

ЗАВИСИМОСТЬ ИНТЕНСИВНОСТИ ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН
ОТ ГЛУБИНЫ ОЧАГА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ
ПО ЗАПИСЯМ ЧИСС НА РАССТОЯНИЯХ ДО 2000 КМ

Постановка задачи

Определение глубины очага землетрясения - одна из трудных задач в практике сейсмической службы. По записям станций локальной сети глубина может определяться только в том случае, если станции оказываются от очага на расстояниях порядка его глубины. Для этого существующие сети наблюдений недостаточно плотны. При использовании телесеизмических наблюдений глубины определяются по временам вступления характерных фаз (sP , pP и др.), но это может быть сделано лишь для сильных землетрясений. Поэтому делаются попытки расширить арсенал средств для определения глубин очагов землетрясения, и в частности предлагается использовать для этой цели относительную интенсивность поверхностных волн, особенно короткопериодных. С точки зрения существующей теории поверхностных волн эта идея представляется перспективной.

Из теории поверхностных волн известно [1], что с увеличением глубины h источника интенсивность основной моды A_R убывает по экспоненте, причем интенсивность короткопериодных волн убывает гораздо быстрее, чем длиннопериодных

$$A_R(h) \sim e^{-\lambda/h}, \quad (1)$$

где λ - длина волны. Высшие гармоники слабее зависят от глубины, но

их амплитуды намного меньше основного тона. Исследованная нами группа - это волна Rg, хорошо известная в сейсмологии [2-5].

Конкретная форма зависимости $A_R(h)$ в значительной мере определяется строением среды в месте формирования поверхностных волн, типом источника и его спектральной функции, ориентацией источника относительно станции; она различна для волн Релея и Лява. Эти факторы определяют и частотный характер закономерности.

Зависимость амплитуд поверхностных волн от глубины очага для разных частот исследовалась многими авторами, наиболее детально это сделали А. Л. Левшин [6] и Дж. Ф. Эвернден [7].

Общий ход зависимости $A_R(h)$ до глубины 30 км примерно одинаков по данным обоих авторов. На больших глубинах длиннопериодные составляющие ($T > 15$ с) по данным А. Л. Левшина убывает несколько слабее, чем по расчетам Дж. Ф. Эверндена. Осредненные результаты обоих авторов приведены в табл. 1. Здесь амплитуды от поверхностного очага для каждого периода приняты за единицу.

Т а б л и ц а 1. Теоретические оценки спектральных амплитуд волн Релея в зависимости от глубины очага относительно $h=0$

h, км	Относительные амплитуды для различных периодов							
	T, с							
	3	7	10	15	20	25	30	50
0	1	1	1	1	1	1	1	1
10	0,37	0,59	0,77	0,82	0,90	0,97	0,98	0,99
20	0,11	0,24	0,52	0,63	0,78	0,81	0,98	0,98
30	-	0,06	0,25	0,36	0,62	0,68	0,75	0,95
40	-	-	0,07	0,20	0,37	0,52	0,64	0,86
50	-	-	0,03	0,10	0,22	0,34	0,55	0,77
80	-	-	-	0,04	0,17	0,25	0,50	0,71

Таким образом, теоретические расчеты предсказывают существенное уменьшение амплитуд поверхностных волн с глубиной очага, даже при перемещении его в пределах земной коры. Особенно чувствительны короткопериодные поверхностные волны ($T < 15$ с).

В настоящей работе мы исследовали зависимость относительных амплитуд поверхностных волн от глубины источника. Первая цель состояла в том, чтобы выявить соответствие теоретических зависимостей и наблюдаемых закономерностей и, следовательно, адекватность расчетных моделей. Практическая цель - оценить, имеет ли смысл разрабатывать способ определения глубины очага по характеристикам поверхностных волн для его использования в сейсмологической службе.

Использованный материал

Анализировались записи землетрясений частотно-избирательной аппаратурой ЧИСС. Это позволяет надежно выделить поверхностные волны на фоне более короткопериодных поперечных волн и проследить законо-

мерности их изменения порознь в нескольких интервалах периодов, от 0,7 до 20 с. Кроме того, это дает возможность использовать не только амплитуды волн, но и их спектральный состав.

Были рассмотрены две группы землетрясений. Первая группа - слабые местные толчки Гармского района с расстояниями не более 120 км и глубинами от 0 до 30 км. Энергетические классы - в диапазоне от 7,5 до 10 при среднем значении 8,2.

Эти землетрясения записаны станциями ЧИСС: Гарм (ГРМ), Чусал (ЧСЛ) и Чиль-Дора (ЧДР). Выбор именно Гармского района обусловлен не только тем, что здесь в течение длительного времени велись наблюдения аппаратурой ЧИСС, но в первую очередь высокой точностью определения гипоцентров: погрешность эпицентра составляет 1-2 км в центре полигона и 3-5 км на периферии, погрешность глубины соответственно 2-3 и 5-7 км. В этой группе использовано 60 землетрясений, каждое из которых записано всеми тремя станциями полигона. Для них рассмотрены записи ЧИСС в диапазоне периодов от 0,7 до 4 с.

Вторая группа землетрясений - 66 более сильных толчков. В нее входили коровые землетрясения Гармского района и подкоровые Памиро-Гиндукушской зоны с глубинами до 200-250 км. Точность определения глубин последних достаточно высока: погрешность не превышает 10-15 км. В этой выборке коровые землетрясения имели энергетический класс К от 11,5 до 13, а подкоровые - магнитуду M_{PVA} от 4,5 до 5,8. Для них привлекались записи станций ЧИСС: Талгар (ТЛГ) с полосами пропускания 2,5-5; 5-10 и 10-20 с и Новосибирск (НСБ) с полосами, 2-4; 4-8 и 10-20 с. Они изучались в диапазоне периодов от 3 до 20 с. Гипоцентральные расстояния составляли для ТЛГ 700-900 км, для НСБ - 2000-2200 км.

Особенности записи и методики измерений

На малых эпицентральных расстояниях поверхностные волны вступают практически сразу за поперечными, через время в 2-3 раза меньшее, чем S-P, чаще всего на фоне продолжающихся колебаний волн S. Но благодаря различию в частотном составе и применению полосовой фильтрации аппаратурой ЧИСС их удается четко разделить, так что можно измерить не только максимальные амплитуды, но и время вступления поверхностных волн.

Путь поверхностной волны на малых расстояниях обычно имел компактный вид на записи канала 2,5-5 с, где в ряде случаев состоял из одного цикла. На записях других, более высокочастотных каналов запись была растянута и состояла из нескольких сопоставимых по амплитуде экстремумов. Максимальные амплитуды волны на разных каналах измерялись без строгого соблюдения синхронности. Момент максимальной амплитуды измерялся по отношению к вступлению продольной волны.

На значительных расстояниях от очага группа поверхностных волн у коровых землетрясений была полностью сформирована. Наиболее четкое вступление и компактная форма цуга наблюдались обычно на канале 10-20 с. Максимальная фаза состояла из одного цикла с периодом 8-10 с, ее групповая скорость была около 3 км/с. На других каналах цуг был растянут, состоял из нескольких циклов, групповая скорость была 2,8-3,0 км/с. У глубоких землетрясений ($h > 100$ км) цуг поверхностных волн менее четко выражен, но почти всегда наблюдалось разрастание амплитуд на участке сейсмограммы, соответствующем групповой скорости 2,8-3,0 км/с. Максимальная амплитуда измерялась внутри этого участка.

Методика обработки

Как известно [8], станция ЧИСС регистрирует скорость движения почвы. На вход сейсмоприемника регулярно подавался калибровочный сигнал МГПА, эквивалентный колебаниям почвы с амплитудой скорости, равной 1 мкм/с на всех частотах. Измеренные амплитуды на записи волны пересчитывались в единицы скорости колебаний почвы путем деления на амплитуду МГПА на данном канале.

Для сравнения интенсивности поверхностных волн от землетрясений с разными глубинами очагов мы должны опираться на величину, которую можно считать не зависящей от глубины. Для близких очагов в качестве такой величины выбран энергетический класс K , определяемый по объемным S - и P -волнам. Для удаленных очагов взята магнитуда $MPVA$.

Чтобы использовать данные и сильных и слабых землетрясений, в амплитуды вводились поправки за энергию очага. Местные землетрясения приводились к энергетическому классу $K=8$, удаленные - к магнитуде $MPVA=5$. Нормировка проводилась по методике, предложенной А. Нурмаганбетовым [9]. Спектральные амплитуды A_1 местных землетрясений энергетического класса K_1 были приведены к нормированной амплитуде A_0 класса $K_0=8$ по формуле

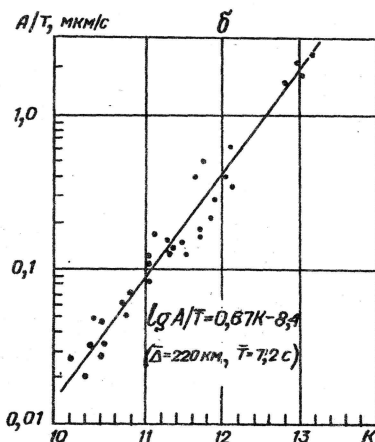
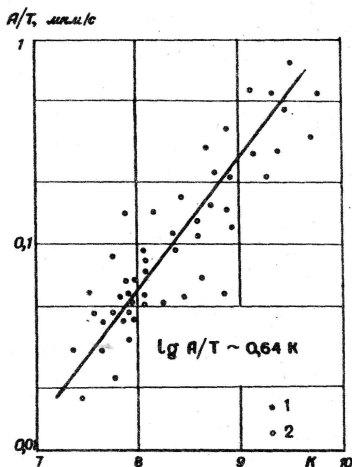
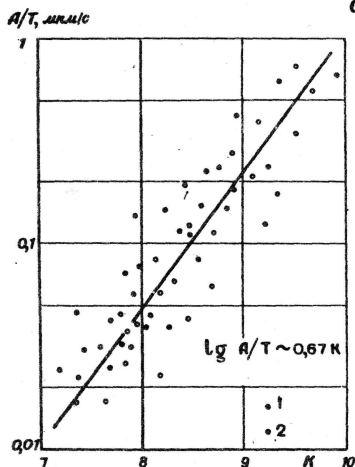
$$\lg A_0 = \lg A_1 + \beta_K(8 - K_1). \quad (2)$$

Во второй выборке данных спектральные амплитуды землетрясений с магнитудой $MPVA_1$ приводились к магнитуде $MPVA$ по аналогичной формуле:

$$\lg A_0 = \lg A_1 + \beta_M(5 - MPVA_1). \quad (3)$$

Величина β зависит от частоты и определяется из наблюдений. Мы использовали численные значения $\beta_K(f)$ и $\beta_M(f)$ из [9]. Как оказалось, наши данные не противоречат значениям β , полученным А. Нурмаганбетовым (рис. 1).

Кроме того, амплитуды приводились к стандартному расстоянию. Для местных землетрясений это было 40 км, для удаленных - 800 км.



Р и с. 1. Зависимость $(A/T)_R - K$ амплитуд поверхностных волн на записях различных каналов станции ЧИСС от энергетического класса K
 а - по записи местных землетрясений на станциях Чусал (1) и Чиль-Дора (2) для канала 0,25 - 0,4 Гц и для канала 0,5 - 0,8 Гц, амплитуды нормированы к расстоянию 40 км;
 б - по записям землетрясений Папского роя 1984 г. на канале 5-10 с станции Гарм, среднее расстояние 220 км

Приведение амплитуд местных землетрясений к расстоянию $R=40$ км проводилось по экспериментально установленным закономерностям затухания. Для этого для каждой станции в отдельности были построены графики затухания (рис. 2) нормированных амплитуд A_0 по каждому каналу. Несмотря на большой разброс, среднее значение показателя n функции расхождения Δ^{-n} , осредняющей экспериментальные данные каждого частотного канала, у всех трех станций примерно совпадает.

Полоса частот (f)	0,25-0,40	0,5-0,8	1,0-1,6
Показатель затухания (n)	1,5	1,6	1,75

Т а б л и ц а 3. Средние значения логарифма нормированных амплитуд поверхностных волн

h, км	f, Гц		
	0,25-0,4	0,5-0,8	1,0-1,6
0-10	-1,20	-1,09	-0,88
10-20	-1,55	-1,40	-1,15
20-30	-1,35	-1,44	-1,08

Видно, что заметное изменение происходит только при переходе от глубин 0-10 до 10-20 км на 0,3 лог. ед., т. е. вдвое. При переходе к следующему интервалу (20-30 км) амплитуды даже несколько возрастают. Что касается частотного аспекта, то заметен эффект, обратный ожидаемому: размах изменения амплитуд с глубиной при переходе к более высоким частотам немного возрастает (на 0,1 лог. ед.).

Зависимости, полученные в промежуточной зоне расстояний

Групповые скорости на больших расстояниях имеют обычные значения:

3,0 км/с для периода 10-12 с;

2,9 км/с для периода 6-8 с;

2,7-2,8 км/с для периода 3-4 с.

С заглублением источника разброс скоростей возрастает, но сами скорости проявляют очень слабую тенденцию к увеличению с глубиной.

Амплитуда поверхностных волн на этих расстояниях существенно уменьшается при заглублении источника до 50 км (рис. 4), более слабо - в интервале от 50 до 100 км. Дальнейший рост глубины практически не меняет амплитуд. Несмотря на то, что наблюдения проводились в диапазоне изменения периодов в 5 раз, существенной разницы в поведении амплитуд с глубиной на разных периодах не отмечено.

Т а б л и ц а 4. Средние значения логарифмов нормированных амплитуд для четырех интервалов глубины очага

h, км	T, с		
	2-5	4-10	10-20
0-20	-0,95	-0,75	-0,75
40-50	-1,30	-1,20	-1,15
90-120	-1,45	-1,55	-1,75
130-250	-1,50	-1,50	-1,70

Данные станций ТЛГ и НСБ, приведенные на рис. 4 отдельно, мы объединили и разбили весь диапазон глубин на четыре характерных интервала (табл. 4). Из таблицы видно, что при заглублении от 0-20 до 40-50 км амплитуды разных периодов уменьшаются примерно одинаково, на 0,40 лог. ед. (в 2,5 раза). При углублении от 50 до 100 км уменьше-

Т а б л и ц а 3. Средние значения логарифма нормированных амплитуд поверхностных волн

h, км	f, Гц		
	0,25-0,4	0,5-0,8	1,0-1,6
0-10	-1,20	-1,09	-0,88
10-20	-1,55	-1,40	-1,15
20-30	-1,35	-1,44	-1,08

Видно, что заметное изменение происходит только при переходе от глубин 0-10 до 10-20 км на 0,3 лог. ед., т. е. вдвое. При переходе к следующему интервалу (20-30 км) амплитуды даже несколько возрастают. Что касается частотного аспекта, то заметен эффект, обратный ожидаемому: размах изменения амплитуд с глубиной при переходе к более высоким частотам немного возрастает (на 0,1 лог. ед.).

Зависимости, полученные в промежуточной зоне расстояний

Групповые скорости на больших расстояниях имеют обычные значения:

3,0 км/с для периода 10-12 с;

2,9 км/с для периода 6-8 с;

2,7-2,8 км/с для периода 3-4 с.

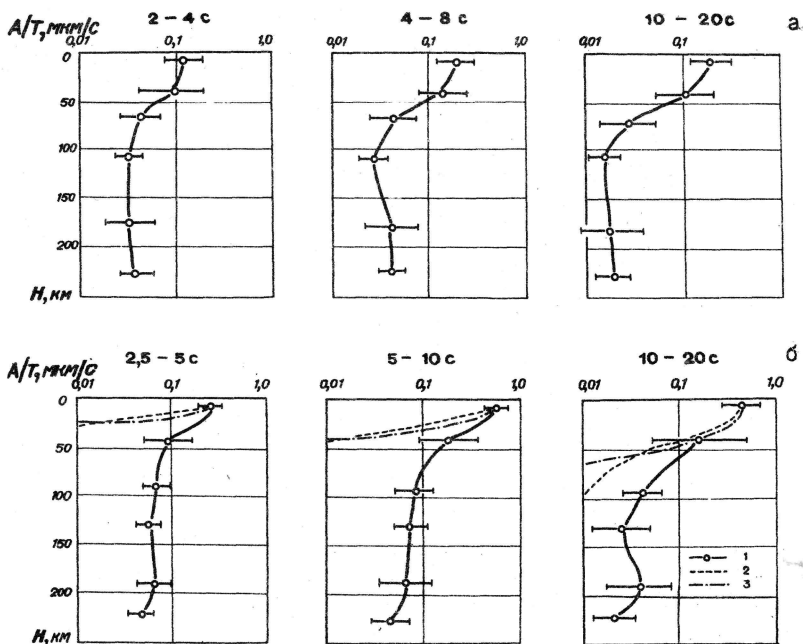
С заглублением источника разброс скоростей возрастает, но сами скорости проявляют очень слабую тенденцию к увеличению с глубиной.

Амплитуда поверхностных волн на этих расстояниях существенно уменьшается при заглублении источника до 50 км (рис. 4), более слабо - в интервале от 50 до 100 км. Дальнейший рост глубины практически не меняет амплитуд. Несмотря на то, что наблюдения проводились в диапазоне изменения периодов в 5 раз, существенной разницы в поведении амплитуд с глубиной на разных периодах не отмечено.

Т а б л и ц а 4. Средние значения логарифмов нормированных амплитуд для четырех интервалов глубины очага

h, км	T, с		
	2-5	4-10	10-20
0-20	-0,95	-0,75	-0,75
40-50	-1,30	-1,20	-1,15
90-120	-1,45	-1,55	-1,75
130-250	-1,50	-1,50	-1,70

Данные станций ТЛГ и НСБ, приведенные на рис. 4 отдельно, мы объединили и разбили весь диапазон глубин на четыре характерных интервала (табл. 4). Из таблицы видно, что при заглублении от 0-20 до 40-50 км амплитуды разных периодов уменьшаются примерно одинаково, на 0,40 лог. ед. (в 2,5 раза). При углублении от 50 до 100 км уменьше-



Р и с. 4. Зависимость $(A/T)_R - H$ амплитуд поверхностных волн (приведенных к магнитуде $m=5,0$) от глубины очага. Получена по коровым землетрясениям Таджикистана и более глубоким землетрясениям Памиро-Гиндукушской зоны по станциям Новосибирск (а) и Талгар (б) отдельно для трех интервалов периодов

1 - средние значения амплитуд землетрясений фиксированного интервала глубин с указанием 90%-ного доверительного интервала; 2 - теоретическая зависимость по А. Л. Левшину [6]; 3 - то же, по Дж. Звердену

ние амплитуд существенно зависит от периода: 0,15 лог. ед. на коротких периодах и 0,60-на длинных. Глубже 100 км заметного уменьшения амплитуд не происходит.

Обсуждение результатов

Кинематические характеристики поверхностных волн. На малых расстояниях наблюдаются две тенденции: групповая скорость возрастает с частотой и уменьшается с глубиной. Обе противоречат тому, что ожидается из простой модели. Причина, возможно, связана с тем, что поверхностные волны здесь наблюдаются на расстояниях, не намного превышающих как глубины очага, так и длины волн, т. е. внутри зоны формирования поверхностных волн. Возможно, этим же объясняются и малые значения самих скоростей.

На больших расстояниях скорости имеют нормальные значения, но очень слабо возрастают с глубиной. Мы полагаем, что несформировавшаяся волновая группа, которую мы рассматриваем как поверхностную волну, образуется не на дневной поверхности, а на промежуточных границах раздела.

Динамические характеристики поверхностных волн. Отметим, что показатель n затухания амплитуд поверхностных волн с расстоянием оказался на малых расстояниях практически таким же (в среднем 1,70), как и стандартное затухание на телерасстояниях (1,66).

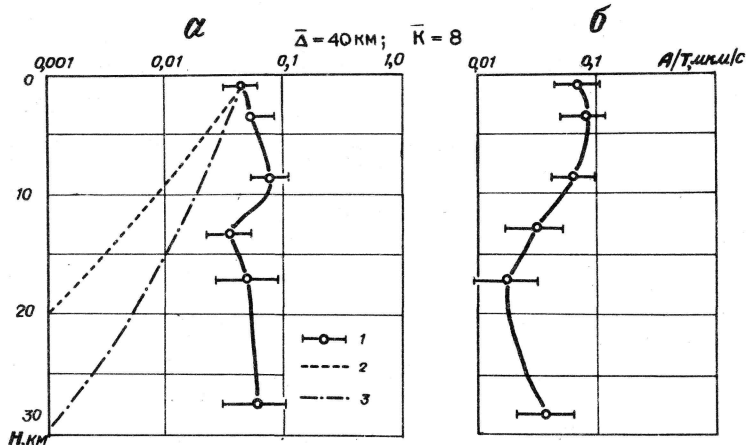
Динамические особенности поверхностных волн применительно к малым расстояниям и слабым землетрясениям в литературе не рассматривались. Наши данные показывают, что в общем зависимость амплитуд от глубин очага оказалась гораздо слабее, чем этого можно было ожидать исходя из теоретических представлений (рис. 4 и 5). Так, различие между теоретической и наблюдаемой кривыми $A_R(h)$ при $T=3$ с и $h=10$ км составляет 0,5 лог. ед., при $h=20$ км - 1,0 лог. ед. Даже для периодов 10 с разница между теоретическим и наблюдаемым уменьшением амплитуд на глубине 30 км составляет 0,2 лог. ед., при $h=40$ км - 0,4 и при $h=50$ км - 0,6 лог. ед. Таким образом, различия между теоретическими и наблюдаемыми зависимостями возрастают с глубиной и при переходе от длинных периодов к коротким.

Обращаясь к графикам зависимости $A_R(h)$ (рис. 3), отметим, что интенсивность поверхностных волн наиболее резко убывает с ростом глубины от 5-10 до 10-15 км. При дальнейшем увеличении глубины проявляется обратная тенденция: амплитуды несколько возрастают. Мы полагаем, что эффект возрастания амплитуд связан с наличием слоя пониженных скоростей в коре. В Гармском районе он был выделен Л. С. Чепкунас [10] на глубинах от 10-15 до 20-25 км. По-видимому, завышенные амплитуды поверхностных волн имеют землетрясения с очагами внутри слоя пониженных скоростей.

Интересно сравнить интенсивность поверхностных волн у землетрясений, возникающих в северной и южной частях Гармского района. На юге района развиты мощные осадочные толщи, практически отсутствующие на севере. Ожидалось, что в этих условиях на юге будут формироваться более интенсивные поверхностные волны. Наблюдения, однако, не выявили сколько-нибудь устойчивых различий.

При рассмотрении данных по разным станциям видно, что некоторое влияние на интенсивность короткопериодных поверхностных волн оказывает осадочная толща вблизи пункта наблюдения. Так, на станции ЧДР, расположенной в середине южного участка, интенсивность поверхностных волн в среднем в 1,5-2,0 раза выше, чем на станциях северной части района.

Еще более наглядно проявляется несоответствие при сопоставлении



Р и с. 5. Зависимость амплитуд поверхностных волн (A/T_R) от глубины очага H , полученная по записям местных землетрясений Гармского района каналом 0,25-0,4 Гц станций Чусал (а) и Гарм (б). Условные обозначения те же, что на рис. 4

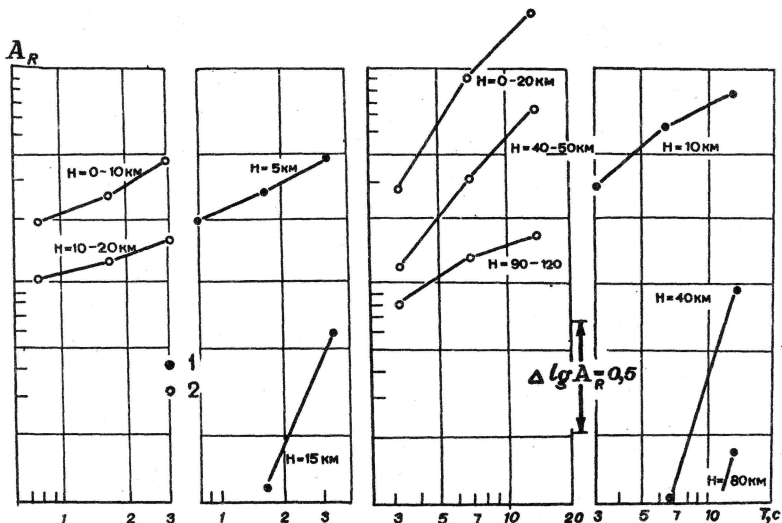
теоретических и наблюдаемых спектров. Уровень и форма теоретических спектров чрезвычайно сильно меняются с глубиной. Наблюдения же показывают (рис. 6) изменение формы спектра, обратное тому, что следует из модели.

Таким образом, различия между расчетными кривыми зависимостей амплитуд основного тона волн Релея и наблюдаемыми данными велики и намного выходят за пределы естественного разброса данных.

Это можно объяснить тем, что волна Релея имеет интерференционную природу и формируется во всей толще слоисто-неоднородного пространства [11]. Для таких сред волны Релея, наблюдаемые на дневной поверхности, начинают экспоненциально затухать только с тех глубин очага, под которыми уже нет хороших отражателей.

Из теории следует [12], что интенсивность отражений от подстилающих границ затухает с уменьшением периода и что на достаточно малых периодах (4-6 с) отражения практически не влияют на амплитуду первой гармоники. Видимо, в реальности это не выполняется.

Кроме того, некоторую роль может играть упрощенный ("магнитудный") подход к выделению волн Релея, применявшийся в нашей работе. Измеряется максимальная амплитуда на участке записи, соответствующем существованию поверхностных волн, т.е. в интервале групповых скоростей 2,8-3,0 км/с. Полная уверенность в том, что измеряемые амплитуды относятся именно к первой моде волн Релея, могла быть только у коровых землетрясений и у тех записей, где цуг имел четко выраженную компактную форму. На сравнительно коротких периодах и при



Р и с. 6. Сопоставление теоретических (1) и экспериментальных (2) спектров поверхностных волн. Слева - для местных землетрясений Гармского района по наблюдениям на станции Гарм ($\Delta=40$ км); справа - для землетрясений Таджикистана и Памиро-Гиндукуша по наблюдениям станций Талгар ($\Delta=1000$ км) и Новосибирск ($\Delta=2000$ км)

больших глубинах очага (более 50 км) это могли быть более высокие гармоники или волны, возникшие на промежуточных границах раздела. Мы не имели возможности надежно разделить волны этих типов.

Значительная роль отраженных или даже рассеянных волн представляется тем более весомой, если иметь в виду, что в горном районе рельеф и дневной поверхности, и внутренних границ имеет масштаб того же порядка, что и длины волн (1-5 км).

С точки зрения идеи определения глубины очага по относительной интенсивности поверхностных волн наши результаты скорее отрицательны. Это следует из слабого влияния глубины очага, которое наблюдается независимо от интерпретации. Действительно, амплитуды поверхностных волн землетрясений с повышенными глубинами очага (10-30 км) лишь вдвое меньше, чем у поверхностных (0-10 км). Это различие по масштабу примерно равно разбросу амплитуд одного и того же землетрясения на разных станциях. Кроме того, убывание амплитуд не монотонно: уменьшение их при заглублении до 10-15 км сменяется возрастанием. Наконец, наблюдаемый характер отклонений от простых теоретических закономерностей, по-видимому, связан с особенностями строения коры в горном районе с его специфическим рельефом. В районах с совершенно другим типом коры, например на платформах или в зонах предгорных прогибов с преобладанием горизонтальной слоистости, отклонения $A_R(h)$ от простой модели окажутся совсем иными.

Закономерности, полученные из наблюдений, оказываются в противоречии с результатами теоретических расчетов. Причина заключается, видимо, в том, что в реальной ситуации значительную роль играют многочисленные отражающие границы в коре и сложный рельеф как этих границ, так и дневной поверхности. Возникающие на них отраженные и рассеянные волны не учитываются упрощенной моделью формирования поверхностных волн. Мы полагаем также, что в наблюдаемой волновой картине участвует не только первая гармоника, но и более высокие тона.

Относительная интенсивность короткопериодных поверхностных волн не может быть надежным индикатором глубины очага в пределах земной коры.

Л и т е р а т у р а

1. Саваренский Е. Ф., Кирнос Л. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии. М.: Гостехтеоретиздат, 1955. 543 с.
2. Антонова Л. В., Рузайкин А. И., Халтурин В. И. и др. Экспериментальные сейсмические исследования недр Земли. М.: Наука, 1978. 158 с.
3. Рузайкин А. И., Халтурин В. И. Годограф максимальной фазы волны Релея на расстояниях до 3500 км // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Наука, 1974. Т. 1. С. 39-44.
4. Саваренский Е. Ф., Вальднер Н. Г. Волны Rg и Lg от землетрясений Черноморского бассейна и некоторые соображения об их природе // Сейсмические исследования. М.: Изд-во АН СССР, 1960. С. 55-77.
5. Сихарулидзе Д. И. Природа волн Lg и Rg и изучение строения земной коры // Тр. Ин-та геофизики АН СССР. 1960. Т. 21. С. 67-88.
6. Левшин А. Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны. М.: Наука, 1973. 176 с.
7. Evernden J. F. Study of seismological evasion // Bull. Seismol. Soc. Amer. 1976. Vol. 66, N 1. P. 245-280.
8. В. И. Халтурин. Частотно-избирательные станции в системе наблюдений КСЗ // Гармский геофизический полигон. М.: ИФЗ АН СССР, 1990. С. 58-75.
9. Нурмаганбетов А. Затухание сейсмических волн и энергетическая классификация землетрясений по наблюдениям с аппаратурой ЧИСС // Магнитуда и энергетическая классификация землетрясений. М.: Наука, 1964. Т. 1. С. 164-174.
10. Чепкунас Л. С. Выделение слоя пониженных скоростей в земной коре Гармского района по наблюдениям объемных волн от близких землетрясений // Экспериментальная сейсмология. М.: Наука, 1971. С. 203-210.
11. Кейлис-Борок В. И. Интерференционные поверхностные волны. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 195 с.
12. Кейлис-Борок В. И., Яновская Т. Б. Зависимость спектра поверхностных волн от глубины источника // Изв. АН СССР. Сер. геофиз. 1962. Т. 11. С. 1532-1539.