. фиг. 2) дает толщину коры Новой Зеландии 30—35 *км*, а для океанической коры около 15 *км* (без слоя воды). Дифференцированных выводов по волнам Лява сделать нельзя (см. фиг. 3). Если же рассматривать весь путь, то средняя толщина коры составляет около 24 *км*, что хорошо согласуется со средним значением по волнам Релея.

Несколько бóльшие значения толщины коры для обоих участков трассы получены по данным землетрясения 14 июля 1957 г. По волнам Релея (см. фиг. 4) толщина коры Новой Зеландии составляет 35—40 *км*, а океаническая



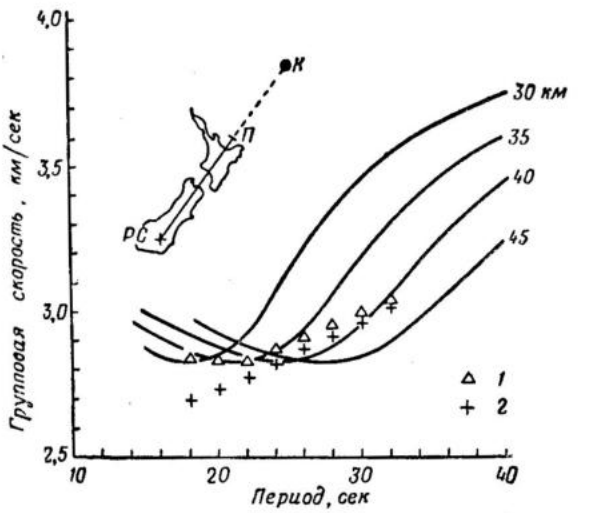
Ф и г. 2. Дисперсия волн Релея на участке от залива Пленти до Роксбро (*П — РС*) для землетрясения 24 апреля 1959 г. (*К*).

Предполагаемая толщина коры на участке *К — П*: *1*—18 *км*; *2* — 15 *км*; *3*—12 *км*. Толщина земной коры Новой Зеландии 30—35 *км*, океанической 15 *км*.



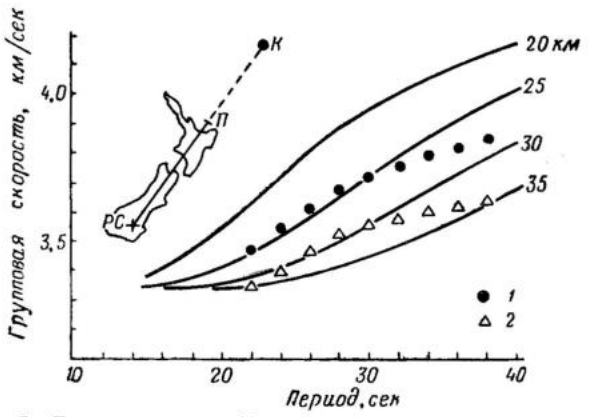
Ф и г. 3. Дисперсия волн Лява землетрясения 24 апреля 1959 г.

1 —дисперсия для всего участка *К — РС*; *2* — дисперсия для участка *П — РС* в предположении, что толщина коры для *К — П* 15 *км*.



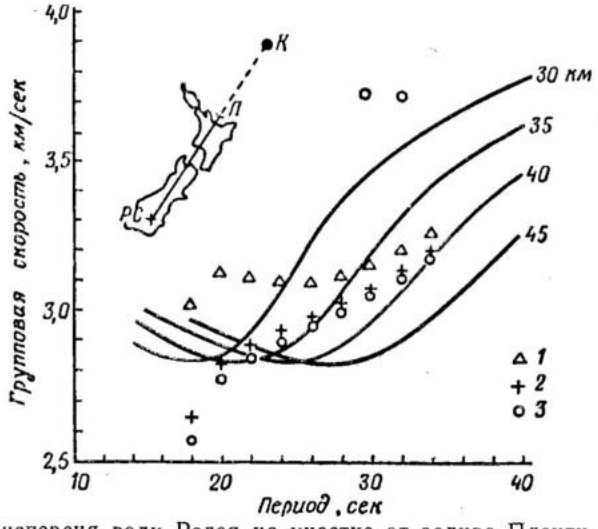
Ф и г. 4. Дисперсия волн Релея на участке от залива Пленти до Роксбро для землетрясения 14 июля 1957 г.

Предполагаемая толщина коры на участке *К — П*: *1*—18 *км*; *2*—15 *км*. Толщина земной коры Новой Зеландии 35—40 *км*, океанической 18 *км*.



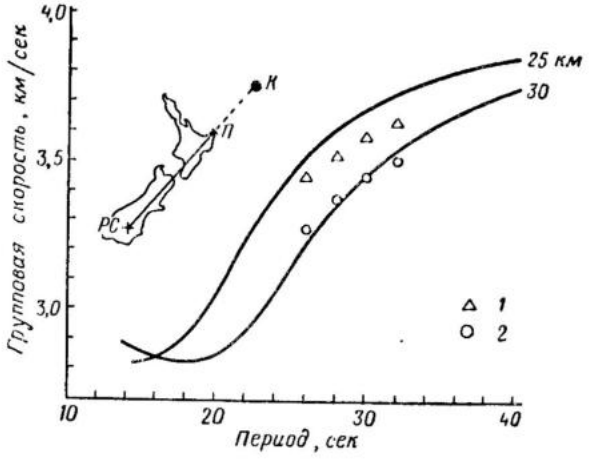
Ф и г. 5. Дисперсия волн Лява землетрясения 14 июля 1957 г.

1 — дисперсия для всего участка *К — РС*; *2* — дисперсия для участка *П — РС* в предположении, что толщина коры для *К — П* 20 *км*.



Ф и г. 6. Дисперсия волн Релея на участке от залива Пленти до Роксбро (*П — РС*) для землетрясения 11 июня 1957 г.

Предполагаемая толщина коры на участке *К — П*: *1* — 21 *км*; *2* — 14 *км*; *3* — 10,5 *км*. Толщина земной коры Новой Зеландии 30—40 *км*, океанической 14 *км*.



Ф и г. 7. Дисперсия волн Релея на участке от станции Восточный мыс до Роксбро (*П — РС*) для землетрясения 22 сентября 1958 г.

Предполагаемая толщина коры на участке *К — П*: *1* — 20 *км*; *2* — 5 *км*. Толщина земной коры Новой Зеландии 30 *км*, океанической 5 *км* (см. текст).

кора — около 18 *км*. Анализ дисперсии волн Лява для всей трассы и в этом случае указывает на среднюю толщину коры около 26 *км* (см. фиг. 5); для сравнения на фигуре приведена теоретическая дисперсионная кривая океанической коры в 20 *км*. По данным землетрясения 11 июня 1957 г. между наблюденными и теоретическими данными согласия нет, и можно предположить, что толщина коры Новой Зеландии 30—40 *км*, а в океане около 14 *км* (см. фиг. 6). Эпицентр землетрясения 22 сентября 1958 г. находится во впадине Кермадек. Толщина водного слоя на океаническом участке почти вдвое больше, чем для соответствующих участков других трасс. Можно ожидать, что толщина океанической коры в этом случае порядка 5 *км*. Соответствующая толщина коры Новой Зеландии около 30 *км* (см. фиг. 7), и выбор того или иного значения толщины коры на океаническом участке при этом несущественен.

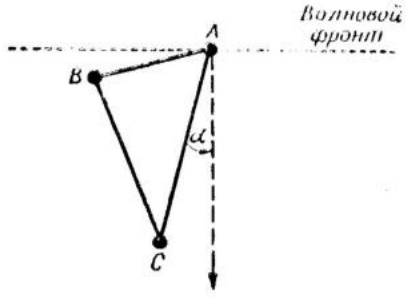
Оценка влияния боковой рефракции показывает, что в любом случае это вряд ли даст ошибку определения толщины больше 5 *км*.

Изучение групповых скоростей позволяет сделать вывод, что средняя толщина коры Новой Зеландии в зоне между заливом Пленти и Восточным мысом и центральным Отаго составляет примерно 30—40 *км*.

Средняя толщина океанической коры между островами Кермадек и заливом Пленти составляет около 15 *км*. Толщина 25 *км*, полученная Оффисером [8] в качестве средней величины между районом Самоа — Тонга и Крайстчерч, не противоречит детальным определениям.

Анализ фазовых скоростей

По записям четко диспергирующих волн Релея можно получить сведения о строении коры в сравнительно небольшой области. Для этого необходимо проследить за распространением отдельных фаз от станции к станции [10].



Ф и г. 8. Треугольник сейсмических станций.

В этом методе используется иное свойство дисперсии, нежели при методе групповой скорости. Форма диспергирующей волны непрерывно изменяется, но часто можно идентифицировать одну и ту же фазу на близко расположенных станциях и определять фазовую скорость. Если известно направление распространения волны, то фазовую скорость можно определить по разности времен перемещения фазы между двумя станциями. Для одновременного определения фазовой скорости и направления распространения волн необходимы данные трех станций. При сопоставлении теоретических и наблюденных фазовых скоростей можно сделать выводы о строении коры в районе.

Рассмотрим треугольник сейсмических станций, расположенных в точках A, B и C (фиг. 8), и предположим, что фронт фазы движется со скоростью v в направлении (указанном стрелкой), которое составляет угол α с AC. Если волновой фронт перемещается от A до B за время t_{AB}, а от A

до C за t_{AC}, то фазовая скорость определяется выражением

$$v^2 = \sin^2 \angle BAC / \{(t_{AC}/d_{AC})^2 + (t_{AB}/d_{AB})^2 - 2(t_{AC}/d_{AC})(t_{AB}/d_{AB}) \cos \angle BAC\},$$

где расстояния d_{AB} и d_{AC} и $\angle BAC$ известны из треугольника, а времена t_{AB} и t_{AC} определены по сейсмограммам. Угол α определяется по формуле $\cos \alpha = v\,(t_{AC}/d_{AC})$.

Метод фазовых скоростей был применен к записям волн Релея на станциях Новой Зеландии для двух землетрясений (табл. 4). Из-за различия

Таблица 4

СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ПРИ ВЫЧИСЛЕНИИ ФАЗОВЫХ СКОРОСТЕЙ

Землетрясение	Дата	Время в очаге			Эпицентр	Азимут от Веллингтона
		час	*мин*	*сек*		
Самоа	14 апреля 1957	19	18	07	15,3°Ю 173,6°З	024,8°
Вайоминг, США	18 августа 1959	06	37	13	44,5 С 111 З	046,3

сейсмографов на станциях нельзя было подобрать однородную тройку станций. Данные о сейсмографах приведены в табл. 5. В случаях различной ориентировки горизонтальных сейсмографов необходимо было учитывать природу движения частиц. Из теории волн Релея известно, что частицы движутся по эллиптическим ретроградным орбитам в вертикальной плоскости в направлении распространения. Фазовая характеристика сейсмографа Вилмора

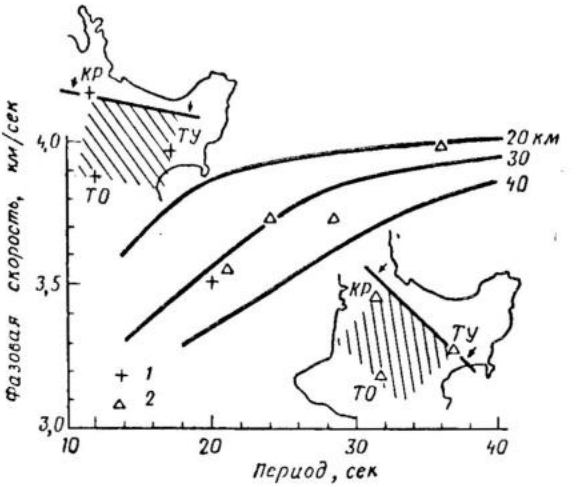
Таблица 5

ДАННЫЕ О СЕЙСМОГРАФАХ

Станция	Сокращенное обозначение	Сейсмограф	Компонента	Период, *сек*	
				T_p	T_g
Кейрепиро	КР	Вуда—Андерсона	С—Ю	0,8	—
		Вилмора	Z	1	0,2
Туаи	ТУ	Вуда—Андерсона	С—Ю	0,8	—
Тонгариро	ТО	Джонса	Z	0,8	—
Веллингтон	ВН	Вуда—Андерсона	С—Ю	0,8	—
		Голицына—Вилипа	Z	10,6	10,6
Кеймата	КМ	Вуда—Андерсона	СВ—ЮЗ	0,8	—
Геббис-Пасс	ГП	Вуда—Андерсона	С—Ю	0,8	
Роксбро	РС	Голицына	С—Ю	24	24
		»	В—З	24	24
		»	Z	13	13

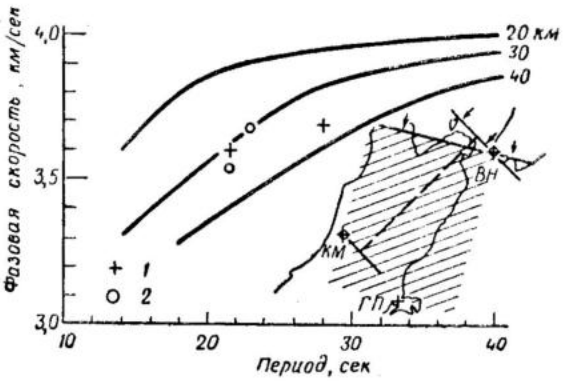
в рассматриваемом здесь интервале периодов отличается на 90° от характеристик обычных маятниковых сейсмографов. Учитывалось также различие фазовых характеристик длиннопериодных вертикальных сейсмографов на станциях Веллингтон и Роксбро.

В табл. 6 приведены фазовые скорости и результаты промежуточных расчетов. Порядковые номера (1, 2, 3) при d и t относятся к сейсмическим станциям в треугольнике. Таким образом, в первой строке табл. 6 цифра 171,6 означает расстояние между Кейрепиро и Туаи, а 20 *сек* — средняя разность времен для этих станций.



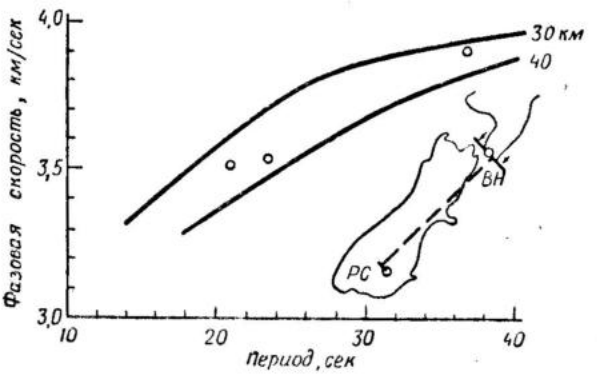
Ф и г. 9. Фазовые скорости волн Релея для треугольника Кейрепиро — Туаи — Тонгариро.

1 — землетрясения на Самоа 14 апреля 1957 г.; *2* — землетрясение в Вайоминге 18 августа 1959 г.



Ф и г. 10. Фазовые скорости волн Релея.

1 — Веллингтон — Кеймата — Геббис-Пасс, землетрясение на Самоа; *2* — Веллингтон — Кеймата, землетрясение в Вайоминге.



Ф и г. 11. Фазовые скорости волн Релея.

Веллингтон — Роксбро, землетрясение в Вайоминге.

Таблица 6

ДАННЫЕ О ФАЗОВЫХ СКОРОСТЯХ

Треугольник	$d_{1,2}$, *км*	$d_{1,3}$, *км*	$\angle 2, 1, 3$, *град*	Землетрясение	Период, *сек*	Номер фазы	$t_{1,2}$, *сек*	$t_{1,3}$, *сек*	v, *км/сек*	Азимут прихода волн, *град*
КР—ТУ—ТО	171,6	141,3	54,9	Самоа	20	4	20	39,5	3,51	011
ТУ—КР—ТО	171,6	146,7	52,0	Вайоминг	36	3	10	33,5	3,98	049
					28,5	5	10	35,5	3,73	048
					24	6	8	34,7	3,73	045
					21	9	3,2	34,2	3,55	039
ВН—КМ—ГП	310,3	319,1	30,2	Самоа	28	4	53	81,5	3,69	012
					21,5	5	59,5	85	3,60	016
ВН—КМ	310,3	—	—	Вайоминг	23	4	81	—	3,68	Не установлен
					21,5	6	84	—	3,54	» »
ВН—РС	641,1	—	—	»	37	3	164	—	3,90	» »
					23,5	4	181	—	3,53	» »
					21	8	182	—	3,51	» »

Толщина земной коры по регионам

На фиг. 9—11 значения фазовых скоростей для трех районов Новой Зеландии сопоставляются с теоретическими кривыми, рассчитанными для кривых групповых скоростей.

Для этих районов толщина земной коры составляет около 30—35 *км*. Имеются некоторые дополнительные данные, что земная кора толще между Веллингтоном и Роксбро и тоньше под центральной частью Северного острова. Однако количественных данных недостаточно. При наличии современных сейсмографов можно будет провести более детальное исследование толщины коры в этих и других районах.

Следует отметить, что вычисленное направление распространения волн от землетрясения Самоа 14 апреля 1957 г. отличается от направления на эпицентр на 12° против часовой стрелки. Причина отклонения неизвестна, но можно допустить влияние таких топографических особенностей, как хребет Тонга — Кермадек и бассейн Фиджи.

Такие оценки толщины коры согласуются со средними значениями групповых скоростей. Это подтверждает также правильность параметров, принятых для упрощенной модели. Для фазовых скоростей Пресс [11] предложил более сложную модель, состоящую из двух слоев коры и шести слоев оболочки. При сопоставлении результатов с этой моделью общая толщина коры увеличится примерно на $^1/_5$.

Заключение

По дисперсии поверхностных волн землетрясений толщина коры для большей части Новой Зеландии оценена в 30—40 *км*. Стандартная континентальная кора, по Ворцелю и Шурбету [14], имеет толщину 33 *км*; ее поверхность совмещена с уровнем моря, а утолщение согласуется с изостазией. Для Новой Зеландии с уровнем поверхности на 0,5 *км* выше уровня моря соответствующая толщина была бы 36 *км*. Таким образом, Новая Зеландия имеет существенно континентальное строение коры, как это предполагалось в более ранних работах по объемным волнам и по данным гравиметрии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Bullen K. E., 1939. The Crustal Structure of the New Zealand as Inferred from Studies of Earthquake Waves. Proc. 6th Pacif. Sci. Congr. **1**, 103—110.
2. Brodie J. W., Hatherton T., 1958. The Morphology of the Kermadec and Hikurangi Trenches. Deep-Sea Res. **5**, 18—28.
3. Eiby G. A., 1957. Crustal Structure Project. The Wellington Profile. N. Z. Dep. sci. industr. Res. geophys. Mem. 5.
4. Evison F. F., Ingham C. E., Orr R. H., Le Fort J. H., 1960. Thickness of the Earth's Crust in Antarctica and the Surrounding Oceans. Geophys. Journ. **3**, 289—306.
5. Ewing M., Press F., 1952. Crustal Structure and Surface Wave Dispersion, part II — Solomon Islands Earthquake of July 29, 1950, Bull. Seismol. Soc. Am., **42**, 315—325.
6. Ewing W. M., Jardettzky W. S., Press F., 1957. Elastic Waves in Layered Media. McGraw-Hill Book Co., New York.
7. Hayes R. C., 1935. Seismic Waves and Crustal Structure in the New Zealand Region, N. Z. I. Sci. Tech., **17**, 519—528.
8. Officer C. B., 1955. Southwest Pacific Crustal Structure. Trans. Am. geophys. Un., **36**, 449—459.
9. Oliver J. E., Ewing M., Press F., 1955. Crustal Structure and Surface Wave Dispersion. Part IV — Atlantic and Pacific Ocean Basins. Bull. geol. Soc. Am., **66**, 913—946.
10. Press F., 1956. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves. Part 1. Southern California. Bull. geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658.
11. Press F., 1960. Crustal Structure in the California — Nevada Region. Journ. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
12. Press F., Ewing M., Oliver J., 1956. Crustal Structure and Surface Wave Dispersion in Africa. Bull. Seismol. Soc. Am., **46**, 97—103.
13. Robertson E. I., Reilly W. I., 1958. Bouguer Anomaly Map of New Zealand, N. Z., Journ. Geol. Geophys, **1**, 560—564.
14. Worzel J. L., Shurbet G. L., 1955. Gravity Interpretations from Standard Oceanic and Continental Crustal Sections. Geol. Soc. Am. Spec. Pap. **62**, 87—100.

Толщина земной коры под плато Кэмпбелл

Р. Адамс[1]

Введение

Юго-восточнее Новой Зеландии расположена зона около 500 миль в поперечнике. Глубина моря здесь слишком велика, чтобы можно было отнести эту зону к континентальному шельфу, но не настолько, чтобы считать ее глубоководной частью океана. Для большей части зоны, называемой плато Кэмпбелл, глубина составляет 500—1500 *м*. По внешнему краю плато расположены острова Окленд, Кэмпбелл, Антиподов и Баунти. Северо-западная часть плато примыкает к Новой Зеландии, тогда как с северо-восточной ее стороны впадина Баунти отделяет плато от возвышенности Чатем. С запада, юга и востока плато ограничено крутыми склонами с глубинами до 4000—5000 *м*. Сходные области были описаны Хейзеном, Тарп и Юингом [3]. Они назвали их «краевыми плато». В настоящей работе для определения средней толщины коры в этой области использована дисперсия поверхностных волн.

Наблюдения

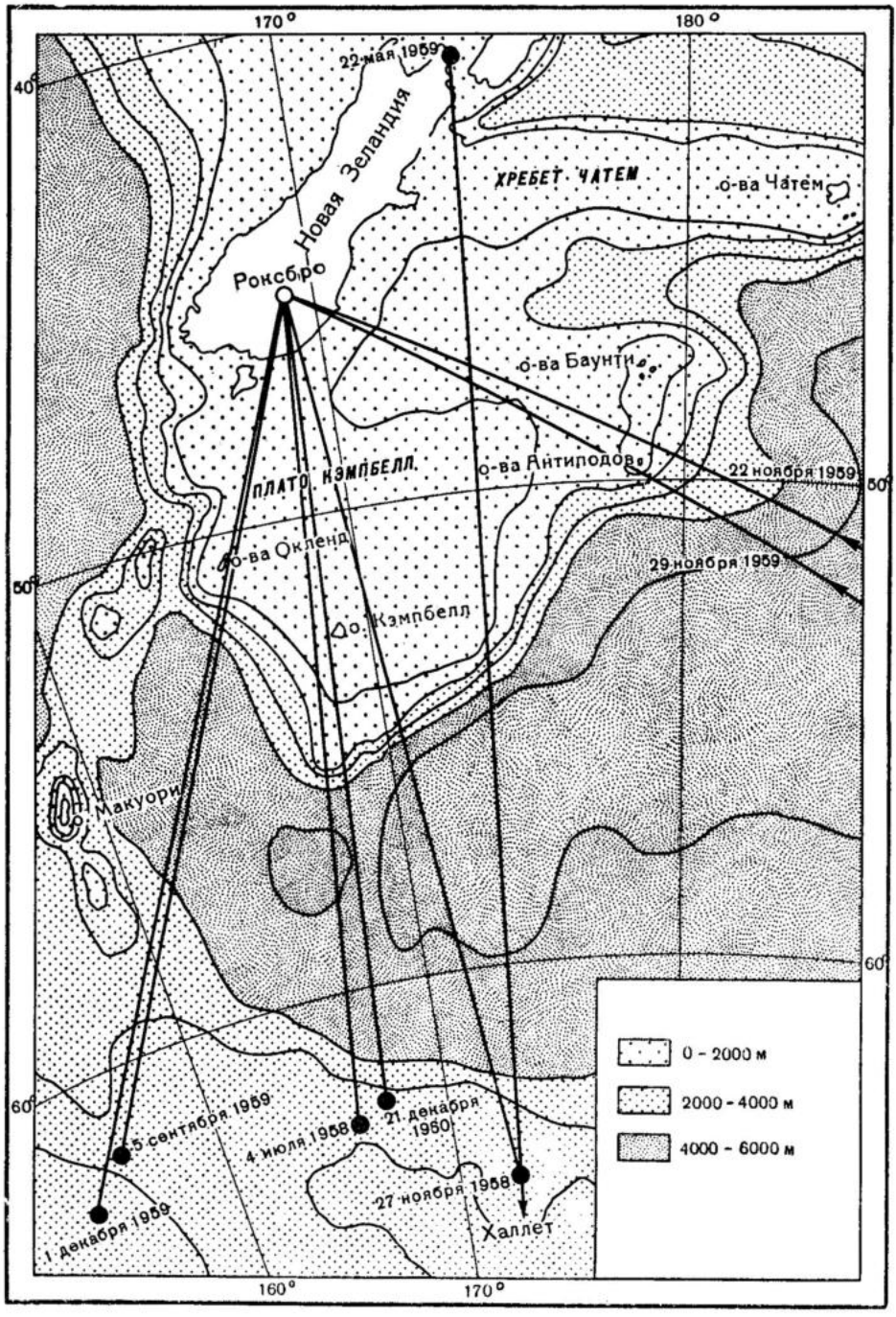
Данные о землетрясениях сведены в табл. 1. По географическому расположению землетрясения разделены на четыре группы. Эпицентры землетрясений первых трех групп лежат к югу от Новой Зеландии. Поверхностные волны этих землетрясений, пересекающие плато Кэмпбелл, записаны сейсмической станцией Роксбро. К 4-й группе относится только одно землетрясение, происшедшее на севере острова Южный, Новая Зеландия. Оно записано в Антарктике на станции Халлет. На фиг. 1 показаны трассы

Таблица 1

ДАННЫЕ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра	Станция	Расстояние, *км*	Трасса по плато Кэмпбелл, %
		час	*мин*	*сек*				
1-я группа	5 сентября 1959	07	00	26	62° Ю 156° В	Роксбро	2025	35
	1 декабря 1959	14	59	40	63 Ю 154 В	»	2175	
2-я группа	4 июля 1958	13	05	37	63 Ю 166 В	»	1960	57
	27 ноября 1958	13	41	47	64,5 Ю 172,5 В	»	2125	
	21 декабря 1960	22	29	55	62,5 Ю 167,1 В	»	1895	
3-я группа	22 ноября 1959	16	26	34	54 Ю 136 З	»	3935	25
	29 » 1959	19	17	40	57 Ю 147,5 З	»	3200	
4-я группа	22 мая 1959	06	57	12	41,0 Ю 174,2 В	Халлет	3490	40

[1] Adams R. D., Thickness of the Earth's crust beneath the Campbell Plateau, New Zealand Journal of Geology and Geophysics, 1962, **5**, No. 1, 74—85. [Статья дается с сокращением.— *Ред.*]



Ф и г. 1. Батиметрическая карта плато Кэмпбелл и трассы от станций до эпицентров землетрясений.

Контурные линии проведены через 1000 *м*.

распространения поверхностных волн от этих землетрясений через плато Кэмпбелл. Здесь же приведены батиметрические данные. На юге положение контурных линий плато следует считать приближенным, ибо эта часть малоисследованна.

Координаты станций и постоянные приборов следующие:

Роксбро (45°29′ ю. ш., 169°19′ в. д.)

Трехкомпонентная установка Голицына.

Горизонтальные приборы (С-Ю, В-З), $T_0 = T_g = 24$ *сек.*

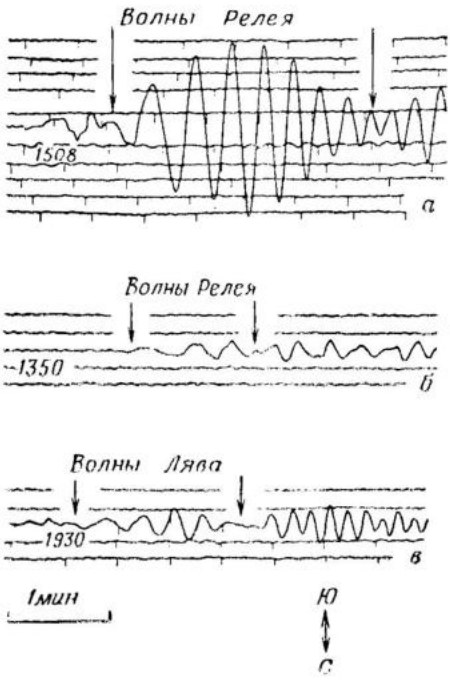
Вертикальный (Z), $T_0 = T_g = 12$ *сек.*

Станция Халлет (72°19′ ю. ш., 170°13′ в. д.)

Три компоненты, Колумбийские сейсмографы.

Для всех сейсмографов $T_0 = 15$ *сек*, $T_g = 75$ *сек.*

Примеры трех записей приведены на фиг. 2. Указаны обработанные участки записей. Нетрудно выявить и отличить волны Лява и Релея; кроме



Ф и г. 2. Записи поверхностных волн на станции Роксбро от землетрясений: 1 декабря 1959 г. (*а*), 27 ноября 1958 г. (*б*), 29 ноября 1959 г. (*в*).

различия в скоростях распространения, они отличаются и характером движения частиц. Волны Лява имеют только поперечную компоненту, тогда как в волнах Релея частицы колеблются в вертикальной плоскости, т. е. в направлении распространения волн. Волны Лява были записаны только от землетрясений 3-й группы.

Анализ

Дисперсия поверхностных волн широко используется для получения сведений о слоистости среды [2, 6, 9]. Скорость распространения поверхностных волн зависит от периода. Эта зависимость в свою очередь связана со свойствами земной коры и верхней части оболочки. Теоретические дисперсионные кривые групповой скорости для различных моделей коры сравни-

ваются с наблюдаемой дисперсией для трасс эпицентр — станция. Если трасса пересекает несколько областей с различными типами коры, то следует построить дисперсионные кривые с учетом характеристик таких участков. Обычно фиксируют значения упругих параметров земной коры и верхней части оболочки и вычисляют теоретические дисперсионные кривые для различных толщин коры.

Такой анализ можно проделать для волн Лява и Релея. Волны Лява являются волнами поперечного типа, и на их распространение не влияет слой жидкости. Поэтому одни и те же дисперсионные кривые волн Лява для разных толщин коры будут соответствовать как океаническим, так и континентальным трассам. На распространение волн Релея жидкий слой оказывает большое влияние, и поэтому при прочих равных условиях для континентальных и океанических трасс необходимы различные дисперсионные кривые. Для океанических трасс появляется дополнительный параметр — толщина слоя воды, включающего как воду, так и неконсолидированный осадочный слой. Дисперсионные кривые обычно вычисляются для различных значений отношения толщины коры к толщине слоя жидкости.

Эвисон и др. [2] указали на неопределенность интерпретации волн Релея для океанических трасс. Особенно это имеет место, когда нет точных батиметрических карт для океанических трасс, как, например, в данном случае. В частности, если в модели земной коры толщина слоя воды изменяется, то толщину океанической коры можно соответственно изменить так, чтобы дисперсионная кривая в интервале анализируемых периодов не изменялась. (Такое изменение проводится на основе теории изостазии, т. е. когда более толстый слой воды соответствует более тонкой коре.). Эта неопределенность присуща дисперсии, а не выбранным моделям. В настоящее время для вычисления дисперсии в сложных многослойных структурах используются электронно-вычислительные машины. Неоднозначность интерпретации не может быть, однако, устранена введением большого числа переменных.

На фиг. 1 можно видеть, что все трассы имеют глубоководные участки и пересекают плато Кэмпбелл. В качестве границы между океанической и континентальной корой принята изобата 2000 *м*. Использованы те же дисперсионные кривые, что и у Эвисона и др. [2], рассчитанные для следующих параметров:

	Скорость волн, *км/сек*	
	продольных	поперечных
Вода	1,52	—
Кора	6,01	3,47
Оболочка	7,79	4,50

Отношения плотностей: (кора/вода) = 2,65
(оболочка/кора) = 1,283

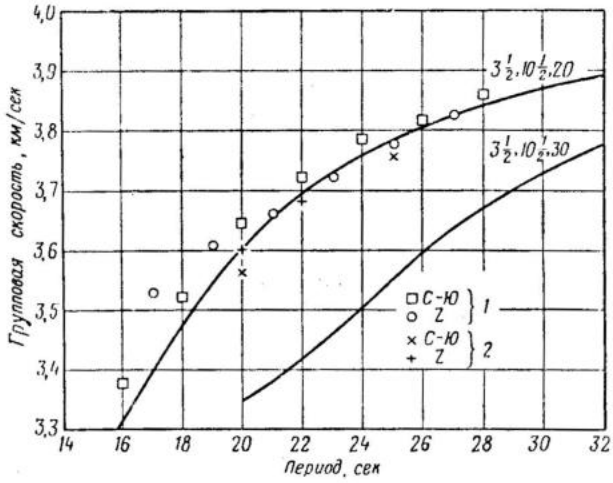
Средняя глубина воды на плато Кэмпбелл около 1 *км*, поэтому необходимо учитывать влияние слоя воды на дисперсию волн Релея. Следует ожидать, что такой тонкий слой будет влиять только на короткопериодные волны. Проверка подтверждает это. Дисперсионная кривая волн Релея была рассчитана для следующей океанической модели: слой воды 1 *км*, а толщина коры 20 *км*. При периодах, меньших 14 *сек*, влияние тонкого слоя воды приводит к уменьшению скорости волн Релея до значений, меньших, чем для чисто континентальной коры. Наименьший наблюдаемый период волн Релея равен 16 *сек*, и поэтому можно пренебречь слоем воды, покрывающим плато

Кэмпбелл, а для трасс, пересекающих плато, использовать кривые для континентальной коры.

Протяженность трасс от эпицентров до записывающих станций меньше используемых в подобных работах. В связи с этим возможна относительно большая вероятная ошибка определения эпицентрального расстояния, а следовательно, и групповой скорости. Обычно координаты эпицентров определяются с точностью до 0,5°, что ведет к ошибке определения групповой скорости $\pm 0{,}05$ *км/сек* для трасс длиной 20°. Эпицентр землетрясения в Новой Зеландии 22 мая 1959 г. определен с точностью до 0,1°, что дает точность определения групповой скорости $\pm 0{,}01$ *км/сек*.

Результаты

На фиг. 3—7 показана дисперсия для различных групп землетрясений. Здесь же приводятся теоретические дисперсионные кривые, вычисленные для смешанных трасс континент — океан. Толщины 20 и 30 *км* соответствуют



Ф и г. 3. Дисперсия волн Релея для землетрясений 1-й группы.

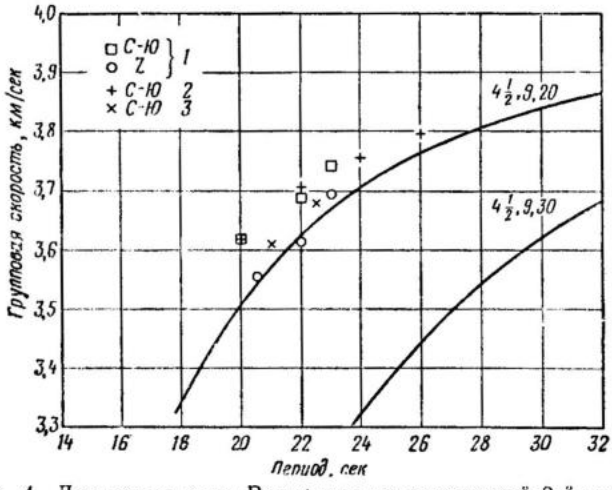
Теоретические кривые рассчитаны для 35% континентального пути и 65% океанического. (Цифры около кривых на фиг. 3—7 показывают предполагаемую толщину слоев земной коры в километрах; см. текст).
1 — 1 декабря 1959 г.; *2* — 5 сентября 1959 г.

плато Кэмпбелл, и они сочетаются с различными моделями океанической коры. Среднюю глубину воды на океанической части трассы и протяженность участка, пересекающего плато Кэмпбелл, можно определить по фиг. 1. Глубина взята на 0,5 *км* больше среднего значения, чтобы учесть неконсолидированный осадочный слой.

Толщину континентальной коры океанического участка трассы для теоретических расчетов можно выбрать достаточно уверенно. Толщина океанической коры малоизвестна. Можно использовать лишь принцип изостазии и результаты сейсмических зондирований на море [4]. Эти данные показывают, что чем больше глубина океана, тем тоньше океаническая кора. Дисперсионные кривые на фиг. 3—7 рассчитаны для наиболее правдоподобных значений толщины океанической коры, выбранных на основе приведенных данных изостазии и преломленных волн для известных глубин океана. В случае волн Релея толщины (*км*) слоя воды, океанической коры и коры под плато соответственно обозначены цифрами около теоретических кривых; для волн Лява слоем воды можно пренебречь.

С наблюдаемой дисперсией одинаково хорошо согласуется несколько теоретических моделей. На фиг. 3 показана дисперсия волн Релея для земле-

трясений 1-й группы. С этими данными лучше всего согласуется теоретическая кривая с толщинами слоев $3^1/_2$; $10^1/_2$; 20 *км*. Однако кривые (4; 8; 20), ($3^1/_2$; 7; 22) и (4; 12; 18) почти так же хорошо согласуются с наблюдениями. Толщина океанической коры больше приведенных значений для рассматриваемых глубин океана не правдоподобна. Поэтому толщина коры для плато Кэмпбелл, по-видимому, не должна превышать 18—22 *км*. Если же принять, что толщина коры больше этих пределов, то ни для одной правдоподобной структуры океанического участка не удастся получить теоретическую кривую, которая бы согласовывалась с наблюденными данными. Так, кривая



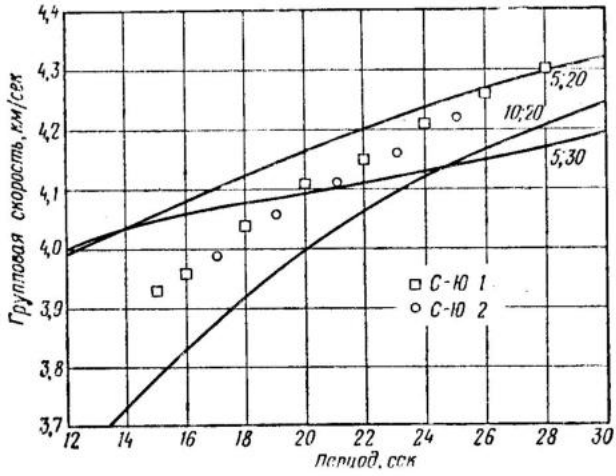
Ф и г. 4. Дисперсия волн Релея для землетрясений 2-й группы.
Теоретические кривые рассчитаны для 57% континентального пути и 43% океанического. *1*—27 ноября 1958 г.; *2*—4 июля 1958 г.; *3*—21 декабря 1960 г.

($3^1/_2$; $10^1/_2$; 30) не будет согласовываться с наблюденными данными, и фиг. 4—7 показывают, что для всех трасс следует исключить толщину коры 30 *км* под плато Кэмпбелл.

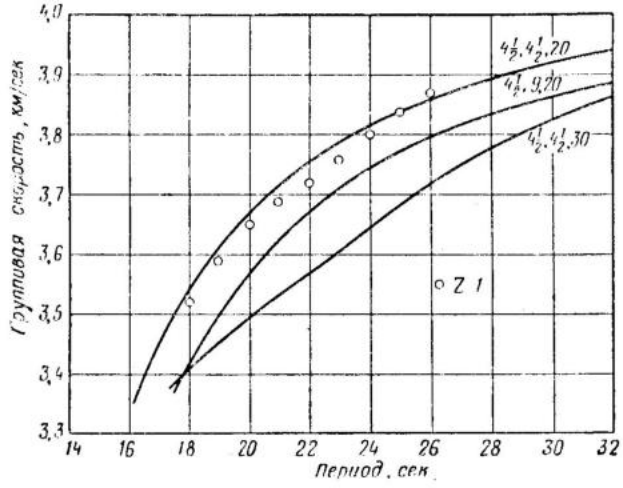
Эпицентры землетрясений 2-й группы расположены южнее Роксбро, и меньшая часть трасс пересекает глубоководную область океана на юге плато Кэмпбелл. Отсюда следует, что дисперсионные кривые не очень чувствительны к изменениям толщины коры под этой частью трассы. На фиг. 4 показана дисперсия волн Релея для этих землетрясений. Она согласуется с кривыми ($4^1/_2$; 8; 18) и ($4^1/_2$; $4^1/_2$; 20). При толщине океанической коры в пределах 5—10 *км* толщина коры под плато Кэмпбелл не должна быть больше 20 *км*.

Более трудной является интерпретация для землетрясений 3-й группы, хотя в этом случае использована дисперсия волн Лява и Релея. Для этих землетрясений только 25% трассы приходится на плато Кэмпбелл, и поэтому комбинированные кривые малочувствительны к изменениям толщины коры под плато. Для океанической части трассы следует ожидать толщину коры 5—10 *км*, так как глубина океана составляет 4—$4^1/_2$ *км*. По дисперсии волн Лява (см. фиг. 5) возможными моделями строения коры является (7; 20) или (10; 15). Дисперсия волн Релея, приведенная на фиг. 6, не устраняет эту неопределенность и указывает на возможность моделей коры ($4^1/_2$; 7; 20) и ($4^1/_2$; 9; 15). По-видимому, ни один вариант строения коры при толщине больше 20 *км* или меньше 15 *км* нельзя согласовать с наблюденной дисперсией для этой части плато Кэмпбелл.

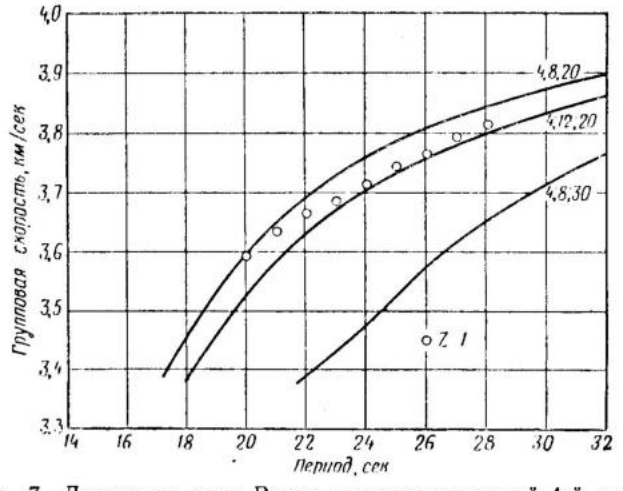
На фиг. 7 показана дисперсия волн Релея от землетрясения 4-й группы. Эти волны, распространяясь от Новой Зеландии до Антарктики, пересекают восточную часть плато Кэмпбелл, перекрывая 40% его величины. К югу трасса проходит по глубоководному океаническому бассейну, а затем по



Ф и г. 5. Дисперсия волн Лява для землетрясений 3-й группы.
Теоретические кривые рассчитаны для 25% континентального пути и 75% океанического. *1*—22 ноября 1959 г.; *2*—29 ноября 1959 г.



Ф и г. 6. Дисперсия волн Релея для землетрясений 3-й группы.
Теоретические кривые рассчитаны для 25% континентального пути и 75% океанического. *1*—22 ноября 1959 г.



Ф и г. 7. Дисперсия волн Релея для землетрясений 4-й группы.
Теоретические кривые рассчитаны для 40% континентального пути и 60% океанического. *1*—22 мая 1959 г.

неровному океаническому хребту. Средним для океанического участка трассы, вероятно, является кора со слоем воды 4 *км* и толщиной 8—12 *км*. На фиг. 7 видно, что наблюдаемая дисперсия находится между теоретическими кривыми, рассчитанными для этих моделей коры под плато толщиной около 20 *км*.

Заключение

Средняя толщина земной коры плато Кэмпбелл является промежуточной между океанической и континентальной. Она немного больше половины значения, полученного для Новой Зеландии. Этот результат и малые размеры переходной зоны от плато Кэмпбелл к Новой Зеландии могут свидетельствовать о различии их образования и геологической истории, несмотря на их территориальную близост ь.

ЛИТЕРАТУРА

1. Adams R. D., Christoffel D. A. (в печати). Total Magnetic Field Surveys between New Zealand and the Ross Sea. Journ. Geophys. Res.
2. Evison F. F., Ingham C. E., Orr R. H., Le Fort J. H., 1960. Thickness of the Earth's Crust in Antarctica and the Surrounding Oceans. Geophys. Journ., **3**, 289—306.
3. Heezen B. C., Tharp M., Ewing M., 1959. The Floors of the Oceans. Geol. Soc. Am. Spec. Paper 65.
4. Hill M. N., 1957. Recent Geophysical Exploration of the Ocean Floor. Physics and Chemistry of the Earth (ed. Ahrens et al.), **2**, 129—163. Pergamon Press, London.
5. Oliver R. L., Finlay H. J., Fleming C. A., 1950. The Geology of Campbell Island. Gape Expedition Series. Bull. 3. N. Z. Dep. Sci. Industr. Res., Wellington.
6. Press F., Ewing M., 1955. Earthquake Surface Waves and Crustal Structure. Geol. Soc. Am. Spec. Paper **62**, 51—60.
7. Robertson E. I., Reilly W. I., 1958. Bouguer Anomaly Map of New Zealand. N. Z. Journ. Geol. Geophys., **1**, 560—564.
8. Stahl P., 1958. Liaison Gravimétrique France — Terre Adélie. Expéditions Polaires Françaises. Publication, **67**.
9. Thomson A. A., Evison F. F., 1962. Thickness of the Earth's Crust in New Zealand. N. Z., Journ. Geol. Geophys., **5 (1)**, 29—45.
10. Worzel J. L., Shurbet G. L., 1955. Gravity Interpretations from Standard Oceanic and Continental Crustal Sections. Geol. Soc. Am. Spec. Paper, **62**, 87—100.

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

Строение оболочки Земли и другие вопросы

Скорости многократно обегающих Землю волн Лява и Релея в оболочке

М. Токсёц, А. Бен-Менахем[1]

Введение

Для изучения строения земной коры и оболочки ныне широко используется дисперсия поверхностных волн. Точность определения строения среды этим методом ограничена точностью наблюдаемых значений фазовых и групповых скоростей. На сравнительно коротких периодах (меньших 60—70 *сек*) дисперсионные кривые соответствуют региональным структурам. При очень длинных периодах фазовые и групповые скорости волн Лява и Релея определяются из собственных колебаний Земли. Большое число измерений фазовых и групповых скоростей волн Лява и Релея имеется для промежуточных величин периодов [2, 4, 6, 7, 15, 16, 20]. Большинство наблюденных данных отличается от измеренной величины примерно на 1%, а иногда и больше [13]. Часть таких отклонений можно объяснить различием трасс и вариациями строения оболочки от региона к региону. Прежде чем решать вопрос о строении оболочки, необходимо получить более точные и согласующиеся между собой данные о дисперсии поверхностных волн. Первым шагом в этом направлении было вычисление фазовых скоростей волн Лява для трасс от пяти сильных землетрясений: Новая Гвинея (1 февраля 1938 г.), Ассам (15 августа 1950 г.), Камчатка (4 ноября 1952 г.), Монголия (4 декабря 1957 г.) и Аляска (10 июля 1958 г.). Для двух из этих землетрясений (Ассамского и Монгольского) были получены фазовые скорости волн Релея. В табл. 1 приведены

Таблица 1

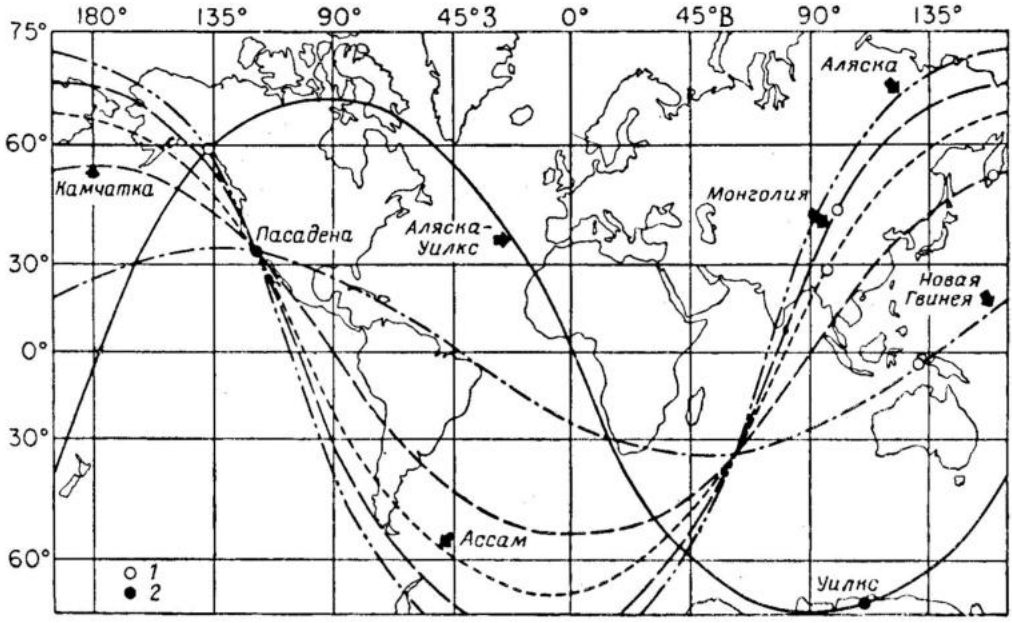
ДАННЫЕ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ

Землетрясение	Дата	Время в очаге	Координаты эпицентра	
Новая Гвинея	1 февраля 1938	19 : 04 : 21	05°00′ Ю	131°30′ В
Ассам	15 августа 1950	14 : 09 : 29	28 24 С	096 42 В
Камчатка	4 ноября 1952	16 : 58 : 20	52 42 С	160 18 В
Монголия	4 декабря 1957	03 : 37 : 45	45 15 С	099 24 В
Аляска	10 июля 1958	06 : 15 : 54	58 18 С	136 54 З
Станции	Пасадена, Калифорния, Уилкс, Антарктика			

координаты эпицентров, времена в очаге и другие сведения об этих землетрясениях. Исключение составило землетрясение на Аляске, данные для которого получены также со станции Уилкс в Антарктике. На фиг. 1 показаны трассы поверхностных волн, проходящие через Пасадену и Уилкс. Трассы территориально близки одна к другой, за исключением Новой Гвинеи и Аляска — Уилкс. Можно предполагать, что на фазовые скорости для столь близких трасс горизонтальные неоднородности оболочки влиять не будут.

[1] Toksöz M. N., Ben-Menahem A., Velocities of mantle Love and Rayleigh waves over multiple paths, Bull. Seismol. Soc. Am., 1963, **53**, No. 4, 741—764.

Фазовая скорость определялась методом анализа Фурье. Для получения разности времен появления каждой фазы использовалась разность между фазовыми спектрами двух волн, последовательно пробегающих большой полукруг нечетное или четное число раз. Метод получил широкую известность после того, как он был введен Валле [22] [1] и использован Сато [20]. В настоящей работе описывается этот метод и его применение к отдельным землетрясениям. Для каждого из пяти землетрясений определены фазовые скорости,



Ф и г. 1. Трассы по большим кругам.
1 — эпицентры; *2* — станции.

по которым затем вычислены групповые скорости. Вторая часть работы посвящена сравнению результатов определения фазовой скорости путем анализа по методу Фурье и непосредственно из сейсмограмм. Описаны источники ошибок при использовании метода Фурье и указан их порядок.

Определение фазовой скорости по фазовым спектрам Фурье

Фазовый спектр Фурье использован для определения фазового сдвига между двумя станциями для данной частоты. Рассмотрим две станции, расположенные вдоль дуг большого круга на расстояниях Δ_1 и Δ_2 от эпицентра. Предположим, что группа колебаний в волнах Лява или Релея записана на обеих станциях. Анализируемую группу колебаний можно обмерить, зацифровать [2] и подвергнуть анализу Фурье. Пусть t_1 и t_2 — времена пробега одной и той же фазы, соответствующей данной частоте, а $\varphi_1(\omega)$ и $\varphi_2(\omega)$ — фазовые спектры Фурье для станций. Тогда фазовая скорость C вычисляется

[1] Интересно отметить, что акад. Б. Б. Голицын в 1911 г. впервые использовал многократно обежавшие земной шар волны Релея от Мессинского землетрясения 1908 г.— *Прим. ред.*

[2] Термины «обмерить» и «зацифровать» (измерить амплитуду через определенные промежутки времени) связаны с применением электронно-вычислительных машин.— *Прим. ред.*

по формуле

$$C(T) = \frac{\Delta_2 - \Delta_1}{t_2 - t_1 + T[(\varphi_2 - \varphi_1) + N]}, \quad (1)$$

где T — период, а N — целое число. Необходимость введения целого числа N вытекает из многозначности тригонометрических функций: нельзя однозначно определить целое в величине φ_2 относительно φ_1. Если N определено, оно остается неизменным для всего спектра. Обычно изменения фазы бывают больше одного цикла, и каждый раз, когда φ проходит через ноль, фаза увеличивается на один цикл.

При определении фазовой скорости по записям одной станции используются два последовательных прихода одной и той же волны, обежавшей вокруг Земли в том же направлении. Примером могут служить волны G_1 и G_3, G_2 и G_4 или R_3 и R_5. В этом случае формула (1) примет следующий вид:

$$C(T) = \frac{\Delta_0}{\delta t + T(\delta\varphi + N + 1/2)}, \quad (2)$$

где Δ_0 — длина большого круга, $\delta t = t_{n+2} - t_n$, $\delta\varphi = \varphi_{n+2} - \varphi_n$ и набегание $1/2$ цикла получается от сдвига фазы при прохождении волны через оба полюса, ибо при прохождении каждого полюса фазовый сдвиг составляет $\pi/2$ [8].

Чтобы при измерении скорости использовать только четные или только нечетные номера обегающих Землю поверхностных волн, а не их комбинации, необходимо устранить возможность ошибки из-за типа источника. Влияние источника следует по-разному учитывать для волн, движущихся в противоположных направлениях. Такого рода ошибки могут возникать, например, из-за конечной величины источника [3]. Разность фаз между колебаниями двух групп поверхностных волн, движущихся в противоположных направлениях, представлена формулой

$$D_\varphi = \frac{\varphi_{n+1} - \varphi_n}{2\pi} = \frac{f}{C}(\Delta_0 - 2\Delta_1 + b\cos\theta_0) + M + 1/4, \quad n = 1, 3, 5, \ldots. \quad (3)$$

Такая же формула получается и для четных значений n. Здесь Δ_1 — расстояние от источника до станции, b — длина разрыва в источнике, θ_0 — угол между направлениями разрыва и трассы на станцию. Член $b\cos\theta_0$ обусловлен конечными размерами источника, и разрыв в 100 *км* может изменять фазу на 2 цикла при периоде 100 *сек*. Столь большой ошибкой при определении фаз пренебрегать нельзя.

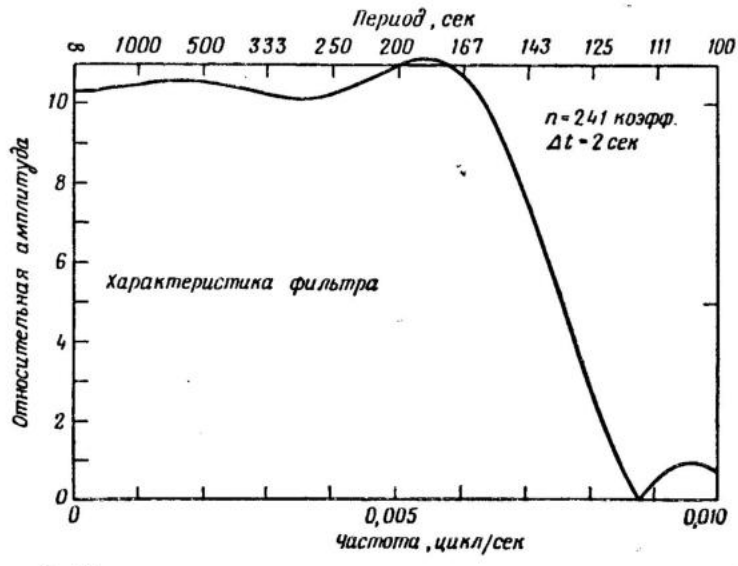
Фазовые скорости

Фазовые скорости волн Лява вычислялись для трассы в шесть больших кругов, а скорости волн Релея — для двух таких трасс. Изучаемые волны были обмерены и зацифрованы с интервалом 2 *сек* (G-волны для Монголии — через 1 *сек*). Полученные данные были затем профильтрованы при помощи электронно-вычислительной машины IBM 7090, и на ее выходе были получены графики спектров. На неотфильтрованной сейсмограмме в волнах Лява трудно определить начало и конец импульса. Фильтрование очищает запись и облегчает выбор анализируемого участка колебаний. Для определения начала и конца записи волн Релея можно воспользоваться предельными значениями групповых скоростей. Цифровой низкочастотный фильтр имеет предельную частоту, которая выбрана таким образом, чтобы свести к минимуму влияние интерференции и подавить шум, а также исключить частоточную полосу, не вносящую значительной доли в оба импульса. На фиг. 2 показана типичная характеристика фильтра. В табл. 2 приведены времена начала и конца фильтруемых импульсов, предельная частота фильтра, эпицентральное расстояние до станции и длина большого круга для каждого землетрясения. Отфильтрованные импульсы подвергались анализу Фурье, и полученные фазы использовались в уравнении (2) для вычисления фазовых скоростей.

Таблица 2

ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ, ХАРАКТЕРИСТИКА ФИЛЬТРОВ И ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫЕ РАССТОЯНИЯ

Землетрясение	Станция	Фаза	Время импульса		Предельный период фильтра, *сек*	Эпицентральное расстояние, *км*	Длина большого круга, *км*
			начало	конец			
Новая Гвинея	Пасадена	G_1	19 : 47 : 40	19 : 51 : 40	55		
	»	G_2	20 : 48 : 04	20 : 53 : 02	55	12 194	40 054
	»	G_3	22 : 17 : 52	22 : 24 : 40	55		
	»	G_4	23 : 16 : 40	23 : 23 : 48	55		
Ассам	»	R_3	17 : 42 : 53	18 : 19 : 53	90		
	»	R_5	20 : 23 : 53	21 : 30 : 51	90	12 174	40 022
	»	G_1	14 : 57 : 23	15 : 01 : 23	67		
	»	G_3	17 : 27 : 47	17 : 36 : 33	67		
Камчатка	»	G_2	19 : 05 : 06	19 : 10 : 26	100	6 539	40 032
	»	G_4	21 : 35 : 06	21 : 46 : 00	100		
Монголия	»	G_1	04 : 16 : 15	04 : 21 : 50	80	10 434	40 018
	»	G_3	06 : 46 : 15	06 : 55 : 45	80		
Аляска	»	G_2	08 : 31 : 16	08 : 42 : 26	125	3 025	40 016
	»	G_4	10 : 59 : 52	11 : 15 : 18	125		
Аляска	Уилкс	G_2	07 : 38 : 00	07 : 48 : 12	125	16 583	40 018
	»	G_4	10 : 04 : 52	10 : 20 : 50	125		



Ф и г. 2. Типичная частотная характеристика низкочастотного цифрового фильтра.

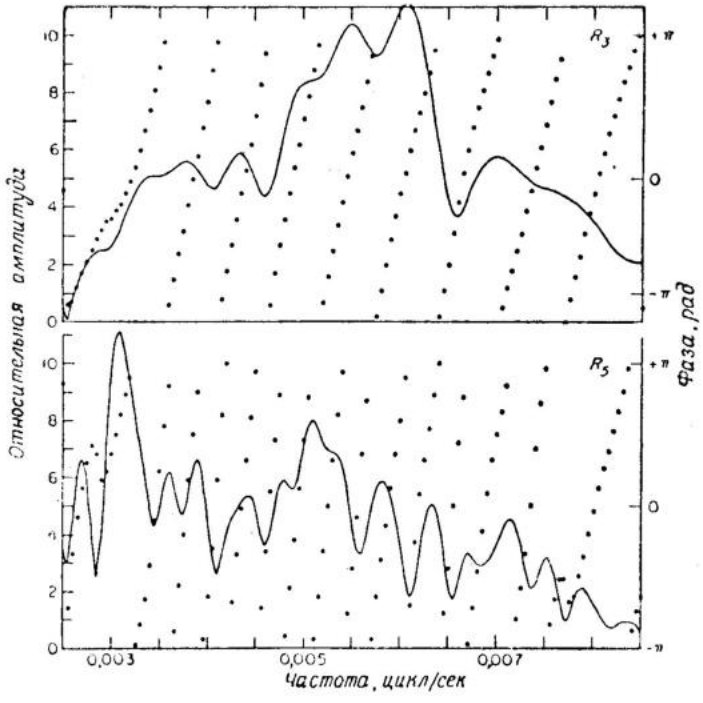
Волны Релея

а. *Монгольское землетрясение*. Фазовые скорости волн Релея были вычислены и опубликованы раньше [4]. Эти данные сведены в табл. 3 с небольшими поправками на длину дуги большого круга.

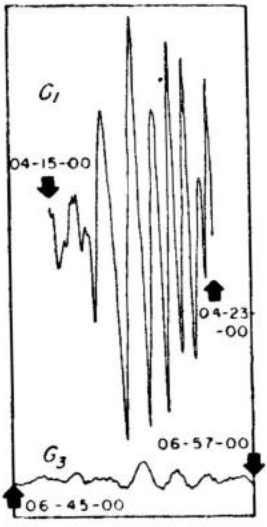
Таблица 3

ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ ВОЛН РЕЛЕЯ

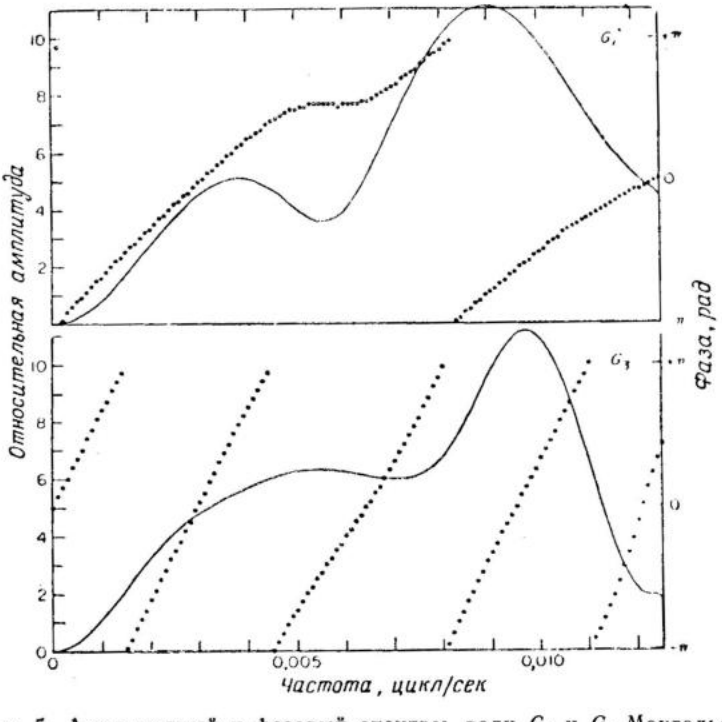
Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*		Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*	
	Монголия, R_5-R_3	Ассам, R_5-R_3		Монголия, R_5-R_3	Ассам, R_5-R_3
357,14	5,627	—	212,77	4,651	4,648
344,83	5,554	—	208,33	4,612	4,613
333,33	5,485	5,509	204,08	4,588	4,595
322,58	5,415	5,428	200,00	4,568	4,566
312,50	5,358	5,364	192,31	4,523	4,524
303,03	5,301	5,312	185,19	4,479	4,483
294,12	5,229	5,244	178,57	4,434	4,436
285,71	5,171	5,179	172,41	4,398	4,403
277,78	5,118	5,121	166,67	4,370	4,381
270,27	5,060	5,067	161,29	4,349	4,339
263,16	5,003	5,004	156,25	4,316	4,319
256,41	4,957	4,957	151,52	4,288	4,291
250,00	4,913	4,919	147,06	4,279	4,271
243,90	4,862	4,867	142,86	4,268	4,253
238,09	4,817	4,818	138,89	4,255	4,243
232,56	4,781	4,780	135,14	4,247	4,232
227,27	4,744	4,743	131,58	4,234	—
222,22	4,710	4,713	128,21	4,217	4,227
217,39	4,682	4,680	125,00	4,203	4,224



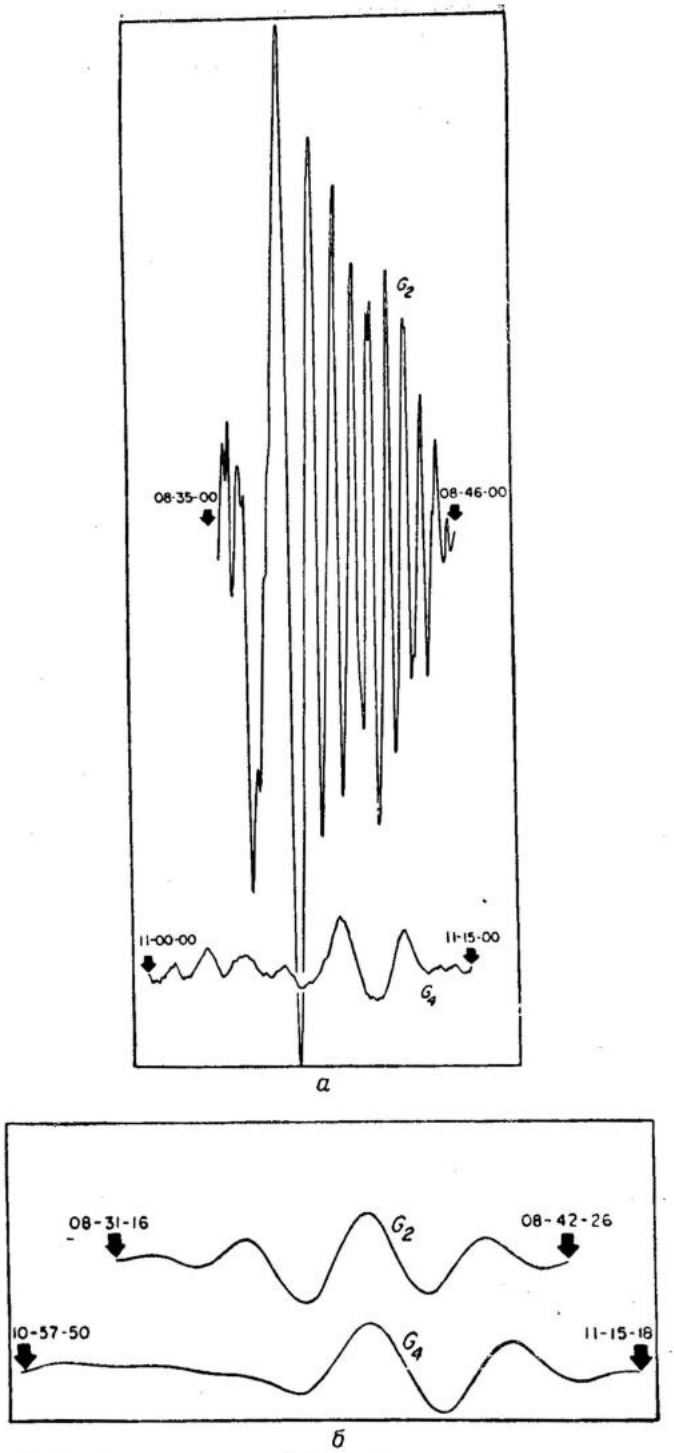
Фиг. 3. Амплитудный и фазовый спектры волн R_3 и R_5 Ассамского землетрясения.



Ф и г. 4. Записи волн G_1 и G_3 Монгольского землетрясения стрейн-сейсмографом В—З в Пасадене.



Ф и г. 5. Амплитудный и фазовый спектры волн G_1 и G_3 Монгольского землетрясения.

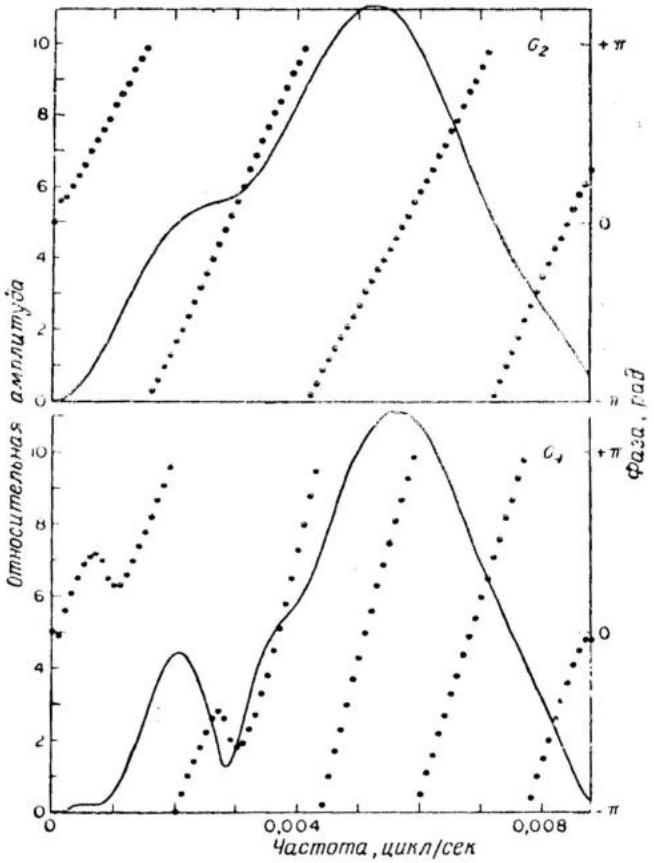


Ф и г. 6. Неотфильтрованные (*а*) и отфильтрованные низкочастотным фильтром (*б*) колебания волн G_2 и G_4 (компонента В—З) землетрясения на Аляске, зарегистрированного сейсмографом Пресса — Юинга в Пасадене. (Амплитудные масштабы различны.)

б. *Ассамское землетрясение.* Фазовые скорости вычислены по R_3 и R_5^1 для большого круга, проходящего через Пасадену. На фиг. 3 показаны амплитудный и фазовый спектры. Фазовые скорости приведены в табл. 3. Сейсмограммы были продемонстрированы раньше в работе Юинга и Пресса [11].

Волны Лява

а. *Монгольское землетрясение.* Неотфильтрованные записи стрейн-сейсмографом волн G_1 и G_3 в Пасадене приведены на фиг. 4, а фазовый спектр — на фиг. 5. В табл. 4 приведены фазовые скорости.



Ф и г. 7. Амплитудный и фазовый спектры волн G_2 и G_4 землетрясения на Аляске, полученные из записей станцией Пасадена.

б. *Ассамское землетрясение.* Волны G_1 и G_3 записаны стрейн-сейсмографом В—З в Пасадене.

в. *Землетрясение на Аляске.* Волны G_2 и G_4 записаны сейсмографом В—З системы Пресс — Юинг. Фазовые скорости вычислялись для большого круга, проходящего через Пасадену. На фиг. 6 показаны отфильтрованные и неотфильтрованные записи, а на фиг. 7 приведены спектры. Фазовые скорости были вычислены для комбинации волн G_2 и G_4, записанных на станции Уилкс. Волны были отлично записаны на обеих станциях, но из-за различной скорости вращения барабанов регистриров результаты до некоторой степени ненадежны.

[1] R_3 — волна Релея, прошедшая через станцию после однократного обегания Земли; R_5 — после двукратного обегания в том же направлении и т. д.— *Прим. ред.*

Таблица 4

ФАЗОВЫЕ СКОРОСТИ ВОЛН ЛЯВА

Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*						
	Монголия, G_3-G_1	Ассам, G_3-G_1	Аляска—Пасадена, G_4-G_2	Камчатка, G_4-G_2	Аляска—Уилкс, G_4-G_2	Новая Гвинея	
						G_3-G_1	G_4-G_2
384,61	5,506		5,509				
370,37	5,452						
357,14	5,403		5,414				
344,83	5,358						
333,33	5,317		5,331		5,324		
322,58	5,279						
312,50	5,244		5,258	5,218	5,274		
303,30	5,211	5,180					
294,12	5,181	5,155	5,193	5,167	5,221		
285,71	5,153	5,131					
277,78	5,126	5,109	5,137	5,119	5,171		
270,27	5,102	5,089					5,134
263,16	5,078	5,070	5,089	5,076	5,123		5,113
256,41	5,057	5,052					5,093
250,00	5,036	5,034	5,047	5,037	5,078		5,074
243,90	5,017	5,018					5,055
238,09	4,998	5,002	5,010	5,002	5,037		5,038
232,56	4,981	4,987					5,022
227,27	4,965	4,973	4,977	4,971	5,001		5,007
222,22	4,949	4,958					4,993
217,39	4,934	4,945	4,948	4,942	4,968		4,973
212,77	4,920	4,932					4,966
208,33	4,907	4,919	4,921	4,916	4,940		4,953
204,08	4,895	4,907					4,942
200,00	4,882	4,894	4,896	4,891	4,914	4,942	4,930
192,31	4,860	4,872	4,874	4,869	4,891	4,918	4,909
185,19	4,840	4,851	4,853	4,848	4,870	4,897	4,889
178,57	4,821	4,832	4,834	4,829	4,851	4,877	4,871
172,41	4,804	4,814	4,816	4,810	4,834	4,859	4,854
166,67	4,789	4,797	4,800	4,791	4,818	4,842	4,839
161,29	4,774	4,780	4,785	4,772	4,804	4,826	4,824
156,25	4,760	4,765	4,771	4,754	4,792	4,812	4,811
151,52	4,748	4,750	4,758	4,737	4,781	4,801	4,798
147,06	4,736	4,736	4,746	4,723	4,770	4,787	4,786
142,86	4,724	4,723	4,734	4,711	4,761	4,775	4,775
138,89	4,713	4,710	4,724	4,701	4,752	4,765	4,765
135,14	4,703	4,698	4,714	4,692	4,744	4,755	4,755
131,58	4,693	4,686	4,704	4,685	4,736	4,745	4,746
128,21	4,683	4,676	4,695	4,680	4,729	4,736	4,737
125,00	4,674	4,666	4,686	4,674	4,722	4,728	4,729
121,95	4,665	4,657					
119,05	4,657	4,648				4,713	4,714
116,28	4,648	4,640					
113,64	4,642	4,633				4,699	4,701
111,11	4,635	4,626					
108,70	4,628	4,620				4,687	4,689
106,38	4,621	4,614					
104,17	4,615	4,609				4,677	4,678

Продолжение табл. 4

Период, *сек*	Фазовая скорость, *км/сек*						
	Монголия, G_3—G_1	Ассам, G_3—G_1	Аляска—Пасадена, G_4—G_2	Камчатка, G_4—G_2	Аляска—Уилкс, G_4—G_2	Новая Гвинея	
						G_3—G_1	G_4—G_2
102,04	4,609	4,603					
100,00	4,603	4,598				4,667	4,668
98,04	4,597	4,593					
96,15	4,592	4,589				4,659	4,659
94,34	4,587	4,585					
92,59	4,582	4,580				4,651	4,651
90,91	4,577	4,576					
89,29	4,572	4,572				4,643	4,643
87,72	4,568	4,568					
86,21	4,564	4,565				4,635	4,637
84,75	4,559	4,561					
83,33	4,555	4,557				4,622	
80,64		4,550				4,609	
78,12		4,543					
75,76						4,595	
71,43						4,585	
67,57						4,576	
64,10						4,568	
60,98						4,560	
58,14						4,553	
55,56						4,546	

г. *Камчатское землетрясение.* Для определения фазовой скорости были использованы записи волн G_2 и G_4 на станции Пасадена. Записи этих волн приведены в работе Сато [20].

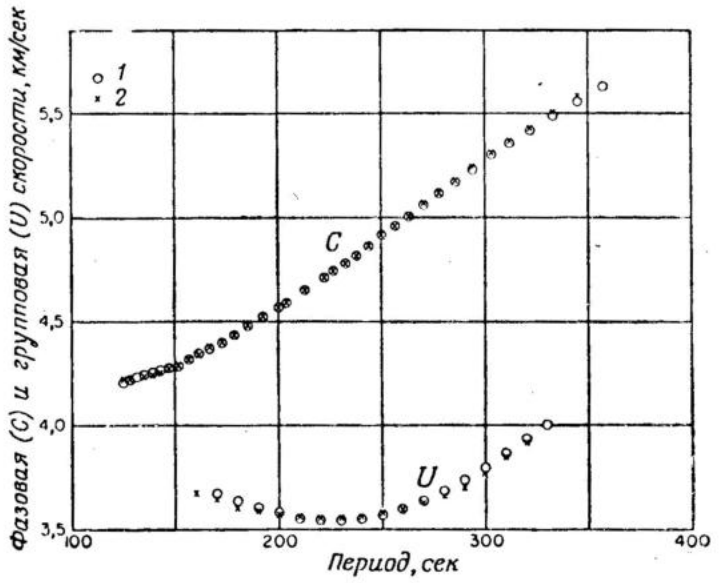
д. *Землетрясение на Новой Гвинее.* Для получения двух серий фазовых скоростей на одной и той же трассе использовались комбинации волн $G_1 - G_3$ и $G_2 - G_4$. Записи этих волн на стрейн-сейсмографе в Пасадене вместе с фазовым спектром приведены у Сато [20]. В табл. 4 сведены значения фазовых скоростей. На фиг. 8 и 9 приведены фазовые скорости волн Релея и Лява соответственно.

Аналитические выражения для фазовых и групповых скоростей

Групповые скорости вычислялись из фазовых по известной формуле

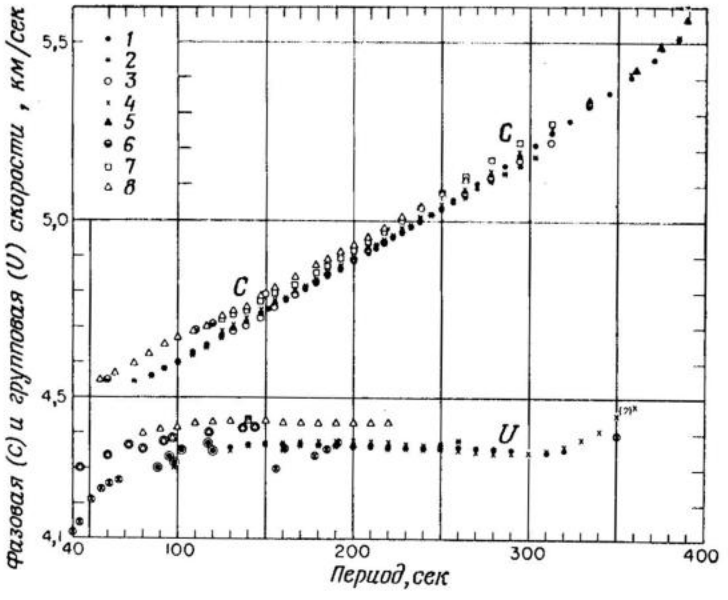
$$U = \frac{d\omega}{dk} = \frac{C}{1 + \frac{T}{C}\frac{dC}{dT}}, \tag{4}$$

где U — групповая скорость, $k = 2\pi/\lambda$ — волновое число. Единственной трудностью при вычислении является дифференцирование кривой фазовой скорости. Это можно осуществить либо прямым численным дифференцированием, либо вычислением производных функции, заданной для кривой фазовой скорости аналитически. В настоящей работе наблюденная кривая фазовой скорости выражена через полином $P_n(T) = \sum_{i=0}^{n} a_i X(T)$, коэффициенты которого были вычислены по методу наименьших квадратов. Использовались полиномы разных степеней от 4 до 9. Меньшие степени полиномов не отражают



Ф и г. 8. Фазовые и групповые скорости волн Релея для трасс Монголия — Пасадена и Ассам — Пасадена.

Групповые скорости вычислены из фазовых скоростей. *1* — Монголия; *2* — Ассам.



Ф и г. 9. Фазовые и групповые скорости волн Лява, многократно обежавших Землю.

Групповые скорости, обозначенные кружками и различными знаками внутри этих кружков, измерены непосредственно из сейсмограмм; остальные вычислены из фазовых скоростей. *1* — Монголия; *2* — Ассам; *3* — Камчатка; *4* — Аляска — Пасадена; *5* — свободные колебания [5]; *6* — Новая Гвинея [20]; *7* — Аляска — Уилкс; *8* — Новая Гвинея.

тонких вариаций наблюденных данных, а на высокие степени влияет рассеяние, которое может иметь место в первичных данных из-за наложения нежелательных колебаний. На фиг. 8 и 9 представлены средние значения групповых скоростей, вычисленные через полиномы различных степеней. Важно напомнить, что дифференцирование сильно увеличивает ошибки из-за погрешностей вычисления фазовой скорости, и вычисленные таким способом групповые скорости менее достоверны, чем фазовые. Тем не менее групповые скорости достаточно хорошо согласуются со скоростями, полученными непосредственно из отфильтрованных записей. Для волн Лява вычисление групповой скорости из фазовой ценнее, чем для волн Релея. Кривая групповой скорости волн Лява очень полога при периодах 100—300 *сек*. Волны мало диспергируют и стремятся сохранить первоначальную форму. Если не применять фильтраций с узкими полосами частот, то трудно вычислить групповые скорости для различных периодов. Это одна из причин большего разброса измеряемых величин фазовых и групповых скоростей волн Лява в этом особом интервале периодов [6].

Можно применять простые функции, которые выражают дисперсию волн. Например, для фазовых скоростей волн Релея можно записать [4]

$$C(T) = 3{,}85 + 0{,}0046\,T - 0{,}25\sin(0{,}01T + 0{,}28); \quad 100 < T < 500. \tag{5}$$

Это выражение является хорошим приближением к наблюденным данным. Групповые скорости, вычисленные по уравнениям (5) и (4), хорошо согласуются с измеренными величинами. Для волн Лява можно использовать постоянство групповой скорости в пологой части дисперсионной кривой, чтобы получить выражение для фазовой скорости [20]. Дифференцируя групповую скорость и подставляя $dU/dT = 0$, можно получить дифференциальное уравнение

$$2\left(\frac{dC}{dT}\right)^2 = C\,\frac{d^2C}{dT^2}, \tag{6}$$

решение которого имеет вид

$$C = \frac{U_0}{1 - \alpha T}, \tag{7}$$

где U_0 — постоянная величина групповой скорости. Следует заметить, что выражение (6) является приближенным, ибо групповая скорость в пологой части не строго постоянна, а слабо изменяется с периодом. Значения $U_0 = 4{,}37$ и $\alpha = 5{,}35 \cdot 10^{-4}$ дают довольно хорошее согласие с наблюдаемыми фазовыми скоростями (за исключением Новой Гвинеи) для интервала периодов 100—300 *сек*. Это указывает на малые отклонения групповой скорости от постоянной величины в данном интервале.

Анализ точности результатов

Фазовые скорости, приведенные в табл. 2 и 3, вероятно, определены с точностью до 0,5%. Абсолютные величины заранее неизвестны, и поэтому единственным критерием точности является взаимное согласие различных измерений. Для Монгольского и Ассамского землетрясений фазовые скорости волн Лява и Релея для большого интервала периодов согласуются между собой в пределах меньше 0,02 *км/сек*. Фазовые скорости волн Лява от землетрясения на Аляске (трасса проходит через станцию Пасадена) согласуются со скоростями волн от Ассамского и Монгольского землетрясений, тогда как для землетрясения на Камчатке фазовые скорости несколько меньше. Наибольшие величины фазовых скоростей получены для трассы Новая Гвинея — Пасадена. О надежности этих результатов можно судить по отличному согласию скоростей для комбинаций $G_1 - G_3$ и $G_2 - G_4$. Эти результаты согласуются также с данными Сато, приведенными Брюном, Бениоффом

и Юингом [6]. Заметим, что трасса Новая Гвинея — Пасадена отлична от других трасс: она почти целиком океаническая. Фазовые скорости для трассы Аляска — Уилкс являются промежуточными между Новой Гвинеей и Монголией. Наклон кривой фазовой скорости, однако, больше, чем для других кривых фиг. 9. Это различие может быть вызвано значительной погрешностью определения фазовых скоростей для данной трассы по сравнению с другими. Нельзя также исключить возможность бóльших вариаций строения Земли на трассе Аляска — Уилкс, чем на других трассах.

Групповые скорости для различных трасс изменяются подобно вариациям фазовых скоростей. Для близких трасс (Монголия, Аляска, Ассам) групповые скорости согласуются. Для трассы Новая Гвинея — Пасадена наблюдаются значительно бóльшие величины групповых скоростей, чем для других трасс. При вычислении групповых скоростей из сейсмограмм не учитывались поправки за источник. В случае сильных землетрясений протяженность источника может значительно влиять на групповые скорости. Это влияние определяется следующей формулой [19]:

$$U' = \frac{U}{1+\frac{b}{2\Delta}\left(\frac{U}{V_f}-\cos\theta_0\right)} \approx U\left[1-\frac{b}{2\Delta}\left(\frac{U}{V_f}-\cos\theta_0\right)\right], \tag{8}$$

где $U = d\omega/dk$; $U' = \Delta/t$ — групповая скорость, полученная из сейсмограмм; b — длина разрыва в очаге; V_f — скорость его распространения и θ_0 — угол между трассой и разрывом.

Вышеизложенное может служить объяснением кажущегося запаздывания волны G_1 от Ассамского землетрясения на 170 *сек* (групповая скорость 4,07 *км/сек* вместо обычной 4,35—4,40 *км/сек*).

Ошибки измерения фазовой скорости

Прежде чем оценивать точность различных измерений, важно выяснить источник ошибок измерения фазовой скорости. В данной работе рассматриваются ошибки, возникающие при измерении фазовых скоростей методом Фурье и непосредственно из сейсмограмм.

Анализ по методу Фурье

При измерении фазовой скорости по формуле (2) методом Фурье ошибку может давать член, содержащий фазу; конечно, если N выбрано правильно. Расстояние по большому кругу можно измерить с точностью до 10 *км*, и ошибка фазовой скорости будет не более 0,025%, ибо

$$\frac{\partial C}{C} = \frac{\partial \Delta}{\Delta}, \quad \Delta \approx 40\,000 \text{ км}. \tag{9}$$

Ошибка определения фазы может быть обусловлена интерференцией, наличием помех, неправильным цифрованием или числовыми неточностями. Ошибки из-за цифрования и числовой неточности случайны и могут давать разброс данных. Величину ошибки можно оценить по виду фазового спектра. В рассматриваемом интервале частот разбросы оказались настолько малыми, что их можно не принимать во внимание. Ошибки, возникающие из-за отклонения частотной характеристики фильтра от идеальной (так называемое «окно»), обсуждались Грацинским [12]. Эти ошибки можно устранить путем более тщательного анализа. Интерференция (наложение двух подобных сигналов со сдвигом по времени или двух разных сигналов с максимумом энергии, но в том же диапазоне частот) составляет серьезную проблему анализа Фурье. Типичным указанием на такую интерференцию служит наличие энергетического минимума в амплитудном спектре, связанного с минимумом или точ-

ками возврата в фазовом спектре [18]. Без знания истинной природы интерференции трудно оценить ее фазовое влияние и оценить вносимую ошибку. В случае двух подобных сигналов, один из которых сдвинут относительно другого на Δt, ошибка фаз равна

$$\Delta\varphi = \frac{\alpha \sin \omega \Delta t}{\omega}, \tag{10}$$

где α — нормализованная амплитуда смещенного сигнала. Амплитудный спектр начального импульса модулирован выражением $(1 + \alpha \cos \omega \Delta t)$. Максимум и минимум амплитудного спектра соответствуют $(1 + \alpha)$ и $(1 - \alpha)$, откуда можно определить α. Максимальная ошибка фазы $|\Delta\varphi|_{\max} = \alpha \Delta t$ может быть вычислена в том случае, если известно Δt. Ошибка определения фазовой скорости из-за неточности определения фазы находится дифференцированием уравнения (2) по $\delta\varphi$:

$$\frac{\partial C}{C} = -\frac{CT}{\Delta}\, \partial(\delta\varphi). \tag{11}$$

Если предположить, что $\partial(\delta\varphi) = 0{,}4$, ошибка определения фазовой скорости при периоде 100 *сек* будет меньше 0,5%. На больших периодах ошибка определения фазы намного меньше 0,4 цикла. Следует подчеркнуть, что ошибки при определении разности фаз обусловлены интерференцией и помехами, связанными с распространением колебаний; вариации фазы в источнике не имеют места в том случае, когда используются две группы четных или нечетных волн, обегающих Землю.

Фазовые скорости, измеренные непосредственно из сейсмограмм

Как указывалось выше, метод Фурье является точным методом определения фазовой скорости, и ошибка связана лишь с искажением колебаний. Результаты измерения моментов наступления фаз имеют как практические, так и теоретические ограничения, которые мы рассматриваем ниже.

Идея прямого измерения фазовых скоростей и начальных фаз из сейсмограмм заключается в следующем. Можно считать, что синусоидальная форма волны соответствует окрестности каждой вершины или впадины диспергирующей волновой группы, удаленной от фазы Эйри, и сдвинута на $\pi/4$ [9, 16]. Рассмотрим поверхностную волну порядка n, которая образовалась при произвольном источнике в изотропной слоистой сферической Земле. Компонента смещения на поверхности для станции (θ, Δ) на сфере в момент времени t выражается формулой

$$f_i(\theta, \Delta, t) = \frac{A(\theta)}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} e^{i\omega t} S(\omega, \alpha_j) G(\omega, \beta_k) \begin{Bmatrix} W_n(\cos\eta) \\ \dfrac{\partial W_n(\cos\eta)}{\partial \eta} \end{Bmatrix} d\omega, \tag{12}$$

где f_i — компонента смещения почвы; θ — азимут со станции на источник; S — спектр источника, зависящий от параметров α_j; G — характеристика среды, зависящая от параметров β_k; $A(\theta)$ — азимутальная функция источника, а W_n выражается следующим образом:

$$W_n(\cos\eta) = P_n + i\,\frac{2}{\pi} Q_n \approx \sqrt{\frac{2}{n\pi \sin\eta}}\, g(\eta)\, e^{i\left[\eta(n+1/2) - x - \frac{\pi}{4}\right]}. \tag{13}$$

Асимптотическое представление сохраняется, когда

$$n + {}^1\!/_2 = kR_0 \gg 1, \quad \eta_0 < \eta < \pi - \eta_0, \quad 0 < \eta_0 \leqslant \frac{\pi}{6},$$

где

$$R_0 \eta = \Delta, \quad x = \operatorname{arctg} \frac{\operatorname{ctg}\eta}{8n(1 - n/4)}.$$

Подставляя (13) в (12) и вычисляя (12) по методу стационарной фазы, считая t за большой параметр, получим

$$[f_i(\theta, \Delta, t)]_m = \frac{A(\theta)}{2\pi}\sqrt{\frac{2\pi}{t\left|\frac{d^2\omega}{dk^2}\right|}}\frac{N(\omega_0)}{\sqrt{R_0 \sin \Delta_1}}\times$$

$$\times \exp i\left[\omega_0 t - \Delta_m k + \frac{\pi}{4} \pm \frac{\pi}{4} + \frac{\pi}{2}(m-1) + \varphi(k_0)\right](1 + i\varepsilon_0). \qquad (14)$$

Здесь $\pi/2\ (m-1)$ — полярный фазовый сдвиг; R_0 — средний радиус Земли; Δ — эпицентральное расстояние; k — волновое число; ω_0 — значение ω в точке стационарной фазы, которое получается при пересечении кривой групповой скорости с линией $U = \Delta_m/t$; $\varphi(k_0)$ — фаза в источнике; ε_0 — порядок первого поправочного члена. Переход от (12) к (14) является законным только в следующих случаях:

1. t достаточно велико, чтобы в полной мере гарантировать образование диспергирующего волнового цуга.
2. Исключена близость относительного полюса для станции и источника.
3. Ни функция источника, ни функция, отражающая слоистость Земли, не изменяются резко с частотой.
4. $d^2\omega_0/dk_0^2 \neq 0$, или частота ω_0 не слишком близка частоте экстремума для кривой групповой скорости.
5. Сохраняется «условие Пекериса» [17]:

$$\varepsilon_0 = \left|\frac{1}{\Delta_m}\left[-\frac{5}{24}\frac{(\dddot{k})^2}{(\ddot{k})^3} + \frac{\ddddot{k}}{8(\ddot{k})^2}\right]\right| \ll 1, \quad \dot{k} = \frac{dk}{d\omega}, \quad \ddot{k} \neq 0. \qquad (15)$$

6. Рассматривается только одна ветвь дисперсионной кривой, т. е. берется только одно решение $U = \Delta_m/t$. «Условие Пекериса» вносит добавочную фазу $\mathrm{tg}^{-1}\varepsilon_0$. Фаза, соответствующая каждой пришедшей на записи группе, должна быть сдвинута на $\mathrm{tg}^{-1}\varepsilon_0$ относительно группы. Для вычисления этой фазы можно выразить условие Пекериса через $\dot{U} = dU/d\omega$ и оставить главный член:

$$\mathrm{arctg}\,\varepsilon_0 \approx \frac{1}{12}\frac{1}{\Delta_m}\left|\frac{dU}{d\omega}\right|. \qquad (16)$$

Ошибка измерения фазовой скорости в процентах из-за пренебрежения этой поправкой равна $\frac{1}{2\pi}\left(\frac{\lambda}{\Delta_m}\right)^2\frac{T}{C}\left|\frac{dU}{dT}\right|$. Ею можно пренебречь для периодов 100 — 700 *сек*.

Кроме отмеченных теоретических ограничений, имеются экспериментальные ошибки из-за невозможности точного определения периодов на сейсмограммах и ошибки при осреднении периодов. Предположим, что коррелируются две вершины — одна с периодом T_1 и другая с периодом T_2. Средний период определяется как $\bar{T} = (T_1 + T_2)/2$. Фазовая скорость вычислена для этого периода в предположении, что $C(\bar{T}) = \bar{C}(T)$. Используя выводы, полученные Саваренским [21], можно вычислить ошибку, вносимую такой интерполяцией. Не касаясь алгебраических выкладок, запишем выражение для фазовой скорости с учетом первого поправочного члена:

$$\bar{C}(T) \approx C(\bar{T})\left[1 - \frac{\bar{C}^2}{\bar{U}^2}\left(\frac{\bar{C}}{\bar{U}} - 1\right)\left(\frac{T_2 - T_1}{T_2 + T_1}\right)^2\right]. \qquad (17)$$

Второй член в скобках представляет погрешность определения среднего значения периода как арифметического среднего. Наиболее серьезным источником ошибок являются неточности определения времени и периодов из сейсмо-

грамм. Если для периода T_0 получено неправильное значение T_1, то вычисленная фазовая скорость будет равна $\bar{C}(T_1)$, а не $C(T_0)$. Однако $\bar{C}(T_1)$ отличается от истинной фазовой скорости $C(T_1)$ для периода T_1 из-за изменения времени распространения t в выражении для фазовой скорости, ибо при определении $\bar{C}(T_1)$ использовалось $t = t_0$ вместо $t = t_1$.

Ошибка первого порядка при вычислении периода может быть выражена в виде:

$$\frac{\partial C}{\bar{C}} = \frac{\frac{\partial t}{\partial T} dT}{t - T\left(N - \frac{1}{2}\right)}. \tag{18}$$

Здесь $(\partial t/\partial T)\, dT$ не является ошибкой из-за неправильного определения времени t; эта ошибка возникает из-за того, что данному периоду соответствует неправильное время распространения. Величина этой ошибки зависит от наклона дисперсионной кривой.

Заключение

Фазовые скорости волн Лява хорошо согласуются для близко расположенных трасс. При различном географическом расположении трасс фазовые скорости варьируют. Этот эффект наиболее отчетлив для малых периодов. Фазовые скорости имеют значительно бóльшие величины для почти полностью океанических трасс (Новая Гвинея), чем для трасс, пересекающих континенты. Это указывает на изменения скорости в верхней части оболочки Земли в горизонтальном направлении: они могут быть разными под океанами и континентами. Такие вариации наблюдались также и для волн Релея [1, 10, 14]. В настоящее время для наблюденных фазовых скоростей найдены соответствующие им структуры. Это позволяет определять размеры для зон вариаций скоростей под разными трассами.

Кривая групповой скорости волн Лява имеет значительный почти горизонтальный участок в виде плато при диапазоне периодов 100—320 *сек* с нерезким минимумом около 290 *сек*. При океанических трассах групповые скорости больше, чем в других случаях.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., Press F., 1961. Upper Mantle Structure Under Oceans and Continents From Rayleigh Waves, Geophys. Journ., **5**, 292.
2. Båth M., Arroyo A. L., 1962. Attenuation and Dispersion of G Waves, Journ. Geophys. Res. **67**, 1933.
3. Ben-Menahem A., 1961. Radiation of Seismic Surface Waves from Finite Moving Sources, Bull. Seism. Soc. Am., **51**, 401.
4. Ben-Menahem A., Toksöz M. N., 1962. Source — Mechanism from Spectra of Long — Period Seismic Surface Waves. I. The Mongolian Earthquake of December 4, 1957, Journ. Geophys. Res., **67**, 1943.
5. Bolt D., Marussi A., 1962. Eigenvibrations of the Earth Observed at Trieste, Geophys. Journ., **6**, 299.
6. Brune J. N., Benioff H., Ewing M., 1961. Long — Period Surface Waves from the Chilean Earthquake of May 22, 1960, Recorded on Linear Strain Seismographs, Journ. Geophys. Res., **66**, 2895.
7. Brune J. N., Ewing M., Kuo J., 1961. Group and Phase Velocities for Rayleigh Waves of Period Greater Than 380 Seconds, Science, **133**, 3455.
8. Brune J. N., Nafe J. E., Alsop L. E., 1961. The Polar Phase Shift of Surface Waves On a Sphere, Bull. Seism. Soc. Am., **51**, 247.
9. Brune J. N., Nafe J. E., Oliver J., 1960. A Simplified Method for the Analysis and Synthesis of Dispersed Wave Trains, Journ. Geophys. Res., **65**, 287.
10. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of Shear Velocity Distribution in the Upper Mantle by Mantle Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 87.

11. Ewing M., Press F., 1954. An Investigation of Mantle Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **44**, 127.
12. Грацинский В. Г., 1962. Об искажениях спектров сейсмических импульсов при анализе. Изв. АН СССР, сер. геоф., № 3, 348—358.
13. Kovach R. L., Anderson D. L., 1962. Long Period Love Waves in a Heterogeneous Spherical Earth, Journ. Geophys. Res., **67**, 5243.
14. Kuo J., Brune J., Major M., 1962. Rayleigh Wave Dispersion in the Pacific Ocean for the Period Range 20 to 140 Seconds, Bull. Seism. Soc. Am., **52**, 333.
15. Matumoto T., Satô Y., 1962. Phase Velocity of Long-Period Rayleigh and Love Waves as Observed in the Chilean Earthquake of May 22, 1960.
16. Nafe J. E., Brune J. N., 1960. Observations of Phase Velocity for Rayleigh Waves in the Period Range 100 to 400 seconds, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 427.
17. Pekeris C. L., 1948. Theory of Propagation of Explosive Sound in Shallow Water, Geol. Soc. Am. Mem., 27.
18. Pilant W. L., 1962. (Личное сообщение).
19. Press F., Ben-Menahem A., Toksöz M. N., 1961. Experimental Determination of Fault Length and Rupture Velocity, Journ. Geophys. Res., **66**, 3471.
20. Satô Y., 1958. Attenuation, Dispersion and the Wave Guide of the G Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 231.
21. Саваренский Е. Ф., 1959. Об определении групповых и фазовых скоростей из наблюдений. Изв. АН СССР, сер. геоф., 1102.
22. Valle P. E., 1949. Sulla Misura della Velocita di Gruppo delle Onde Sismiche Superficiali, Ann. di Geofis. **2**, No. 3.

Сводка наблюдений над дисперсией скоростей поверхностных сейсмических волн

Ж. Оливер[1]

За последние несколько лет накопилось много данных о дисперсии поверхностных сейсмических волн с периодами от 1 *сек* до 1 *час*, распространяющихся со скоростями 1—8 *км/сек*. Изучены различные моды (обертоны) волн Лява и Релея. Данные о дисперсии сейчас настолько многочисленны, что при использовании их в Ламонтской геологической обсерватории оказалось возможным построить два обобщающих графика: один для волн Лява, другой для волн Релея. Эти кривые существенны при интерпретации сейсмограмм и, следовательно, представляют общий интерес: они приведены в этой работе.

Кривые построены по данным наблюдений Юинга, его сотрудников и студентов Ламонтской геологической обсерватории. Конечно, имеется немало подобных наблюдений других исследователей. Большинство из них согласуется с данными Ламонтской обсерватории, но они здесь не приводятся. Ссылки на такие исследования можно найти в работе Юинга, Жардецкого и Пресса [4], где изложена также теория распространения поверхностных волн в слоистой земле, а также в литературе, приводимой здесь и в общеизвестных сейсмологических журналах.

На фиг. 1 и 2 показана наблюдаемая дисперсия соответственно волн Лява и Релея. На обеих фигурах по оси ординат отложены значения скорости (*км/сек*), а по оси абсцисс — период (*сек*) в логарифмическом масштабе. Штриховкой показаны приблизительные границы области разброса данных. Разброс данных может быть из-за ошибок наблюдений, а может соответствовать и действительным различиям в строении Земли в разных районах. При использовании этих кривых следует иметь в виду, что они являются некоторым стандартом, который необходимо уточнять время от времени, особенно когда данные получаются для ограниченных географических областей. Например, если Земля разделена в общем на две области — континентальную и океаническую, то для зон перехода от континента к океану, очевидно, будут наблюдаться отклонения дисперсионных кривых от стандартных. Одной из главных задач экспериментальной сейсмологии должно быть накопление общих и детальных данных о дисперсии волн для каждого района Земли. Эти данные являются такими же основными в сейсмологии, как и классические кривые времен пробега или годографы для объемных волн.

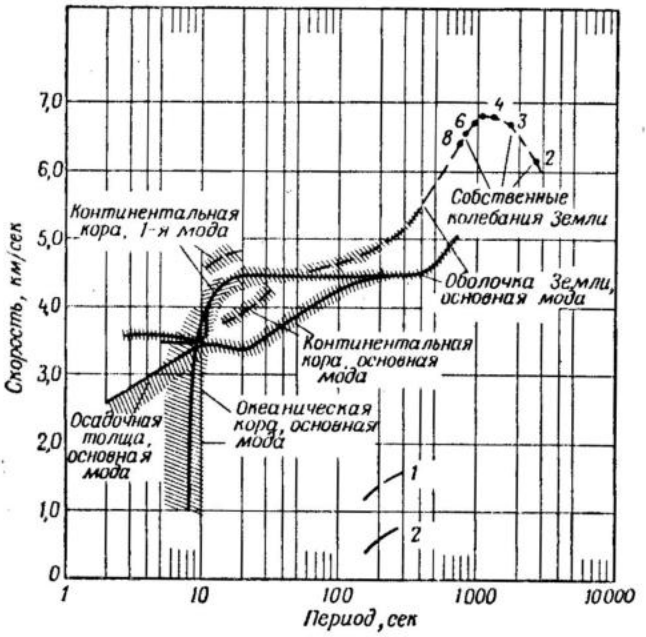
Чтобы подготовить читателя, который незнаком с предметом, к терминологии графиков, ниже приводится качественное описание кривых фиг. 1 и 2 и влияние строения Земли на наиболее характерные особенности этих кривых. Здесь упоминается также о ведущемся в настоящее время интенсивном изучении строения земных недр посредством детального анализа данных о дисперсии поверхностных волн (см., например, [3]).

Сначала рассмотрим кривые групповых скоростей основной моды (основного обертона) волн Лява и Релея, обозначенных на фигурах «основная мода».

---

[1] Oliver J., A summary of observed seismic surface wave dispersion, Bull. Seismol. Soc. Am., 1962, **52**, No. 1, 81—86.

Эти кривые особенно просты в интервале периодов 150—450 *сек* [6, 16]. Соответствующие волны так велики, что на них незначительно влияют (в масштабах фигур) различия между строением Земли под океанами и континентами. Минимум групповой скорости дисперсионной кривой волн Релея и соответствующая пологая часть кривой волн Лява (которая относится к *G*-волнам Гутенберга) связаны главным образом с влиянием возрастания скорости в оболочке. Зона пониженной скорости Гутенберга в верхней части оболочки изменяет кривые в этом интервале. При периоде порядка 150 *сек* волны достаточно коротки и на них различно влияет строение Земли под континентами



Ф и г. 1. Сводка наблюдений над дисперсией скоростей волн Лява.
1 — фазовая скорость; *2* — групповая скорость.

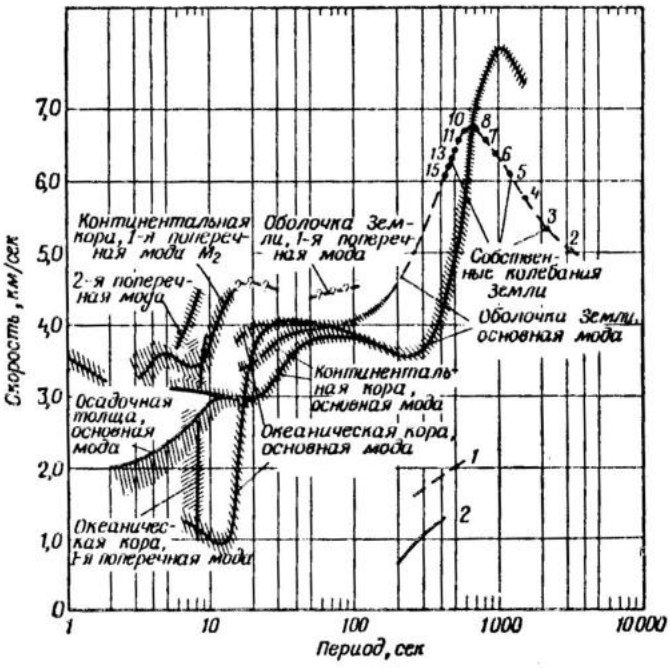
и океанами. Континентальные кривые обоих типов волн имеют минимум при периоде около 20 *сек*. Этот минимум в значительной степени связан с границей между континентальной земной корой и оболочкой, скорости в которой значительно больше [10, 15]. На волны с периодами меньше 15 *сек* влияют осадочные слои [11], что видно на соответствующей части этих кривых.

Одна ветвь показывает влияние осадочного слоя значительной мощности, другая вычерчена для случая, когда осадочный слой отсутствует. Наблюдаемая дисперсия может, конечно, быть в любой части кривой, отмеченной односторонней штриховкой.

Океаническая ветвь кривых групповой скорости волн Лява и Релея лежит выше соответствующих кривых для континента в интервале периодов 150—20 *сек* [4]. Грубо говоря, это указывает на более мелкое залегание оболочки Земли под океанами по сравнению с континентами. В интервале периодов около 15 *сек* кривая для волн Релея резко падает до малых скоростей, и второй минимум отмечается на периоде около 12 *сек*. Это связано со слоем воды и частично с осадочным слоем пониженной скорости [4, 14].

Такая же закономерность характерна и для волн Лява, хотя в этом случае резкое снижение кривых происходит на более коротких периодах. На волны Лява, однако, не влияет слой воды, и данный эффект почти целиком обусловлен небольшой твердостью океанического дна [8].

Для океанических трасс наблюдалась только 1-я поперечная мода (обертон) волн Релея M_2 [8, 12], а для континента — 1-я и 2-я поперечные моды [9, 10]. Сложность кривых поперечных мод для континента при скорости около 3,5 *км/сек* является результатом общего увеличения скорости в земной коре, непрерывного или скачкообразного, и соответствующие волны часто заменяются частично или полностью волнами *Lg*. Имеющиеся неопубликованные скудные данные можно использовать для удлинения кривых 1-й поперечной моды в сторону больших периодов и получения дополнительного участка



Ф и г. 2. Сводка наблюдений над дисперсией скоростей волн Релея.
1 — фазовая скорость; *2* — групповая скорость.

кривой для волн оболочки. На фиг. 2 эти кривые прерываются знаками вопроса.

Только одна высшая мода волн Лява, называемая здесь *первой модой*, наблюдалась вполне определенно в случае континентальных трасс [10]. Данных о фазовых скоростях для рассмотренных периодов в настоящее время меньше, чем о групповых скоростях. Когда же имеется наблюдение в том же самом интервале периодов по тому же пути, то эти данные сопоставимы [6, 7, 16].

Приведенные выше данные основываются на наблюдениях над бегущими волнами. Для периодов, превышающих несколько сот секунд, такие наблюдения становятся трудными и удобнее анализировать данные в терминах стоячих волн или собственных колебаний Земли [1]. Этот метод дает значение фазовой скорости для ряда дискретных периодов, что указано на графиках. Оставшаяся часть кривой фазовой скорости может быть получена интерполяцией. В случае необходимости кривые групповой скорости можно получить обычным методом. Однако кривые групповой скорости на приведенных фигурах получены на основании прямых наблюдений [2]. Черными кружочками на фигурах обозначены фазовые скорости, полученные из собственных колебаний. Порядковый номер основной моды крутильных колебаний соответствует определенной точке на графике волн Лява, а порядковый номер основной сфероидальной моды — на графике волн Релея. Наблюдались соб-

ственные колебания Земли более высокого порядка и более коротких периодов, чем приведено на графиках. Результаты согласуются с приведенными кривыми, хотя точки основных мод на них не обозначены. Влияние ядра Земли показано формой кривых для периодов, превышающих 500 *сек*. Чтобы объяснить форму этих кривых для волн оболочки и более длиннопериодных волн, следует принять во внимание влияние кривизны и гравитации.

Конечно, экспериментальные кривые на фигурах соответствуют только определенной части кривых, предсказанных теорией. Иногда недостающие данные могут быть получены из сейсмограмм; в других случаях для наблюдений необходима специальная техника. Интенсивное накопление знаний о дисперсии скоростей (см., например, суммарные кривые Юинга и Пресса [51]) заставляет предполагать, что в дальнейшем появятся дополнительные данные. В настоящее время привлекает внимание изучение так называемых «ликинг-мод» (leaking) — мод утечки [13], но эти данные не включены в настоящую сводку.

ЛИТЕРАТУРА

1. Alsop L. E., Sutton G. H., Ewing M., 1961. Free Oscillations of the Earth Observed on Strain and Pendulum Seismographs, Journ. Geophys. Res., **66**, 631—642.
2. Brune J. N., Benioff H., Ewing M., 1961. Long-period Surface Waves from the Chilean Earthquake of May 22, 1960, Recorded on Linear Strain Seismographs, Journ. Geophys. Res.
3. Dorman J., Ewing M., Oliver J., 1960. Study of Shear Velocity Distribution in the Upper Mantle by Mantle Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 87—115.
4. Ewing M., Jardetzky W. S., Press F., 1957. Elastic Waves in Layered Media, McGraw-Hill Book Co., Inc., New York.
5. Ewing M., Press F., 1956. Rayleigh Wave Dispersion in the Period Range 10 to 500 Seconds, Trans. Am. Geophys. Union, **37**, 213—215.
6. Ewing M., Press F., 1959. Determination of Crustal Structure from Phase Velocity of Rayleigh Waves, part III. The U. S., Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244.
7. Nafe J. E., Brune J. N., 1960. Observations of Phase Velocity for Rayleigh Waves in the Period Range 100 to 400 Seconds, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 427—439.
8. Oliver J., Dorman J., 1961. On the Nature of Oceanic Seismic Surface Waves with Predominant Periods of 6 to 8 Seconds, Bull. Seism. Soc. Am.
9. Oliver J., Dorman J., Sutton G., 1959. The Second Shear Mode of Continental Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **49**, 379—389.
10. Oliver J., Ewing M., 1958a. Normal Modes of Continental Surface Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 33—49.
11. Oliver J., Ewing M., 1958b. The Effect of Surficial Sedimentary Layers on Continental Surface Waves, Bull. Seism. Soc. Am, **48**, 339—354.
12. Oliver J., Ewing M., 1958c. Short-period Oceanic Waves of the Rayleigh and First Shear Modes, Trans. Am. Geophys. Union, **39**, 482—485.
13. Oliver J., Major M., 1960. Leaking Modes and the PL Phase, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 165—180.
14. Pomperoy P., Oliver J., 1960. Seismic Waves from High-altitude Nuclear Explosions, Journ. Geophys. Res., **65**, 3445—3457.
15. Press F., Ewing M., Oliver J., 1956. Crustal Structure and Surface-wave Disperison in Africa, Bull. Seism. Soc. Am., **46**, 97—103.
16. Satô Y., 1958. Attenuation, Dispersion and the Wave Guide of the *G* Wave, Bull. Seism. Soc. Am., **48**, 231—251.

О строении земной коры

К. Аки[1]

Юинг и Пресс [4] обнаружили на территории США четкую корреляцию между величинами фазовой скорости волн Релея и аномалии Буге. Аки [1] выявил подобную зависимость в Японии. На фиг. 1 показана такая зависимость между фазовой скоростью при длине волны 110 *км* и осредненной аномалией Буге для обоих районов. Значение аномалии Буге, показанное на фиг. 1, скорректировано на влияние вариаций строения земной коры вне соответствующего района. Приведенные величины можно рассматривать как аномалию Буге для горизонтально однородной земной коры с осредненной структурой в пределах рассматриваемого района. Таким образом, аномалии Буге определяются изменением толщины однослойной земной коры, плотность которой отличается от плотности оболочки Земли на 0,43 $г/см^3$ [14]. Для анализа разреза земной коры, полученного на основании современных данных гравиметрии [10, 11, 12, 15], фазовых скоростей [1, 4, 8] и скоростей преломленных волн [3, 6], применен линейный интегральный метод Хьюбберта [5]. Величина поправки при осреднении для большинства районов не велика и составляет ±20 *мгал*, за исключением района гор Сьерра-Невада (—67 *мгал*), юго-запада Канто (—60 *мгал*) и района Тюбу (—100 *мгал*). Выбор других возможных моделей при внесении поправок за вариации строения коры не существен. Значения, приведенные на фиг. 1, вероятно, верны в пределах ошибки ±20 *мгал*.

Ошибки определения фазовой скорости по наблюдениям для большинства районов составляют 0,03—0,05 *км/сек*.

На фиг. 1 отчетливо видно, что: 1) существует приблизительно линейная зависимость [с коэффициентом около 825 *мгал*/(*км/сек*)] между фазовой скоростью волн Релея и исправленной для обеих рассмотренных стран аномалией Буге; 2) точки для США значительно отклоняются от соответствующих значений для Японии; 3) совокупность точек для каждой из стран располагается почти параллельно друг другу. Эти чисто экспериментальные результаты, за исключением небольшой поправки в аномалии Буге, указывают на значительные различия субстрата земной коры либо на различие его физического состояния в этих странах. Можно также предположить, что изменение толщины земной коры в каждой стране определяется одной и той же закономерностью.

В настоящей работе автор пытается найти количественное различие в строении земной коры в Японии и США, интерпретируя данные фиг. 1 при следующих двух крайних предположениях относительно строения земной коры: 1) плотности, скорости волн и отношения толщин отдельных слоев коры остаются постоянными и меняется только общая толщина коры; 2) толщины слоев везде постоянны, а плотности и скорости упругих волн меняются от места к месту. Первое предположение можно назвать гипотезой Эйри, второе — гипотезой Пратта.

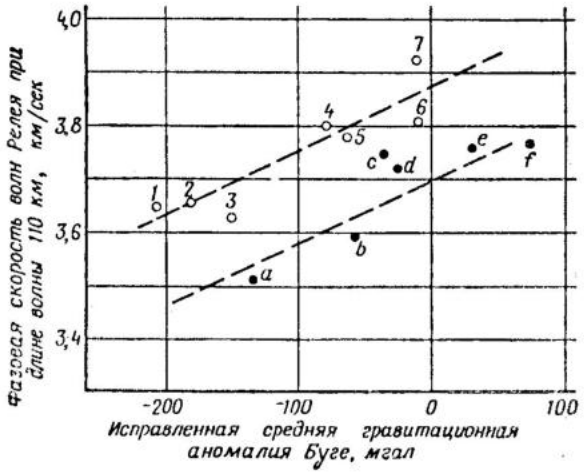
---

[1] Aki K., A note on crustal structure, Bull. Earthq. Res. Inst., Tokyo Univers., 1962, **40**, 3, 425—430.

При рассмотрении фиг. 1 с точки зрения гипотезы Эйри за модель коры в США принята стандартная континентальная кора (по Прессу) с видоизменением ее для Японии [1]. В модели Пресса (случай 6Е) [9] фазовая скорость волн Релея c при длине волны 110 *км* изменяется на —0,014 *км/сек* на 1 *км* при толщине коры d. Изменение аномалии Буге ΔB, соответствующее изменению толщины земной коры Δd, может быть выражено в виде:

$$\frac{\Delta B}{\Delta d} = -2\pi G \sum_i \Delta\varrho_i \frac{d_i}{d},$$

где $\Delta\varrho_i$ — разность плотности для слоя i и оболочки Земли, d_i — толщина слоя i, d — общая толщина коры, G — гравитационная постоянная.



Ф и г. 1.

США: *1* — Сьерра-Невада; *2* — Скалистые горы; *3* — провинция Бассейнов и Хребтов; *4* — Внутренние плато; *5* — Аппалачи; *6* — восточное побережье (штат Мэн); *7* — западное побережье (Полуостровные хребеты). Япония: *а* — Тюбу; *в* — юго-запад Канто; *с* — Кинки; *d* — Сэйнан; *е* — запад Тохоку; *f* — восток Тохоку.

Пресс принимает значения плотностей слоев в соответствии с экспериментальной кривой Нейфа и Дрейка, которая дает функциональную зависимость между плотностью и скоростью продольных волн. Усредненный перепад плотности $\Sigma\Delta\varrho_i$ (d_i/d) равен 0,5 для случая 6Е Пресса, а $\Delta B/\Delta d$ равно 21 *мгал/км*. Разделив эту величину на —0,014 *км/сек* на 1 *км*, мы получим $\Delta B/\Delta c$ равным около 1500 *мгал* на 1 *км/сек*. Фактически же величина $\Delta B/\Delta c$ на фиг. 1 составляет около 825 *мгал/(км/сек)* и значительно отличается от рассчитанной. Средняя разность плотностей, которая может объяснить наблюдаемую величину $\Delta B/\Delta c$, должна быть равна 0,28 *г/см*^{3}. Таким образом, если плотность оболочки равна 3,32, то средняя плотность коры должна быть 3,04 *г/см*^{3}. Такая величина была сначала получена Вуллардом [13], который, однако, считает, что столь большая плотность геологически маловероятна. Цубои также обнаружил, что перепад плотностей около 0,3 *г/см*^{3} лучше всего удовлетворяет определениям толщины земной коры в Калифорнии по гравиметрическим данным. Толщина земной коры, соответствующая фазовой скорости для волны 110 *км*, может быть получена при сравнении со стандартными кривыми Пресса для США и видоизмененными кривыми Аки [1] для Японии, а последние согласуются с толщиной коры Японии по преломленным волнам. Различие (фиг. 1) между Японией и США при одинаковой толщине коры должно быть отнесено за счет различия плотностей и скоростей в материале земной коры. Эти различия составляют около 0,2 *км/сек* для фазовой скорости

и около 20 *мгал* в аномалии Буге. Если предположить, что различие плотностей распространяется до глубины 50 *км*, то плотность земной коры в Японии должна быть приблизительно на 0,01 *г/см*^{3} меньше, чем в США. Скорость же поперечных волн в Японии меньше, чем в США, приблизительно на 0,22 *км/сек*.

Опыты при высоком давлении [2] показали, что зависимость между плотностью и скоростью продольных волн может быть приблизительно выражена линейной функцией для различных горных пород. Линейный коэффициент равен 1 *г/см*^{3} на 3 *км/сек*. Если это использовать при учете различных скоростей поперечных волн в США и Японии, то соответствующая разность плотностей будет равна 0,12 *г/см*^{3}. При этом предполагается постоянство коэффициента Пуассона, равного 0,25. Различие же плотностей, как это видно на фиг. 1, равно 0,01 *г/см*^{3}. Таким образом, различие плотностей для обеих стран незначительно, несмотря на значительную разность скоростей поперечных волн. Это следует из гипотезы Эйри.

Рассмотрим теперь выводы, вытекающие из гипотезы Пратта. По гипотезе Пратта, толщина коры остается постоянной и фазовая скорость волн Релея определяется главным образом скоростью поперечных волн в земной коре. В таком случае $\Delta B/\Delta c$ может быть выражено через $\Delta\varrho/\Delta V_p$ следующим образом:

$$\frac{\Delta B}{\Delta c} = \frac{2\pi G d}{0{,}92}\,\frac{\Delta\varrho}{\Delta V_p}\,\frac{\Delta V_p}{\Delta V_s},$$

где d — толщина коры, V_p и V_s — скорости продольных и поперечных волн, а ϱ — плотность.

Согласно лабораторным опытам [13], $\Delta\varrho/\Delta V_p$ составляет около 1/3 *г/см*^{3} на 1 *км/сек*. Предполагая, что коэффициент Пуассона равен 0,25, получаем $\Delta B/\Delta c = 22{,}3\cdot d$ (*км*) *мгал*/(*км/сек*). Сравнивая это выражение с наблюдаемой величиной 825 *мгал*/(*км/сек*), получаем толщину коры d, равную 37 *км*, что соответствует средней толщине коры на континенте. Отсюда видно, что гипотеза Пратта достаточно хорошо объясняет изменение коры, и даже лучше, чем гипотеза Эйри.

Толщина коры 37 *км* соответствует различию плотности 0,13 *г/см*^{3} между побережьем и горами (Сьерра-Невада, Скалистые горы) в США. Если средняя плотность на побережье равна 2,85 [3], то в горах она будет 2,72 *г/см*^{3}. Высота гор, удовлетворяющая условиям изостазии, составляет 1,7 *км*, что согласуется со средней высотой гор в рассматриваемых районах. С другой стороны, высота, вычисленная на основании гипотезы Эйри (с различием плотности 0,28 *г/см*^{3}), равна 1,4 *км*, что немногим меньше действительной. Согласно Бёрчу [2], плотность при высоком давлении может быть выражена в виде линейной функции скорости продольных волн. В этой зависимости средний атомный вес является параметром. Величина $\Delta\varrho/\Delta V_p$, принятая нами при вычислении за $\Delta B/\Delta c$, близка к константе для среднего атомного веса. Следовательно, если в предположении Пратта скорость и плотность земной коры для различных районов нанести на диаграмму Бёрча, то соответствующие точки будут образовывать линию, параллельную линии для среднего атомного веса. Однако точки для Японии и для США лежат не на одной, а на различных линиях с различным средним атомным весом. Различие средних атомных весов может быть подсчитано на основании следующих соображений.

На фиг. 1 показано, что различие фазовых скоростей для районов Японии и США с одинаковой гравитационной аномалией составляет приблизительно 0,18 *км/сек*. По гипотезе Пратта, одинаковым аномалиям соответствуют одинаковые плотности, и различие скоростей можно рассматривать как различие пород земной коры с одинаковой плотностью.

Разность скоростей продольных волн, соответствующая наблюдаемой разности фазовых скоростей, будет равна 0,35 *км/сек*. Диаграмма Бёрча показывает, что средний атомный вес изменяется с изменением скорости продоль-

ных волн на 0,8 *км/сек*, если плотность сохраняется постоянной. Значит, средний атомный вес коры в Японии приблизительно на 0,4 больше, чем в США. Можно предположить, что породы земной коры Японии могут быть относительно богаче минералами с более тяжелыми элементами. Куно заметил, что имеются некоторые доказательства большей концентрации железа в горных породах Японии. Геологические данные не свидетельствуют о структурном различии коры Японии и США.

Различия скоростей и плотностей между обеими странами по гипотезе Эйри также могут быть отнесены к различию среднего атомного веса. Однако средний атомный вес может быть не единственным фактором, определяющим зависимость скорость — плотность, и мы не можем исключить другие возможные объяснения. Например, включения магмы в земной коре Японии могут быть причиной сравнительно малой скорости и слегка пониженной плотности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Aki K., 1961. Bull. Earthq. Res. Inst., **39**, 255—283.
2. Birch F., 1961. Journ. Geophys. Res., **66**, 2199—2224.
3. Drake C. L., Ewing M., Sutton G. H. Physics and Chemistry of the Earth, 3, Pergamon Press, London, 110—198.
4. Ewing M., Press F., 1959. Bull. Geol. Soc. Am., **70**, 229—244.
5. Hubbert M. K., 1948, Geophysics, **13**, 215—225.
6. Matuzawa T., 1959. Bull. Earthg. Res. Inst., **37**, 123—154.
7. Nafe J. E., Drake C. L. (неопубликовано), см. Talwani M., Worzel J. L., Ewing M., 1961. Journ. Geophys. Res., **66**, 1265—1278.
8. Press F., 1956. Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1647—1658.
9. Press F., 1960. Journ. Geophys. Res., **65**, 1039—1051.
10. Tsuboi C., Kaneko T., Miyamura S., Yabasi T., 1939. Bull. Earthq. Res. Inst., **17**, 386—410.
11. Tsuboi C., 1956. Bull. Geol. Soc. Am., **67**, 1641—1646.
12. Woollard G. P., 1943. Bull. Geol. Soc. A., **54**, 747—790.
13. Woollard G. P., 1959. Journ. Geophys. Res., **64**, 1521—1544.
14. Worzel J. L., Shurbet G. L., 1955. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., **62**, 87—100.
15. Yamaguti S., 1939. Bull. Earthq. Res. Inst., **17**, 429—442.

Определение толщины осадочного слоя в Мексиканской геосинклинали по дисперсии волн Релея

Д. Шурбет[1]

Введение

Изучение волн Релея, записанных на станции Лаббок в Техасе, от землетрясений в Калифорнийском заливе показало, что при периоде меньше 15 *сек* скорости распространения значительно меньше теоретических, вычисленных без учета влияния поверхностных осадочных толщ. Оливер и Юинг [1] показали, что на величину скорости волн Релея в этом интервале периодов большое влияние оказывают осадочные слои. В этой работе используется дисперсия короткопериодных волн Релея для определения толщины осадочных напластований в континентальных областях.

Использовались записи вертикальных сейсмографов ($T_0 = 10$ *сек*, $T_g = 90$ *сек*). Для определения дисперсии волн Релея вычерчивался вспомогательный график, связывающий времена появления вершин, впадин или нулевых фаз колебаний с их порядковыми номерами. Период определялся из наклона кривой, затем вычислялась соответствующая групповая скорость. Наблюденные групповые скорости сопоставлялись с теоретическими, вычисленными для различных моделей строения земной коры. В настоящей работе используются теоретические кривые, вычисленные Стоунли [3] для двухслойной модели. В работе автора оба слоя рассматриваются как осадочные, залегающие на гранитном полупространстве, как это интерпретировали Оливер и Юинг [1]. Конечно, такая двухслойная модель коры недостаточна для точного сопоставления с наблюдаемой дисперсией. Однако Оливер и Юинг показали, что таким путем можно получить весьма приближенные данные о строении. Для Мексиканской геосинклинали даже такие данные имеют большое значение.

Результаты

В табл. 1 приведены данные Береговой и геодезической службы США о пяти использованных землетрясениях. Номера землетрясений соответствуют таковым на фиг. 1, где показаны трассы распространения волн Релея от эпицентров до станции Лаббок. Трассы разделены на участки, согласно особенностям рельефа и степени изученности осадочных слоев. Первые 413 *км* трассы от Лаббока проходят по западному Техасу и Нью-Мексико — областям, богатым нефтью. Все данные, в том числе и полученные при нефтеразработках, свидетельствуют о вариациях глубины поверхности докембрия в этом регионе. Это связано с особенностью осадочных слоев и тектоникой отдельных участков данной области. Средняя для всей области толщина верхней части осадочного комплекса равна 3 *км*.

Участки между 413 и 469 *км* трасс расположены в пределах Мексиканской геосинклинали. Полагают, что осадочные толщи имеют здесь большую мощность, и это должно влиять на дисперсию волн Релея.

---

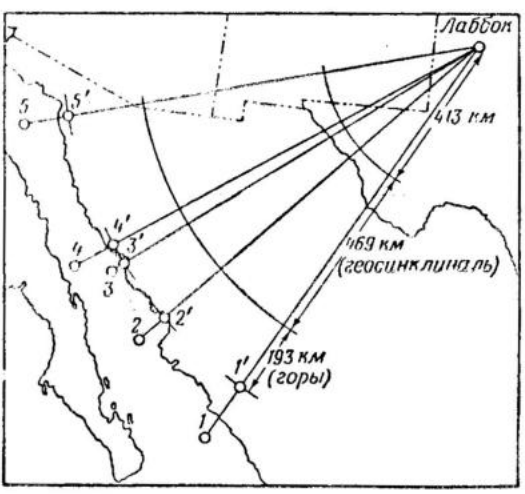
[1] Shurbet D. H., Determination of Sedimentary Thickness in the Mexican Geosyncline by Rayleigh Wave Dispersion, Journ. Geoph. Res., 1961, 66, No. 3, 899—902

Таблица 1

ДАННЫЕ БЕРЕГОВОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ США О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И ДАННЫЕ ДЛЯ ВЫРАВНЕННЫХ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ РАССТОЯНИЙ ДО СТАНЦИИ ЛАББОК, ТЕХАС

Номер землетрясения	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра		Расстояние до Лаббока, *км*	Отрезки трассы, вычитаемые для выравнивания расстояний, *км*	Время, вычитаемое из наблюденного времени пробега для выравнивания расстояний, *сек*
		час	*мин*	*сек*	с. ш.	з. д.			
1	6 марта 1960	04	11	54	24°	108°	1219	144	55
2	31 » 1960	19	56	14	26	110	1149	74	37
3	19 июня 1959	20	34	40	27,5	111	1105	30	15
4	28 » 1959	18	25	37	27,5	112	1182	107	49
5	17 сентября 1959	22	14	40	30,5	114	1195	120	53

Части трасс за пределами геосинклинали проходят по западной Сьерра-Мадре и прибрежной равнине, окаймленной Калифорнийским заливом, остальная часть трасс проходит по Калифорнийскому заливу. Предполагается, что



Ф и г. 1. Расположение эпицентров.

Номера эпицентров соответствуют табл. 1. Цифры со штрихами относятся к выравненным эпицентральным расстояниям до Лаббока. Вычерченные дуги с центром в Лаббоке делят трассы распространения волн Релея на участки соответственно строению коры. Длины участков даны в километрах.

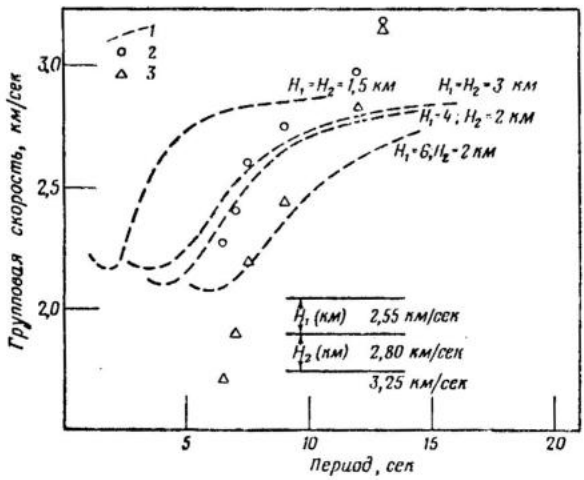
на ближайшем к Лаббоку участке каждой трассы длиной 413 *км* верхняя часть земной коры состоит из двух одинаковой толщины осадочных слоев, лежащих на гранитном слое. Их общая мощность около 3 *км*. На фиг. 2 показаны дисперсионные кривые этой модели. Полагают, что такая модель вполне соответствует естественной структуре, поэтому были рассчитаны времена пробега для участка 413 *км* в пределах наблюдаемых периодов.

Для исключения влияния участка 413 *км* это вычисленное время пробега вычитается из суммарного. Подобным образом можно исключить влияние и других участков трасс. Однако другие участки изучены хуже, чем эти 413 *км*. Менее известным, но имеющим, по-видимому, наибольшее значение, является участок, проходящий по Мексиканской геосинклинали. Для всех участков, исключая геосинклиналь, выбирались двухслойные модели. Дисперсионные кривые для них приведены на фиг. 2. С помощью этих кривых для каждого

периода было определено влияние всех участков. В результате получена дисперсия для геосинклинали. Полученная экспериментальная дисперсионная кривая была сопоставлена с теоретическими кривыми (см. фиг. 2).

Для участков в пределах Калифорнийского залива была выбрана модель, состоящая из слоя воды и рыхлых отложений на слое гранита мощностью 10 *км*. Шурбет [2] рассчитал, что скорости волн Релея очень малы для коротких периодов. Для всех периодов была принята скорость 1,0 *км/сек*.

Западной Сьерра-Мадре соответствует модель из двух тонких осадочных слоев, лежащих на гранитном слое. Скорость для изучаемых периодов, по-видимому, должна быть равна 2,95 *км/сек*. При таком предположении вносится лишь небольшая ошибка. Если рассмотреть теоретическую дисперсионную



Ф и г. 2. Дисперсионные кривые волн Релея.

1 — дисперсионные кривые, вычисленные Стоунли [3]; *2* — групповые скорости волн Релея, вычисленные путем деления выравненных эпицентральных расстояний на приведенное общее время пробега; *3* — групповые скорости волн Релея для Мексиканской геосинклинали, определенные в данной работе.

Для каждой кривой указана толщина коры (*H*), внизу даны скорости продольных волн.

кривую волн Релея для модели земной коры, представляющей 35 *км* гранитного слоя без осадочного комплекса, то групповые скорости для рассматриваемых периодов варьируют в пределах 0,1 *км/сек*.

Для участков трасс в прибрежной долине восточного берега Калифорнийского залива принята модель в виде двух осадочных слоев мощностью по 1,5 *км*.

Наблюдения на всех трассах приведены к эпицентральному расстоянию 1075 *км*. Для всех землетрясений, за исключением землетрясения *1*, необходимо из наблюденного времени пробега каждой вершины, впадины и т. д. вычесть время прохождения волн по Калифорнийскому заливу со скоростью 1,0 *км/сек*. Для землетрясения *1* необходимо еще вычесть время пробега по прибрежной равнине. Это выравнивание выражается в смещении эпицентров, обозначенных на фиг. 1 цифрами со штрихами. В табл. 1 приведены времена пробега, которые необходимо вычесть из суммарных времен для приведения эпицентральных расстояний к 1075 *км*. Вышеописанный прием упрощает анализ данных.

По эпицентральным расстояниям, редуцированным подобным образом, можно построить дисперсионную кривую для всех пяти землетрясений. Строится график, связывающий исправленные времена пробега для каждой вершины, впадины или нулевой фазы колебаний с их номером. Так посту-

Таблица 2

ВРЕМЕНА ПРОБЕГА (*сек*) ВЕРШИН ИЛИ НУЛЕВЫХ ФАЗ, ПОЛУЧЕННЫХ ВЫРАВНИВАНИЕМ ЭПИЦЕНТРАЛЬНЫХ [1] РАССТОЯНИЙ ДО ЛАББОКА

1	*2*	*3*	*4*	*5*	*1*	*2*	*3*	*4*	*5*
(вершины)	(нулевые фазы)	(нулевые фазы)	(нулевые фазы)	(нулевые фазы)	(вершины)	(нулевые фазы)	(нулевые фазы)	(нулевые фазы)	(нулевые фазы)
	314				430,5	430,5	427,5	427	428,5
	327,5						430,5	431,5	431
339	331,5								433,5
	339,5					436,5	435,5	435	436,5
	344,5				438		438,5	439	439,5
	349,6					441			440,5
353	355		353	355		444	443,5	443	443,5
	361,5	361,5	362	362,5	446	446,5	446	446,5	446,5
364,5		365				450	450,5	449	450,5
	371,5	372,5	369	369	454	453,5	453,5	452,5	453,5
376		374,5	374	374,5		457,5	457,5	455	456,5
	377,5	379,5	379	380,5			460	458,5	459,5
385	384	385	383	384,5	462	461	464	462	
			387				466,5	465	
		390,5	390	389,5	468	467,5		468	
393	393,5		394	393			470,5		
	400,5	399,5	398	399			473		
403			402	402,5		475,5			
	405,5	405,5	405	406	478		477,5		
410	409	410,5	409	409,5			480,5		
						481,5			
	413		412						
	417	415,5		417					
				419					
420,5	421,5	422,5	421	421,5					
	425,5		424						

[1] Эпицентры показаны числами со штрихами на фиг. 1. Если строение среды вдоль каждого из пяти путей одинаково, то и времена пробега должны быть одинаковы. *1*, *2*, *3*, *4*, *5* – номера землетрясений.

пают для каждого землетрясения. В табл. 2 приведены исправленные времена пробега, которые хорошо согласуются для всех землетрясений. Несмотря на сложность каждой трассы, они весьма схожи, ибо дисперсия волн Релея для этих землетрясений хорошо согласуется.

Анализ результатов

На фиг. 2 показаны теоретические дисперсионные кривые, вычисленные Стоунли [3] для нескольких моделей строения земной коры. Каждая модель состоит из двух осадочных слоев. Кружки соответствуют наблюденным данным, отнесенным к равным эпицентра́льным расстояниям. Теоретическая дисперсия для осадочного комплекса мощностью 6 *км* согласуется с наблюденной дисперсией при коротких периодах. Это значит, что средняя мощность

осадочного слоя для всей трассы составляет около 6 *км*. Наблюденные скорости для более длинных периодов намного больше теоретических, полученных для модели с осадочным слоем 6 *км*. Можно предполагать, что для этих периодов более подходяща модель коры, включающая высокоскоростные базальтовые породы. Теоретические скорости для модели близки к наблюденным.

Треугольниками на фиг. 2 отмечены точки для скорости, вычисленной на участке длиной 469 *км* на Мексиканской геосинклинали. При периодах 7,5 и 9 *сек* эти скорости ложатся на теоретическую кривую, рассчитанную для двух осадочных слоев. Толщина верхнего слоя 6 *км*, нижнего 2 *км*. Для периодов, меньших 7,5 *сек*, наблюденные скорости значительно меньше любых теоретических. Это, вероятно, указывает на меньшую скорость в поверхностном слое, чем принято теоретически. Для периодов более 9 *сек* полученные скорости больше теоретических значений. Это также указывает на приемлемость модели среды, включающей базальтовые породы.

Заключение

Настоящее сообщение не дает точных количественных данных о толщине осадочного комплекса в Мексиканской геосинклинали. Однако здесь изложен более простой метод, который позволит в дальнейшем получить количественные результаты. В табл. 2 видно, что дисперсия волн Релея почти одна и та же для всех трасс. Небольшие изменения строения указаны для всех клинообразных областей между трассами землетрясений *1—5*. Строение каждой области можно легко определить. Для этого необходимо поместить сейсмографы в нескольких легкодоступных местах. Необязательно располагать их по прямой линии, ибо строение почти одинаково для всех трасс. Из наблюдений сети станций можно определить строение осадочного комплекса в геосинклинали.

ЛИТЕРАТУРА

1. Oliver J., Ewing M., 1958. The effect of surficial sedimentary layers on continental surface waves, Bull. Geol. Soc. Am., **48**, 339—354.
2. Shurbet D. H., 1960. The effect of the Gulf of Mexico on Rayleigh wave dispersion, Journ. Geophys Research, **65**, 1251—1255.
3. Stoneley R., 1955. Rayleigh waves in a medium with two surface layers, Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., **7**, 71—75.

Определение толщины осадочного слоя в заливе Аляска по дисперсии волн Релея

Д. Шурбет[1]

Менард и Дитц [2] описали рельеф дна залива Аляска и показали, что большая часть многочисленных возвышенностей дна океана располагается тремя почти параллельными цепями северо-западного простирания. Изучая происхождение возвышенностей дна океана и толщину слоя воды над ними, они допускали возможность опускания всего залива Аляска. В настоящее время дно залива неотличимо от дна северной части Тихого океана; следовательно, если региональное опускание имело место, то в заливе Аляска должны быть необычайно мощные осадочные слои. В данной работе сообщается о проверке возможности существования таких мощных осадочных толщ.

Шурбет [3] показал, что дисперсия волн Релея может быть использована для определения толщины осадочного слоя под водой. Этот метод оказался весьма эффективным для оценки толщины осадочного слоя в заливе Аляска.

Все землетрясения (семь из которых рассматриваются в этой работе) произошли вдоль континентальной границы залива (фиг. 1). Распространение поверхностных волн от землетрясений, обозначенных цифрами *1—5* (табл. 1), частично происходит через залив. Трассы землетрясений *6* и *7* пересекают только континентальные участки. Путь от эпицентра *5* в незначительной части лежит в океане за изобатой 1000 морских саженей. Скорости волн Релея

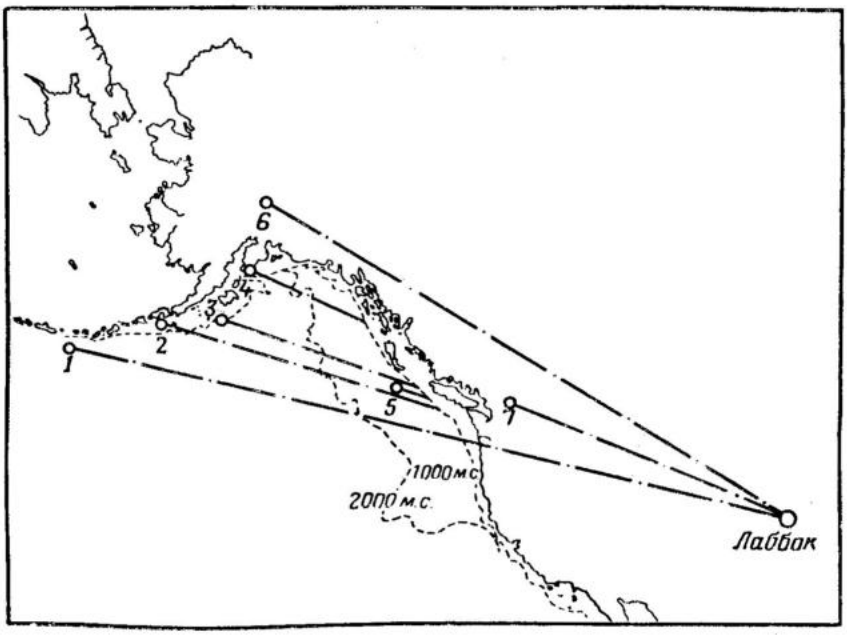
Таблица 1

СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ ПО ДАННЫМ БЕРЕГОВОЙ И ГЕОДЕЗИЧЕСКОЙ СЛУЖБЫ США И РАССТОЯНИЯ ОТ ЭПИЦЕНТРОВ ДО ЛАББОКА. КАЖДАЯ ТРАССА РАЗДЕЛЕНА НА ОКЕАНИЧЕСКИЙ И КОНТИНЕНТАЛЬНЫЙ УЧАСТКИ

Номер землетрясения	Дата	Время в очаге			Координаты эпицентра		Расстояние до Лаббока, *км*	Переходная точка [1]		Континентальный участок трассы, *км*	Океаническая трасса, *км*
		час	*мин*	*сек*	с. ш.	з. д.		с. ш.	з. д.		
1	17 февр. 1959	12	03	05	51,5°	171°	5774	46,5°	125,5°	2457	3317
2	13 мая 1960	16	07	12	55	161,5	5120	48,5	127	2662	2458
3	7 авг. 1959	10	43	32	56	154	4662	50,5	129	2895	1767
4	26 дек. 1959	18	19	10	59,5	151,5	4605	55	135,5	3524	1081
5	26 авг. 1959	10	27	41	51	132	3110	50	129	2869	241
6	28 авг. 1959	12	07	44	63,5	149	4627				
7	6 авг. 1959	03	44	37	48	120	2202				

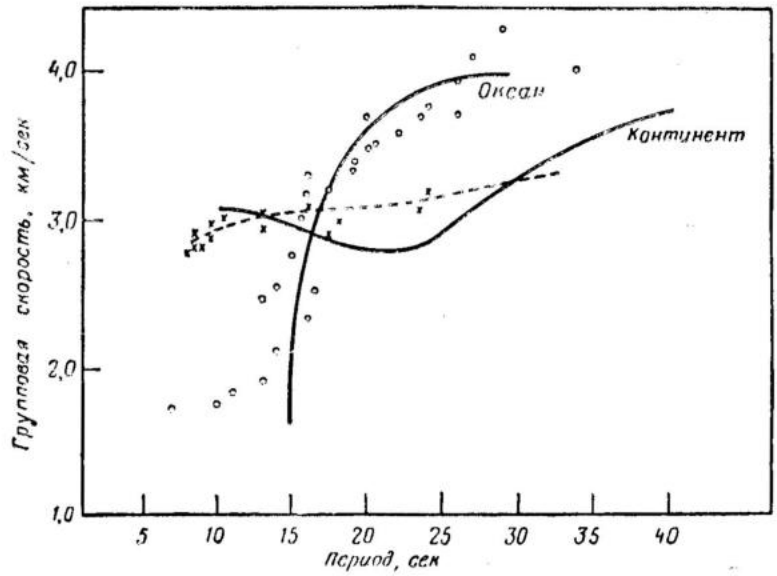
[1] Точка, где путь к Лаббоку пересекает изобату 1000 морских саженей.

[1] Shurbet D. H., Determination of sediment thickness in the Gulf of Alaska using Rayleigh wave dispersion, Bull. Geol. Soc. Am., 1962, 73, 399—402.



Ф и г. 1. Карта расположения эпицентров.

Цифры соответствуют номерам эпицентров в табл. 1. Пунктирными линиями показаны трассы распространения волн от эпицентра до Лаббока.
м. с. — морская сажень.



Ф и г. 2. Дисперсионные кривые волн Релея.

этого землетрясения указывают на чисто континентальное строение коры на трассе до Лаббока.

Дисперсия волн Релея измерялась для каждого землетрясения по стандартной методике. Для определения групповой скорости времена прихода отдельных колебаний наносились против их последовательных номеров. Для всех землетрясений, за исключением *5*, данные получены из записей вертикальных сейсмографов, у которых $T_0 = 10$ *сек* и $T_g = 90$ *сек*. Для землетрясения *5* групповые скорости получены из сейсмограмм вертикального сейсмографа с $T_0 = 2$ *сек* и $T_g = 2$ *сек*. Запись длиннопериодного сейсмографа была непригодна.

На фиг. 2 крестиками отмечены групповые скорости для землетрясений *5—7*. Проведенная через крестики экспериментальная кривая (пунктирная линия) принята в качестве континентальной кривой для землетрясений *1—4*. Сплошая линия, обозначенная «океан», является теоретической дисперсионной кривой волн Релея для океанической структуры, состоящей из слоя воды и осадков толщиной 5,57 *км*, покрывающего оболочку [1]. Наблюдаемая дисперсия волн Релея, пересекающих Тихий океан, хорошо согласуется с этой океанической кривой.

Сплошная линия с надписью «континент» — теоретическая кривая, рассчитанная для континентальной структуры, состоящей из гранитного слоя мощностью 35 *км*, покрывающего оболочку Земли.

Групповые скорости, показанные на фиг. 2 кружками, относятся к землетрясениям *1—4*. Времена пробега волн Релея для континентальных участков трасс этих землетрясений определяются из пунктирной кривой. Эти времена пробега вычитаются из суммарных времен пробега, в результате остаются времена пробега волн только для залива Аляска. В табл. 1 приведена протяженность отрезков трасс по заливу. Из этих данных получена групповая скорость для залива, которая показана кружками на фиг. 2.

Групповые скорости в заливе хорошо согласуются с теоретической дисперсионной кривой Тихого океана для периодов более 15 *сек*. Это убедительно показывает, что мощность осадков в заливе Аляска почти такая же, как в Тихом океане. Следовательно, предположение о региональном погружении залива Аляска и последующем его заполнении осадками не подтверждается. Несогласие наблюденных скоростей для волн с периодами меньше 15 *сек* и их большой разброс относительно вышеуказанной теоретической кривой не меняют полученных выводов. Эти волны, вероятно, преломляются на границе континента.

ЛИТЕРАТУРА

1. Ewing M., Jardetzky W., Press F., 1957. Elastic waves in layered media, New York, McGraw-Hill Book Co., 380.
2. Menard H. W., Dietz R. S., 1951. Submarine geology of the Gulf of Alaska, Geol. Soc. Am. Bull., **62**, 1263—1285.
3. Shurbet D. H., 1960. The effect of the Gulf of Mexico on Rayleigh wave dispersion, Journ. Geophys. Research, **65**, 1251—1255.

Распространение волн PL через США

Ж. Оливер[1]

Введение

От двух сильных землетрясений, происшедших в мае 1962 г. у побережья Мексики, близ Акапулько, на большей части территории США были записаны достаточно интенсивные волны *PL*. В данной работе через *PL* обозначен длиннопериодный цуг колебаний, обладающих нормальной дисперсией между первыми вступлениями волн *P* и *S*. Волны *PL* обычно записываются на расстояниях меньше 30°. Периоды наблюдаемого в большинстве случаев основного тона волн *PL* на континентальных трассах уменьшаются от 100—200 до 30 *сек* и менее. Волны *PL* скорее являются модами «утечки», чем нормальными модами волн. Частицы движутся по эллиптическим орбитам в направлении распространения. Эти волны изучались ранее Оливером и Майором [7] и Оливером [6]. Теоретические и модельные исследования этих волн проводили Пинней [8] и Жильберт и Ластер [4]. В настоящей работе рассматриваются волны *PL*, записанные длиннопериодными сейсмографами на станциях США, входящих в стандартизованную мировую сеть. Эти новые данные о волнах *PL* более равномерно распределены и качественно более однородны, чем при ранних наблюдениях. Определена дисперсия фазовой скорости волн *PL* вдоль некоторых профилей США и произведена оценка затухания с расстоянием в континентальной коре. Прежние исследования фазовых скоростей *PL* не столь надежны, а затухание вообще не определялось.

Наблюдается зависимость фазовой скорости *PL* от строения коры и верхней части оболочки. Эта зависимость может быть меньше, чем в случае волн Лява и Релея, но тем не менее по волнам *PL* можно получить дополнительную информацию. Такие ценные дополнительные сведения, получаемые по волнам *PL*, необходимо учитывать при изучении коры. Затухание волн *PL* с расстоянием измеряется не точно, что известно по измерениям амплитуд колебаний почвы. Если устранить влияние дисперсии и геометрического расхождения, то величина Q для волн *PL* получится меньше 10 в противоположность волнам Релея той же длины, для которых Q близко к 150. Такое большое различие должно быть обусловлено прежде всего просачиванием волн *PL* в субстрат, ибо маловероятно, чтобы потери из-за рассеяния и диссипации могли в большой степени влиять на различие обоих типов волн.

Волны *PL* часто отчетливы на сейсмограммах соответствующих приборов на расстояниях 25—30°. Имеется, однако, ряд причин, усложняющих интерпретацию волн *PL*. В случае волн Релея эти причины либо отсутствуют, либо влияют незначительно. Например, волны *P*, *pP* и *sP* могут искажать на длиннопериодных сейсмографах запись волн *P* от толчков промежуточной глубины (в течение первой минуты или более). На больших эпицентральных расстояниях мешают волны *PP* и *PcP*. Импульсный характер этих колебаний часто противоречит квазисинусоидальной природе волн *PL*, поэтому фильтрование колебаний на сейсмограмме на глаз предпочтительнее численного или аналогового.

---

[1] Oliver J., Propagation of *PL* waves across the United States, Bull. Seism. Soc. Am., 1964, **54**, No. 1, 151—160.

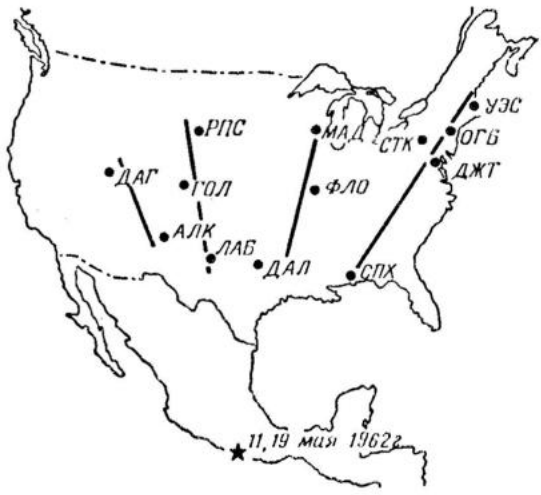
Интерпретация полученных данных

В табл. 1 приведены данные Береговой и геодезической службы США о двух почти одинаково расположенных землетрясениях, при которых были записаны волны *PL*. Оба землетрясения имеют одинаковую магнитуду,

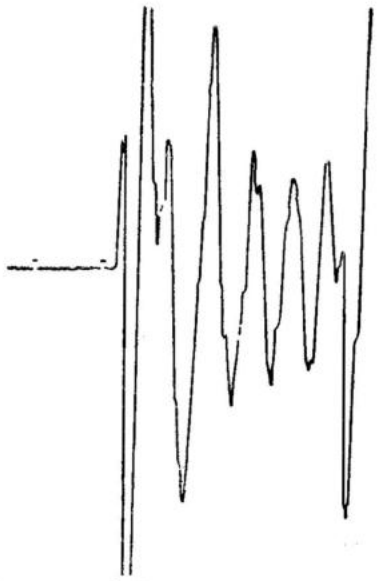
Таблица 1

Дата	Координаты эпицентра		Время в очаге (по Гринвичу)			Приблизительная глубина, очага, *км*	Магнитуда
	с. ш.	з. д.	*час*	*мин*	*сек*		
11 мая 1962	17,0°	99,7°	14	11	51,9	25	7 (Пасадена); 7 — 7,25 (Беркли)
19 » 1962	17,2	99,5	14	58	13,3	20	7 — 7,25 (Пасадена)

и амплитуды волн Лява и Релея на записях длиннопериодных сейсмографов почти на всех станциях вышли за пределы шкалы. В этих случаях волны



Ф и г. 1. Расположение эпицентров, станций и профилей.



Ф и г. 2. Сейсмограмма станции Спринг-Хилл, 19 мая 1962 г. (компонента Z).

Смещение на записи вверх соответствует смещению почвы вверх; первая минутная марка перед вступлением *P* — 15 *час* 02 *мин* 00 *сек* (по Гринвичу); увеличение 750; марка времени 15 *мм/мин*.

не изучались. В результате повторных записей не возникает сомнений в существовании помех, расстройки сейсмографов, частичной интерференции на записях и т. д. Результаты получены из записей станций, список которых вместе с соответствующими сведениями приведен в табл. 2. Расположение станций показано на фиг. 1. Все эти станции являются частью мировой стан-

дартизованной сети станций, которая подчиняется Береговой и геодезической службе США. По общему мнению, характеристики сейсмографов идентичны, за исключением увеличения. Это можно проверить по калибровочному импульсу, который обычно ежедневно записывается на сейсмограмме. Метод описан Эспинозой и др. [2]. Имеющийся в Ламонтской геологической обсерватории

Таблица 2

Станция	Условное обозначение станции	Эпицентральное расстояние, км	
		11 мая 1962 г.	19 мая 1962 г.
Аппалачский профиль			
Спринг-Хилл	СПХ	1853	1836
Джорджтаун	ДЖТ	3272	3255
Стейт-Колледж	СТК	3377	3360
Огденсберг	ОГБ	3590	3573
Уэстон	УЭС	3894	3877
Среднеконтинентальный профиль			
Даллас	ДАЛ	1781	1772
Флориссант	ФЛО	2580	2570
Мадисон	МАД	3032	3022
Профиль вдоль Скалистых гор			
Лаббок	ЛАБ	1848	1846
Альбукерке	АЛК	2107	2107
Голден	ГОЛ	2584	2582
Рапид-Сити	РПС	3019	3017
Профиль через плато Колорадо			
Альбукерке	АЛК	2107	2107
Дагуэй	ДАГ	2865	2871

набор предвычисленных характеристик переходных процессов позволяет быстро получить кривые характеристик сейсмографа без дополнительных вычислений. Пересекающиеся линии записи могут зачастую препятствовать выявлению волн *PL*.

На фиг. 2—4 показаны участки сейсмограмм от вступлений волн *P* до волн *S*. Особенно четкая запись волн *PL* видна на фиг. 2. Более типичные записи приведены на фиг. 3 и 4. На этих записях черточками отмечены времена вершин и впадин волн *PL*, которые использованы в данной работе. Основные результаты почти полностью определяются хорошим качеством записи.

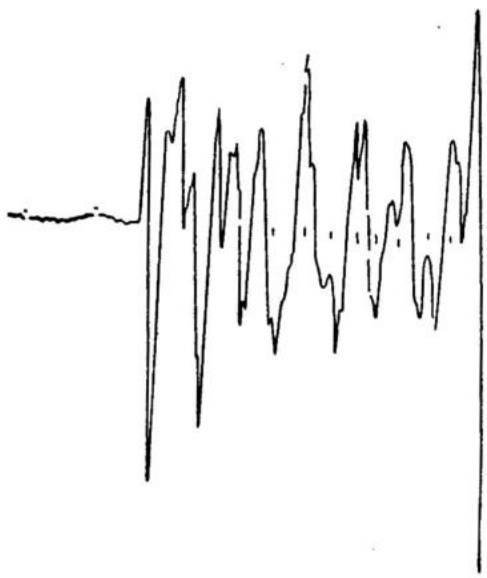
Записи колебаний были сглажены вручную, чтобы выделить основную моду волн *PL* из группы других колебаний и шума. Это является основной операцией в данной работе, и она требует опыта и искусства интерпретатора.



Ф и г. 3. Сейсмограмма станции Стейт-Колледж, 19 мая 1962 г. (компонента Z).

Смещение на записи вверх соответствует смещению почвы вверх; первая минутная марка перед вступлением *P* — 15 *час* 03 *мин* 55 *сек* (по Гринвичу); увеличение 807; марка времени 30 *мм/мин*.

Записи на всех трех компонентах непрерывно сопоставлялись. Этот отчасти субъективный подход может быть оправдан согласованностью результатов.



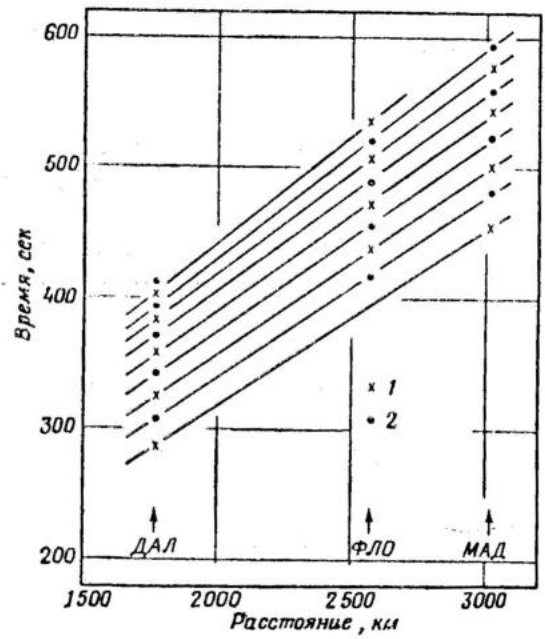
Ф и г. 4. Сейсмограмма станции Мадисон, 11 мая 1962 г. (компонента С-Ю).

Смещение на записи вверх соответствует смещению почвы на север; первая минутная марка перед вступлением *P* — 14 *час* 17 *мин* 02 *сек* (по Гринвичу); увеличение 750; марка времени 15 *мм/мин*.

Фазовая скорость. При определении фазовой скорости и затухания вычерчивались данные только для сглаженной продольной горизонтальной компоненты. На этой компоненте меньше наложений колебаний продольных волн, приходящих снизу. Перед такой обработкой вносились поправки за инструментальный фазовый сдвиг, и данные были сглажены. Предварительный график времен пробега для вершин и впадин этой компоненты на всех станциях приводит к явной зависимости фазовой скорости от трассы. Данные были разбиты на группы по профилям, указанным в табл. 2, и линиям станций на фиг. 1. Для определения фазовой скорости как функции периода скорость вершины была найдена в предположении, что она постоянна на интервале

распространения и ассоциируется со средним периодом. Легко показать, что такое приближение дает незначительную погрешность.

На фиг. 5 приведен пример семейства кривых времен пробега. Правильная корреляция фаз гарантируется данными станций, расположенных в различных местах. Средний период для каждого линейного сегмента относится к соответствующей скорости. На фиг. 6 приведена сводка полученных данных для всех четырех профилей. Здесь показана зависимость фазовых скоростей от периода. Точному определению групповой скорости препятствуют трудности получения точного времени появления колебаний данного периода

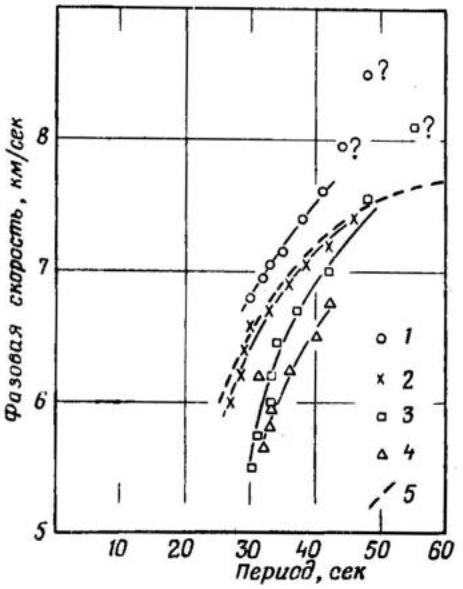


Ф и г. 5. Кривые времен пробега вершин и впадин при колебании в направлении север—юг, среднеконтинентальный профиль.
1 — север; *2* — юг.

на станции. Вблизи длиннопериодного конца спектра данные обычно неудовлетворительны: характеристика сейсмографа в этой части спектра дает малую амплитуду; имеется интерференция с другими фазами, такими, как *pP*, *sP*, и высшими модами *PL*; возбуждение длинных волн может быть сравнительно слабым. Поэтому данные для более длинных периодов и соответственно большие скорости очень ненадежны, что показано знаками вопроса на фиг. 6.

Остальные точки на фиг. 6 группируются соответственно каждому профилю. Данные для отдельных профилей неодинаково распределены по интервалу периодов, причем наименьшее число данных относится к профилю через плато Колорадо. Последнее объясняется частично тем, что на профиле через плато Колорадо имеются только две станции, а частично тем, что волны *PL* в этом направлении не четки. Неясно, чем вызвано такое плохое формирование волн *PL*: особенностями источника или особенностями распространения волн? Пунктирной линией на фиг. 6 показана теоретическая кривая Оливера и Майора [7]. При рассмотрении экспериментальных данных выясняется, что существует заметное различие от профиля к профилю, хотя кривые имеют общую тенденцию. То же самое наблюдается в дисперсии волн Лява и Релея и интерпретируется как результат вариаций строения земной коры от трассы

к трассе. Теоретическая кривая вычислена для толщины коры 35 *км*. Этот слой коры со скоростью продольных волн 6,15 *км/сек*, поперечных волн 3,55 *км/сек* и плотностью 2,74 *г/см*^{3} лежит на оболочке со скоростью продольных и поперечных волн соответственно 8,14 и 4,7 *км/сек* и плотностью 3,3 *г/см*^{3}. Изменяя только толщину коры и находя наилучшее согласие наблюденных и теоретических данных, можно получить следующие значения толщины: Аппалачский профиль — 32 *км*, среднеконтинентальный — 36 *км*, профиль



Ф и г. 6. Дисперсия для четырех профилей.

Теоретическая кривая рассчитана для однослойной коры толщиной 35 *км*, лежащей на полупространстве. *1* — аппалачский профиль; *2* — среднеконтинентальный профиль; *3* — профиль вдоль Скалистых гор; *4* — профиль через плато Колорадо; *5* — теоретическая кривая.

вдоль Скалистых гор — 40 *км*, через плато Колорадо — 45 *км*. Однако значение абсолютных величин толщины не столь важно, ибо они получены, вероятно, с небольшой точностью; важнее следующее: полученные значения толщин коры и их вариации согласуются с нашими современными знаниями о строении коры. Отсюда ясно, что дисперсия волн *PL* зависит от строения коры и, следовательно, по дисперсии этих волн можно получать сведения о строении коры. Но одних этих данных недостаточно, чтобы дать точное определение строения коры,— необходимо привлечь и другие имеющиеся данные. Целью сейсмологии должно быть получение данных о строении коры, которые объясняют все записанные сейсмические волны, а не часть их.

Фиг. 6 демонстрирует еще одну интересную особенность. Данные дисперсии относятся к волнам длиной порядка 200—350 *км*, однако соответствующие фазовые скорости имеют меньшие значения, чем скорости продольных волн в оболочке. Это еще раз подтверждает большое влияние коры. На заре изучения этих волн полагали, что они могут давать сведения о боковых (горизонтальных) вариациях скоростей в оболочке. Однако этот эффект будет маскироваться влиянием коры, пока не будут записаны и выявлены волны больших периодов, встречающиеся в начале цуга волн *PL*.

Теоретическая дисперсионная кривая фиг. 6 вычислена для простой модели, и результат следует рассматривать как первое приближение. Теперь, когда известно, что по дисперсии волн *PL* можно получить сведения о строении коры, становятся неотложными расчеты теоретических дисперсионных

кривых волн PL для любой модели. В настоящее время Дорман и Су в Ламонте, а возможно, и другие ученые в других лабораториях разрабатывают методы построения таких кривых. Попытка экстраполировать данные вдоль профилей на источник для определения начальной фазы служит лишь иллюстрацией того, что эта величина не может быть уверенно определена, если фазовые скорости не известны вдоль всей трассы.

Затухание. Чтобы определить затухание волн PL с расстоянием, использовался метод Юинга и Пресса [3], пересмотренный Брюном [1]. На сейсмограмму наносилась огибающая цуга волн PL и измерялась амплитуда в зависимости от времени. Было исключено влияние сейсмографа и определялись амплитуды колебаний почвы в функции периода. Исключались также влияния геометрического расхождения и дисперсии в предположении, что они влияют на амплитуду как $|\sin \Delta|^{-1/2}$ и $\Delta^{-1/2}$, как это обычно делается для волновых групп вне фазы Эйри. Определялась постоянная затухания γ, связанная с Q формулой $Q = \pi/\gamma UT$, где U — групповая скорость, а T — период.

Таблица 3

ПОСТОЯННАЯ ЗАТУХАНИЯ (НА 1000 км)[1]

T, сек	70	60	50	40	35	30		
Аппалачский профиль								
11 мая, Z		1,11	1,07	0,92	—	0,74	(0,97)	(0,95)
11 мая, C	(0,67)	1,10	1,05	0,94	—	0,58	(0,94)	
		(1,11)	(1,06)	(0,93)		(0,67)		
Среднеконтинентальный профиль								
11 мая, Z	—	—	1,22	1,46	1,25	1,41	(1,34)	(1,28)
11 мая, C	—	—	1,33	1,10	1,16	1,19	(1,20)	
19 мая, Z	—	—	1,13	1,13	1,06	0,83	(1,05)	(1,37)
19 мая, C	—	—	1,81	1,90	1,46	1,19	(1,63)	
			(1,41)	(1,48)	(1,25)	(1,18)		
Профиль вдоль Скалистых гор								
11 мая, Z	—	—	1,36	1,61	1,65	—	(1,55)	(1,75)
11 мая, C	—	—	1,28	2,08	2,31	—	(1,98)	
19 мая, Z	—	—	1,55	1,48	1,31	—	(1,45)	(2,04)
19 мая, C	—	—	2,38	2,40	2,44	4,3	(2,41)	
			(1,75)	(1,96)	(2,03)			
Профиль через плато Колорадо								
19 мая, C	—	—	[2,13]	[2,83]	[1,76]	—	В целом (1,53)	

[1] В круглых скобках — среднее значение, в квадратных — число, не включенное в среднее значение

Величина γ определялась для нескольких значений периода на вертикальной компоненте и компоненте север — юг для каждого землетрясения и каждого профиля. Результаты приведены в табл. 3. Обычно второй знак после запятой неточен. Средние значения γ были получены по осредненной крутизне для каждого значения периода и для каждой компоненты профиля. Общее среднее значение γ составляет 1,53 на 1000 *км*. Для $T = 40$ *сек* и $U = 6$ *км/сек* это дает значение $Q = 8{,}6$ (с вероятностью по крайней мере $\pm 50\%$). Неопределенность возникает не только из-за разброса, но также из-за практической трудности точного определения амплитуд на сейсмограммах, особенно в тех случаях, когда колебания в волне *PL* имеют небольшие амплитуды по сравнению с другими фазами. В табл. 3 видно, что между γ и периодом нет явной зависимости. Однако можно уверенно предполагать большее затухание для восточных профилей, где кора толще и, вероятно, менее однородна. Для профиля через плато Колорадо данные очень ограниченны.

Заключение

Приведенные выше результаты являются лишь первым приближением при количественном изучении рассеянных волн. Можно было бы сделать более точные измерения при лучших условиях. Амплитуда некоторых волн выходила или почти выходила за шкалу, а в других случаях волны имели очень малую амплитуду. Для этой работы предпочтительнее были бы станции с одинаковым увеличением, хотя для других работ это, может быть, не требуется. Конечно, более близкое размещение станций и увеличение их числа дадут возможность получить лучшие результаты.

Теория предсказывает существование высших мод волн *PL*. Такие волны предполагаются на сейсмограммах, и имеются пробные их определения [5, 6], но положительная идентификация не сделана, особенно для континентальных трасс. На многих проанализированных в данной работе записях видны короткие группы волн с периодами около 20 *сек*, которые следуют за волнами *P*. Эти волны можно ассоциировать с высшими рассеянными модами, но их также можно назвать и волнами *PP*. Несомненно, что между этими двумя волнами должна существовать связь, которая не вполне ясна. Для этой группы волн на вертикальной компоненте колебания сильнее, чем на горизонтальных. Иногда в более поздней части цуга можно обнаружить колебания *PcP* (в основном на вертикальной компоненте).

Трудность идентификации волн *PL* среди других в ранней части цуга при малой чувствительности сейсмографов и очень длинных волнах делает сомнительной форму кривой колебаний *PL* для больших скоростей. Из данной работы неясно, имеет ли кривая групповой скорости основной моды максимум для скорости около 8 *км/сек*, который предполагается Майором и др. [5].

ЛИТЕРАТУРА

1. Brune J., 1962. Attenuation of Dispersed Wave Trains, Bull. Seism. Soc. Am., **52**, 109—112.
2. Espinosa A. F., Sutton G. H., Miller H. J., 1962. A Transient Technique for Seismograph Calibration, Bull. Seism. Soc. Am., **52**, 767—779.
3. Ewing M., Press F., 1954. An Investigation of Mantle Rayleigh Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **44**, 127—147.
4. Gilbert F., Laster S. J., 1962. Experimantal Investigation of PL Modes in a Single Layer, Bull. Seism. Soc. Am., **52**, 59—66.
5. Major M., Sutton G. H., Oliver J., Metsger R., 1963. On Elastic Strain of the Earth in the Period Range 5 Seconds to 100 Hours, Bull. Seism. Soc. Am.
6. Oliver J., 1961. On the Long Period Character of Shear Waves, Bull. Seism. Soc. Am., **51**, 1—12.
7. Oliver J., Major M., 1960. Leaking Modes and the PL Phase, Bull. Seism. Soc. Am., **50**, 165—180.
8. Phinney R. A., 1961. Leaking Modes in the Crustal Waveguide, Journ. Geophys. Research, **66**, 1445—1467.

Послесловие

I. Упругие колебания, распространяясь в безграничном упругом однородном пространстве, постепенно заполняют все больший объем. Такой процесс называется распространением объемных сейсмических волн — продольных и поперечных.

Слоистость Земли вносит осложнения в распространение сейсмических волн. Отражаясь от кровли и подошвы отдельных слоев, продольные, поперечные или и те и другие волны налагаются друг на друга и вызывают колебания, подобные колебаниям струн или стержней. Распространение колебаний вдоль границ слоев путем последовательных полных внутренних отражений продольных и поперечных объемных волн образует поверхностные сейсмические волны.

II. Представим себе абсолютно жесткую плоскую плиту (мембрану), скрепленную с окружающей ее упругой средой, и будем следить за колебаниями среды, вызванными плоскопараллельными движениями. Ось z направим перпендикулярно мембране, оси x и y совместим с плоскостью мембраны.

Плоскопараллельное перемещение мембраны в процессе колебания на векторную величину $\vec{U}$ можно представить в виде геометрической суммы перемещений U, V, W вдоль осей x, y, z. Свойство твердой среды состоит в том, что по мере передачи колебательного движения или распространения упругих волн вдоль z характер движения изменяется и компоненты отделяются друг от друга. Продольная компонента колебания W, распространяясь со скоростью a продольной волны P, опережает передачу через среду компонент U и V. Геометрическая их сумма создает колебания в поперечной волне S. Повернем плоскость мембраны вокруг оси y. Вместе с мембраной повернутся, оставаясь в вертикальной плоскости, оси z и x. При этом процессе компоненты в продольной волне P (W) и поперечной SV (U) создают движение в вертикальной плоскости и взаимодействуют, а горизонтальная компонента колебательного движения SH (V) остается независимой от P и SV. При косом падении на отражающую плоскость продольной волны помимо отраженной продольной возникает отраженная (обменная) поперечная волна SV, при падении на плоскость поперечной волны S из ее компоненты SV возникает как отраженная волна SV, так и продольная волна P. Падающая волна и отраженные волны P и SV взаимодействуют так, что колеблющаяся частица описывает эллиптическую орбиту в вертикальной плоскости. Так возникает релеевская волна.

Волны SH при отражениях не образуют продольных волн и сохраняют свой тип. Взаимодействие падающих и отраженных волн SH создает волну Лява.

В общем случае при косом падении у релеевской волны колебания имеют вертикальную компоненту и горизонтальную по линии эпицентр — станция. У волн Лява колебания имеют только горизонтальную компоненту, перпендикулярную направлению на эпицентр.

III. Волны Релея и Лява образуются в результате последовательных отражений объемных волн от подошвы и кровли слоя, в общем случае падаю-

щих под углом. При этом возникает горизонтальное распространение колебаний и стационарное вертикальное распределение амплитуд [1]. Разберем это на примере. Если стержень закреплен на одном конце, а другой его конец свободен, то при продольном ударе по свободному концу в стержне возникает сжатие. Дойдя до закрепленного конца, волна сжатия отразится и начнет распространяться в противоположную сторону. У верхнего, свободного конца волна опять отразится. Так возникнут продольные колебания стержня. Если затухание колебаний в среде отсутствует, то установится непрекращающийся колебательный процесс. На закрепленном конце всегда будет узел, он неподвижен, а на свободном конце — пучность — максимальная амплитуда. Колебание состоит из основного тона и обертонов. Период основного тона в данном случае будет равен учетверенному времени пробега продольной волны вдоль стержня и будет зависеть от скорости распространения или от упругих свойств и плотности материала стержня и его длины. Обертоны, кроме узла на закрепленном конце, имеют узлы внутри стержня. Периоды обертонов будут обратно пропорциональны целым нечетным числам — их номерам.

В случае бокового удара по стержню в нем возникнут поперечные волны, скорость распространения которых меньше, а периоды поэтому больше. Представим себе, например, стержень в виде вырезанной из земли вертикальной колонны. Этот практически бесконечно длинный стержень может обладать колебаниями, которые возникают вследствие того, что стержень состоит из различных материалов. В местах сочленения будут наблюдаться отражения. Так возникнут колебания в «гранитном» слое. Они будут затухающими за счет передачи колебаний при каждом акте отражения в нижележащий «базальт». Период основного «гранитного» тона (толщина 12 *км*, скорость продольной волны около 6 *км/сек*) будет порядка 8 *сек*. Волна, прошедшая в «базальтовую» часть стержня, частично отразится от границы Мохоровичича и вновь от поверхности. Если толщина «базальта», скажем, 19,5 *км*, а скорость в нем 6,5 *км/сек*, то период основного тона «земной коры в целом» будет порядка 20 *сек*.

IV. Во всех этих примерах мы имели дело с картиной колебаний лишь по вертикали, когда имелась только стоячая волна.

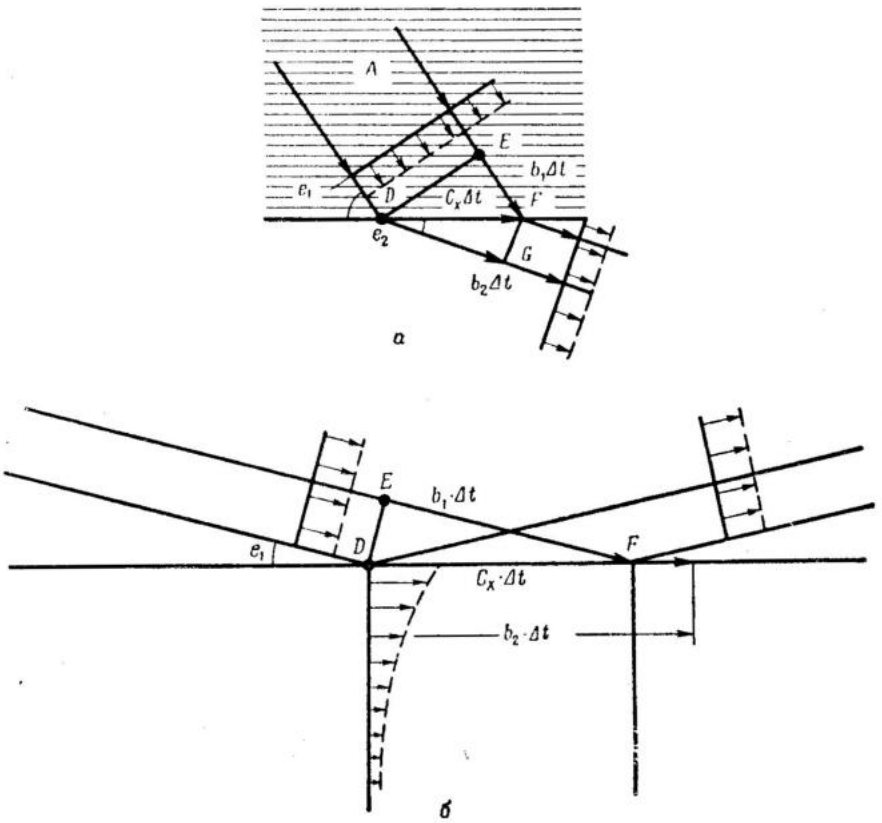
В земле слои практически безграничны в горизонтальном направлении, а место возбуждения колебаний или очаг землетрясения сравнительно мал. Представим себе среду, образованную стержнями, прижатыми друг к другу по боковым граням. В горизонтальном направлении при этом могут возникнуть бегущие волны. Вместе с тем будет происходить отражение от верхних и нижних концов стержней, так что движение объемных волн явится как бы зигзагообразным. Налагаясь один на другой, эти отраженные сверху и снизу под разными закритическими углами волны создадут поток колебаний вдоль слоя с переменной по глубине амплитудой. Период в поверхностной волне зависит от толщины слоев и скоростей распространения в них объемных волн. При горизонтальном распространении колебаний существенным явится возможность полного внутреннего отражения на подошве слоя. Последнее возможно тогда, когда скорости распространения соответствующих волн в нижележащей среде больше, чем в самом слое. Это обстоятельство делает подобные случаи эквивалентными случаям жестко закрепленных стержней.

Полное представление о распространении волн в слое мы получим, если будем анализировать одновременно распространение колебаний как вдоль стержней, так и поперек них. Такое совокупное распространение в условиях полного внутреннего отражения и приводит к образованию поверхностных

[1] Здесь и далее рассматриваются плоские волны, что соответствует значительному удалению от эпицентра. Обычно поверхностная волна может считаться цилиндрической. Зависимости фазовой и групповой скорости от периода плоской и цилиндрической симметричной волны одинаковы.

сейсмических волн, поскольку при многократных отражениях колебания не ослабевают.

На поверхности Земли можно наблюдать многократно отраженные от подошвы и кровли слоя волны. При каждом акте падения к подошве слоя волна частично будет преломляться в нижележащую среду; при увеличении кратности отражения интенсивность отраженной волны будет уменьшаться. При



Ф и г. 1. Преломление волны.

а. В обычных условиях, когда падающая и преломленная волны перемещаются вдоль границы с одной и той же скоростью C_x. *б*. В условиях полного внутреннего отражения, когда скорость вдоль границы меньше скорости в нижней среде; такое уменьшение происходит в силу экспоненциального уменьшения амплитуды с глубиной у обычного гармонического колебания; условия неразрывности на границе сохраняются; волна в этом случае будет поверхностной.

рассмотрении (фиг. 1, *а*) кинематики распространения волны *SH* необходимо обратить внимание на неразрывность движения вдоль границы и проследить за смежными, практически параллельными лучами. За время Δt одна и та же фаза колебаний переместилась из D в F, лежащих на границе. Это произошло вследствие перемещения за то же время колебания из положения E в F в слое со скоростью b_1. Преломленная волна за то же время Δt перешла из D в G со скоростью b_2.

При преломлении должно выполняться известное условие, из которого вытекает непрерывность движения вдоль границы со скоростью C_x:

$$\frac{b_2}{\cos e_2} = \frac{b_1}{\cos e_1} = C_x; \quad C_x > b_2 > b_1.$$

Величина C_x должна быть одна и та же для слоя и нижележащей среды. Если этого не наблюдается, то колебания на границе слоя сверху и снизу не будут

синхронны и непрерывность граничных условий нарушается. Это невозможно, ибо среды сжаты и разрыва движений на границе быть не может.

При так называемом закритическом угле падения, когда $\cos e_1 > \frac{b_1}{b_2}$ (фиг. 1, *б*), обычная преломленная волна не образуется, ибо геометрическое условие преломления не выполняется. В этом случае возникает новое явление: волна при отражении от подошвы не изменяет своей амплитуды, но испытывает скачок фазы, а преломленная волна распространяется вдоль границы или подошвы слоя. Последнее происходит не со свойственной среде скоростью b_2, а со скоростью $C_x < b_2$. Для синусоидальной волны это возможно лишь в том случае, если амплитуда у нее убывает с глубиной по экспоненциальному закону. Только у такой, называемой неоднородной, волны скорость распространения может быть меньше b_2. (Амплитуды на фиг. 1, *б* показаны тонкими стрелками.)

Таким образом, в слое возникает поток колебаний в горизонтальном направлении со скоростью C_x. В нижележащей среде в силу уменьшения амплитуды с глубиной на волновой процесс основное влияние оказывает толща среды, вблизи подошвы слоя соизмеримая с длиной волны. Такой процесс распространения колебаний и называется поверхностной волной.

При длине волны, значительно большей толщины слоя, уменьшение амплитуды с глубиной происходит не сильно и доля энергии в нижележащей среде будет значительно больше доли энергии колебаний в слое. Тогда процесс распространения в основном определяется свойствами нижележащей среды. Если длина волны не велика в сравнении с толщиной слоя, то уменьшение амплитуды с глубиной в нижележащей среде будет происходить очень быстро и процесс колебаний сосредоточивается в слое и в основном определяется его свойствами.

Мы рассмотрели примеры изменения периодов колебаний в зависимости от участия в них всей земной коры или одного верхнего (гранитного) слоя. Период колебаний для земной коры в целом больше периода колебаний в одном слое.

Такие случаи наблюдаются при распространении поверхностных волн в океанической и континентальной коре. В двуслойной коре будут возникать две поверхностные волны. Поверхностной волне в обоих слоях или в земной коре в целом соответствуют больший период и бóльшая скорость.

Отсюда следует, что в двуслойной континентальной коре будут наблюдаться два цуга колебаний, две поверхностные волны. Первая, для всей земной коры в целом, обладает большим периодом и появляется ранее второй. Более поздняя вторая волна, с более коротким периодом, связана с «гранитным» слоем. Она особенно отчетлива, если слой этот сравнительно тонок. Для океанической коры колебания в поверхностной волне более просты, поскольку там имеется только один, «базальтовый» слой. По этой причине часто стремятся исследовать распространение поверхностной волны по континенту, после того как она прошла большой океанический путь. Последний обеспечивает цуг хорошо выраженных диспергирующих колебаний.

В земной коре величины скоростей объемных волн возрастают от слоя к слою. Особенно резкое изменение скорости имеет место при переходе от осадочных пород к кристаллическому основанию. Поэтому каждому слою или системе слоев будет соответствовать своя поверхностная волна. Ориентировочно можно сказать, что при периодах колебаний до 10 *сек* поверхностная волна связана с осадочным комплексом. При периодах 10—35 *сек* влияние осадочного комплекса незначительно, и поверхностная волна определяется земной корой. При периодах 35—75 *сек* особенности строения земной коры сказываются незначительно, а при периоде более 75 *сек* влияние земной коры прекращается,— поверхностная волна определяется оболочкой Земли. При

периодах до 300 *сек* влияет верхняя часть оболочки Земли, а при периоде порядка 10 *мин* — вся земная оболочка.

V. Речь все время шла о фазовой скорости C_x. Эта скорость непостоянна. Ее величина зависит от периода или длины волны. Если длина волны значительно больше толщины слоя земной коры, то скорость, например, волны Лява ближе к скорости поперечной волны в оболочке Земли. Если же длина волны значительно меньше толщины слоя, то ее скорость приближается к минимальному значению — значению поперечной волны в слое коры. В общем эту зависимость для волны Лява можно записать так:

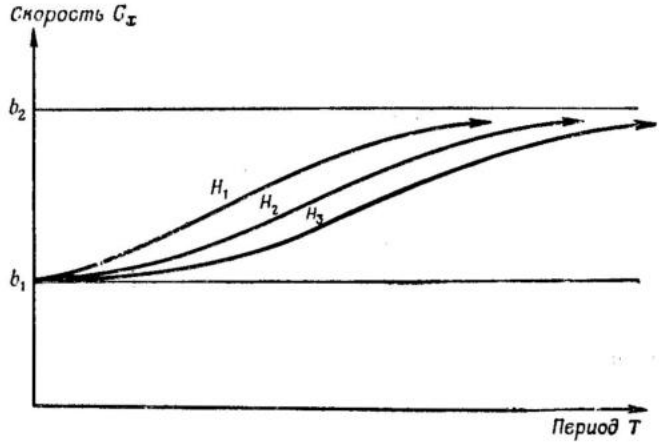
$$b_1 \leqslant C_x \leqslant b_2$$

при условии, что

$$0 \leqslant \frac{\lambda}{H} < \infty,$$

где λ — длина волны, а H — толщина слоя.

Характер зависимости скорости перемещения фазы от длины волны или от периода при наличии слоя — дисперсия скорости — показан графически



Ф и г. 2. Изменение фазовой скорости C_x распространения волны Лява.

на фиг. 2. Параметром этой зависимости является толщина слоя (H_1, H_2, H_3 и т. д.). При изучении строения Земли он является искомым. Начиная от малого периода или длины волны, когда скорость C_x вдоль слоя близка к b_1 (скорости распространения поперечной волны в материале слоя), она затем возрастает. Кривая, называемая дисперсионной кривой, асимптотически приближается к максимальному значению b_2 — скорости в полупространстве (при безгранично большом периоде).

Дисперсия фазовой скорости волны Релея будет определяться аналогичными кривыми. В отличие от волн Лява скорость волн Релея находится приблизительно в пределах $9/10\ b_1 - 9/10\ b_2$[1].

Фазовая скорость обертона обладает отличительной особенностью. При максимальной величине фазовой скорости наблюдается предельный конечный период существования обертона. Чем выше порядок обертона, тем меньше максимальный период его существования.

До сих пор мы рассматривали распространение синусоидальных волн, ибо только в этом случае можно определить фазовую скорость. Определить фазовую скорость возможно либо по времени перемещения какой-либо фазы

[1] Точнее 0,9194 при отношении скоростей продольных и поперечных волн, равном $\sqrt{3}$, что приблизительно имеет место для недр Земли.

безграничного цуга синусоидальных колебаний (например, определенной вершины) из источника до станции наблюдения, либо наблюдая за временем перемещения этой фазы от одной станции до другой. Такие определения дадут одинаковые результаты или одну и ту же скорость, если на всем протяжении от источника до обеих станций толщины слоев одинаковы. Если же между сейсмическими станциями мощность слоев иная, нежели на трассе от источника до первой станции, то по данным о распространении колебаний между станциями можно будет определить строение только на этом участке. Поэтому метод фазовой скорости получил такое широкое использование в последнее время.

Однако определение фазовой скорости в реальных условиях наталкивается на трудности. Проще воспользоваться так называемой групповой скоростью распространения колебаний, но при этом, как правило, удается определять слоистое строение в среднем на всей трассе от источника волн до станции; лишь с некоторым приближением можно выявить и участки с различным строением.

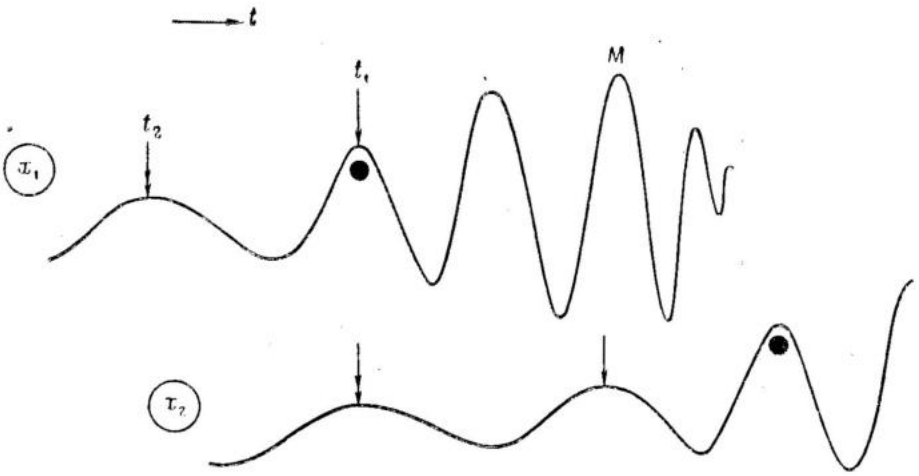
Вообще говоря, непосредственно из наблюдений удается определять только групповую скорость. Это связано с тем, что при землетрясениях и взрывах возникают нестационарные колебания, которые хотя и можно представить в виде наложения синусоидальных волн, однако наблюдать последние в отдельности или непосредственно регистрировать не удается. Поэтому приходится прибегать к дополнительным процедурам.

Уяснить образование волновых групп и особенностей фазовой и групповой скоростей можно из анализа распространяющихся колебаний и выделения скрытых в них синусоидальных колебаний — гармонических компонент сложных нестационарных колебаний.

Представим себе группу синусоидальных колебаний, распространяющихся в виде поверхностной волны. Амплитуды и фазы этих колебаний можно в зависимости от периода задать так, что их сумма или результат наложения (суперпозиции) будет представлять, согласно интегральной теореме Фурье, требуемое нестационарное колебание. Так, если все колебания со всеми периодами от бесконечно малого до бесконечно большого обладают одинаковыми амплитудами и в источнике в начальный момент времени совпадают по фазе, их сумма представляется неограниченно коротким, но и неограниченно большим «всплеском». В результате распространения с различными фазовыми скоростями колебания будут складываться с различными фазами и поэтому будут ослаблять друг друга. Практически не удается регистрировать колебания как с бесконечно малым, так и с бесконечно большим периодом. Суммарное нестационарное колебание будет обладать ограниченной амплитудой, а его продолжительность не будет бесконечно малой.

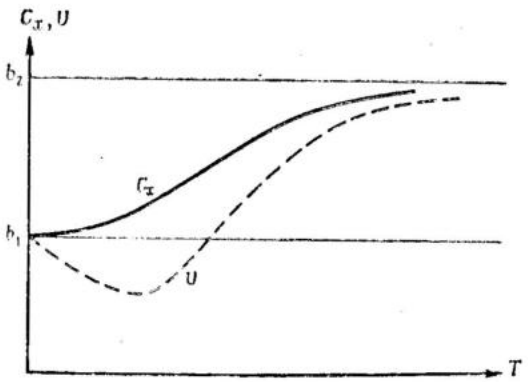
Мы указывали, что распространение каждой синусоидальной волны происходит со свойственной ей скоростью, зависящей от периода: чем больше период, тем больше скорость. Это приводит к тому, что на некотором расстоянии от источника колебания не будут совпадать по фазе и происходит их полное взаимное уничтожение вследствие интерференции. Однако в некоторой узкой полосе периодов колебания могут быть в фазе. Складываясь, они образуют заметную амплитуду со средним для упомянутой узкой полосы периодом. Вследствие увеличения скорости распространения с периодом запись колебания в поверхностной волне будет представляться квазисинусоидальной кривой с переменным, обычно уменьшающимся со временем периодом (фиг. 3). Если наблюдать колебания — перемещение максимальных фаз t_2 и t_1 на расстоянии x_1 и на большем расстоянии x_2, то в окрестности вершин, отмеченных двойной и одинарной стрелками, период увеличится. Если учитывать разность времен наступления именно этих вершин на расстояниях x_1 и x_2, то, деля на разность времен разность расстояний $x_2 - x_1$, получим фазовую скорость при периоде, среднем для соответственных вершин на расстояниях x_1 и x_2.

Кроме этого, на обеих кривых колебаний всегда можно отметить участки, на которых квазисинусоиды обладают одинаковыми видимыми периодами. Если использовать разность времен появления этих участков (отмечены на фиг. 3 черными пунсонами), то, деля разность расстояний на разность времен появления одинаковых периодов или разность времен наступления каждого



Ф и г. 3. Кривые колебаний в поверхностной волне.

из участков относительно момента возникновения землетрясения, мы получим величину групповой скорости для периода выявленных участков. Групповая скорость всегда меньше фазовой C_x (фиг. 4) и равна ей лишь при предельных значениях периода. Кроме того, у групповой скорости U имеется минимум или несколько минимумов и максимумов. В этих экстремальных точках (фазы



Ф и г. 4. Изменение фазовой (C_x) и групповой (U) скоростей волн Лява в зависимости от периода.

Эйри) имеются наиболее широкие интервалы периодов с синфазными колебаниями. Поэтому фазы Эйри характеризуются наибольшими амплитудами колебаний.

Зависимость между фазовой или групповой скоростью и периодом содержит в качестве параметров: отношение скоростей распространения объемных волн в слоистой системе к одной из них, чаще всего к скорости в нижележащем полупространстве; отношение величин плотности пород слоев к одной из этих величин; отношение толщин слоев к одной из таковых, но чаще к сумме тол-

щин (например, к общей толщине земной коры). При изучении строения коры определяется чаще всего толщина коры и ее слоев или слоев оболочки Земли.

При многократном обегании вокруг Земли поверхностных волн, наложении цугов волн, распространяющихся в разные стороны от эпицентра, возникают собственные колебания земного шара как целого. Это подобно собственным колебаниям струн, которые возникают в результате наложения волн, отраженных от противоположных концов.

Групповая скорость и ее зависимость от периода определяют характер видимых на сейсмограмме колебаний. Это происходит потому, что последние связаны с образованием групп, совпадающих по фазе колебаний. Кривая групповой скорости показывает, как зависит скорость перемещения таких синфазных групп колебаний от периода. Чем круче ход кривой, тем сильнее изменяется скорость и тем с меньшей плотностью накапливаются синфазные, а значит, и взаимоусиливающиеся колебания. Вместе с тем это означает уменьшение амплитуды суммарного колебания в данной группе синусоидальных волн.

За исключением экстремальных точек, величину амплитуды можно считать обратно пропорциональной корню квадратному из углового коэффициента соответствующего участка кривой групповой скорости.

VI. В заключение охарактеризуем основные типы поверхностных сейсмических волн и структурные элементы Земли, которые по ним определяются.

Известно много случаев, когда поверхностные сейсмические волны в поверхностных осадочных слоях наблюдаются при производстве сейсморазведочных работ. При этом они обычно имеют период менее 1 *сек*.

Поверхностные сейсмические волны с периодом колебаний до 10 *сек* и скоростью 3 *км/сек* и менее формируются в верхнем «гранитном» слое или верхних слоях земной коры. Скорость таких волн и характер зависимости ее от периода в значительной степени зависят от осадочных напластований. При многослойной структуре, особенно при наличии тонких слоев с резкой дифференциацией скорости, характер колебаний и вид дисперсионной кривой осложняются. При этом возможно возникновение многократных минимумов, а следовательно, и максимумов у дисперсионной кривой групповой скорости. Это приводит к возникновению как бы вступлений, резкого начала колебаний с большими амплитудами поверхностной волны. Таковыми являются квазивступления волн *Lg* и *Rg*, обладающих скоростями 3—3,5 *км/сек*. Они не могут возникнуть в однослойной коре. Поэтому эти волны являются признаком континентальности коры и служат для ее дифференциации в этом смысле. Достаточно перерыва или нарушений «гранитного» слоя на протяжении нескольких десятков километров, чтобы волны *Lg* и *Rg* ослабевали до исчезновения.

Следует отметить, что микросейсмы являются, как предполагают, вынужденными колебаниями земной коры, возникающими при определенных метеорологических условиях в океане. Они наиболее интенсивны при распространении в условиях континентальной коры. Возможно, что это связано с тем же максимумом дисперсионной кривой групповой скорости, к которому относятся волны *Lg* и *Rg*. Изучение скорости и амплитудного поля микросейсм позволяют делать заключение о строении верхней части земной коры. Укажем, что слой воды океана вызывает в нем волну релеевского типа с характерной дисперсией. К такого рода волнам относятся волны *T* со скоростью менее 1 *км/сек*. Аналогичные релеевские волны могут возникать в рыхлых, водонасыщенных слоях. Последние, так же как и водный слой, не формируют волн Лява и не влияют на их дисперсию в слоях коры. Это понятно, ибо волны Лява возникают за счет конструктивной интерференции поперечных волн, а в воде поперечные волны не распространяются. Зато плотные поверхностные слои, например известняки или даже обширные такыры в Средней Азии, формируют интенсивные волны Лява.

Земная кора в целом формирует поверхностные волны Лява и волны релеевского типа. Дисперсионная кривая групповой скорости имеет минимум при периодах порядка 20 *сек* и скорости 2,8—3,2 *км/сек*. Этому периоду соответствует фаза Эйри, а следовательно, и максимум амплитуды. Достаточно часто наряду с основным тоном релеевской волны наблюдается ее так называемый поперечный обертон. Скорость распространения обертона, особенно при малых величинах периода, близка к скорости волн Лява. При этом получается колебание, регистрируемое на всех трех компонентах сейсмических станций, что часто наблюдается у волн *Lg*.

Наилучшие результаты при оценке толщины земной коры в целом получаются при довольно больших периодах — порядка 30—50 *сек*. Однако при этом земная кора ведет себя как один слой, и ее трудно дифференцировать.

Слой пониженной скорости поперечных волн на глубине порядка 100—200 *км* проявляется в образовании максимума у дисперсионных кривых групповой скорости волн Релея и волн Лява. Благодаря этому максимуму возникает квазивступление колебаний; особенно оно четко для волн Лява. Это квазивступление не сопровождается продолжительным цугом колебаний. Оно подобно импульсу и обладает относительно большой амплитудой. Так образуется известная волна *G* со скоростью около 4,4 *км/сек*. Быстрое увеличение скорости распространения объемных поперечной и продольной волн на глубине около 500 *км* связано с образованием минимума на дисперсионной кривой групповой скорости при периоде 220—230 *сек* и скорости 3,5—3,6 *км/сек* (при таких длинных волнах начинает сказываться кривизна Земли). Этому минимуму соответствуют наибольшие амплитуды в цугах колебаний многократно обегающих земной шар волн Релея, что позволяет надежно определять скорости распространения этих волн от одного землетрясения. Скорость волны Релея при периоде более 350 *сек* превосходит 4 *км/сек*.

При периодах 700—1000 *сек* на скорость распространения (в особенности волн Лява) сильно влияет граница земного ядра. Наконец, при бóльших периодах бегущие волны формируют собственные колебания Земли, как радиальные и сфероидальные (результаты наложения волн Релея), так и торзионные, или крутильные (результат наложения волн Лява). Основной тон сфероидальных колебаний земного шара обладает периодом около 53 *мин*, или 3200—3250 *сек*. Основной тон крутильных колебаний Земли обладает периодом 44 *мин*.

Следует отметить, что поверхностные волны с периодами более 50 *сек* наблюдаются сравнительно редко. Они возникают только при сильных землетрясениях с магнитудой более 7. Это связано с размерами области очага: при больших размерах очага (сотни километров) выделяется большее количество энергии. Возникновение землетрясений связано с образованием разрывов сплошности. Такие разрывы происходят не мгновенно. Процесс нарушения сплошности или распространение трещин в земной коре обычно происходит со скоростью порядка 3 *км/сек*. При сильных землетрясениях и большем размере очага это существенно влияет на спектр излучения источника. Длиннопериодные колебания при этом обладают значительно большей амплитудой, чем в спектре слабых землетрясений, обладающих меньшими размерами очагов.

Направление, в котором распространяется разрыв, приводит к асимметрии излучения, а следовательно, и к зависимости амплитуды колебаний и начальной фазы от угла между направлением на станцию наблюдения и направлением разрыва. Это позволяет использовать наблюдения поверхностных волн для определения механизма очага.

Е. Саваренский

Содержание

Предисловие 5

ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

I. Локальное и региональное строение земной коры континентов 9

Ф. Пресс. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Часть 1. Южная Калифорния 9

Ф. Пресс. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Часть 2. Район залива Сан-Франциско 21

М. Юинг, Ф. Пресс. Изучение строения земной коры по фазовым скоростям волн Релея. Часть 3. США 23

Д. Оливер, Р. Ковач, Д. Дорман. Строение земной коры на территории штатов Нью-Йорк и Пенсильвания 37

Д. Брюн, Д. Дорман. Сейсмические волны и строение земной коры в районе Канадского щита 49

Е. Триггвасон. Строение земной коры Фенноскандии по фазовым скоростям волн Релея 84

А. Цистернас. Строение земной коры Анд по дисперсии волн Релея 99

К. Печ. Континентальные волны в Центральной Европе 106

II. Локальное и региональное строение земной коры островов и строение земной коры океанов 128

К. Аки. Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея. Часть 1. Использование сети сейсмических станций Японского метеорологического агентства 128

К. Каминума, К. Аки. Строение земной коры Японии по фазовым скоростям волн Релея. Часть 2. Волны Релея Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г. 145

К. Аки, К. Каминума. Фазовая скорость волн Лява в Японии. Часть 1. Волны Лява от Алеутского землетрясения 9 марта 1957 г. 160

Т. Санто. Разделение юго-западной части Тихого океана на районы с одинаковой дисперсией волн Релея 169

Т. Санто. Дисперсия поверхностных волн вдоль различных трасс до станции Упсала в Швеции. Часть 1. Континентальные трассы 191

Р. Ковач, Ф. Пресс. Дисперсия волн Релея и строение земной коры в области Индийского и восточной части Тихого океанов 212

Р. Ковач, Ф. Пресс. Дисперсия поверхностных волн и строение земной коры в Антарктике и окрестных океанах 224

А. Томсон, Ф. Эвисон. Толщина земной коры Новой Зеландии 231

Р. Адамс. Толщина земной коры под плато Кэмпбелл 243

ЧАСТЬ ВТОРАЯ

СТРОЕНИЕ ОБОЛОЧКИ ЗЕМЛИ И ДРУГИЕ ВОПРОСЫ

М. Токсёц, А. Бен-Менахем. Скорости многократно обегающих Землю волн Лява и Релея в оболочке 253

Ж. Оливер. Сводка наблюдений над дисперсией скоростей поверхностных сейсмических волн 270

К Аки. О строении земной коры 274

Д. Шурбет. Определение толщины осадочного слоя в Мексиканской геосинклинали по дисперсии волн Релея 278

Д. Шурбет. Определение толщины осадочного слоя в заливе Аляска по дисперсии волн Релея 283

Ж. Оливер. Распространение волн *PL* через США 286

Послесловие 294

СТРОЕНИЕ ЗЕМЛИ ПО ПОВЕРХНОСТНЫМ СЕЙСМИЧЕСКИМ ВОЛНАМ

Редактор Т. И. Никифорова

Переплет художника И. А. Литвишко Художественный редактор Е. И. Подмарькова

Технический редактор М. А. Белева Корректор *О. К. Румянцева*

Сдано в производство 18/III 1965 г. Подписано к печати 24/VIII 1965 г. Бумага 70×108$^1/_{16}$=9,5, бум. л. 26,03 печ. л., Уч.-изд. л. 24,46. Изд. № 5/2350 Цена 1 р. 91 к. Зак. 979

(Темплан 1965 г. Изд-ва «Мир», пор. № 150)

ИЗДАТЕЛЬСТВО «МИР»

Москва, 1-й Рижский пер., 2

Московская типография № 16 Главполиграфпрома Государственного комитета Совета Министров СССР по печати. Москва, Трехпрудный пер., д. 9

Отпечатано в типографии ЦИНТИ легкой промышленности. Москва, 2-ой Донской пр., д. 10