

Н. Н. ПУЗЫРЕВ

Методы сейсмических исследований



НОВОСИБИРСК
«НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1992

Методы сейсмических исследований / Пузырев Н. Н.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992.— 236 с.
ISBN 5—02—030025—X.

Книга представляет собой первую в отечественной и мировой литературе монографию, в которой рассматриваются с единых позиций современные сейсмические методы, направленные на изучение как глубинного строения земных недр, включая поиски полезных ископаемых, так и спонтанных сейсмических процессов, прежде всего землетрясений. Работа состоит из трех частей: 1) общие вопросы теории и методики сейсмических исследований; 2) очаговая сейсмология; 3) методы структурной сейсмологии. Последняя часть охватывает все существующие направления изучения глубинного строения недр, включая задачи планетарного масштаба.

Монография преследует цель ослабить имеющуюся разобщенность между специалистами, работающими в различных областях сейсмологии, и одновременно помочь широкому кругу геологов и геофизиков лучше понимать возможности и ограничения тех или иных методов сейсмических исследований.

Книга предназначена для специалистов по наукам о Земле и может быть использована в качестве учебного пособия для студентов и аспирантов геолого-геофизического профиля.

Р е ц е н з е н т ы

член-корреспондент РАН *С. В. Крылов*
академик *В. С. Сурков*

Утверждено к печати
Объединенным институтом геологии,
геофизики и минералогии СО РАН

В последнее не менее чем полстолетие сейсмические методы занимают ведущее положение как в глобальной, так и в прикладной геофизике. Данные сейсмологии, как структурной, так и очаговой, широко используются в различных разделах наук о Земле, в том числе при интерпретации наблюдений, получаемых другими геофизическими методами. В связи с этим представлялось целесообразным дать изложение основ сейсмических методов на современном уровне. Такой синтез сам по себе представляет определенный научный и практический интерес, давая возможность полнее видеть современное состояние сейсмологии и принципиальные возможности взаимодействия различных ее разделов.

В предлагаемой монографии главное внимание обращается на физическое обоснование методов, а вопросы комплексного их использования при изучении тех или иных геологических объектов затрагиваются только попутно, имея чаще всего иллюстративный характер. По этой причине в работу не вошли такие, например, разделы, как геодинамика сейсмических процессов, глубинное сейсмическое зондирование (ГСЗ) и сейсмическая стратиграфия, поскольку они непосредственно связаны с объектами. Предполагается, что объектная часть сейсмологии требует специального рассмотрения в отдельной монографии.

Книга содержит одиннадцать глав и подразделяется на три части: 1) Общие вопросы теории и методики сейсмических исследований; 2) Очаговая сейсмология; 3) Методы структурной сейсмологии. Первая из них носит подготовительный характер. В ней кратко рассматриваются общие вопросы теории колебаний и упругих волн, особенности распределения физических параметров в земле, в также даются общие сведения о моделях, обсуждаются основные вопросы методики возбуждения и приема колебаний. В этой же части, в отдельной главе, приведены сведения о динамических характеристиках волн, используемых при сейсмических исследованиях. Обосновывается разделение объемных волн на типы и классы. Тип волны определяется характером колебаний частиц среды по отношению к направлению луча. Сюда входят продольные, поперечные и обменные (смешанные) волны с любой лучевой структурой. Разделение по классам базируется на особенностях конфигурации пути распространения волны от источника к приемнику независимо от характера поляризации. Основное значение имеют отраженные и преломленные (головные и рефрагированные) волны, проникающие в толщу среды и несущие информацию о глубинном строении недр.

Во второй части, состоящей из двух глав, основное внимание, естественно, уделяется изучению землетрясений, но рассматриваются и другие виды спонтанных источников, вызываемых производственной деятельностью человека. Определенное внимание уделено проблеме внеземной очаговой сейсмологии. При изучении сейсмических процессов (глава 6) излагаются современные представления о распределении очагов землетрясений в пространстве и во времени, обсуждается проблема форшоков и афтершоков. Здесь же дается оценка достоверности предсказаний землетрясений на основе признаков, вытекающих из исследования сейсмических процессов.

Третья часть посвящена методам структурной сейсмологии. Термин «структурная сейсмология», заимствованный нами из работ Ю. В. Ризничен-

ко [95], трактуется расширенно, понимая под этим не только изучение формы геологических тел, но также определение физических констант в среде. Большой объем данной части обусловлен исключительной значимостью изучения глубинного строения планеты, с использованием как естественных (землетрясения), так и искусственных источников, различающихся по мощности и поляризационным характеристикам. Вначале (глава 7) излагаются методы планетарной сейсмологии на основе представлений о сферически-слоистой модели среды, включая непрерывное изменение скоростей с глубиной. При объяснении явлений дифракции на границе мантия — ядро привлечены дополнительно результаты лабораторного ультразвукового моделирования, подтвердившие данные натурного эксперимента. Большое внимание уделено обобщению всех имеющихся сведений по структуре внутреннего ядра Земли. Естественно, что при изучении глубинных оболочек Земли трудно было разделить методы исследований и объекты, поскольку последние являются единственными в своем роде.

Подходы к изучению верхних оболочек Земли, когда не требуется учитывать ее сферичность, излагаются с позиций прямой связи методов с классами целевых волн. С этих позиций последовательно рассматриваются исторически сложившиеся методы отраженных и преломленных волн, а также сейсмическое просвечивание на прямых и проходящих волнах. Метод поверхностных волн было решено не выделять в специальную главу и ограничиться использованием волн Рэлея и Лява при выявлении горизонтальных неоднородностей среды на различных уровнях. В соответствии с этим необходимый материал включен в главу о сейсмическом просвечивании (глава 10).

Поскольку метод отраженных волн не только занимает лидирующее положение при изучении осадочных комплексов, но и завоевывает все большие позиции при исследованиях земной коры и верхней мантии в целом, пришлось пойти на некоторый паллиатив — несколько расширить главу 9 (МОВ), но не за счет полноты изложения в примыкающих главах (МПВ, сейсмическое просвечивание). При этом было учтено, что по методу отраженных волн уже имеются общедоступные публикации, например книга А. И. Богданова [16].

Заключительная глава книги посвящена акустическим исследованиям. В противоположность главам 8—10 в ней не соблюдается принцип градации методов по классам волн. Здесь определяющим принципом является использование высоких частот, преимущественно килогерцового диапазона. Было сочтено также целесообразным изложить методы лабораторной геоакустики, включая моделирование задач структурной и очаговой сейсмологии.

В противоположность другим публикациям по структурной сейсмологии, в которых принимаются во внимание только продольные волны, в данной работе повсюду параллельно рассматриваются методы, основанные на регистрации всех типов волн — продольных, поперечных, обменных. Такая позиция базируется на концепции о том, что в ближайшем будущем методы структурной сейсмологии будут развиваться в русле многоволнового подхода. Но при этом учитывается, что модификации, базирующиеся на продольных волнах, в настоящее время развиты наиболее полно.

При написании книги я старался не давать привилегий тем направлениям сейсмологии, в которых сосредоточены мои личные научные интересы. Вместе с тем вряд ли удалось практически обеспечить полную беспристрастность и одинаковую полноту в изложении отдельных ветвей такой большой науки, какой является сейсмология.

Наряду с научным обобщением монография преследует цель ослабить имеющуюся разобщенность между специалистами, работающими в различных областях сейсмологии, и одновременно помочь широкому кругу геологов и геофизиков лучше понимать возможности и ограничения тех или иных методов сейсмических исследований.

Прилагаемый список литературы не претендует на полноту. Материал журнальных публикаций использовался сравнительно редко.

Автор выражает искреннюю благодарность члену-корреспонденту АН СССР С. В. Крылову за дискуссии и ценные замечания, научным сотрудникам Г. Н. Лебедевой и Н. А. Никоновой за помощь при редактировании книги, сотрудникам лаборатории сейсмологии ИГиГ СО АН СССР Н. Д. Жалковскому, А. Г. Филиной за консультацию, а также сотрудникам лаборатории сейсмического моделирования того же института Л. Г. Ложкиной, Л. П. Ковалевской, К. А. Шолкиной, Л. М. Егоровой, О. М. Бессоновой, взявшими на себя труд по технической подготовке книги к печати.

ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И МЕТОДИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Глава I

ОСНОВНЫЕ СВЕДЕНИЯ О КОЛЕБАНИЯХ И УПРУГИХ ВОЛНАХ

1.1. КОЛЕБАНИЯ И СПЕКТРЫ; КОЛЕБАТЕЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

Простейшим является синусоидальное (гармоническое) колебание. В случае изменения величины a во времени t оно имеет вид

$$a = a_0 \sin 2\pi f (t + \tau) = a_0 \sin \left(\frac{2\pi}{T} t + \varphi_0 \right), \quad (1.1)$$

где a_0 — максимальная амплитуда колебания; T — период колебаний; $f = \frac{1}{T}$ — частота; φ_0 — фазовый угол. Сдвиг во времени τ связан с φ_0 простой зависимостью: $\tau = \frac{\varphi_0 T}{2\pi}$.

Сумма любого числа (n) синусоидальных колебаний заданной частоты с произвольными значениями амплитуд и начальных фаз будет представлять собой синусоидальное колебание той же частоты. Если фазы составляющих распределены по случайному закону, а амплитуды всех синусоид одинаковы (a_0), то результирующее колебание в среднем имеет амплитуду

$$a_{\Sigma} = a_0 \sqrt{n}. \quad (1.2)$$

В математике доказывается, что любое сложное колебание можно представить в виде суммы синусоидальных колебаний с различными частотами. Для целей сейсмоки наибольшее значение имеет представление колебательных процессов в виде последовательности гармонических составляющих с непрерывно изменяющимися частотами. В этом случае функции времени $F(t)$ ставится в соответствие функция частоты $S(\omega)$, где $\omega = 2\pi f$ — круговая частота. Функция $S(\omega)$ называется частотным спектром. Связь между функциями $F(t)$ и $S(\omega)$ выражается через интегралы Фурье

$$S(\omega) = \int_{-\infty}^{+\infty} F(t) e^{-j\omega t} dt; \quad F(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} S(\omega) e^{j\omega t} d\omega, \quad (1.3)$$

где

$$e^{j\omega t} = \cos \omega t + j \sin \omega t; \quad j = \sqrt{-1}.$$

Первая из формул (1.3) называется прямым, а вторая — обратным преобразованием Фурье. Бесконечные пределы интегрирования часто заменяются конечными, если функции ограничены по времени и по частоте. В подынтегральных выражениях (1.3) присутствует мнимая экспонента. В связи с этим для любого временного процесса его спектр $S(\omega)$ будет представлять собой комплексную функцию вида $S(\omega) = A + jB$.

Наличие мнимой части в последнем выражении свидетельствует о том, что гармонические составляющие в спектре складываются не синхронно, а с определенными фазовыми сдвигами. Поэтому различают амплитудный спектр $|S(\omega)| = \sqrt{A^2 + B^2}$ и фазовый спектр $\varphi(\omega) = \arctg \frac{B}{A}$.

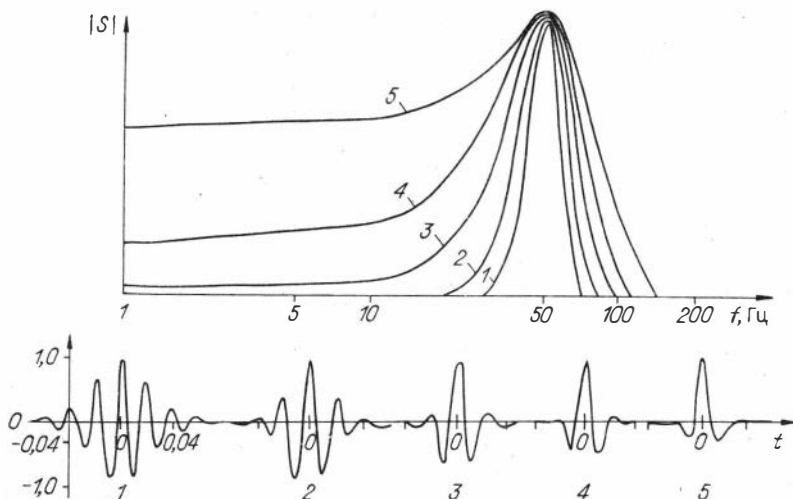


Рис. 1.1. Пример зависимости формы амплитудного спектра от длительности импульса, представляемого формулой $a = a_0 e^{-\beta t^2/2} \cos \omega t$, где $a_0 = 1$, $\omega = 2\pi \times 50$ Гц, β принимает следующие значения (1/с): 1 — 1000, 2 — 2000, 3 — 5000, 4 — 10 000, 5 — 20 000.

В часто встречающемся случае, когда спектр ограничен со стороны высоких частот, $S(f)$ можно рассчитать с высокой степенью точности, если импульс $F(t)$ представить в виде дискретных отсчетов с интервалом $\delta t = \frac{1}{2f_{\text{гп}}}$, где $f_{\text{гп}}$ — максимальная граничная частота. Это положение, называемое теоремой Котельникова, широко используется в современной сейсмо-регистрирующей аппаратуре и вычислительной технике.

Важно подчеркнуть, что чем короче импульс $F(t)$, тем шире его спектр $|S(\omega)|$, т. е. тем больший диапазон частот в нем присутствует. Поэтому в бесконечно коротком импульсе присутствуют все частоты от 0 до ∞ . В свою очередь, бесконечно короткому спектру, представленному одной линией, соответствует процесс в виде неограниченной синусоиды заданной частоты. Существует закономерность, что произведение длительности сигнала (Δt) на ширину его амплитудного спектра (Δf) изменяется в относительно узких пределах и в среднем близко к единице, т. е. $\Delta t \cdot \Delta f \cong 1$. На рис. 1.1 представлены амплитудные спектры для импульсов различной протяженности.

Параллельное рассмотрение того или иного нестационарного процесса во временном и частотном аспектах, если есть однозначное соответствие между ними, очень важно как при анализе колебаний, так и при обосновании параметров сейсмической аппаратуры.

При рассмотрении относительно коротких импульсов типа тех, которые наблюдаются на сейсмограммах, часто оперируют понятием видимого периода колебаний и соответственно видимой частоты. Последняя определяется положением главного максимума амплитудного спектра.

Часто наряду с амплитудами колебательного процесса $F(t)$ рассматривают его энергию в интервале от t_1 до t_2 , определяемую интегралом

$$E = \frac{1}{t_2 - t_1} \int_{t_1}^{t_2} F^2(t) dt, \quad (1.4)$$

либо конечной суммой по дискретным отсчетам кодированного сигнала. Величина $\sqrt{E}$ представляет собой среднюю амплитуду сигнала либо произвольного отрезка сейсмограммы в заданном интервале времени.

Важно отметить, что формула (1.2), выведенная для синусоидального колебания заданной частоты и произвольных значений фаз, остается справедливой для колебательного процесса произвольного вида, если для каждой составляющей частотного спектра выполняется условие статистически равномерного распределения по фазам.

Большое значение в сейсмологии имеют колебательные системы. В качестве примера можно указать на модель механического вертикального сейсмографа, представляющую собой груз с массой m (инертная масса), подвешенный на спиральной пружине с жесткостью K . Второй конец пружины закреплен на неподвижной подставке.

Пусть к массе m присоединено демпфирующее устройство, создающее трение, величина которого, как установлено в эксперименте, линейно зависит от скорости перемещения груза относительно подставки (коэффициент пропорциональности h). Если вывести такую систему из положения равновесия, то масса m придет в колебательное движение с амплитудой z , описываемое линейным дифференциальным уравнением второго порядка [26]:

$$\frac{d^2 z}{dt^2} + 2\delta \frac{dz}{dt} + \omega_0^2 z = 0, \quad (1.5)$$

где $2\delta = \frac{h}{m}$; $\omega_0^2 = \frac{K}{m}$.

Системы такого рода называются линейными. При отсутствии трения инертная масса, будучи выведенной из положения равновесия, начнет совершать синусоидальные колебания бесконечной длительности с круговой частотой $\omega_0 = \sqrt{K/m}$.

В случае $h \neq 0$ уравнению (1.5) удовлетворяет функция, представляющая собой затухающую синусоиду $z = ae^{-\delta t} \sin(\omega_1 t + \varphi)$, где a и φ — произвольные постоянные, а $\omega_1 = \sqrt{\omega_0^2 - \delta^2}$. Очевидно, $\omega_1 < \omega_0$.

Параметр δ называется коэффициентом затухания. Физически δ есть величина, обратная промежутку времени τ , в течение которого амплитуда убывает в e раз ($e = 2,718$).

В случае, когда основание подвеса колеблется по закону $F(t)$, процесс вынужденных колебаний будет описываться уравнением типа (1.5), если в правой части вместо нуля подставить $F(t)$. Решение такого уравнения, которое здесь не приводится, обычно дается для $F(t)$ в виде синусоидальной функции заданной частоты. Зависимость амплитуды смещения массы m от частоты гармонических колебаний подставки называется частотной характеристикой системы. Одновременно такая характеристика является амплитудным спектром процесса во времени. Вид частотной характеристики существенно зависит от параметра h . Чем меньше h , тем более отчетливо на частотной характеристике будет отмечаться резонансный максимум при $\omega = \omega_0$ (рис. 1.2). По мере увеличения h резонансный максимум уменьшается. При $\delta \geq \omega_0$ колебательный процесс не будет наблюдаться (периодический режим).

В механическом сейсмографе затухание подбирается таким образом, чтобы резонансный максимум почти не проявлялся и при частотах $f > f_0$ характеристика имела бы столообразный вид. При $f < f_0$ всегда будет наблюдаться завал частотной характеристики.

Указанные особенности частотных характеристик и их зависимости от затухания в определенной степени свойственны электромагнитным сейсмографам, представляющим собой, например, индукционную катушку, которая, как инертная масса, колеблется в искусственно создаваемом магнитном поле. В этом случае вместо механических смещений z на входе и выходе системы оперируют с электрическими напряжениями.

Частотные характеристики сейсмографа можно наглядно представить следующим образом. Если подставка перемещается очень медленно ($f \ll f_0$), то инертная масса, пружина и подставка будут представлять собой единую квазистатическую систему, и потому при $f \rightarrow 0$ смещение инертной массы по отношению к подставке не будет наблюдаться. В противоположность этому при очень быстрых колебаниях подставки ($f \gg f_0$) инертная масса не будет успевать за движением подставки и остается как бы неподвижной в пространстве. Поэтому относительное смещение инертной массы будет определяться характером движения подставки.

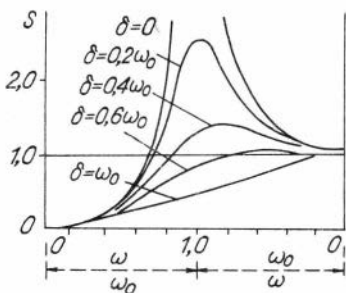


Рис. 1.2. Частотные характеристики механического сейсмографа при различном затухании.

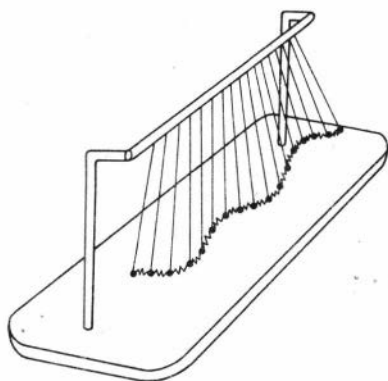


Рис. 1.3. Система горизонтальных маятников, подвешенных на гибких нитях, массы которых соединены пружинами.

Рассмотренная кратко простейшая колебательная система являлась изолированной, так как совершаемые собственные колебания определялись физическими параметрами данного элемента. Положение существенно изменяется, если система состоит из нескольких элементов, например, подвешенных на гибкой нити шаров, соединенных между собой пружинами. В такой системе колебания каждого отдельного маятника зависят от движения близко расположенных от него элементов, и поведение рассматриваемой сложной системы будет существенно иным [34].

Если отклонить от положения равновесия крайний шарик маятника в направлении, перпендикулярном линии расположения связанных шаров, то он будет оттягивать второй шар, который, в свою очередь, оттянет третий шар и т. д. Когда мы отпустим первый отклоненный шар, то он придет в колебание и, благодаря связи с другими шарами, приведет в движение всю систему (рис. 1.3). Однако колебательное движение от одного шара к другому передается не мгновенно, а с некоторым запаздыванием, обусловленным инерцией элементов. Вследствие этого передача колебательного движения от одного маятника к другому происходит с некоторой скоростью, зависящей от упругости пружин и массы шаров. Таким образом, колебательное движение в тесно связанной системе носит характер волнового движения.

Подобным же образом волны будут распространяться вдоль гибкой струны, которую можно представить как связанные системы с бесконечным числом сколь угодно малых элементов. Колебания в этом случае происходят поперек направления распространения волны, а поэтому такие волны называются поперечными.

Возьмем теперь ту же систему подвешенных маятников, связанных пружинами, но крайний правый маятник жестко закрепим. Отклоним крайний левый шар строго вдоль линии расположения шаров маятника, а затем отпустим его. Вдоль цепочки связанных шаров слева направо будет распространяться волна, смещения в которой совпадают с направлением перемещения волнового возмущения. Волны подобного типа называются продольными.

В пределе бесконечного количества шаров можно перейти к распространению продольных волн в тонком стержне. Скорость распространения волн в таком стержне зависит от модуля Юнга и плотности ρ , т. е. $v_{\text{пр}} = \sqrt{E/\rho}$.

Скорости распространения поперечных и продольных волн в одной и той же связанной системе не будут одинаковы.

Если синусоидальная волна с периодом T распространяется со скоростью v , то произведение $\lambda = vT = v/f$ носит название длины волны. Величина λ представляет собой расстояние, которое пробегает волна за время, равное периоду колебаний. В приложении к импульсным волновым процессам рассматривают доминирующую длину волны, соответствующую видимому

периоду колебаний. Нередко параллельно с λ вводится понятие волнового числа, определяемого из соотношения $K = 2\pi/\lambda = \omega/v$.

Параметр v для волны данного типа обычно называют фазовой скоростью. Это скорость, с которой перемещаются в среде поверхности одинаковой фазы, например максимумы либо минимумы колебаний. В случае волнового импульса, содержащего набор различных частот, фазовую скорость можно измерить только при условии строгого сохранения формы импульса. Если последний изменяется за счет того, что отдельные спектральные составляющие распространяются с различными скоростями (дисперсия волн), то дополнительно вводится понятие групповой скорости, определяемой как скорость движения огибающей волнового пакета. Связь между фазовой v_ϕ и групповой $v_{гр}$ скоростями для любых волн определяется зависимостью

$$v_{гр} = v_\phi - \lambda \cdot dv_\phi / d\lambda. \quad (1.6)$$

Подробные сведения о колебаниях и спектрах можно найти в ряде руководств и монографий [34, 100].

1.2. ДЕФОРМАЦИИ И НАПРЯЖЕНИЯ ДЛЯ СПЛОШНОЙ СРЕДЫ. МОДУЛИ УПРУГОСТИ

Теория упругих волн в твердых средах базируется на изучении деформаций и связи их с действующими напряжениями. Простейшей элементарной деформацией называется относительное удлинение либо поворот некоторого элемента среды. При рассмотрении волновых процессов предполагается, что деформации малы (по имеющимся данным, они не превышают 10^{-3}), и поэтому квадратами и произведениями их можно пренебречь. Из такого предположения следует, что при многообразных малых деформациях любой прямолинейный отрезок в пределах элементарного объема как до, так и после деформации остается прямолинейным. Изменяется только его длина и положение в пространстве. При таких ограничениях прямолинейные звенья могут претерпевать только два вида деформаций: сжатие (растяжение) и поворот в той или иной плоскости. Оба типа деформаций могут существовать как раздельно, так и в совокупности. Из условия сохранения прямолинейности отдельных звеньев следует, что любой изначально плоский элемент остается плоским после деформирования. Доказывается также, что любая поверхность второго порядка до деформирования остается также поверхностью второго порядка при приложении нагрузки: например, сферическая поверхность может перейти в эллипсоид и т. д. Предполагается также, что деформации являются упругими и полностью исчезают после снятия вызвавшей их нагрузки.

В классической теории упругости [61, 63, 100] среда рассматривается как сплошная, в том числе в элементарных объемах, и не претерпевает разрывов сплошности при любых напряжениях.

Если u , v , w — составляющие смещений по осям координат x , y , z , тогда величины $\gamma_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x}$, $\gamma_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y}$, $\gamma_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$ характеризуют деформации сжатия (растяжения), а выражение $\Theta = \gamma_{xx} + \gamma_{yy} + \gamma_{zz}$ представляет собой объемную деформацию, т. е. относительное изменение объема ($\Delta v/v$), называемого дилатацией.

Сдвиги, определяемые как скошения прямых углов между координатными осями, характеризуются тремя величинами:

$$\gamma_{xy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \right); \gamma_{xz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial z} \right); \gamma_{yz} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \right).$$

Смещения выражаются через деформации следующим образом:

$$u = (\gamma_{xx}x + \gamma_{xy}y + \gamma_{xz}z)_1 + (\omega_y z - \omega_z y)_2 = u_1 + u_2;$$

$$v = (\gamma_{xy}x + \gamma_{yy}y + \gamma_{yz}z)_1 + (\omega_zx - \omega_xz)_2 = v_1 + v_2; \quad (1.7)$$

$$w = (\gamma_{xz}x + \gamma_{yz}y + \gamma_{zz}z)_1 + (\omega_xy - \omega_yx)_2 = w_1 + w_2,$$

где

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

Выражения с индексами (1) характеризуют смещения, вызванные объемной деформацией, ответственной за наличие в среде продольных волн, с индексами (2) — деформации поворотов элементарных звеньев, порождающих поперечные (сдвиговые) волны. Характер движения частиц в продольных (P) и поперечных (S) волнах схематически показан на рис. 1.4.

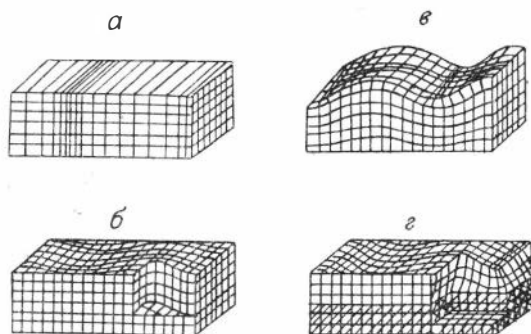
Под действием различных сил, в том числе при подходе фронта волны, в твердой среде возникают напряжения. Если выделить в теле какую-либо малую элементарную площадку δS , то в общем случае вектор напряжения наклонен к δS , на которой он действует [63, 100]. Поэтому рассматривают две компоненты напряжений — нормальную, перпендикулярную к площадке, и касательную, действующую в плоскости площадки. Напряжения, действующие на координатных плоскостях элементарного объема, можно в общем случае описать шестью компонентами: тремя значениями нормальных напряжений $\sigma_x, \sigma_y, \sigma_z$ и тремя составляющими касательных напряжений: $\tau_{xy} = \tau_{yx}, \tau_{xz} = \tau_{zx}, \tau_{yz} = \tau_{zy}$. С помощью этих шести компонент можно определить напряжение на любой наклонной площадке, проходящей через ту же точку.

Построение теории распространения волн в твердой среде основано на установлении зависимости между напряжениями и деформациями. В классической теории упругости эта зависимость базируется на экспериментально установленном законе Гука, согласно которому между напряжениями и деформациями при условии малости последних существует линейная зависимость. Формально линейная связь между шестью компонентами напряжения и шестью компонентами деформации определяется 36 коэффициентами или модулями упругости C_{ij} , где каждый из индексов принимает значения от 1 до 6. Независимыми из них будут 21 модуль, так как выполняется условие: $C_{ij} = C_{ji}$.

Если в теле имеется одна плоскость симметрии, то количество упругих постоянных равняется 13. В случае наличия трех взаимно перпендикулярных плоскостей симметрии тело будет характеризоваться девятью модулями. При наличии одной оси симметрии и постоянства свойств в плоскости, перпендикулярной этой оси, среда характеризуется пятью параметрами (трансверсально-изотропная среда). Среда с 13, 9 и 5 упругими параметрами относятся к категории анизотропных.

В изотропной среде упругие свойства не зависят от направления. Количество упругих модулей уменьшается до двух, для которых вводятся обозначения $C_{12} = \lambda$ и $C_{44} = \mu$, называемые коэффициентами Ламэ. В этом простейшем случае компоненты напряжений выражаются через компоненты дефор-

Рис. 1.4. Характер движения частиц в волнах различных типов, распространяющихся в твердой среде [59]: а — продольных (P), б — поперечных (S), в — Рэлея (R), г — Лява (L).



маций следующим образом:

$$\begin{aligned}\sigma_x &= \lambda \Theta + 2\mu \gamma_{xx}; \tau_{xy} = \mu \gamma_{xy}; \\ \sigma_y &= \lambda \Theta + 2\mu \gamma_{yy}; \tau_{xz} = \mu \gamma_{xz}; \\ \sigma_z &= \lambda \Theta + 2\mu \gamma_{zz}; \tau_{yz} = \mu \gamma_{yz};\end{aligned}\quad (1.8)$$

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

В различных задачах оперируют с пятью различными модулями упругости для изотропной среды, включая λ и μ , из которых только два являются независимыми.

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

2. Коэффициент Пуассона (σ) — значение отношения поперечной и продольной деформаций стержня при его продольном растяжении или сжатии.

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

4. Модуль сдвига (μ) — связь между деформацией скошения прямого угла, например, γ_{xy} и касательным напряжением τ_{xy} (согласно (1.8)).

5. Модуль λ — коэффициент при дилатации в уравнении (1.8) связи между деформациями сжатия — растяжения и нормальными напряжениями. В жидких и газообразных средах, где отсутствуют сдвиговые деформации ($\mu = 0$), модуль λ численно равен модулю объемного сжатия K .

Ниже приводятся основные зависимости между указанными модулями для изотропной среды:

$$\begin{aligned}K &= \frac{1}{3} \cdot \frac{E}{1 - 2\sigma} = \frac{2\mu(1 + \sigma)}{3(1 - 2\sigma)} = \lambda + \frac{2}{3}\mu; \\ \mu &= \frac{1}{2} \cdot \frac{E}{1 + \sigma} = \frac{3K(1 - 2\sigma)}{2(1 + \sigma)} = \frac{3}{2}(K - \lambda) = \frac{\lambda(1 - 2\sigma)}{2\sigma}; \\ \lambda &= \frac{\sigma E}{(1 + \sigma)(1 - 2\sigma)} = \frac{3K\sigma}{1 + \sigma} = K - \frac{2}{3}\mu = \frac{2\sigma\mu}{1 - 2\sigma}.\end{aligned}\quad (1.9)$$

Отсюда нетрудно найти выражение E и σ через любую пару других параметров.

В анизотропной среде упругие свойства зависят от направления действия напряжений и ориентации элемента среды. В сейсмологии чаще всего используется модель трансверсально-изотропной среды. В частности, такая модель соответствует тонкослойной структуре с параллельными границами, когда мощность слоев значительно меньше длины волны.

В этом случае, согласно [100], связь между деформациями напряжений представляется в виде

$$\begin{aligned}\sigma_x &= (A - 2N) \gamma_{yy} + A \gamma_{xx} + F \gamma_{zz}; \tau_{xy} = N \gamma_{xy}; \\ \sigma_y &= (A - 2N) \gamma_{xx} + A \gamma_{yy} + F \gamma_{zz}; \tau_{xz} = L \gamma_{xz}; \\ \sigma_z &= F \gamma_{xx} + F \gamma_{yy} + C \gamma_{zz}; \tau_{yz} = L \gamma_{yz},\end{aligned}\quad (1.10)$$

где A, C, F, L, N — модули упругости трансверсально-изотропной среды. Ось анизотропии в данном случае совпадает с осью z , т. е. наблюдается осевая анизотропия по отношению к вертикали. В плоскостях zx и zy упругие свойства одинаковы. Коэффициенты L и N представляют собой соответственные модули сдвига в вертикальной и горизонтальной плоскостях.

Отметим, что для полного описания анизотропии среды необходимо также знать пространственную ориентировку осей симметрии [63].

При определенных предположениях о характере контактов между твердыми частицами и флюидом модули упругости могут быть рассчитаны для

дискретных сред типа зернистых [120]. Если зерна, а также мелкие кристаллы располагаются в пространстве по законам случайности, в том числе в отношении ориентировки частиц, то такую среду во многих случаях допустимо считать в среднем изотропной с некоторыми эффективными (средними) значениями коэффициентов Ламэ. Если зерна имеют упорядоченную упаковку в определенных направлениях, то среда будет анизотропной.

1.3. ВОЛНЫ В ОДНОРОДНОЙ БЕЗГРАНИЧНОЙ СРЕДЕ

Обозначим через X, Y, Z составляющие внешних массовых сил, действующих на элемент объема δV , а через j_x, j_y, j_z — проекции полного ускорения центра тяжести элемента δV по осям координат, вызванного силами инерции. Последние, согласно принципу Даламбера, пропорциональны ускорениям, т. е. вторым производным компонент смещений по времени.

Вырезанный из среды элемент объема (параллелепипед) должен находиться в равновесии. Условия равновесия для любых полей напряжений в случае изотропной среды записываются в виде [63, 100]

$$\left. \begin{aligned} (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial x} + \mu \nabla^2 u + \rho X &= \rho \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}; \\ (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial y} + \mu \nabla^2 v + \rho Y &= \rho \frac{\partial^2 v}{\partial t^2}; \\ (\lambda + \mu) \frac{\partial \Theta}{\partial z} + \mu \nabla^2 w + \rho Z &= \rho \frac{\partial^2 w}{\partial t^2}, \end{aligned} \right\} \quad (1.11)$$

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

При отсутствии внешних сил, т. е. когда действуют только силы инерции, возникающие в процессе установившихся колебательных движений, в уравнениях (1.11) следует положить $X = Y = Z = 0$. В этом случае путем ряда формальных преобразований можно получить два фундаментальных уравнения:

$$\left. \begin{aligned} \nabla^2 \Theta &= \frac{\rho}{\lambda + 2\mu} \cdot \frac{d^2 \Theta}{dt^2} = \frac{1}{v_p^2} \cdot \frac{\partial^2 \Theta}{\partial t^2}; \\ \nabla^2 \text{rot } \vec{u} &= \frac{\rho}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 (\text{rot } \vec{u})}{\partial t^2} = \frac{1}{v_s^2} \cdot \frac{\partial^2 (\text{rot } \vec{u})}{\partial t^2}, \end{aligned} \right\} \quad (1.12)$$

где составляющие вектора $\text{rot } \vec{u}$ соответствуют приведенным в (1.7) значениям w_x, w_y и w_z .

Первое из приведенных уравнений описывает распространение продольных (компрессионных), второе — поперечных (сдвиговых) волн. Скорости v_p и v_s выражаются через упругие параметры и плотность, т. е.

$$v_p = \sqrt{\frac{(\lambda + 2\mu)}{\rho}}; \quad v_s = \sqrt{\mu/\rho}. \quad (1.13)$$

Отношение их зависит только от коэффициента Пуассона

$$\frac{v_s}{v_p} = \gamma = \sqrt{\frac{1 - 2\sigma}{2(1 - \sigma)}}. \quad (1.14)$$

Отсюда следует, что для сплошной среды, для которой выполняется закон Гука, v_s/v_p не может быть больше $1/\sqrt{2}$ ($\sigma \geq 0$).

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

Решение задачи на распространение волн в однородной анизотропной среде представляет значительные трудности и здесь не приводится. Укажем только, что в трансверсально-изотропной среде скорости распространения волн вдоль оси z (например, в направлении, перпендикулярном тонкой горизонтальной слоистости) и в плоскости, перпендикулярной оси z (параллельной $хоу$), выражаются формулами:

$$\left. \begin{aligned} v_p^\perp &= \sqrt{\frac{C}{\rho}}; & v_p^\parallel &= \sqrt{\frac{A}{\rho}}; \\ v_{SH}^\perp &= v_{SV}^\parallel = \sqrt{\frac{L}{\rho}}; & v_{SH}^\parallel &= \sqrt{\frac{N}{\rho}}; & v_{SV}^\perp &= v_{SV}^\parallel. \end{aligned} \right\} \quad (1.15)$$

При этом имеют место неравенства $v_p^\parallel > v_p^\perp$; $v_{SH}^\parallel > v_{SH}^\perp$.

Зависимость скорости распространения волн в анизотропной среде от направления носит название индикатрисы скоростей. Здесь и далее индексы SH и SV относятся к поперечным волнам, поляризованным соответственно в горизонтальной и вертикальной плоскостях.

Различают волны плоские и сферические. Возникновение первых из них можно иллюстрировать на следующем примере.

Поместим в пространстве вдоль координатной плоскости $уoz$ абсолютно жесткий экран, как бы «вмороженный» в среду. Если теперь быстро сдвинуть экран параллельно самому себе в направлении оси x , то среда перед ним будет сжата, а позади, в сторону отрицательных значений x — растянута. Таким образом, в среде возникают продольные волны, имеющие вдоль любой прямой, параллельной оси x , только компоненту u_x . Фронт такой волны будет параллелен плоскости $уoz$. В результате первое из уравнений (1.12) примет более простой вид

$$\frac{\partial^2 u}{\partial x^2} = \frac{1}{v_p^2} \cdot \frac{\partial^2 u}{\partial t^2}. \quad (1.16)$$

Если экран сдвинуть от исходного положения по оси y , то возбуждается только поперечная волна, имеющая компоненту v_y и распространяющаяся также в направлении, параллельном оси x . Волновое уравнение, описывающее ее распространение, будет подобно (1.16), если в нем заменить u на v , а v_p на v_s .

В общем случае косого сдвига экрана возникнут и будут независимо распространяться две плоские волны — P и S .

Нетрудно убедиться подстановкой, что уравнению (1.16) удовлетворяет функция общего вида

$$u = f_1\left(t - \frac{x}{v_p}\right) + f_2\left(t + \frac{x}{v_p}\right). \quad (1.17)$$

Первое слагаемое соответствует передаче волновых движений со скоростью v_p в положительном направлении, второе — в отрицательном. Аналогичное решение имеет место для поперечных волн.

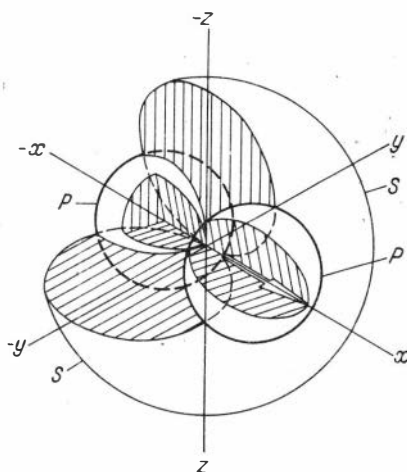
Существенно отметить, что плоская волна в процессе распространения в изотропной идеально упругой среде остается неизменной как по форме сигнала, так и по амплитуде.

Предположим, что величины Θ и $\text{rot } \vec{u}$ в уравнениях (1.12) зависят только от расстояния r от начала координат, за которое можно принять, например, точечный источник с равномерным излучением волны данного типа во всех направлениях. Если обозначить функцию Θ либо $\text{rot } \vec{u}$ в (1.12) через Q , то можно показать, что каждое из уравнений можно представить в виде

$$\frac{\partial^2 (rQ)}{\partial r^2} = \frac{1}{v^2} \cdot \frac{\partial^2 (rQ)}{\partial t^2}, \quad (1.18)$$

где v принимает значения v_p или v_s в зависимости от того, какая из функций Q рассматривается.

Рис. 1.5 . Пространственные характеристики направленности P - и S -волн для источника типа силы, действующей в однородном безграничном упругом пространстве.



Решение этого уравнения представляется в виде

$$Q = \frac{1}{r} f \left(t - \frac{r}{v} \right). \quad (1.19)$$

Величина Q будет одинаковой на сфере заданного радиуса r . В процессе распространения в идеально упругой изотропной среде форма сферической волны остается неизменной, а амплитуда будет уменьшаться обратно пропорционально радиусу. Это явление изменения амплитуды сферической волны с расстоянием называется ее расхождением. Физически оно связано с тем, что при увеличении радиуса r возрастает поверхность сферы, и поэтому плотность энергии, приходящаяся на заданную единицу площади фронта, будет уменьшаться.

Для волн малой амплитуды справедлив принцип суперпозиции — независимость параметров данной волны от наличия других одновременно распространяющихся в среде волн.

Наряду с фронтами волн (для изотропной среды) рассматривают линии, нормальные к фронтам, называемые лучами. В однородной среде лучи для всех типов волн суть прямые линии. Физически лучи рассматриваются как пути движения колебательной энергии. В продольной волне движение частиц материи при передаче колебаний всегда происходит в направлении луча. В поперечных волнах частицы могут двигаться в различных направлениях в плоскости, перпендикулярной лучу. Последняя называется плоскостью поляризации. Как уже отмечалось выше, рассматривают два типа поперечных волн (SH и SV), поляризованных в горизонтальной и вертикальной плоскостях.

Характер волнового процесса в среде определяется типом источника. Описание процесса генерации волн в однородной среде осуществляется на основе уравнений (1.11), в которых необходимо задать величины x , y , z в функции времени и координат пространства. Решение такого рода задач (теория сейсмических источников) является специальной областью динамической теории упругости. Здесь ограничимся окончательным результатом для двух простейших точечных источников [7, 24, 100].

Пусть в точке пространства действует единичная сила, совпадающая с осью z , создавая компрессию в направлении вектора напряжения и разряжения в противоположном направлении. Такой источник генерирует как продольные, так и поперечные волны с характеристиками, имеющими в сечении, проходящем через вектор силы, круговую форму (рис. 1.5). Характеристики направленности P - и S -волн в вертикальной плоскости представляются следующими простыми формулами:

$$u_P = \cos \Theta / 4\pi r \nu_P^2; \quad u_S = \sin \Theta / 4\pi r \nu_S^2, \quad (1.20)$$

где u_P, u_S — векторы смещений в заданном направлении; Θ — угол между осью z и направлением на точку приема, расположенную на расстоянии r от источника.

Из (1.20) следует, что максимальные смещения частиц в P - и S -волнах будут отмечаться соответственно в направлениях осей z и x . Их отношение

$$\frac{u_P \max}{u_S \max} = \frac{\nu_S^2}{\nu_P^2} = \gamma^2, \quad (1.21)$$

т. е. зависит только от коэффициента Пуассона, причем для любой среды $u_{S\max} > u_{P\max}$.

Трехмерные характеристики направленности, изображенные на рис. 1.5, представляют собой поверхности вращения относительно оси, совпадающей с действием силы: сферы (волна P) и тороид (волна S).

В качестве второго точечного источника упомянем источник типа центра давления на поверхности малой сферы, когда единичные силы распределены равномерно во всех направлениях. Такой источник возбуждает только продольные волны, имеющие одинаковую интенсивность во всех направлениях. Величина смещения u_P определяется простой зависимостью

$$u_P = \frac{1}{4\pi\eta\nu_P} = \frac{1}{4\pi r \rho \nu_P^2 \nu_S^2}. \quad (1.22)$$

1.4. ВОЛНЫ В ОДНОРОДНОМ ПОЛУПРОСТРАНСТВЕ

В большинстве случаев сейсмические наблюдения проводятся на поверхности земли либо в непосредственной близости от нее. Остановимся прежде всего на влиянии свободной от напряжений границы земля — воздух на возбуждение сейсмических волн в однородном полупространстве.

С физических позиций особенность излучения источниками, действующими на свободной границе полупространства, состоит в том, что генерируемое волновое поле можно представить как сумму прямого излучения источника, находящегося в безграничном пространстве, и всех одновременно возникающих отраженных от свободной границы волн.

Наиболее типичны в рассматриваемом случае источники типа направленных вертикальной либо горизонтальной сил, реализуемых на практике, например, при помощи вибраторов. Источник типа вертикальной силы всегда генерирует как продольные, так и поперечные (SV) волны. Не приводя здесь соответствующих аналитических выражений для u_P и u_S [24, 100], отметим, что зависимости от значений r , ρ и ν здесь остаются такими же, как в (1.20). Что касается функций угла Θ , то они существенно другие, чем в случае безграничного пространства, причем в характеристики направленности, кроме r , ρ , ν и Θ , входит также величина $\gamma = \nu_S/\nu_P$. На рис. 1.6 изображен общий вид характеристик направленности в вертикальной плоскости при $\gamma = 0,5$. Для волны P максимальное излучение, как и в случае однородного пространства, отмечается в направлении действия силы, т. е. по оси z ($\Theta = 0$). Зависимость от угла Θ близка к эллипсоидальной, причем форма импульса остается неизменной по всему фронту. Что касается S -волн, то для них зависимость от угла Θ существенно более сложная, с наличием двух экстремумов. Форма импульса S -волн для $\Theta > 15-20^\circ$ не остается постоян-

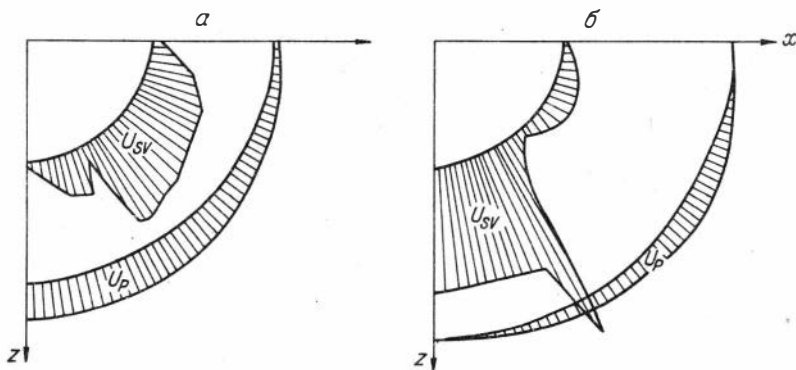


Рис. 1.6. Нормированные полярные характеристики направленности P - и S -волн для точечных источников, действующих на границе полупространства.
а — вертикальная сила; б — горизонтальная сила в направлении оси x , $\gamma = \nu_S/\nu_P = 0,5$.

ной. Существование провала между двумя экстремумами в характеристике направленности поперечной волны связано с приближенным решением динамической задачи без учета наложения конической волны, фронт которой имеет прямолинейную форму. Коническая волна образуется за счет отрыва на некотором расстоянии от источника фронтов P - и S -волн друг от друга. Она касается фронта поперечной волны в области критического угла $\Theta_{кр} = \arcsin(v_s/v_p)$, а другим концом опирается на точку пересечения фронта волны P со свободной границей. В некоторой области $\Theta \geq \Theta_{кр}$ сигналы поперечной и конической волн интерферируют между собой, в результате чего характеристика направленности волны S приобретает более регулярную форму.

Забегая вперед, отметим, что аналогичная ситуация имеет место для источника типа горизонтальной силы для SV -волн.

Волновое поле от источника типа горизонтальной силы существенно зависит от направления последней. Следует различать два предельных случая. Случай, когда сила направлена по оси x , изображен на рис. 1.6,б. Если сила ориентирована вдоль оси y , то в направлении x будет отмечаться только волна SH , поляризованная в горизонтальной плоскости. Амплитуда ее постоянна для всех значений Θ . Если сила имеет произвольную ориентацию в горизонтальной плоскости xy , то необходимо разложить ее на x - и y -составляющие и рассматривать в том или ином направлении отдельно P -, SV - и SH -волн.

Необходимо отметить, что рассматриваемый кратко характер излучения волн вертикальной и горизонтальной силами строго справедлив только при достаточно больших значениях радиуса r .

Часто «точечные» источники располагаются не на самой поверхности земли, а на некоторой глубине h . Если h существенно больше произведения $v\Delta t$, где Δt — продолжительность сейсмического импульса, то прямые и отраженные от свободной границы волны будут разделены во времени, и, следовательно, такой источник допустимо считать действующим как бы в безграничном пространстве. Положение осложняется, если $v\Delta t < h$. Прямые и отраженные волны в этом случае складываются с временными задержками τ , зависящими от угла Θ . В результате чего распределения интенсивности по фронтам будут определяться (кроме ρ , v и r) не только углом Θ , но также функцией $\tau(\Theta)$, влияние которой, в свою очередь, зависит от частоты и формы сейсмического импульса. Отметим, что если часто используемый точечный источник типа центра давления, излучающий в однородном пространстве только волны P , располагается вблизи свободной границы, то он излучает также и поперечные волны.

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

Поверхностные волны Рэлея имеют эллиптическую поляризацию, при этом вертикальная компонента по абсолютной величине всегда больше горизонтальной. Кроме того, горизонтальная компонента значительно быстрее убывает с глубиной и при некоторых значениях $z \approx 0,2\lambda_s$ обращается в нуль. При $z > 0,2\lambda_s$ направление движения частиц по эллипсу изменяется на противоположное (рис. 1.7).

Необходимо подчеркнуть, что в однородном полупространстве волна Рэлея не обладает дисперсией, т. е. фазовые и групповые скорости не зависят от частоты и равны друг другу. Скорость распространения волны Рэлея (v_R) всегда меньше, чем скорость распространения поперечной волны v_s . Их отношение $v_R/v_s = q$ зависит только от величины $\gamma = v_s/v_p$, согласно уравнению

$$(2 - q^2)^4 - 16(1 - \gamma^2 q^2)(1 - q^2) = 0. \quad (1.22')$$

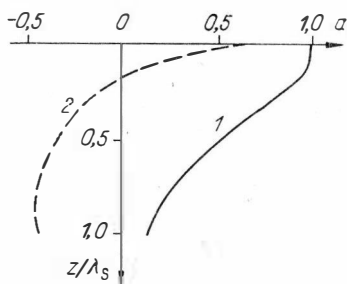


Рис. 1.7. Зависимость относительных амплитуд вертикальных и горизонтальных составляющих волн Рэлея от z/λ_s .

1 — относительное значение вертикальной составляющей $U_R(z/\lambda_s)/U_R(0)$; 2 — отношение горизонтальной и вертикальной составляющих.

Анализ этой зависимости показывает, что чем меньше значение γ (больше коэффициент Пуассона), тем меньше v_R отличается от v_s . При среднем значении γ для земной коры, равном $1/\sqrt{3}$ ($\sigma = 0,25$), $q = 0,92$.

1.5. ОТРАЖЕНИЕ И ПРЕЛОМЛЕНИЕ УПРУГИХ ВОЛН

Остановимся прежде всего на простейшем, но вместе с тем очень важном случае нормального падения плоской волны на границу раздела, которую условно примем за ось x . По обе стороны от границы известны значения скоростей v_P , v_S и плотностей ρ с соответствующими индексами.

Пусть продольная плоская волна типа (1.17) с амплитудой a_0 распространяется со стороны первой среды в направлении оси z . Очевидно, конечной в данном случае будет только вертикальная составляющая вдоль луча, т. е.

$$w_0 = a_0 F \left(t + \frac{z}{v_{P1}} \right).$$

Соответствующие выражения для отраженной и проходящей во вторую среду волн:

$$w_1 = a_1 F \left(t - \frac{z}{v_{P1}} \right); \quad w_2 = a_2 F \left(t + \frac{z}{v_{P2}} \right).$$

Значения амплитуд отраженной (a_1) и проходящей (a_2) волн при известной амплитуде (a_0) падающего импульса вычисляются из условий на границе ($z = 0$). Кроме того, предполагается, что среда остается непрерывной и отсутствуют какие-либо разрывы (щели). Это означает, что суммарные смещения по обе стороны от границы при $z = 0$ одинаковы, т. е. в данном случае

$$w_0 + w_1 = w_2 \quad \text{или} \quad a_0 + a_1 = a_2. \quad (1.23)$$

Второе условие требует равенства нормальных напряжений σ_{zz} по обе стороны границы. Используя выражение для σ_{zz} из (1.8), принимая во внимание, что в данном случае $\Theta = \gamma_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z}$, и учитывая согласно (1.13), что $\lambda + 2\mu = \rho v_P^2$, запишем

$$\rho_1 v_{P1}^2 \cdot \frac{\partial (w_0 + w_1)}{\partial z} = \rho_2 v_{P2}^2 \cdot \frac{\partial w_2}{\partial z}.$$

Производя дифференцирование и принимая во внимание приведенные выше выражения для w_0 , w_1 , w_2 , полагая затем $z = 0$ и сокращая на $F'(t)$, получим

$$\rho_1 v_{P1} (a_0 - a_1) = \rho_2 v_{P2} a_2. \quad (1.24)$$

Решая (1.23) и (1.24) относительно a_1 и a_2 , получим после деления на a_0 следующие выражения для коэффициентов отражения и прохождения

плоских продольных волн при нормальном падении:

$$\frac{a_1}{a_0} = A_{PP}^{(0)} = \frac{\rho_1 v_{P1} - \rho_2 v_{P2}}{\rho_1 v_{P1} + \rho_2 v_{P2}} = \frac{rn_P - 1}{rn_P + 1}, \quad (1.25)$$

$$\frac{a_2}{a_0} = B_{PP}^{(0)} = \frac{2\rho_1 v_{P1}}{\rho_1 v_{P1} + \rho_2 v_{P2}} = \frac{2rn_P}{rn_P + 1}, \quad (1.26)$$

где $r = \frac{\rho_1}{\rho_2}$; $n_P = \frac{v_{P1}}{v_{P2}}$.

Нетрудно убедиться, что имеет место соотношение

$$B_{PP} = 1 + A_{PP}. \quad (1.27)$$

Аналогичное решение легко выполнить для поперечной плоской волны при нормальном падении на границу. Пусть S -волна поляризована, например, в направлении оси x . Нормальные напряжения в (1.8) будут отсутствовать, а из касательных останется только τ_{xz} . Выражения для смещений u_0 , u_1 и u_2 будут аналогичны приведенным выше для w_i , если заменить в них v_P на v_S с соответствующими индексами. Поскольку на границе не должно наблюдаться проскальзываний, то условие (1.23) будет таким же, что и для продольных волн. Поскольку $\mu = \rho v_S^2$, то условие равенства касательных напряжений τ_{xz} по обе стороны от границы при $z = 0$ приводит к уравнению типа (1.24), в котором v_P следует заменить на v_S . В результате для коэффициентов отражения и прохождения будем иметь

$$A_{SS}^{(0)} = \frac{\rho_1 v_{S1} - \rho_2 v_{S2}}{\rho_1 v_{S1} + \rho_2 v_{S2}} = \frac{rn_S - 1}{rn_S + 1}, \quad (1.28)$$

$$B_{SS}^{(0)} = \frac{2\rho_1 v_{S1}}{\rho_1 v_{S1} + \rho_2 v_{S2}} = \frac{2rn_S}{rn_S + 1}, \quad (1.29)$$

где $n_S = v_{S1}/v_{S2}$.

Эти формулы справедливы при любой ориентации движения частиц в плоскости XOY .

Величины ρv носят название акустических импедансов, для продольных волн чаще всего используют термин «акустическая жесткость».

В случае наклонного падения волны на границу раздела ограничимся решением для поперечной волны SH , поляризованной по направлению оси y . В этом случае в (1.8) конечной будет только компонента деформации γ_{yz} .

Выражение для формы падающей волны можно записать в виде

$$u_0 = a_0 F\left(t + \frac{x \sin \alpha + z \cos \alpha}{v_{S1}}\right),$$

где α — угол между плоским фронтом падающей волны и осью x .

Производя далее операции, в значительной степени сходные с приведенными выше для нормального падения, и учитывая закон Снеллиуса, получим следующие выражения для коэффициентов отражения и прохождения волны SH :

$$A_{SH} = \frac{rn_S^2 \cos \alpha - \sqrt{n_S^2 - \sin^2 \alpha}}{rn_S^2 \cos \alpha + \sqrt{n_S^2 - \sin^2 \alpha}}; \quad (1.30)$$

$$B_{SH} = \frac{2rn_S^2 \cos \alpha}{rn_S^2 \cos \alpha + \sqrt{n_S^2 - \sin^2 \alpha}}. \quad (1.31)$$

Если перепад скоростей положительный, т. е. $v_{S2} > v_{S1}$, то при $\alpha > \arcsin n_S$ коэффициенты отражения и прохождения становятся комплексными, что приводит к изменению формы импульса. При $\alpha = 0$ автоматически получим формулы (1.28) и (1.29).

Несколько сложнее решение задач при наклонном падении на границу продольных P - либо поперечных SV -волн. В этих случаях на границе

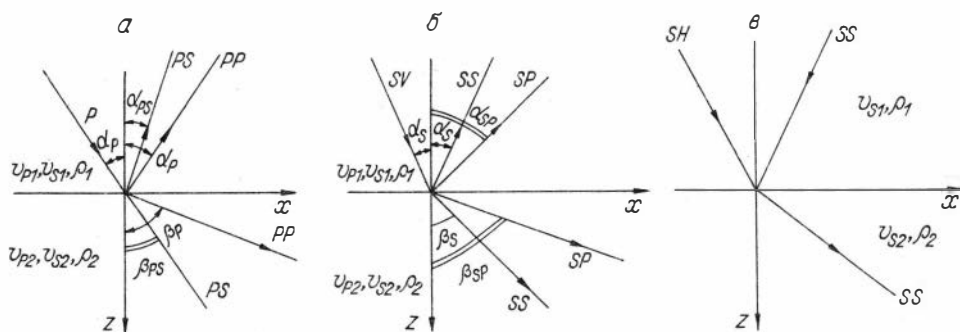


Рис. 1.8. Лучевые схемы образования отраженных и проходящих волн при наклонном падении на границу волны P (а), волны SV (б) и волны SH (в).

конечными будут как радиальные, так и тангенциальные составляющие напряжений. Это означает, что граница явится как бы источником обоих типов объемных волн. Иначе говоря, кроме монотипных появятся обменные PS - и SP -волны, как отраженные, так и проходящие. Первые из них будут наблюдаться при падении на границу P -, вторые — SV -волн. В частном случае при падении волны SH на границу обменные волны не образуются (рис. 1.8).

Таким образом, наклонно падающая на границу плоская волна порождает четыре вторичных волны — две отраженных и две проходящих. В общем случае коэффициенты отражения — прохождения будут зависеть от пяти параметров: n_P , r , γ_1 , γ_2 и α . Примеры поведения коэффициентов отражения и прохождения для монотипных и обменных волн приведены в главе 3.

Поскольку волны, как правило, регистрируются на поверхности земли, то последняя, являясь идеальным отражателем, трансформирует подходящие к ней сигналы. В простейшем случае подхода волны к свободной границе по вертикали $A_{PP} = A_{SS} + 1$. Это означает, что отраженная волна любого типа синхронно складывается с приходящей волной с глубины и тем самым удваивает ее амплитуду.

Для волны SH удвоение амплитуды на свободной границе (конверсия) будет справедливо для любых углов падения, так как при $n_s = r = \infty$ в формуле (1.30) $A_{SH} = 1$.

В случае подхода к поверхности земли волн P и SV под углом $\alpha \neq 0$, как следует из вышеизложенного, на границе образуются две отраженные волны — монотипная и обменная. В результате воспринимаемый сигнал будет представлять собой сумму трех синхронно складываемых волн — двух монотипных и одной обменной. При этом для вертикальной и горизонтальной составляющих коэффициенты, естественно, будут различны. Отметим, что при подходе продольной волны коэффициент конверсии K для вертикальной составляющей плавно уменьшается по мере увеличения угла между лучом и нормалью к свободной границе. Для горизонтальной составляющей волн SV функция $K(\alpha_s)$ имеет относительно сложный вид — в начальной части она возрастает и становится больше двух, а затем быстро убывает до нуля при $\alpha_s = 45^\circ$ [111].

С явлением конверсии связано понятие о кажущихся углах выхода сейсмической радиации. Пусть трехкомпонентный сейсмограф располагается во внутренней точке среды. Тогда угол $\bar{e}$ между лучом и горизонталью определяется, исходя из простой зависимости: $\tan \bar{e} = z/H$, где z — вертикальная составляющая смещения объемной волны, H — полная горизонтальная составляющая. Если применить эту формулу при наблюдениях на поверхности земли, то по причинам, указанным выше, полученный угол выхода $\bar{e}$ не будет равен истинному значению e . При подходе волны P связь между углами $\bar{e}$ и e будет определяться зависимостью

$$\sin \bar{e} = 1 - 2\gamma^2 \cos^2 e. \quad (1.32)$$

Анализ этой формулы показывает, что наибольшее различие между $\bar{e}$ и e будет отмечаться при малых значениях e , но вместе с тем достаточно большое различие между e и $\bar{e}$ ($2-5^\circ$) имеет место при углах подхода порядка $40-50^\circ$. По мере приближения луча к вертикали разница между e и $\bar{e}$ быстро уменьшается до нуля.

При падении поперечной волны SV в точку, расположенную внутри среды, угол подхода волны вычисляется из соотношения $\text{ctg } e = A_z/A_H$. В случае падения волны на свободную границу зависимость между e и $\bar{e}$ имеет несколько более сложный вид, чем при падении продольной волны, а именно:

$$\text{ctg } \bar{e} = \frac{\sqrt{y^2 - \cos^2 e}}{\sin e} \cdot \text{tg } 2e. \quad (1.32')$$

Непосредственно этой формулой можно пользоваться при углах $e > \arccos y$, что чаще всего выполняется в сейсмологии землетрясений. Попутно заметим, что в сейсморазведке угол выхода всегда находится по наклону годографа ($\cos e = \sin i = v \frac{dt}{dl}$, где l — расстояние источник — приемник) независимо от того, проводятся ли наблюдения в среде или на поверхности земли.

Более полные сведения о динамических характеристиках отраженных и других классов вторичных волн (головных, дифрагированных, поверхностных) будут приведены в главе 3.

В заключение отметим, что расчет динамических характеристик объемных волн часто проводится по приближенному лучевому методу. Амплитуда смещений волны, регистрируемой на поверхности земли, может быть представлена в этом случае в виде произведения сомножителей: функции направленности источника, обратной величины функции расхождения сферической волны, произведений коэффициентов отражения и прохождения на границе, коэффициента конверсии.

1.6. ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ КИНЕМАТИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Распространение сейсмических волн в горных породах представляет собой сложный процесс, характеризующийся рядом параметров. Принято разделять параметры на кинематические и динамические. Первые из них относятся к изучению фронтов и лучей, что тесным образом связано с измерением времен распространения волн. К динамическим параметрам относятся такие, как амплитуда и энергия, форма импульса и спектральные особенности, пространственная поляризация, особенности интерференции. Указанное разделение на кинематические и динамические параметры в значительной степени условно, особенно если учесть, что при решении прямых и обратных динамических задач, а также при выделении полезных сигналов на фоне помех нельзя обойтись без использования кинематических характеристик волн. Вместе с тем выделение кинематики волн в самостоятельный раздел теоретической сейсмологии вполне оправдан, если учесть, что такие важные характеристики среды, как глубины и формы залегания сейсмических границ, величины скоростей распространения волн, находятся прежде всего на основе изучения времен вступления импульсов, которые измеряются с более высокой точностью, чем, например, амплитуды смещения почвы.

В изотропной неоднородной среде лучи всегда перпендикулярны фронтам волн, поэтому, зная конфигурацию лучей, можно однозначно определить распределение фронтов в среде, если известны времена распространения для каждой точки системы лучей. Наличие фронтов, в свою очередь, дает возможность восстановить форму лучей.

Задача построения фронтов в неоднородной среде решается исходя из принципа Гюйгенса, состоящего в том, что если известно положение одного

из фронтов, то следующий за ним фронт через некоторый малый промежуток времени Δt может быть построен как огибающая элементарных сфер (в сечении окружностей), имеющих центры в серии точек с координатами x, y, z на исходном фронте и радиусами $r = \Delta t \cdot v(x, y, z)$. Построенный таким образом фронт может рассматриваться в качестве исходного для построения следующего, что дает возможность восстановить процесс движения фронтов в изучаемой среде. Важно подчеркнуть, что построение на основе принципа Гюйгенса справедливо для любых типов объемных волн, как первичных, исходящих из источника, так и вторичных, образующихся на границах раздела.

Построение лучей в среде с заданным распределением скорости $v(x, y, z)$ может быть выполнено на основе принципа Ферма, который состоит в том, что истинный путь от источника до приемника должен быть экстремальным (максимум, минимум, минимакс). Для относительно простых сред, в частности, при единичном отражении и преломлении волны на границе двух сред он реализуется как минимум времени прохождения волны.

Связь между непрерывной функцией $v(x, y, z)$ и полем времен $t(x, y, z)$ при заданном положении точечного источника представляется уравнением Эйконала:

$$\left(\frac{\partial t}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial t}{\partial z}\right)^2 = |\text{grad} t|^2 = \frac{1}{v^2}. \quad (1.33)$$

Это уравнение представляет собой аналитическое выражение принципа Гюйгенса — Ферма.

Важнейшим следствием принципа Ферма является закон преломления — отражения Снеллиуса — Декарта, который и используется чаще всего при решении кинематических, а также динамических задач. В соответствии с рис. 1.7 он записывается в виде

$$\frac{\sin \alpha_P}{v_{P1}} = \frac{\sin \beta_P}{v_{P2}} = \frac{\sin \beta_S}{v_{S2}} = \frac{\sin \alpha_{SP}}{v_{P1}} = \frac{\sin \alpha_{PS}}{v_{S1}} = \frac{\sin \alpha_S}{v_{S1}}. \quad (1.34)$$

Здесь фигурируют углы между лучом и нормалью к границе. В сейсмологии землетрясений оперируют с дополнительными углами, обозначаемыми буквой e со специальными индексами.

Вывод закона Снеллиуса на основе принципа экстремальности Ферма нетрудно показать на примере отражения — преломления волны от границы произвольной формы, заданной уравнением $y = f(x)$. Схема решения состоит в следующем. Задав координаты источника (X_A, Y_A) и приемника (x_B, y_B) и рассматривая произвольную точку на границе с координатами (x, y) , нетрудно записать выражение для времени распространения отраженной либо проходящей волны, предполагая скорости по обе стороны границы постоянными. Записав условие экстремума: $\frac{dt}{dx} = 0$ и зная угол φ между осью x и

касательной к границе раздела в данной точке $\left(\text{tg } \varphi = \frac{dy}{dx}\right)$, легко найти углы между лучами и касательной. В результате несложных преобразований исходных зависимостей получим уравнение Снеллиуса.

Подобный вывод можно осуществить для границы, заданной в виде поверхности $F(x, y, z) = 0$. Важно отметить при этом, что падающий, отраженный и преломленные лучи всегда лежат в одной плоскости. В этой же плоскости располагается нормаль к поверхности в точке отражения — преломления.

При решении как прямых, так и обратных кинематических задач основное значение имеет понятие годографа. В сейсмологии землетрясений оно было определено и используется в настоящее время как зависимость времени распространения волны того или иного класса или типа от расстояния

между источником и приемником, причем, как правило, для данного землетрясения не принимается во внимание направление на станцию. Нередко годограф строится для ряда землетрясений, регистрируемых сетью станций того или иного района. В глобальной сейсмологии стандартные годографы для генерализованной Земли были построены по всей совокупности наблюдений за длительный промежуток времени. В региональной сейсмологии контролируемых источников и в сейсморазведке годограф первоначально был определен так же, как в сейсмологии для заданного очага, с тем отличием, что сейсмографы располагаются вдоль прямой линии, проходящей через источник (линейный продольный годограф $t(l)$, где l — расстояние источник — приемник). Такое частное определение годографа и в настоящее время является главным.

Важнейшим параметром линейного продольного годографа является кажущаяся скорость в данной точке (v_k), представляющая собой величину, обратную наклону годографа $\frac{dt}{dl}$. Кажущаяся скорость связана с углом выхода сейсмической радиации e_0 или $t = 90^\circ - e_0$. Легко показать, что если к поверхности земли волна подходит под некоторым углом e_0 , то последний связан с кажущейся скоростью соотношением

$$\cos e_0 = \sin i_0 = \frac{v_0}{v_k}, \quad (1.35)$$

где v_0 — значение скорости вблизи точки приема. В связи с таким определением величину v_k , равную $v_0 / \cos e_0$, физически можно рассматривать как скорость движения фронта волны вдоль линии наблюдений.

По мере развития сейсмических исследований понятие годографа было расширено. В частности, наряду с продольными, стали рассматривать непродольные годографы, когда линия наблюдений не проходит через источник. Было также введено понятие площадного годографа как зависимость времени распространения волны от координат x , y на горизонтальной плоскости наблюдений. В последнее время было введено понятие обобщенного годографа в виде некоторой функции от координат источников и приемников. Частной реализацией такого подхода является годограф общей глубинной точки (ОГТ) для отраженных волн. Годографами стали называть также графики, на которых по абсциссе откладываются те или иные расстояния, а по ординате — величины, имеющие размерность времени. Нередко годографы изображаются не в линейных, а в квадратичных координатах.

Важнейшим свойством системы источник — приемник является принцип взаимности, имеющий как динамическую, так и кинематическую трактовку. В отношении к последней он формулируется как сохранение времени распространения монотипной волны любого класса и типа при перемене местами источника и приемника. Принцип взаимности широко используется на практике. Так, например, если рассматривать годограф с закрепленным источником и с заданной локализацией приемников, а затем в точку источника поставить сейсмограф, а в местах сейсмографов произвести воздействие, то оба годографа совпадут. В современной сейсмологии искусственных источников при плотных системах наблюдений параллельно рассматриваются как годографы с закрепленным источником и передвижными приемниками (годограф общей точки возбуждения — ОТВ), так и годографы с закрепленным приемником и передвижными пунктами возбуждения (годограф общей точки приема — ОТП).

При наблюдениях в скважинах, когда приемники при закрепленном (чаще всего поверхностном) источнике передвигаются вдоль ствола либо при фиксированном сейсмографе и передвижении источника, обычно взрыва, в скважине, зависимость времени от глубины называется вертикальным годографом.

Часто используются зависимости вида $\Theta = F(x)$, где Θ представляет собой некоторую функцию времен распространения волн. В качестве таковой может быть, например, разность времен либо квадратов времен для встреч-

ных систем наблюдений, разность прихода S - и P -волн. Такого рода зависимости также называются годографами.

В общем случае произвольного распределения источников (x_i, y_i, z_i) и приемников (ξ_i, η_i, ζ_i) в пространстве зависимость времен t для волны заданного вида от указанных шести переменных называется обобщенным полем времен [87]. Различные сечения такого многомерного поля могут представлять собой как частые поля времен, так и годографы того или иного вида.

При решении прямых и обратных кинематических задач, рассматриваемых ниже, часто используются понятия средних и лучевых скоростей. Это дает возможность при определенных условиях рассматривать ту или иную область среды как однородную, приписывая ей интегральные значения скорости.

Средняя скорость обычно вычисляется для горизонтально-слоистой среды с мощностями слоев h_k . Это связано с тем, что в реальных условиях в большинстве случаев изменение скорости по вертикали является преобладающим в связи с действием горного давления и изначально субгоризонтального залегания пластов при образовании морских осадков. Средняя скорость при указанных ограничениях вычисляется всегда для нормального (вертикального) луча. В случае слоистой среды средняя скорость до глубины

$H = \sum_{k=1}^n h_k$ находится как частное от деления H на время распространения

волны вдоль вертикального луча $t_b = \sum_{k=1}^n h_k / v_k$, т. е.

$$v_m = H / t_b = \frac{\sum_{k=1}^n h_k}{\sum_{k=1}^n h_k / v_k}. \quad (1.36)$$

Для непрерывной среды $v = v(z)$ в (1.36) суммы следует заменить на интегралы в пределах от 0 до H , v_k на $v(z)$ и h_k на dz .

В качестве средней величины введено также понятие лучевой скорости. Лучевая скорость определяется в принципе независимо от вида функции $v(x, y, z)$, но накладывается ограничение, что при заданном источнике к приемнику подходит волна, претерпевшая только преломление под углами меньше критического. Лучевая скорость представляет собой частное от деления расстояния между источником и приемником на время распространения волны.

Глава 2

ФИЗИКО-СЕЙСМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ГОРНЫХ ПОРОД

Скорости распространения продольных и поперечных волн, а также коэффициенты поглощения являются основными параметрами, определяемыми из сейсмического эксперимента. В совокупности они характеризуют, в той или иной степени, состояние вещества на глубине, литологический состав, характер седиментации и флюидонасыщения горных пород. При определенных условиях по указанным параметрам сейсмических волн можно судить о возрасте осадочных образований.

Согласно (1.13) с учетом (1.9) по измеренным значениям v_p и v_s и известной величине плотности ρ может быть вычислена любая из пар модулей упругости для изотропной среды. При этом для вычисления коэффициента Пуассона в соответствии с (1.14) не требуется знание плотности. Подобные

расчеты констант упругости могут быть выполнены также для анизотропных тел, например, по формулам (1.15) в случае поперечно-изотропной среды. Константы упругости, рассчитанные по данным измерений скоростей распространения волн P и S и плотности, называются динамическими модулями. В механике деформируемых тел динамическими называются также модули упругости, получаемые по данным изучения продольных и крутильных колебаний стержней. Экспериментально установлено, что они могут отличаться от статических модулей, измеряемых в лабораторных условиях путем непосредственного определения деформаций и напряжений. Возможно, что степень различия динамических и статических модулей упругости является дополнительной характеристикой горных пород, значительная часть которых обладает заметной микронеоднородностью, а потому к ним не вполне применимо понятие идеальной сплошной среды.

Рассмотренные в данной главе сведения о скоростях распространения и поглощения сейсмических волн относятся к горным породам, наблюдаемым в обнажениях и в горных выработках, включая скважины. Как известно, глубины скважин чаще всего не превышают 3—5 км, и только сверхглубокие скважины достигают глубины более 10 км (например, Кольская — 12 км). Наиболее полно рассматриваемые параметры в естественном залегании изучены для осадочных отложений. Достаточно богатые сведения имеются также по метаморфическим и изверженным магматическим кислым и основным породам. В значительно меньшей степени в естественном залегании изучены породы ультраосновного ряда. Заметим, что наибольшее количество данных для пород всех типов имеется по скоростям распространения продольных волн.

Установленные для пород, залегающих в верхней части разреза, закономерности в части влияния петрографических параметров, а также испытание образцов горных пород при высоких давлениях и температурах в лабораторных условиях позволяют понять основные закономерности распределения скоростей и коэффициентов поглощения и высказать определенные суждения о состоянии и возможном составе вещества Земли в глубоких ее недрах. Особо следует подчеркнуть, что знание закономерностей в распределении упругих характеристик горных пород того или иного типа дает возможность прогнозировать с определенной степенью достоверности наличие полезных ископаемых в изучаемой среде, выделять зоны аномальных напряжений и др.

Отметим также, что первые сведения об измерении скоростей распространения упругих волн в горных породах относятся к середине XIX в.

2.1. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ДАННЫЕ О СКОРОСТЯХ РАСПРОСТРАНЕНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Прежде всего остановимся кратко на методах измерения скоростей. Их можно подразделить на две большие группы, относимые соответственно к измерениям в естественном залегании и в лабораторных условиях. Величины скоростей в естественном залегании в результате измерений на прямых и проходящих волнах определяются как на относительно низких (сейсмических) частотах порядка 20—200 Гц, так и на частотах акустического диапазона, изменяющихся обычно от 2—3 кГц до первых сотен килогерц. Наиболее достоверные данные получаются в скважинах, а также в других горных выработках, когда о характере породы и ее петрографических параметрах можно судить либо непосредственным исследованием образцов, либо по комплексу других геофизических данных. Последнее обычно относится к скважинам, в которых имеется возможность наряду с исследованием керна получить достоверные сведения о разрезе путем комплексной интерпретации различных видов каротажа. Методы сейсмических и акустических исследований в скважинах и других горных выработках, включая и изучение скоростей распространения волн, будут рассмотрены в методических главах.

Ценные сведения о скоростях доставляют сейсмические исследования методом преломленных и отраженных волн в районах, где общие черты геологического строения достаточно хорошо известны. К таковым, например, относится изучение скоростей в породах кристаллического фундамента, когда последний находится на небольшой глубине либо выходит на поверхность. По данным отраженных волн, как увидим ниже (глава 9), с достаточно высокой точностью находятся значения и характер изменений не только средних, но и пластовых скоростей.

Лабораторные исследования по скоростям распространения волн проводятся, естественно, только на ультразвуковых частотах, обычно от 100 кГц до нескольких миллигерц. В процессе лабораторных экспериментов детально изучаются гранулометрия, пористость, влагонасыщенность, минералогический состав и другие литолого-петрографические параметры, при этом представляется возможность изменять состояние вещества породы, например его влажно- и газонасыщенность. Большое значение имеют исследования в различных термодинамических условиях, о чем будет сказано в следующем параграфе. На методике лабораторного эксперимента мы здесь не останавливаемся (см. главу 11). Подавляющая часть лабораторных исследований проведена для консолидированных пород с относительно большими значениями скоростей v_p и v_s . Эксперименты по измерению скоростей v_s в вязких материалах, например водонасыщенных глинах со значениями v_p порядка 1500—1700 м/с, когда коэффициент Пуассона возрастает до $\sigma \geq 0,48$, практически не проводились из-за сильного поглощения высокочастотных сдвиговых колебаний.

Скорости распространения волн в минералах и горных породах различного состава могут изменяться в очень широких пределах. Так, например, если значение v_p в рыхлых осадках, залегающих вблизи поверхности земли, составляет всего лишь 0,2—0,3 км/с, то в алмазе оно равно 18 км/с. В еще больших пределах варьируются скорости поперечных волн, которые для алмаза составляют ~ 9 км/с, а для донных осадков на шельфах морей снижаются до нескольких метров в секунду.

Наименьшие значения v_p и v_s характерны для терригенных осадочных отложений. Это можно видеть на рис. 2.1, где схематически изображены статистические распределения скоростей v_p и v_s для различных типов горных пород. Обращает на себя внимание существенное различие диапазонов изменения v_s и v_p для некоторых пород. Особенно это свойственно известнякам, песчаникам, алевролитам, глинистым образованиям. Вместе с тем большие диапазоны изменения v_s и v_p не всегда сопровождаются соответствующим расширением интервалов значений $v_s/v_p = \gamma$. Измерения в скважинах показывают, что для терригенного разреза характерно относительно плавное увеличение скоростей v_p и v_s с глубиной, что связано с уплотнением осадков за счет горного давления. При этом одновременно, как правило, имеет место увеличение значения γ в том же направлении. Это означает, что в среднем для терригенных отложений вертикальные градиенты для v_s больше, чем для v_p . Исходя из этого, можно было предполагать, что относительные перепады скоростей на границах раздела по v_s больше, чем по v_p . Измерения в скважинах подтверждают такую закономерность. Статистика по скважинным наблюдениям показала, что указанные различия в среднем составляют около 12 %. Подобная закономерность свойственна и терригенно-карбонатному разрезу, где перепады скоростей на границах могут быть очень большими. По-видимому, такая тенденция имеет место и для консолидированной земной коры, хотя этот факт нельзя считать твердо установленным. В магматических и метаморфических породах на небольших глубинах скорости изменяются, как правило, в пределах 4—6,5 км/с для v_p и 2,5—4 км/с для v_s . Однако в некоторых случаях отмечаются скорости $v_p \sim 7$ км/с. Фактор горного давления для кристаллических пород имеет подчиненное значение, и главными причинами, определяющими величины скоростей,

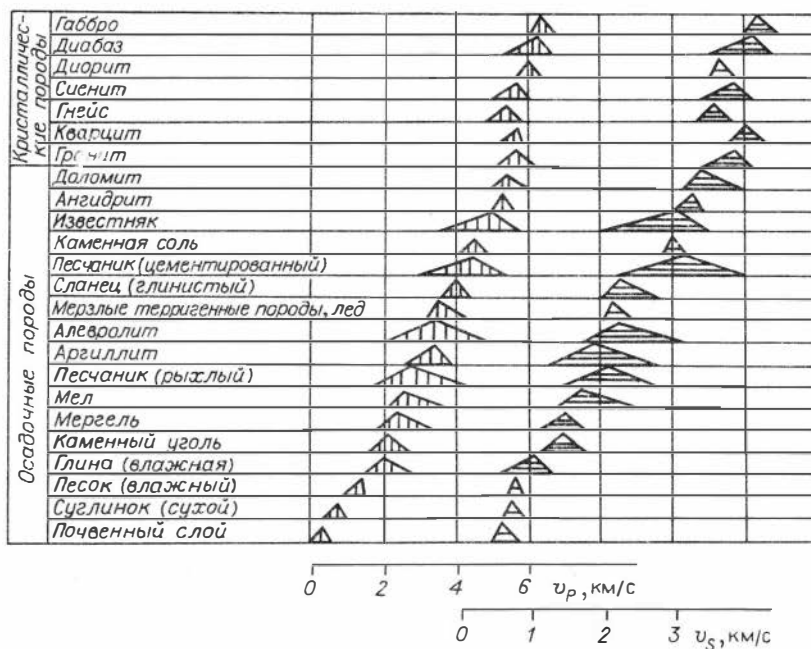


Рис. 2.1. Схематические статистические распределения скоростей v_p и v_s для некоторых типов кристаллических и осадочных пород [103].

являются литологический состав пород и термодинамические условия их образования. Это подтверждается многочисленными измерениями в скважинах, в том числе проникающих в толщу консолидированной коры на глубины 10 км и более (Кольская сверхглубокая скважина). Отметим, что высокие скорости v_p и v_s , достигающие иногда 7,5 км/с, в некоторых случаях наблюдаются и для осадочных пород карбонатного состава (известняки, доломиты).

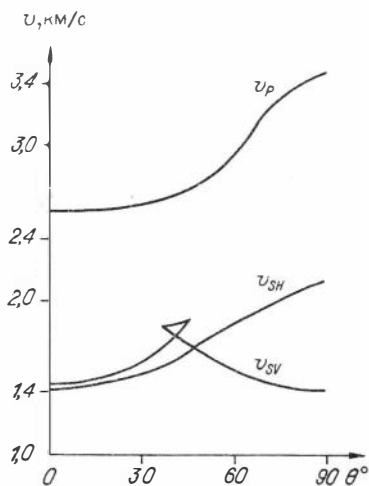


Рис. 2.2. Индикатрисы скоростей $v(Q)$ для волн P , SV и SH для трансверсально-изотропной двухкомпонентной среды. Ось ординат совпадает с осью анизотропии. Параметры модели $v_{p1} = 4500$ м/с, $v_{s1} = 2760$ м/с, $h_1 = h_2$, $\rho_1 = \rho_2 = 1$ (по М. В. Невскому).

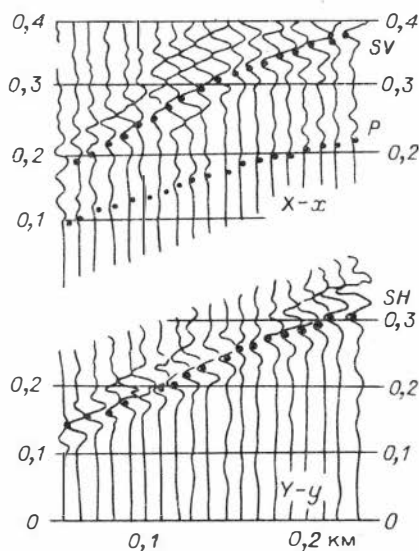
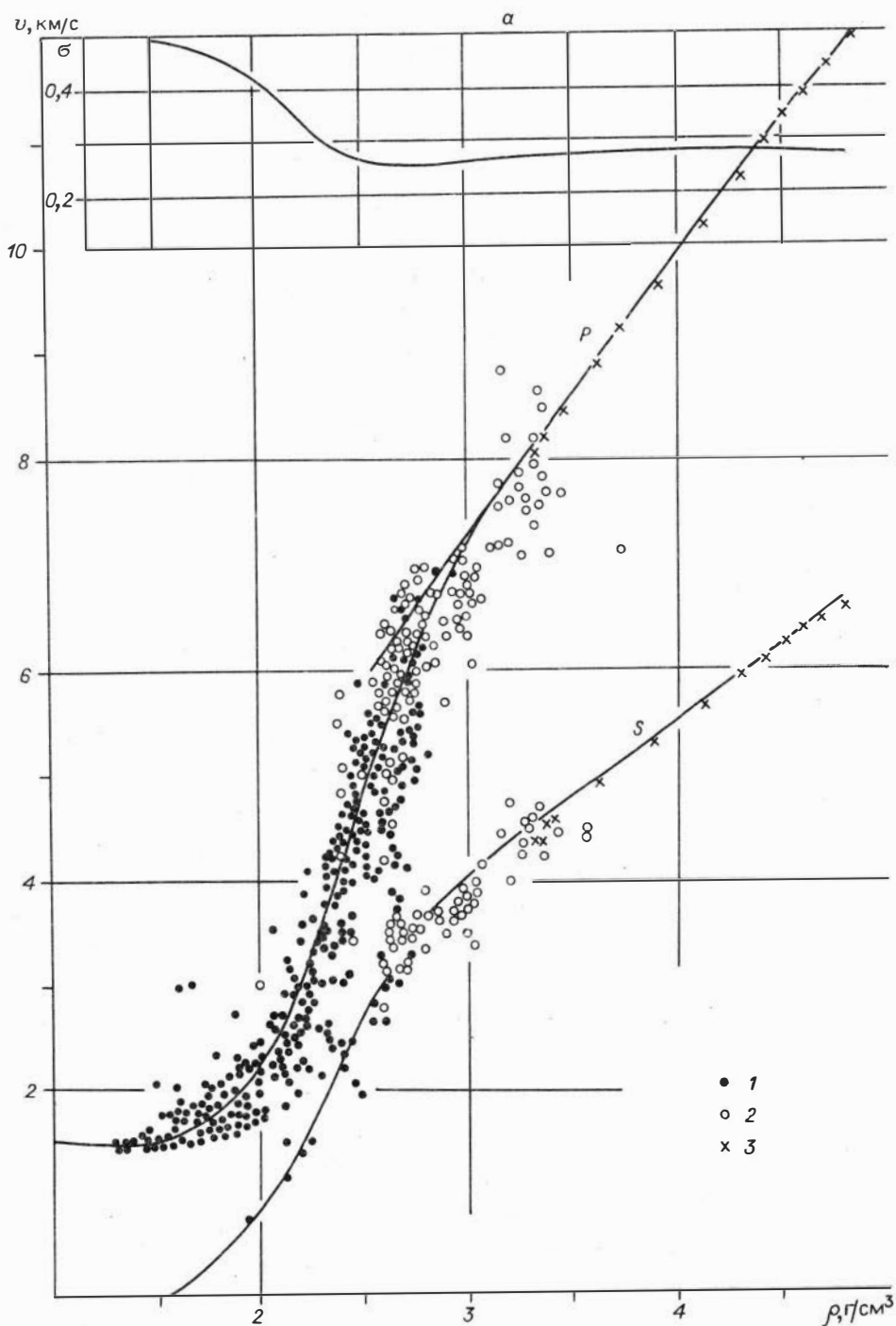


Рис. 2.3. Сейсмограммы волн SV и SH , зарегистрированных на поверхности земли, на расстояниях 0,1—0,15 м от источника в терригенном разрезе.



Что касается коэффициента Пуассона, связанного с v_s/v_p соотношением (1.14), то он изменяется для всех типов кристаллических и осадочных пород в пределах 0,05—0,499. Наименьшие значения характерны для кварца и кварцита (0,05—0,10). Пониженные значения σ свойственны также гематиту, пириту (в среднем 0,15). Для кристаллических пород наиболее характерны значения σ порядка 0,24—0,30. Подобные же величины чаще всего встречаются для консолидированных осадочных отложений типа известняков, цементированных песчаников, доломитов, ангидритов и др. Наибольшие значения σ характерны для водонасыщенных глин со скоростями

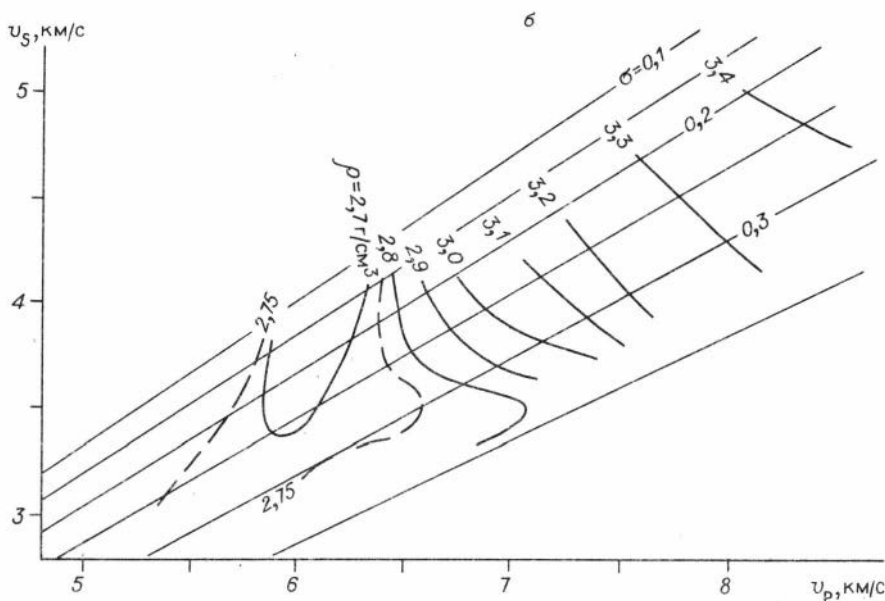


Рис. 2.4. Зависимость между плотностью и скоростями v_P , v_S , а также коэффициентом Пуассона σ для горных пород различного литологического состава.

1 — осадочные породы соответственно для P и S ; 2 — метаморфические и изверженные породы для P и S ; 3 — данные лабораторных измерений (по Берчу).

распространения продольных волн порядка 1600—1800 м/с. В этом случае коэффициент Пуассона очень мало отличается от предельного своего значения — 0,5, свойственного жидкости. Отметим, что для рыхлых отложений верхней части разреза (зона малых скоростей — ЗМС) значения v_S/v_P приблизительно такие же, как для консолидированных пород (0,5—0,6). Это связано, как будет показано ниже, с большим влиянием газонасыщенности на величину v_P по сравнению с v_S . Следствием этого является часто наблюдаемый экспериментально резкий перепад скорости v_P на границе ЗМС, что практически не отмечается для v_S .

На практике нередко приходится вычислять значение коэффициента Пуассона по известным величинам v_S/v_P либо v_P/v_S , а также выполнять обратную операцию (в связи с этим на основании (1.14) составлена табл. 2.1).

Скорости v_P и v_S являются в принципе независимыми величинами. Связь между ними осуществляется через коэффициент Пуассона, величина которого для заданного типа горной породы изменяется в относительно небольших пределах. Так, например, для гранитов колебания не превышают 10 %, сиенитов — 5, известняков — 10 %. Наибольший разброс имеет место для рыхлых песчаников (25 %) и глин (50 %). В связи с этим для заданного типа породы можно ожидать достаточно тесной связи между v_P и v_S . Ста-

Таблица 2.1

Зависимость между v_S/v_P , v_P/v_S и σ					
v_S/v_P	v_P/v_S	σ	v_S/v_P	v_P/v_S	σ
0	∞	0,500	0,40	2,50	0,405
0,05	20,00	0,499	0,45	2,22	0,373
0,10	10,00	0,495	0,50	2,00	0,333
0,15	6,67	0,486	0,55	1,82	0,283
0,20	5,00	0,479	0,60	1,67	0,219
0,25	4,00	0,467	0,65	1,54	0,134
0,30	3,33	0,451	0,70	1,43	0,020
0,35	2,86	0,430	0,707	1,42	0,000

тистическая обработка данных показывает, что чаще всего коэффициент корреляции не превышает 0,9.

Как показывают полевые и лабораторные исследования, многие типы горных пород обладают анизотропными свойствами, причем величина коэффициента анизотропии иногда достигает 30—40 %. При определении параметров анизотропии чаще всего в качестве аппроксимирующей используется модель трансверсально-изотропной среды (см. главу 1). Зависимость скорости распространения упругой волны от направления называется индикатрисой. Форма индикатрис различна для волн P , SV и SH . Для трансверсально-изотропной среды они изображены на рис. 2.2. Индикатрисы скоростей v_P и v_{SH} имеют форму, близкую к эллиптической, причем длинная ось перпендикулярна оси анизотропии. Если анизотропия вызвана тонкой слоистостью субпериодического характера, то максимальное значение указанных скоростей совпадает с простираемостью слоев. Что касается v_{SV} , то для них скорости по осям координат поперек и вдоль слоистости одинаковы, а при углах порядка 45° имеют максимум. Заметим, что при больших перепадах скоростей в тонкослоистом разрезе на индикатрисе v_{SV} могут наблюдаться петли.

Коэффициент анизотропии определяется как отношение максимального и минимального значений скоростей на индикатрисе. Для волн P и SH часто им придают соответственно индексы $v_{||}$ и $v_{\perp}$.

Существенно отметить различие способов изучения анизотропии по P - и S -волнам. В первом случае явление анизотропии в заданном объеме среды обнаруживается по различию скоростей в разных направлениях. Такой способ часто приводит к неопределенным результатам вследствие трудности отделения эффектов анизотропии и макронеоднородности. В поперечных волнах анизотропия может однозначно проявляться в заметной разности кажущихся скоростей и времен вступления волн различной поляризации на одной и той же базе наблюдений при варьировании характеристик направленности в областях источника и приемника. На рис. 2.3 представлены записи волн SV и SH при наблюдениях на поверхности земли в условиях терригенного разреза. Первая из них получена от источника X -силы при регистрации на x -компоненте, вторая соответственно от Y -силы и на y -компоненте. Отчетливо видно, что времена вступления волн SH заметно меньше (примерно на 25 %), чем времена волн SV . Отмечается также соответствующее различие в кажущихся скоростях. В связи с различием формы индикатрис для волн различных типов анизотропия будет проявляться также на коэффициенте Пуассона. При этом коэффициент Пуассона будет различаться для комбинаций волн $P - SV$ и $P - SH$.

Долгое время считалось, что анизотропия в осадочных образованиях вызвана в основном тонкой слоистостью. Исследования последнего времени привели к выводу, что, кроме тонкой слоистости, эффект анизотропии определяется преобладающим направлением микротрещин, а также ориентацией частиц породы, обладающих изначальной анизотропией, связанной с их кристаллической структурой. Экспериментальные исследования показывают [92], что анизотропия связана также с характером напряженного состояния массива. Указанные две последние причины возникновения анизотропии, по-видимому, являются главными для кристаллических пород консолидированной коры и, возможно, верхней части мантии.

Согласно формулам (1.13) скорости v_P и v_S обратно пропорциональны плотности в степени $1/2$, и потому можно было бы предполагать, что для более консолидированных пород, обладающих большей плотностью, скорости будут меньше, чем для менее консолидированных. В действительности, как показывают многочисленные измерения, для большинства минералов и горных пород имеет место противоположная зависимость — с увеличением плотности скорость растет. Это связано с тем, что уплотнение породы за счет горного давления, метаморфизма и других причин в существенно большей степени влияет на модули упругости (прежде всего E , K , μ), чем на плотность. Рядом исследователей были получены различные корреляционные

зависимости между ρ и v . На рис. 2.4, а приведены кривые $v_P(\rho)$, $v_S(\rho)$, $\sigma(\rho)$, заимствованные из [138]. Кривые $v_{P,S}(\rho)$ можно аппроксимировать степенной функцией с показателем $1/4$. Корреляционную связь между ρ и v_P часто представляют линейной зависимостью: $\rho = a + b \cdot v_P$ [85].

Интересны выполненные в последнее время исследования по корреляционным связям между v_P , v_S , σ и ρ для кристаллических пород земной коры и верхней мантии [60]. Использовались экспериментальные данные лабораторных измерений по 450 образцам горных пород различного состава с v_P , изменяющейся от 5,0 до 8,5 км/с. Для каждого типа горной породы брались несколько образцов с последующим осреднением, в том числе с целью исключения влияния анизотропии. Все измерения приведены к давлению 5 атм. Результаты обобщений изображены на рис. 2.4, б. На плоскости v_P , v_S выделяются области с различными значениями градиентов ρ . В левой части графика ($v_P = 5-6$ км/с) выделяются зоны малых, в том числе отрицательных, градиентов ρ , что соответствует кислым породам с большим содержанием кварца и с пониженными значениями коэффициента Пуассона. Переход к области с высокой плотностью ($\rho = 3,1-3,4$ г/см³ при $v_P = 7$ км/с) характеризуется сгущением изолиний ρ .

Скорости упругих волн в горных породах корреляционно связаны также с другими геофизическими параметрами, прежде всего с электрическим сопротивлением. Об этом свидетельствует, в частности, сходство кривых акустического и электрического каротажа в скважинах, а также специальные измерения на образцах горных пород в лабораторных условиях. Вместе с тем корреляционные связи между рассматриваемыми параметрами далеко не всегда достаточно тесны и устойчивы.

2.2. ЗАВИСИМОСТЬ СКОРОСТЕЙ v_P И v_S ОТ ДАВЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРЫ

Давление и температура в недрах Земли планомерно повышаются с глубиной и достигают очень высоких значений. По оценкам ряда исследователей, давление на границе мантии и ядра Земли достигает более 10^6 атм (10^5 МПа), а температура — 4000° по Кельвину. Для правильной интерпретации сейсмических данных и прогноза состояния вещества на глубине очень важно знать основные закономерности зависимости скоростей v_P и v_S от давления и температуры. Это касается не только глубинных оболочек Земли, но и верхних ее частей, представляющих непосредственный интерес в связи с поисками полезных ископаемых. Так, например, для глубин порядка 7—10 км горное давление может достигать величины $\sim 2,0-2,7$ кбар (200—270 МПа), а температура — $400-500^\circ\text{C}$.

Связь между скоростями распространения волн и давлением практически всегда изучается в лабораторных условиях. Чаще всего для этого используются специальные прессы, в которых образец помещается в камеры высокого давления. Специальные датчики ультразвуковых частот килогерцевого, а иногда и мегагерцевого диапазона дают возможность измерять с высокой точностью времена распространения волн, на основе чего при известных размерах образца вычисляются значения скоростей. При различных термодинамических условиях существующее оборудование позволяет осуществить как одноосное, так и всестороннее сжатие образца в статическом режиме. При очень высоких давлениях, когда статическое нагружение трудно реализовать, используют динамические методы с применением воздействий взрывного типа.

Влияние температуры на скорости также изучается главным образом в лабораторных условиях. Наряду с этим в определенной мере принимаются во внимание параллельные замеры скоростей и температур в глубоких скважинах и шахтах. Особым видом исследований по влиянию температуры является изучение скоростей при отрицательных температурах. Заметим

попутно, что мощность мерзлых пород (криозона) в северных широтах иногда достигает 1,5 км.

Использование данных о скоростях, полученных в лабораторных условиях, для интерпретации сейсмических материалов (сейсмология землетрясений, ГСЗ, сейморазведка) основано на предположении отсутствия заметной дисперсии, если измерения проводятся в ограниченных массивах среды. Тем самым считается, что скорости, замеренные на высоких частотах, с достаточной точностью совпадают со скоростями, получаемыми при сейсмическом эксперименте. Такое предположение в целом подтверждается измерениями в скважинах при помощи акустического каротажа и вертикального сейсмического профилирования (ВСП).

Прежде чем излагать результаты лабораторных исследований влияния давления и температуры на величину скоростей, рассмотрим некоторые экспериментально установленные зависимости изменения скоростей с глубиной. Увеличение скорости с глубиной, как четко выраженная тенденция, характерно для всей твердой оболочки Земли — вплоть до границы ядра (2900 км). В среднем для всей твердой Земли вертикальный градиент скорости продольных волн составляет $\sim 0,003$ 1/с (3 м/с на 1 км глубины), а для поперечных примерно в 2 раза меньше.

Наиболее быстрое изменение скоростей с глубиной характерно для осадочных терригенных образований, когда градиент v_p в верхней части разреза достигает величины 1,0 1/с, постепенно уменьшаясь на глубинах 2—3 км до значений 0,1—0,2 1/с. На рис. 2.5 приведен пример изменения скоростей v_p и v_s с глубиной для Причерноморского осадочного бассейна по данным измерений в скважине. В левой части чертежа показаны стратиграфическая и литологическая колонки. Относительный градиент $\frac{1}{v} \frac{dv}{dz}$ для поперечных волн существенно выше, чем для продольных. Об этом

свидетельствует отчетливо выраженное увеличение значения $\frac{v_s}{v_p} = \gamma$ в зависимости от глубины приблизительно в 2 раза. Коэффициент Пуассона в данном примере изменяется от 0,46 до 0,30. По данным некоторых авторов [120, 138], увеличение скорости пропорционально глубине z в степени $1/6$. По такому же закону возрастает скорость с возрастом породы, но зависимость проявляется менее отчетливо, чем от глубины.

Важно подчеркнуть, что на закономерности увеличения скорости v_p и v_s с глубиной базируются сейсмические исследования на преломленных волнах.

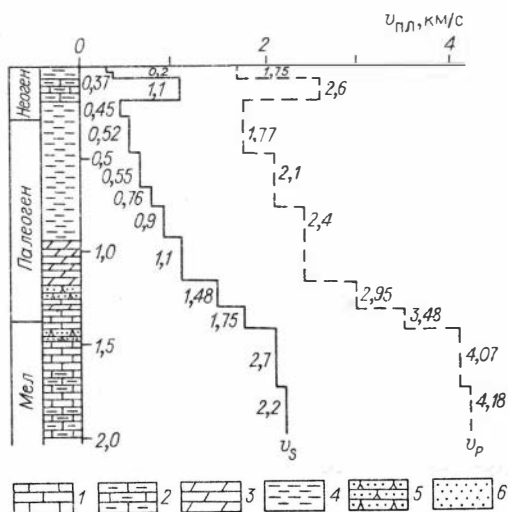


Рис. 2.5. Зависимость пластовых значений скоростей v_s , v_p от глубины по данным сейсмического каротажа. Район Причерноморской впадины [103].

1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — мергели; 4 — глины; 5 — песчаники; 6 — пески.

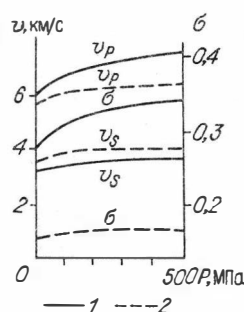


Рис. 2.6. Кривые зависимости v_p , v_s и σ от давления для гранита (1) и гнейса (2).

Подавляющая часть лабораторных опытов по влиянию давления на величины скоростей выполнена при температурах, близких к комнатной, причем большая часть результатов относится к кристаллическим породам. На рис. 2.6 представлены кривые зависимости скорости от давления для гранита и гнейса, построенные по данным [115]. Параллельно приводятся значения коэффициента Пуассона. Как и следовало ожидать, скорости повышаются с увеличением давления, причем градиент нарастания скорости имеет наибольшие значения в области низких давлений. Это связано с тем, что в данном диапазоне давлений происходит наиболее быстрое уменьшение пористости. Одновременно отмечается возрастание коэффициента Пуассона, особенно в начальной части кривых. Последнее означает, что давление в меньшей степени влияет на v_s , чем на v_p . В некоторых случаях при нагрузке до 1500—2000 МПа отмечается сложное поведение упомянутых трех величин при росте давления со значительными колебаниями градиентов и образованием локальных экстремумов, что возможно связано с влиянием побочных факторов, например неоднородностей и анизотропии.

В осадочных породах в основном изучались скорости v_p , причем при относительно небольших давлениях. Характерной особенностью по отношению к кристаллическим породам является более быстрое увеличение скорости с увеличением давления, что связано прежде всего с существенно большей начальной пористостью. Однако из этого правила имеются исключения, относящиеся, в частности, к галогенным образованиям. Так, например, в каменной соли при изменении давления от 0 до 250 МПа скорость v_p возрастает всего лишь на 2—3 % [45].

Представление об изменении скоростей и коэффициента Пуассона при очень высоких давлениях (до 13 500 МПа) можно получить по данным многолетних сейсмологических исследований для коры и мантии. Величина давления рассчитывается по данным распределения плотности, которые определяются независимо от упругих параметров. В качестве контролирующего фактора учитывается известное значение средней плотности Земли, вычисляемой по ускорению силы тяжести. Как и при небольших давлениях, рассмотренных выше, в начальной части до $p \leq 400$ МПа градиенты скоростей существенно больше, чем в последующей части кривых. Что касается коэффициента Пуассона, то он также быстро возрастает при $p < 200$ МПа, а затем остается приблизительно постоянным на среднем уровне порядка 0,29. Заметим, что приведенные данные для зависимости $v_p(p)$ в общих чертах согласуются с опытами по ударному сжатию в лабораторных условиях.

Как показывают лабораторные исследования, параметры анизотропии горных пород не остаются постоянными при повышении давления, причем по мере повышения давления анизотропия часто возрастает. Наблюдение над осадочными породами в их естественном залегании (например, на соляно-купольных структурах) также свидетельствует о влиянии напряженного состояния на характеристики анизотропии.

Влияние температуры на упругие параметры начали изучать преимущественно на металлах еще в XIX в. В последнее десятилетие подобного рода исследования проводились с использованием ультразвуковой техники путем пересчета полученных значений v_p и v_s в модули упругости при известных значениях плотности ρ . Было отчетливо установлено, что модули E и μ плавно уменьшаются по мере увеличения температуры. На рис. 2.7 представлены кривые зависимости модулей E и μ от величины T/T_m для алюминия (T/T_m — отношение температуры в опыте к температуре плавления материала). Как видно, обе зависимости с хорошим приближением можно считать линейными. Поскольку величина плотности ρ изменяется в значительно меньших пределах, чем E и μ , то можно считать справедливой линейную зависимость квадратов скоростей v_p и v_s от T/T_m . Что касается коэффициента Пуассона, то в данном опыте он увеличивается с повышением температуры от 0,34 до 0,38.

Поскольку с увеличением глубины давление и температура возрастают, то совместное их действие на скорости в определенной мере будет ком-

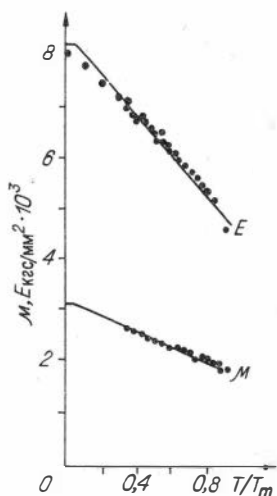


Рис. 2.8. Зависимость скорости v_p от температуры и давления для песчаника.

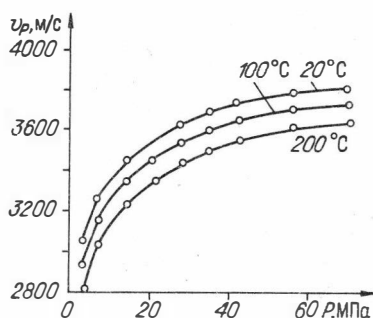


Рис. 2.7. Зависимость модулей упругости E и μ от отношения температуры опыта к температуре плавления (T/T_m) для алюминия [20].

пенсироваться особенно в верхних частях литосферы, что и подтверждается в эксперименте над консолидированными породами.

Лабораторные и натурные наблюдения расплавов горных пород при высоких температурах показали, что скорость v_p при расплавлении падает в $\sim 2\text{—}2,5$ раза по сравнению с твердым состоянием. Что касается скоростей поперечных волн, то они могут регистрироваться только в непосредственной близости от точки плавления (см. рис. 2.7). Имеются данные о том, что, например, в риголите поперечные волны могут распространяться до температуры 1300 °С, андезите — до 1200, базальте — до 900 °С.

Значительно меньше данных о влиянии температуры и давления на скорости осадочных пород, особенно на скорости поперечных волн. В качестве примера на рис. 2.8 изображены кривые зависимости v_p от давления и температуры (в пределах до 200 °С) для сухого песчаника по данным [105]. Как и для кристаллических пород, отчетливо отмечается уменьшение скорости с увеличением температуры, причем величина уменьшения практически не зависит от давления.

Температура в криозоне, как правило, находится в пределах от 0 до -5° , причем нижняя граница ее весьма нечеткая; переходная зона, в которой постепенно уменьшается количество льда, может достигать приблизительно 100 м, а возможно и больше. Влияние отрицательных температур, естественно, будет тем значительнее, чем больше коэффициенты пористости и водонасыщенности породы. В связи с этим максимальные различия между мерзлыми и тальми породами одного и того же литологического состава наблюдаются для терригенных отложений. Влияние отрицательных температур зависит от агрегатного состояния льда при температуре 0 °С. Значение v_p находится в пределах 3,4—3,6 км/с, а v_s в среднем равно 1,7 км/с. При понижении температуры v_p и v_s медленно увеличиваются, но даже при температуре -30° это увеличение составляет всего лишь 10 %. Коэффициент Пуассона для льда изменяется в пределах 0,36—0,33. Для песчано-глинистых отложений по данным полевых и лабораторных наблюдений скорости несколько больше, чем в толще льда, и для v_p равны в среднем 4 км/с. Для консолидированных осадочных и кристаллических пород влияние отрицательных температур, как правило, незначительно.

2.3. УПРУГИЕ ПАРАМЕТРЫ МИКРОНЕОДНОРОДНЫХ СРЕД

В предыдущих двух параграфах при рассмотрении влияния ряда факторов на значение скоростей продольных и поперечных волн материал породы представлялся в виде некоторого локально однородного тела. Иначе говоря, не принималось во внимание непосредственно агрегатное состояние горной

породы. Фактически, как известно, любая порода, за исключением, может быть, вулканических стекол, льда и некоторых других, представляет собой сложный микронеоднородный объект, состоящий из зерен различных минералов, а также цементирующего материала и флюида. Последний может состоять из жидкой, газообразной и смешанной фаз. Экспериментально и теоретически показано, что характер агрегатного состояния микронеоднородной породы в сильной степени влияет на скорости распространения волн v_p и v_s , а также на параметры поглощения.

Приведем, прежде всего, экспериментальные данные по зависимости скоростей v_p и v_s от пористости, давления и флюидонасыщения. На рис. 2.9 показаны области значений v_p и v_s для цементированных осадочных пород различной пористости [105]. Отмечаются следующие основные закономерности. Самые низкие скорости продольных волн фиксируются в газонасыщенных породах при низких давлениях, а самые высокие скорости поперечных волн — в газонасыщенных породах при высоком давлении. Зона пересечения областей близких значений v_p и v_s соответствует значительному газонасыщению.

При малой пористости (до 10 %) скорость распространения как продольных, так и поперечных волн можно рассчитать с достаточным приближением по формуле среднего времени, предположив, что процентное содержание каждой из компонент в любом направлении такое же, как в целом объеме. Если через P_i обозначить относительное содержание каждой из компонент со скоростями v_i , то скорость в многокомпонентной среде можно рассчитать по формуле

$$\frac{1}{v} = \sum_{i=1}^k P_i / v_i, \quad (2.1)$$

при этом $\sum_{i=1}^k P_i = 1$.

Если порода состоит из твердого скелета со скоростью $v_{\text{ск}}$ и порового пространства ($K_{\text{п}}$ — коэффициент пористости), заполненного жидким флюидом со скоростью $v_{\text{ф}}$, то формула среднего времени для продольных волн



Рис. 2.9. Влияние насыщенности флюидами и всестороннего давления на скорость продольных и поперечных волн в цементированных осадочных породах. Давление изменяется в пределах 0—70 МПа.

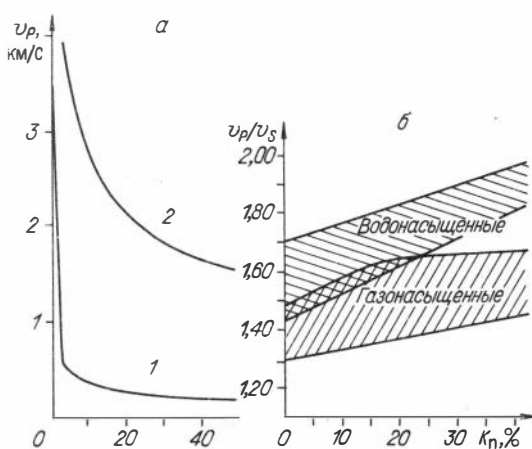


Рис. 2.10. Зависимость v_p (а) и v_p/v_s (б) от пористости для двухфазных зернистых сред.

а — $v_p(K_{\text{п}})$ при атмосферном давлении: 1 — поры заполнены воздухом либо другим газом ($v_{p1} = 0,33$ км/с; $\rho_1 = 0,00129$ г/см³), 2 — поры заполнены водой ($v_{p1} = 1,5$ км/с; $\rho_1 = 1$ г/см³); параметры зерна $v_{p2} = 6$ км/с, $\rho_2 = 2,5$ г/см³. б — $v_p/v_s(K_{\text{п}})$ при всестороннем давлении от 0 до 70 МПа [105].

имеет вид

$$\frac{1}{v} = \frac{K_{\Pi}}{v_{\Phi}} + \frac{1 - K_{\Pi}}{v_{\Sigma}}. \quad (2.1')$$

Наибольшее значение влияние флюида на скорость распространения волн имеет для пород-коллекторов нефти, газа, воды. Обычно это пески, песчаники, трещиноватые известняки. Вопросу оценки упругих параметров в такого рода многокомпонентных средах посвящено большое количество экспериментальных и теоретических исследований [105, 120 и др.].

Лабораторные эксперименты показывают, что скорости продольных волн в сухой или насыщенной газом породе существенно ниже, чем в насыщенной жидкостью. Что касается скоростей поперечных волн, то влияние газонасыщения сказывается на них значительно меньше. Важно отметить, что в породах всех типов присутствие даже небольшого числа пузырьков газа в жидкости сильно снижает значение v_p . В породах с высоким коэффициентом пористости (30—35 %) при концентрации газа около 5 % скорости продольных волн близки к скоростям в породах, полностью насыщенных газом. Экспериментально в натурных условиях было также установлено, что газонасыщение породы в значительно большей степени сказывается на скоростях продольных волн, чем поперечных. Что касается насыщения жидкостью, то влияние ее на величину v_s , как правило, больше, чем на величину v_p . Различие влияния водо- и газонасыщения на скорости v_p и v_s для осадочных пород можно видеть на рис. 2.10, б, где представлена зависимость отношения v_p/v_s от пористости.

Большее влияние водонасыщенности на скорости поперечных волн по сравнению с продольными отчетливо проявляется для глинистых отложений с большой водонасыщенностью, когда за счет большего уменьшения скорости v_s отношение v_s/v_p падает до 0,1—0,2, а коэффициент Пуассона соответственно до 0,495—0,479. В качестве второго экстремального случая можно указать самую верхнюю часть разреза — зону малых скоростей, в которой всегда присутствует в достаточно большой пропорции газовая компонента, в частности воздух. Скорости продольных волн здесь падают до 300—400 м/с. Уменьшение скоростей v_s за счет газонасыщения более слабое, и поэтому коэффициент Пуассона в среднем равен 0,25, т. е. такой же, как для консолидированных пород.

Для зернистых сред типа песков скорости v_p и v_s могут быть рассчитаны по формулам Ризниченко — Гассман [96, 120]. Они основаны на осреднении коэффициентов Ламме для твердой и флюидной составляющих породы.

Пусть порода состоит из твердой (ρ_2, v_2) и флюидной (ρ_1, v_1) сред с соотношением объемов v_2/v_1 . Тогда скорость v_p в агрегате, когда длина волны во много раз больше размеров зерен, представляется формулой

$$\bar{v}_p = v_0 \cdot \frac{1 + v_2/v_1}{\sqrt{\left[1 + \frac{v_2/v_1}{\rho_2/\rho_1 (v_2/v_1)^2}\right] (1 + v_2/v_1 \rho_2/\rho_1)}}. \quad (2.2)$$

Здесь величина v_2/v_1 связана с коэффициентом пористости K_{Π} и средней плотностью $\bar{\rho}$ соотношениями

$$v_2/v_1 = 1/K_{\Pi} - 1 = (\bar{\rho} - \rho_1)/(\rho_2 - \bar{\rho}).$$

На рис. 2.10, а приведены кривые $\bar{v}_p(K_{\Pi})$, рассчитанные по формуле (2.2), при заполнении пор воздухом (газом) и водой (параметры указаны в подписи). Из рисунка видно, что при заполнении пор воздухом скорости уже при очень малой пористости (порядка 0,1 %) становятся сверхмалыми, т. е. меньшими, чем скорость в воздухе, и при пористости порядка 30 % достигают величин 0,016 км/с. При заполнении пор водой скорость является сверхма-

лой, т. е. меньше скорости звука в воде, только при очень большой пористости, например в суспензиях.

В трехфазовых системах, когда поры заполнены частично газом, а частично жидкостью, скорости $\bar{v}_p$ будут принимать промежуточное значение между кривыми 1 и 2, представленными на рис. 2.10, а, согласно пропорциям флюидных фаз. В соответствии с теорией Гассмана [120] скорость поперечных волн в агрегате $\bar{v}_s$ лишь незначительно будет отличаться от скорости v_{s2} в зерне. Это прежде всего относится к насыщению пор газом. Отметим, что формула (2.2) может быть использована для подсчета скоростей v_p в трещиноватых породах при заполнении трещин флюидом.

Способ осреднения упругих параметров во флюидонасыщенных средах (например, теория Гассмана) не полностью соответствует экспериментальным данным, особенно в трехфазных системах. Более строгое решение задачи о деформировании зернистых сред приводит, в частности, к выводу, что скорости v_p и v_s зависят не только от коэффициента пористости, но также от удельной поверхности (частное от деления поверхности зерна на его объем) и радиуса зерна [103].

Следует отметить, что механизм деформирования микронеоднородных сред с наличием флюидов может отличаться от такового для сплошной среды. В частности, не всегда будет выполняться подобие полей напряжений при смене направления воздействия, например смена сжатия на разражение.

2.4. О ПОГЛОЩЕНИИ УПРУГИХ ВОЛН В ГОРНЫХ ПОРОДАХ

В уравнениях динамической теории упругости, кратко рассмотренных в главе 1, основные соотношения и вытекающие из них следствия базировались на предположениях, что плоские волны не изменяют своей амплитуды и формы импульсов в процессе распространения. В случае точечного источника либо источника ограниченных размеров уменьшение амплитуды с расстоянием происходит только за счет расхождения фронта волны. В реальных геологических средах, как, впрочем, и в любых твердых телах, амплитуда плоских волн уменьшается с расстоянием за счет необратимых тепловых потерь и диффузного рассеяния на мелких неоднородностях. При этом отдельные спектральные составляющие импульса затухают по-разному, т. е. имеет место дисперсия волн. Твердо установлен факт, что высокочастотные компоненты затухают существенно сильнее, чем низкочастотные. В связи с этим в импульсе по мере его распространения во все возрастающей степени будут преобладать низкие частоты. Поэтому, например, в акустическом каротаже при расстояниях источник — приемник 1—3 м используется спектр с максимумом частот порядка 10—50 кГц, тогда как изучение нижних частей мантии и ядра возможно только на частотах, измеряемых долями герца. Необходимо отметить, что частотный состав импульса в сильной степени зависит от размеров и конструкции источника, а также от грунтовых условий в точках излучения и приема колебаний. Относящиеся сюда вопросы дополнительно будут рассмотрены в главе 4.

Затухание сейсмических импульсов с расстоянием, не связанное с явлением отражения и преломления на границах, т. е. собственно поглощение, вводится при решении прямых задач в виде экспоненциального множителя $e^{-\alpha(f,r)}$, где α — коэффициент поглощения, зависящий от частоты f , r — расстояние, пробегаемое волной. Введение экспоненциального множителя не является строго обоснованным теоретически и осуществляется только по аналогии с колебательными системами, которые описываются обыкновенными дифференциальными уравнениями типа (1.5). Но для приближенного описания реально наблюдаемого явления поглощения введение экспоненциального множителя является безусловно оправданным, его можно рассматривать одновременно как определение эффективного значения параметра поглощения.

Экспериментальные исследования, хотя они и не всегда обладают высокой точностью, показывают, что в широком диапазоне частот, отличающихся приблизительно на шесть-семь порядков, коэффициент поглощения линейно зависит от частоты. На рис. 2.11, заимствованном из [14], приведена сводка по поглощению продольных сейсмических волн в горных породах по данным сейсмологии, сейсморазведки, акустического каротажа и лабораторных измерений. Представление всей совокупности данных в виде прямой линии является, по-видимому, наиболее вероятным. С учетом этого обстоятельства, наряду с коэффициентом α , имеющим размерность $\frac{1}{L}$, в последнее время введен безразмерный параметр поглощения Q , получивший название добротности. Связь между α и Q выражается следующей формулой:

$$Q = \frac{\pi f}{v\alpha} = \frac{\pi}{\lambda\alpha}, \quad (2.3)$$

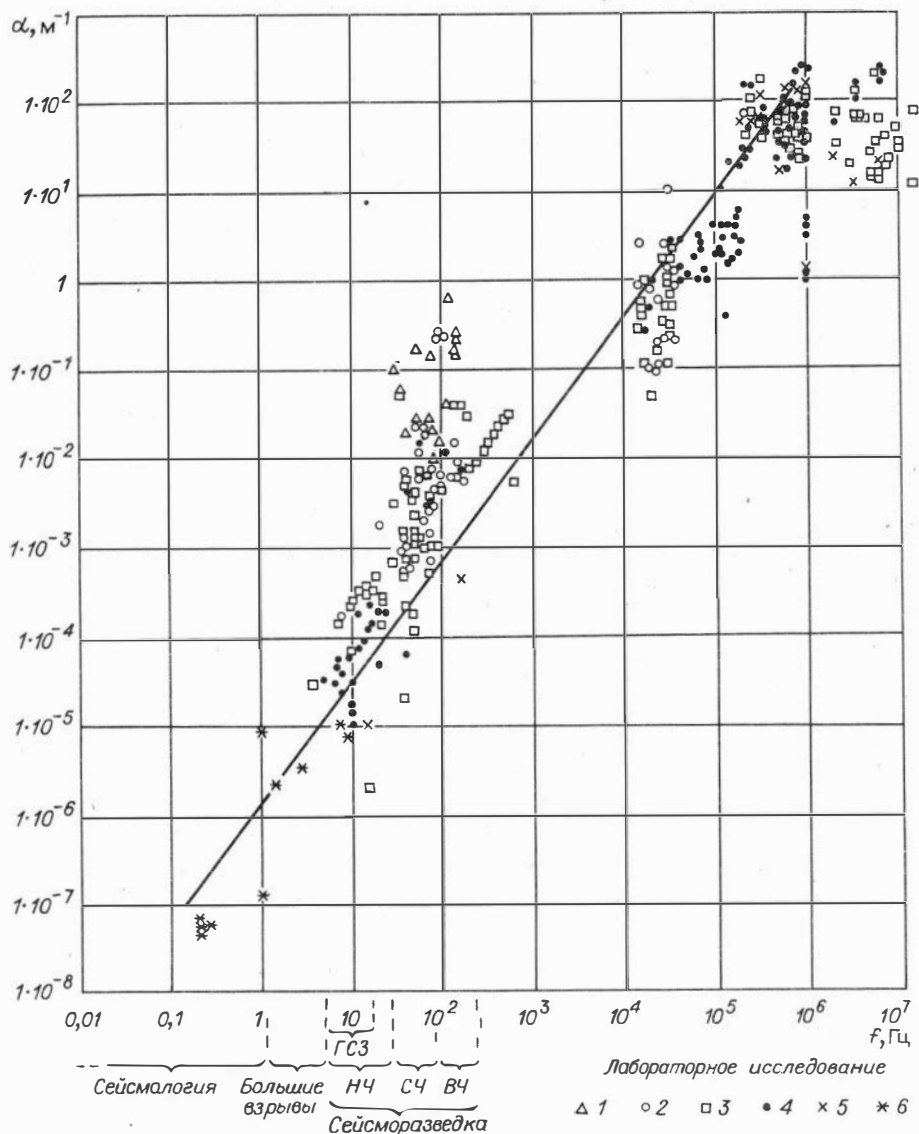


Рис. 2.11. Зависимость коэффициентов поглощения от частоты для пород различного литологического состава.

1-3 — осадочные породы: 1 — рыхлые, 2 — слабосцементированные, 3 — плотные; 4 — изверженные; 5 — метаморфические породы; 6 — породы верхов мантии.

Предполагается, что добротность Q в первом приближении не зависит от частоты, так как линейная аппроксимация $\alpha(f)$ здесь уже принята во внимание. Очевидно, что чем быстрее ослабляется импульс с расстоянием, тем больше величина α и одновременно меньше добротность Q .

Параметры поглощения в сильной степени зависят от литологического состава пористости и флюидонасыщенности, давления и температуры. Поэтому после скоростей распространения волн эти характеристики являются важными физическими константами, знание которых может оказать существенную помощь при геологической интерпретации сейсмических наблюдений. Второй аспект поглощения, связанный с обеспечением необходимой глубинности тех или иных исследований, имеет чисто методическое значение.

Большая часть измерений констант поглощения относится к продольным волнам. Тем не менее к настоящему времени накопились определенные данные о поглощениях и поперечных волн, в том числе в сравнении с соответствующими показателями по P -волнам. Для кристаллических пород имеются данные лабораторных измерений поглощения на образцах, которые показывают, что в среднем α_S в 1,5—2 раза больше, чем α_P . Иначе говоря, $v_S \alpha_S \approx v_P \alpha_P$. Вместе с тем по результатам полевых измерений, в частности для земной коры, $\alpha_P \approx \alpha_S$.

Следует отметить, что указанное соотношение между коэффициентами поглощения волн обоих типов определено без учета различия частот, свойственных каждой из волн, т. е. α_S измерялись на более низких частотах, чем α_P . Если проводить измерения на отдельных спектральных составляющих, то различие между показателями поглощения может быть очень большим. Это, например, имеет место для водонасыщенных глин при измерениях на высоких частотах.

Укажем, что некоторые характерные особенности горных пород по-разному сказываются на поглощении P - и S -волн. Так, например, по мере повышения влагонасыщенности пор α_S возрастает существенно быстрее, чем α_P , тогда как при насыщении газом имеет место обратная зависимость. Коэффициент поглощения, как и параметры Q , изменяется в достаточно широких пределах — примерно таких же, как скорость распространения волн.

Экспериментально установлено, что имеется достаточно тесная связь между коэффициентами поглощения $\alpha_{P,S}$ и скоростями распространения волн $v_{P,S}$. Чем больше скорость, тем меньше коэффициент поглощения. Поскольку скорости, как отмечалось выше, зависят от давления и температуры, то связь коэффициента поглощения α с этими параметрами можно считать первым приближением, выраженным через величину v . Это обстоятельство учтено при расчете добротности Q согласно (2.3).

В заключение отметим, что к настоящему времени еще не создано единой теории поглощения упругих волн в твердых средах, в том числе в горных породах, которая бы достаточно хорошо объясняла все имеющиеся экспериментальные факты. Однако по некоторым моделям сред, в частности флюидонасыщенным горным породам типа коллекторов нефти и газа, имеются результаты, удовлетворительно объясняющие данные экспериментов.

Обычно считается, что скорости v и добротности Q для обоих типов волн независимы друг от друга. В большинстве случаев это допущение оправданно, если частоты меняются не очень сильно, а величины Q достаточно велики. В общем случае фазовые скорости v , добротности Q и частоты f связаны зависимостью [7]

$$v(f_1)/v(f_2) = 1 + 1/(\pi Q) \ln(f_1/f_2). \quad (2.4)$$

Как и в геофизике в целом, решение обратных задач сейсмологии возможно только на основе модельных представлений, потому что любые виды сейсмических исследований имеют ограничения в части обнаружения и изучения структуры и размеров неоднородностей. Это связано прежде всего с конечными значениями длин используемых волн и, как следствие этого, с необходимостью идеализации среды и характера сейсмических процессов. Важно подчеркнуть, что решение обратных задач в принципе возможно только на идеализации объектов исследования, так как без этого невозможно обеспечить устойчивость определения целевых параметров. В связи с этим подавляющая часть обратных задач сейсмологии относится к типу некорректных. Некорректность связана также с ограниченной точностью и спецификой методики натурных измерений.

Не претендуя на полноту, укажем на следующие основные модели, используемые в сейсмологии (предварительно отметим, что операции с моделями с целью получения новых знаний называются моделированием).

а. Модели физического состояния вещества горных пород, рассматриваемые при распространении сейсмических волн и изучении тектонических явлений, включая землетрясения. Чаще всего предполагается справедливость закона Гука, но при больших деформациях принимаются во внимание нелинейные явления. Большое значение имеют представления о среде как сплошной (изотропной либо анизотропной). В последнее время оперируют моделями микронеоднородных, в том числе зернистых и трещиноватых сред.

б. Модели структурной сейсмологии, связанные с изучением структур и состава недр Земли. Они тесно связаны с моделями группы «а», но главной их особенностью является описание распределения упругих и неупругих параметров в пространстве, в том числе границ раздела. Наиболее часто используют представление в виде серии слоев с резкими либо нерезкими границами. При формировании таких моделей часто принимают во внимание априорную геологическую и геофизическую информацию, трансформируя ее на язык сейсмологии. Для моделей этой группы характерно оперирование средними и среднепластовыми параметрами. При этом модели для решения прямых и обратных задач могут быть различными.

в. Модели очаговой сейсмологии, описывающие механизмы источников той или иной природы. Наибольшее значение имеют модели естественных очагов, в первую очередь землетрясений.

г. Модели обработки и интерпретации экспериментальных данных, нацеленные на обеспечение наилучшей разрешающей способности и надежности при решении той или иной целевой задачи. Особое место в этой группе занимают модели выделения сигнала на фоне помех.

Моделирование в сейсмологии подразделяют на два вида — математическое и физическое. Главное значение имеет первое из них, так как только на основе его возможно решать обратные задачи — восстановление с той или иной степенью точности, достоверности и устойчивости свойств изучаемой среды и происходящих в ней сейсмических процессов. Существование лабораторного моделирования на килогерцевом и мегагерцевом диапазонах частот в первую очередь связано с трудностями математического решения прямых задач для сложных моделей всех указанных выше типов.

Не менее важной задачей лабораторного моделирования является расширение знаний о сейсмических моделях реальных сред, отличающихся от стандартных представлений о сплошной среде и справедливости закона Гука. Большое значение при исследованиях на высоких частотах имеет изучение зависимости упругих параметров от давления, температуры, пористости и водонасыщенности, о чем уже говорилось выше.

Модели, указанные в пункте «а», в той или иной степени отображены в предыдущих параграфах данной главы. Что касается моделей по пунктам «в» и «г», то они будут рассмотрены в соответствующих методических главах. Ниже остановимся кратко на способах формирования и особенностях моде-

лей, используемых в структурной сейсмологии. Такие модели формируются на базе общих закономерностей распределения скоростей распространения упругих волн и плотностей в горных породах, а также особенностей залегания геологических объектов на глубине. К настоящему времени накопился очень большой материал о форме и свойствах геологических тел. В получении таких сведений все более возрастающую роль играют геофизические, в том числе сейсмические методы.

Геологические объекты (или тела) целесообразно подразделить на три большие категории, относящиеся соответственно к осадочным комплексам, верхним частям консолидированной коры и глубинным оболочкам, включающим нижнюю часть коры, мантию и ядро.

Главнейшей особенностью осадочных образований является их слоистость, т. е. представление отдельных комплексов, отличающихся по литологическому составу, пористости и другим параметрам в виде пластин, протяженность которых во много раз больше длины волны. Что касается мощности пластов, отличающихся по литологии и возрасту, то они могут варьировать в очень широких пределах — от сантиметров до нескольких километров. Очень часто углы наклона пластов и соответственно разделяющих их границ не превышают нескольких градусов. В первую очередь это относится к осадочному чехлу древних и молодых платформ. Однако нередко встречаются круто залегающие пласты, например, в предгорных и межгорных впадинах, а также в районах с соляно-купольной тектоникой. Для осадочных отложений большинства районов типично наличие зон несогласного залегания, вызванных условиями седиментации, включая наличие зон размыва, литологических замещений и др. Для большинства осадочных отложений, в том числе платформенных областей, характерно наличие дизъюнктивных нарушений различной амплитуды — от нескольких метров до 1—3 км и более.

В соответствии с установленными выше связями между геологическими параметрами и скоростями v_p и v_s , а также плотностями ρ наиболее типичной для осадочных образований является слоистая сейсмическая модель, в которой для какой-либо области пласта упругие параметры неизменны. Различают однослойные модели с заданными средними параметрами и многослойные. Чаще всего границы между слоями в первом приближении предполагаются плоскими.

Применение моделей с плоскими и резкими границами в значительной степени обусловлено тем, что в этом случае наиболее полно разработан математический аппарат для решения как динамических, так и кинематических задач. Это относится и к прямым, и к обратным задачам. Причем для последних предположение о плоских границах связано с минимизацией числа определяемых параметров и соответственно обеспечением устойчивости решения обратных задач.

Добавим еще, что набор данных по решению прямых задач для ряда близких к реальным либо правдоподобных ситуаций позволяет оперативно сопоставлять экспериментальные и теоретические данные и тем самым осуществлять выбор наиболее подходящих интерпретационных моделей.

С точки зрения распределения скорости в зоне перехода от одного слоя к другому рассматривают три основных типа сейсмических границ, различающихся видом переходной функции. Наиболее распространено представление о резком скачке в величине скорости на границах двух слоев. Такие границы называются границами первого рода. Если скачкообразно изменяется не величина скорости, а градиент, то будет иметь место граница второго рода. В более общем случае между двумя квазигоднородными слоями существует некоторая переходная толща мощностью меньше длины волны. Такая граница называется транзитивной. Форма переходной функции может быть различной, в том числе представлять собой серию тонких слоев.

Как отмечалось в предыдущих параграфах данной главы, большое влияние на величины скоростей в слоях оказывает горное давление. Если литологические параметры пород на заданном интервале глубин различаются

не очень сильно, то распределение скоростей можно представить в виде непрерывной функции, часто только глубины z (градиентная среда). В первую очередь это имеет место для терригенных отложений, особенно глинистых. Градиентность среды, в том числе в виде непрерывных функций $v(x, y, z)$ и $\rho(x, y, z)$, может быть связана не только с компрессионным эффектом, но и с особенностями распределения литологических свойств горных пород в той или иной области пространства.

Во второй категории массивов горных пород (консолидированная кора), представляющих собой кристаллические комплексы, слоистость, как правило, выражена в нерегулярной форме. В магматических породах она практически отсутствует, а в метаморфических в сильной степени зависит от интенсивности проявлений магматизма. Рассматриваемые категории геологических образований отличаются большим разнообразием объектов (или тел) различной формы и состава: дайки, интрузивные массивы различных размеров, рудообразующие комплексы и др. Здесь отмечается большое количество разрывов, зон повышенной трещиноватости, которые иногда выстраиваются в более или менее регулярные образования (цепочки). В противоположность осадочным комплексам интервал изменения скоростей в кристаллических породах значительно меньше. Существенно меньше также градиентность среды, которая нередко совсем не проявляется даже в непосредственной близости от земной поверхности (исключая небольшой слой выветрелых пород).

Если в осадочных породах границы раздела, в первую очередь те, на которых образуются отраженные волны, приурочены к литологическим и стратиграфическим границам, то в рассматриваемой категории такая однозначная трактовка границ не имеет места. В метаморфических комплексах могут сохраняться реликты слоистости, но стратиграфо-литологические границы чаще всего имеют небольшую протяженность. К другим видам границ, на которых могут возникнуть регулярные вторичные волны, относятся зоны трещиноватости, поверхности разломов, а также цепочки относительно близко расположенных дискретных объектов небольшого по сравнению с длиной волны размера [108].

Геологические сведения о глубинных оболочках Земли, необходимые для построения сейсмических моделей, практически отсутствуют. В связи с этим модели в данной категории первоначально строятся на базе общих представлений о тектонике глубинных недр, а затем уточняются по мере накопления данных геофизических исследований, в первую очередь сейсмических. Так, например, была принята гипотеза, что в Земле существует граница раздела сферической формы и поэтому физические параметры пластов в первом приближении не зависят от широты и долготы.

Для глубинных оболочек, в первую очередь мантии Земли благодаря ее большой мощности (около 3000 км), имеет место значительный перепад давлений, сопровождаемый сильным влиянием компрессионного эффекта на величины упругих параметров. В связи с этим часто оперируют моделями градиентной среды как функции радиуса Земли. На фоне непрерывного увеличения скорости с глубиной могут существовать слои повышенной и пониженной скорости, а также резких изменений градиента.

Сейсмические модели не всегда одинаковы для решения прямых и обратных задач. В первом случае степень сложности модели ограничивается только уровнем разработанности математического аппарата и вычислительными возможностями компьютерной техники. При решении обратных задач (определение упругих параметров среды по наблюдаемым волновым полям) используются два подхода. В первом из них, наиболее распространенном, параметры среды определяются исходя из аналитического решения прямой задачи для достаточно простой модели среды. Такое обращение прямой аналитической задачи, сводящееся обычно к решению некоторой системы уравнений, должно обеспечивать устойчивость нахождения параметров с точностью, определяемой волновыми характеристиками исходных экспериментальных данных. При решении обратной задачи таким способом всегда

оперируют локальными моделями, относящимися к ограниченному пространству среды. Второй способ состоит в итерационном подборе такой модели среды, которая наилучшим образом соответствует имеющейся совокупности экспериментальных данных. Отметим, что при ограниченной точности измерения волновых параметров заданному набору экспериментального материала может соответствовать некоторое множество моделей, степень близости которых не всегда высокая. Это иллюстрирует некорректность решения обратных задач сейсмологии. В последнее время, особенно в сейсморазведке, первый и второй способы применяют в комплексе, что стало возможным благодаря развитию методов вычислительной сейсмологии.

Глава 3

КЛАССЫ И ТИПЫ УПРУГИХ ВОЛН, ИСПОЛЪЗУЕМЫХ ПРИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

Как уже отмечалось в главе 1, объемные сейсмические волны подразделяются на три типа: продольные, поперечные и обменные. Последние могут возникать только при косом падении волн P либо SV на границу раздела.

Поверхностные волны, наблюдаемые на свободной поверхности земли, являются с физических позиций производными от объемных волн. В сейсмологии используются два основных типа поверхностных волн, различающихся по ориентации и плоскости поляризации — волны Рэлея, поляризованные в вертикальной плоскости, и волны Лява с поляризацией в горизонтальной плоскости. Отметим, что для сложных моделей сред, отличающихся от горизонтально-слоистых, а также для анизотропных сред с произвольной ориентацией осей анизотропии плоскости поляризации волн Рэлея и Лява могут быть иными.

Основная информация о структуре геологических объектов получается на основе объемных волн. В основном это — вторичные волны, возникающие на глубинных границах за счет явления отражения, преломления и дифракции. В частном случае это могут быть прямые (проходящие) и рефрагированные волны, распространяющиеся в определенном объеме.

Вторичные волны подразделяются на отдельные классы, различающиеся как по физической природе их возникновения, так и по лучевой структуре. Основными являются следующие классы объемных волн: отраженные, преломленные, дифрагированные. В каждом из этих классов могут существовать продольные, поперечные и обменные волны. Что касается поверхностных волн, то для них трудно или даже невозможно осуществить подразделение на типы и классы.

3.1. ПРЯМЫЕ И ПРОХОДЯЩИЕ ВОЛНЫ

Если между источником и приемником не предполагается целевых геологических объектов, то зондирующая волна в подобной ситуации называется прямой. Основная задача в данном случае состоит в измерении скоростей распространения продольной либо поперечной волны, а также динамических параметров, включая поглощение. При использовании поперечных волн путем изменения направленности в области источника и приемника можно получать сведения о наличии скоростной анизотропии. Если при заданном положении источника наблюдение вести на различных от него расстояниях, то регистрация прямых волн дает возможность измерить коэффициенты поглощения волн, а также детально изучить параметры анизотропии. В соответствии с принципом взаимности аналогичную информацию можно обеспечить при закрепленном приемнике и разнесенных источниках.

Наблюдение на прямых волнах проводится как во внутренних точках среды (скважины, шахты, рудники), так и на поверхности земли, когда можно предположить, что в пределах базы наблюдений среду можно считать однородной. Прямые волны широко используются при лабораторных исследованиях на высоких частотах, в первую очередь для прозвучивания образцов горных пород.

Проходящие волны отличаются от прямых тем, что между источником и приемником существует либо предполагается геологический объект, изучение которого представляет собой целевую задачу наблюдений. В качестве объекта могут выступать границы раздела, замкнутые или полужамкнутые тела и другие виды неоднородностей. Наблюдения на проходящих волнах могут производиться при распределенных в пространстве источниках либо приемниках, а также тех и других одновременно. Отметим, что при исследовании на проходящих волнах в тех или иных областях пространства будут наблюдаться прямые волны. Это дает возможность получать сведения об анизотропии, поглощении и других физических параметрах.

В среде с гладкими границами раздела и достаточно выраженным перепадом упругих параметров могут существовать как монотипные, так и обменные проходящие волны. Первые из них возникают при любых углах падения волны на границу. Частный случай нормального падения плоской волны на границу раздела был рассмотрен в главе 1. При нормальном падении плоской волны, как продольной, так и поперечной, поляризация и тип проходящей волны остаются такими же, как у падающей. Формулы (1.26) и (1.29) можно записать по-другому:

$$B^{(0)} = \frac{2}{1 + 1/(rn)}, \quad (3.1)$$

где n может принимать значения n_p и n_s .

В главе 2 было показано, что для большинства горных пород плотность ρ увеличивается по мере возрастания скорости. Отсюда следует, что если $n < 1$, то $r < 1$, и наоборот, при $n > 1$ $r > 1$. Тогда в соответствии с (3.1) при $n < 1$ $B^{(0)} < 1$, а в случае $n > 1$ $B^{(0)} > 1$. Подобным же образом будут вести себя амплитуды смещений.

Наклонное падение на границу раздела рассмотрим сначала для простейшего случая волны SH . Обменные явления в этом случае отсутствуют, и волна не изменяет не только типа поляризации, но и направления движения частиц. Формулу (1.31) запишем в виде

$$B_{SH} = \frac{2rn_s^2}{rn_s^2 + \sqrt{n_s^2 - (1 - n_s^2) \operatorname{tg}^2 \alpha}}. \quad (3.2)$$

При $n_s < 1$ и $r < 1$ значение B_{SH} , как непосредственно видно из формулы, увеличивается по мере возрастания угла α от 0 до $\alpha_{\text{кр}} = \arcsin n$, когда B_{SH} приближается к максимальному значению, равному 2. В области $\alpha > \alpha_{\text{кр}}$ величина B_{SH} имеет мнимую часть, что свидетельствует об изменении формы импульса. Модуль B_{SH} в рассматриваемой области уменьшается, достигая нуля при $\alpha = 90^\circ$. В случае $n_s > 1$ подкоренное выражение в знаменателе всегда больше нуля, а B_{SH} плавно уменьшается от $B_{SH}^{(0)}$ до нуля.

Если на границу наклонно падает волна P либо SV , то, как отмечалось в главе 1, строгие аналитические выражения для коэффициентов проходящих плоских волн достаточно сложны. Чтобы показать качественно общие закономерности зависимостей коэффициентов прохождения от угла падения α , приведем численный пример.

На рис. 3.1 представлены графики зависимости модулей коэффициентов прохождения монотипных (P , SV) и обменных (PS , SP) волн от угла падения α на границу раздела для частного типичного случая, когда параметры n_p , n_s и r равны друг другу и принимают значения 0,8 и 1/0,8. Обращает на себя внимание существенное различие кривых $B(\alpha)$ для монотипных волн PP и SS при падении из менее жесткой в более жесткую среду и наоборот.

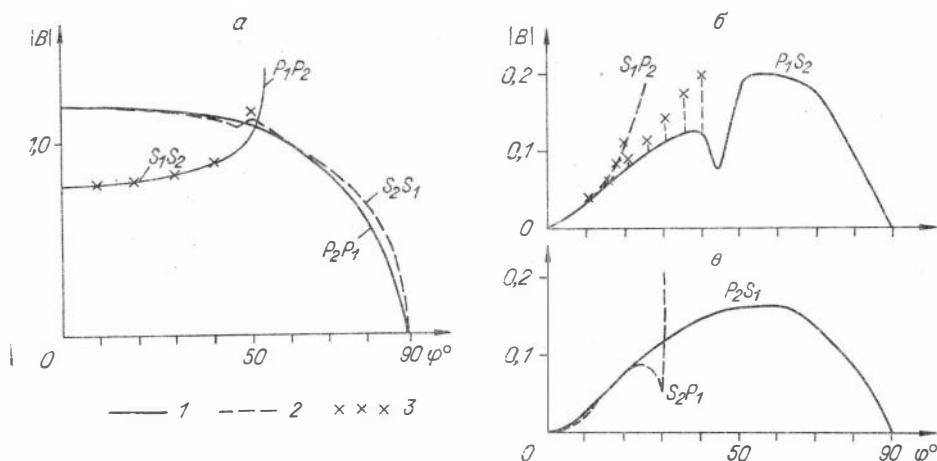


Рис. 3.1. Модули коэффициентов прохождения монотипных (а) и обменных (б — при $n < 1$, в — при $n > 1$) волн.

1, 2 — для монотипных волн: 1 — $n < 1$, 2 — $n > 1$; 3 — результаты счета по приближенным формулам (3.3) для всех типов волн при $n < 1$.

Если при $n < 1$ коэффициент прохождения возрастает с увеличением угла падения, то в случае $n > 1$ имеет место обратное соотношение (см. рис. 3.1, а). Величины $B_{PS}(\alpha)$ для $n < 1$ и $n > 1$ имеют сходный характер, если не принимать во внимание отдельных деталей. В данном примере на обеих кривых отмечается максимум значений коэффициента прохождения при угле порядка 55° . Что касается волн SP , то при углах $\alpha_s \leq 20^\circ$ они приблизительно одинаковы при падении волны из менее и более жестких сред. Более общие закономерности приведены в работе [66].

Если углы падения сравнительно невелики (порядка $30-40^\circ$), а перепады скоростей и плотностей также относительно малы, то для вычисления коэффициентов прохождения (преломления) можно воспользоваться приближенными формулами [7], которые имеют следующий вид:

$$\begin{aligned}
 B_{PP} &= 2 + (B_{vP}^{(0)} - 1) (\sec^2 \bar{\alpha}_P - 2) - B_p; \\
 B_{SS} &= 2 + (B_{vS}^{(0)} - 1) (\sec^2 \bar{\alpha}_S - 2) - B_p; \\
 B_{PS} &= \frac{\sin \bar{\alpha}_P}{\cos \bar{\alpha}_P} [-4 (B_{vS}^{(0)} - 1) (\sin^2 \bar{\alpha}_S + \bar{\gamma} \cos \bar{\alpha}_P \cos \bar{\alpha}_S) + \\
 &\quad + (B_p - 1) (1 - 2 \sin^2 \bar{\alpha}_S - 2\bar{\gamma} \cos \bar{\alpha}_P \cos \bar{\alpha}_S)]; \\
 B_{SP} &= \frac{\bar{\gamma} \cos \bar{\alpha}_S}{\cos \bar{\alpha}_P} B_{PS},
 \end{aligned} \tag{3.3}$$

где $\bar{\alpha}_S$ — среднее значение угла падения α и угла преломления, определяемое зависимостью

$$\bar{\alpha} = 1/2 \left[\alpha + \arcsin \left(\frac{v_2}{v_1} \sin \alpha \right) \right].$$

Для перехода от $\bar{\alpha}_P$ к $\bar{\alpha}_S$ и обратно следует иметь в виду, что $\sin \alpha_S = \frac{v_{S1}}{v_{P1}} \sin \alpha_P$. Величина $\bar{\gamma}$ представляет собой отношение среднеарифметических значений скоростей поперечных и продольных волн, т. е. $\bar{\gamma} = \frac{v_{S1} + v_{S2}}{v_{P1} + v_{P2}}$. В приведенных формулах фигурируют величины $B_v^{(0)} = 2v_2/(v_1 + v_2)$, $B_p = 2\rho_2/(\rho_2 + \rho_1)$, представляющие собой значения коэффициентов прохождения при $\alpha = 0$, оцениваемые соответственно по величинам v и ρ . На рис. 3.1 сопоставляются коэффициенты прохождения, вычисленные по строгим и приближенным формулам для $n < 1$ при одних и тех же параметрах. В случае монотипных волн в пределах углов до 40° ошибка при

использовании приближенных формул не превышает 2—3 %. Предел возможности использования приближенных формул для обменных волн несколько ниже.

Если граница раздела приобретает криволинейную форму, то в проходящих, моноптипных и обменных волнах будут наблюдаться как динамические, так и кинематические аномалии. Причем последние обусловлены в том числе явлениями фокусировки и расфокусировки. При большой кривизне границы в суммарном волновом поле все более заметно будет проявляться влияние дифракционных составляющих.

3.2. ОТРАЖЕННЫЕ ВОЛНЫ

В настоящее время использование отраженных волн для изучения верхних частей Земли часто превалирует по отношению к другим классам волн.

Наибольшее значение, особенно в сейсморазведке, имеют случаи нормального падения волны на границу. Соответствующие формулы коэффициентов отражения для плоской волны приведены в главе 1. Они имеют одинаковую структуру для всех типов продольных и поперечных волн (формулы (1.25) — (1.29)).

Важно отметить, что если $\rho_1 v_1 < \rho_2 v_2$, то коэффициенты отражения принимают отрицательные значения. Это означает, что фаза отраженной волны по отношению к падающей в направлении положительных значений z будет отличаться от фазы волны на 180° . Но поскольку отраженный импульс распространяется в противоположном к падающему направлению, то прибор отметит импульс той же полярности, что и в падающей волне. При $\rho_1 v_1 > \rho_2 v_2$, когда $A > 0$, наблюдается обратное явление, т. е. потеря фазы и соответствующее изменение полярности в отраженном импульсе. При условии $v_1/v_2 = \rho_2/\rho_1$ коэффициент отражения имеет нулевое значение.

Несмотря на простоту выражений $A^{(0)}$ для всех типов моноптипных волн, важно провести приближенное представление, в котором более отчетливо видно раздельное влияние скоростей и плотностей на величину коэффициента отражения.

Считая теперь направление отраженной (восходящей) волны положительным, запишем

$$A^{(0)} = \frac{\rho_2 v_2 - \rho_1 v_1}{\rho_2 v_2 + \rho_1 v_1} = \frac{v_2 - v_1 + v_2 \frac{\Delta \rho}{\rho_1}}{v_2 + v_1 + v_2 \frac{\Delta \rho}{\rho_1}},$$

где $\Delta \rho = \rho_2 - \rho_1$. Предполагая $\Delta \rho/\rho_1$ достаточно малым и ограничиваясь при разложении в ряд величинами первого порядка, получим

$$A^{(0)} = \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1} + \frac{v_1 v_2}{[(v_2 + v_1)/2]^2} \frac{\Delta \rho}{2\rho_1}.$$

Нетрудно показать, что множитель во втором члене, зависящий от v_1 и v_2 , близок к 1, поскольку он представляет собой отношение среднегеометрических и среднеарифметических величин.

При небольшом различии в плотностях можно положить, что $\Delta \rho/\rho_1 = \Delta \rho/[(\rho_1 + \rho_2)/2]$ или $\Delta \rho/\rho_1 = 2\Delta \rho/(\rho_2 + \rho_1)$. С учетом сказанного получим следующее приближенное выражение для $A^{(0)}$, в котором влияние скоростей и плотностей имеет аддитивный характер:

$$A^{(0)} = \frac{v_2 - v_1}{v_2 + v_1} + \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} = A_v + A_\rho. \quad (3.4)$$

Расчеты показывают, что приведенная приближенная формула для $A^{(0)}$ справедлива для достаточно широкого диапазона перепада скоростей и плотностей на границе. Например, если отношение разности скоростей к среднему их значению составляет 70 % (сильная граница), а соответствующий отно-

сительный перепад по плотностям, согласно приведенной в главе 2 корреляционной зависимости между v и ρ , — 22 %, то различие в коэффициентах отражения, рассчитанных по точной и приближенной формулам, равняется 3,5 %. Соответственно при относительных перепадах в скоростях и плотностях 22 и 13 % ошибка расчета по приближенной формуле составляет всего лишь 0,1 %.

В случае наклонного падения волны наиболее простую структуру имеют формулы для коэффициентов отражения волн SH , приведенных в главе 1 (1.30). Анализ функции $A_{SH}(\alpha)$ нетрудно осуществить путем аналитических расчетов. По мере увеличения α числитель в (1.30) уменьшается быстрее, чем знаменатель, в связи с чем в некотором интервале α от 0 до α_1 коэффициент отражения уменьшается от $A_{SH}^{(0)}$ до нуля (рис. 3.2). Значение α_1 (угол Брюстера) определяется соотношением

$$\alpha_1 = \arctg \left(\frac{n_S \sqrt{1 - r^2 n_S^2}}{\sqrt{1 - n_S^2}} \right). \quad (3.5)$$

Величина α_1 существенно меньше при $n_S < 1$, чем при $n_S > 1$. Уменьшение коэффициента отражения в интервале $\alpha < \alpha_1$ с увеличением угла падения наглядно можно видеть, если формулу (1.30) представить в приближенном виде. Для $n_S < 1$ и $r < 1$ можно записать

$$A_{SH} = A_{SH}^{(0)} \left[1 - \frac{(1 - n_S^2)r}{n_S(1 - r^2 n_S^2)} \cdot \tg^2 \alpha \right]. \quad (3.6)$$

Эта формула справедлива и для $n_S > 1$, $r > 1$, если во втором члене изменить порядок вычитания в круглых скобках.

Если $n_S > 1$ ($v_{S2} < v_{S1}$), то величина A_{SH} остается действительной во всем интервале углов от 0 до 90° . Это означает, что форма отраженного импульса повсюду будет такой же, как падающего. Существенно иная ситуация имеет место при $n_S < 1$ ($v_{S2} > v_{S1}$), когда A_{SH} будет действительным только для углов $\alpha \leq \alpha_{кр}$, где $\alpha_{кр} = \arcsin n_S$.

Для больших углов коэффициент отражения становится комплексным, т. е.

$$A_{SH} = \frac{r^2 n^4 \cos^2 \alpha - (\sin^2 \alpha - n_S^2)}{r^2 n^4 \cos^2 \alpha + (\sin^2 \alpha - n_S^2)} - \frac{2rn^2 \cos \alpha \cdot \sqrt{\sin^2 \alpha - n_S^2}}{r^2 n^4 \cos^2 \alpha + (\sin^2 \alpha - n_S^2)} \cdot l = a - bi,$$

где $l = \sqrt{-1}$.

В соответствии с формулами, приведенными в начале главы 1, $|A_{SH}| = \sqrt{a^2 + b^2}$. Нетрудно убедиться, что для всей закритической области $|A_{SH}| \equiv 1$.

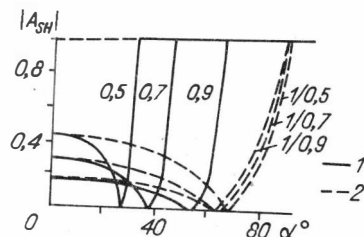
Для аргумента имеем

$$\tg \varphi_0 = \frac{2rn^2 \cos \alpha \cdot \sqrt{\sin^2 \alpha - n_S^2}}{r^2 n^4 \cos^2 \alpha - (\sin^2 \alpha - n_S^2)}.$$

Расчеты по приведенной формуле показывают, что в закритической области $\arg A_{SH}$ не остается постоянным, изменяясь в пределах до 180° . Наиболее быстрое изменение аргумента происходит вблизи критического угла.

Рис. 3.2. Зависимость модулей коэффициентов отражения волн SH от угла падения на границу раздела.

$1 - n_S < 1$; $2 - n_S > 1$.



Отметим, что интенсивность волны SH определяется только коэффициентом отражения и функцией расхождения, поскольку источник типа Y -силы имеет равномерное излучение по всем направлениям, а коэффициент конверсии представляет собой постоянную величину, равную 2. Для горизонтально залегающей границы обратная величина функции расхождения численно равна $\cos \alpha$. В связи с этим при относительно небольших расстояниях от источника, не более глубины залегания границы, величина смещения определяется почти полностью (с точностью до 10 %) коэффициентом отражения.

При косом падении на границу раздела плоских волн P либо SV , как уже отмечалось в главе 1, имеет место явление обмена. Поэтому формулы для коэффициентов отражения представляют собой результат решения четырех линейных уравнений, каждое из которых содержит четыре члена [101, 111]. В связи с этим при анализе функций $A_{PP}(\alpha)$, $A_{PS}(\alpha)$, $A_{SS}(\alpha)$ и $A_{SP}(\alpha)$ можно использовать только численные методы. Ниже приводятся (рис. 3.3) в качестве примера зависимости всех четырех коэффициентов от угла падения для той же среды, для которой рассчитаны коэффициенты прохождения на рис. 3.1. Коэффициенты отраженных волн PP как для прямого, так и для обратного разреза в пределах углов до 30° практически совпадают и слабо зависят от углов падения. При углах, близких к критическим ($n > 1$), коэффициенты отражения быстро возрастают, стремясь к предельному $A = 1$ в закритической области. В случае $n > 1$ относительно слабая зависимость коэффициентов отражения от угла падения справедлива для значительного большего интервала углов падения. Что касается волн SS (SV), то поведение коэффициентов отражения в этом случае как при $n < 1$, так и при $n < 1$ отличается большей сложностью. Прежде всего, это проявляется в быстром уменьшении A_{SS} с увеличением угла падения от 0 до $20-30^\circ$, когда коэффициенты отражения принимают нулевые значения (S_2S_2) либо весьма малые (S_1S_1). Наиболее простые зависимости коэффициентов отражения имеют обменные волны PS , особенно при $n > 1$, что касается волн SP , то для них типично более сложное поведение: в частности, наличие локальных экстремумов при $n < 1$.

По аналогии с проходящими волнами для относительно небольших углов падения согласно [7] справедливо следующее приближенное выражение для указанных четырех коэффициентов отражения:

$$A_{PP} = A_{PP}^{(0)} \sec^2 \bar{\alpha}_P - 8A_{VS}^{(0)} \gamma^2 \sin^2 \bar{\alpha}_P + A_P (1 - 4\gamma^2 \sin^2 \bar{\alpha}_P);$$

$$A_{SS} = -(\sec^2 \bar{\alpha}_S - 8 \sin^2 \bar{\alpha}_S) A_{VS}^{(0)} - (1 - 4 \sin^2 \bar{\alpha}_S) A_P;$$

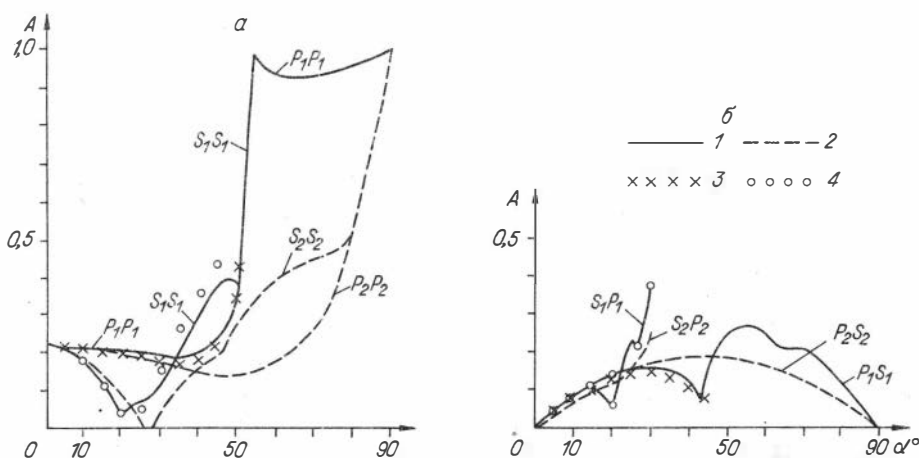


Рис. 3.3. Модули коэффициентов отражения монотипных (а) и обменных (б) отраженных волн. Параметры среды те же, что и на рис. 3.1.

1 — $n < 1$; 2 — $n > 1$; 3, 4 — значения, полученные по приближенным формулам (3.7) при $n < 1$ для волн, выходящих из источника как P (3) и как S (4).

$$A_{PS} = \frac{\sin \bar{\alpha}_P}{\cos \bar{\alpha}_S} [4 (\sin \bar{\alpha}_S - \bar{\gamma} \cos \bar{\alpha}_P \cdot \cos \bar{\alpha}_S) A_{vS}^{(0)} - (1 - 2 \sin^2 \bar{\alpha}_S + 2\bar{\gamma} \cos \bar{\alpha}_P \cdot \cos \bar{\alpha}_S) A_P];$$

$$A_{SP} = \frac{\bar{\gamma} \cos \bar{\alpha}_S}{\cos \bar{\alpha}_P} \cdot A_{PS}.$$

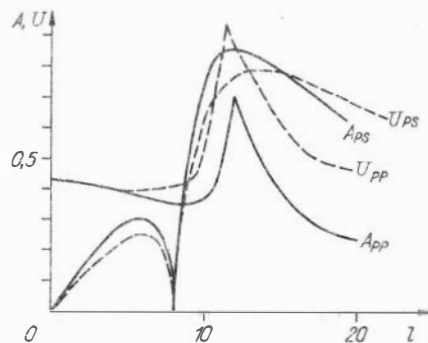
Здесь величины $A_v^{(0)}$ и A_P соответствуют (3.4). Другие обозначения те же, что и для проходящих волн (3.3). Очевидно, при $\alpha = \bar{\alpha}$ для монотипных волн получим выражение (3.4), а для обменных волн — нулевые значения коэффициентов отражения. Расчеты по приближенным формулам для тех же значений параметров проведены при $n < 1$. Можно видеть, что для всех типов волн отмечается хорошее совпадение точных и приближенных значений при достаточно больших интервалах углов падения. Так, например, для волн PP максимальное расхождение от углов $30-40^\circ$ не превышает 11 %.

Если разности $(v_{P2} - v_{P1})$ и $(\rho_2 - \rho_1)$ имеют одинаковые знаки, т. е. соблюдаются корреляционные зависимости между v_P и ρ , приведенные в главе 2, то, как правило, коэффициенты отражения продольных волн A_{PP} в докритической области уменьшаются с увеличением угла α , не достигая нулевого значения, как это имеет место для волн SH . Степень уменьшения существенно зависит от соотношения параметров n_P , n_S , γ_1 , γ_2 , r .

Как уже отмечалось в главе 1, величина смещения зависит не только от коэффициента отражения, но и трех других факторов — функции источника, функции расхождения и коэффициента конверсии. Для источника типа центра давления различие между поведением $U(\alpha)$ и $A(\alpha)$ весьма невелико. Это иллюстрируется конкретным примером (рис. 3.4) с параметрами среды: $n_P = 0,5$, $\gamma_1 = \gamma_2 = 0,5$, $r = 0,8$, граница горизонтальна и залегает на глубине $H = 1$ км. По оси абсцисс откладывается расстояние источник — приемник l , связанное с углом α простой зависимостью $l = 2H \operatorname{tg} \alpha$. По оси ординат откладываются величины A и U , причем при $l = 0$ они в данном случае численно равны. Можно видеть, что поведение функции $A(l)$ и $U(l)$ весьма сходно как для монотипных, так и для обменных волн. Наибольшие отличия отмечаются вблизи критической и закритической областей. Тем самым показывается, что основное влияние на величины смещения оказывают коэффициенты отражения.

Выше рассматривались только волны, испытавшие один акт отражения на глубинной границе (однократные волны), но даже в простейшей модели слоя на полупространстве будут существовать волны, претерпевшие отражения как на глубинной границе, так и на поверхности земля — воздух. Обычно такие волны называются полнократными. Если обе границы параллельны друг другу, то в случае нормального падения коэффициент отражения для кратной волны n -го порядка равен $A_n^{(0)} = (A_1^{(0)})^n$, где $A_1^{(0)}$ — коэффициент отражения однократной волны. Число n равно количеству отражений от глубинной границы. Когда перепад скоростей и плотностей на границе относительно невелик, то $A_n^{(0)}$ быстро уменьшается с возрастанием порядка кратности.

Рис. 3.4. Пример сопоставления поведения функций $U(l)$ и $A(l)$ для продольных PP - и обменных PS -волн в случае горизонтального залегания отражающей границы ($H = 1$ км).



Кроме полнократных выделяют класс частично кратных волн, когда имеет место внутрислойное отражение. В многослойной среде может существовать очень большое многообразие волн такого типа, если даже ограничиться монотипными волнами. Характер их проявления на сейсмограммах будет существенно зависеть от мощности слоев, в частности одного слоя, лежащего внутри полупространства. Если мощность такого слоя велика, то импульсы отражений от каждой из границ будут разделены и можно наблюдать каждую из кратных волн изолированно. При мощности слоя меньше длины волны однократные и кратные волны в слое суммируются с относительно малыми временными сдвигами, в результате чего изменяется форма импульса без разделения его на отдельные сигналы. Такая модель тонкого слоя ниже будет рассмотрена достаточно подробно. Сейчас укажем, что в промежуточном случае полутонкого слоя, когда мощность его сравнима с длиной волны, внутрислойные кратные волны могут при своем наложении на однократные образовывать суммарные сигналы сложной формы.

Приведем теперь вывод основных соотношений для тонкого слоя при нормальном падении плоской волны.

Пусть тонкий слой с постоянной мощностью h , сравнимой с длиной волны и параметрами v_2, ρ_2 , находится между двумя полупространствами, имеющими константы v_1, ρ_1 и v_3, ρ_3 . Положим, что плоская волна, фронт которой параллелен границам раздела, падает со стороны первой среды.

Приводимое ниже решение задачи отражения от тонкого слоя правомерно как для P -, так и для S -волн, что следует из (1.26) — (1.29).

Особенность волнового процесса в данной модели среды состоит в том, что в тонком слое образуются отраженные волны различной кратности, которые накладываются с временными сдвигами на однократные отражения от верхней и нижней границ слоя.

Пусть падающая волна представляет собой синусоидальное колебание с заданной частотой $\omega = 2\pi f$ и единичной амплитудой. Через K_2 обозначим волновое число в слое $K_2 = \frac{\omega}{v_2} = \frac{2\pi}{\lambda_2}$, где λ_2 — длина волны в слое.

Поскольку начальная амплитуда волны равна единице, то при расчете суммарных колебаний можно непосредственно оперировать коэффициентами отражения и прохождения.

Коэффициентам A и B придадим индексы, соответствующие индексам контактирующих сред с учетом направлений лучей.

Синусоидальная волна единичной амплитуды записывается в виде $U = \exp(i\omega n\tau)$, где τ — время пробега в тонком слое в одном направлении, n — количество путей. Поскольку $\tau = K_2 h / \omega$, то под знаком экспоненты будем рассматривать величину $inK_2 h$.

Считая количество кратных волн в слое беспредельным, коэффициент отражения от тонкого слоя можно записать в виде ряда

$$A = A_{12} + B_{12}B_{21}A_{32} \exp(2iK_2 h) \sum_{n=0}^{\infty} [A_{12}A_{32} \exp(2iK_2 h)]^n. \quad (3.8)$$

Под знаком суммы имеем бесконечно убывающую геометрическую прогрессию со знаменателем $Q = A_{12}A_{32} \exp(2iK_2 h)$. Следовательно, вместо суммы в (3.8) запишется $1 / (1 - Q)$. С учетом этого, принимая во внимание, что согласно (1.27) $B_{12} = 1 + A_{12}$, $B_{21} = 1 - A_{21}$, и учитывая очевидное равенство $A_{12} = -A_{21}$, получим после преобразований выражение

$$A = \frac{A_{21} + A_{32} \exp(2iK_2 h)}{1 + A_{21}A_{32} \exp(2iK_2 h)}. \quad (3.9)$$

Вычислим теперь модуль комплексного коэффициента отражения по правилам, указанным в главе 1. Имея в виду, что $\exp(2iK_2 h) = \cos(2K_2 h) + i \sin(2K_2 h)$, выражая коэффициенты отражения через $q_{12} = \frac{v_1 \rho_1}{v_2 \rho_2}$, $q_{32} = \frac{v_3 \rho_3}{v_2 \rho_2}$, путем преобразования формул типа (1.25) и заменяя K_2

через λ_2 , получим следующее выражение для модуля коэффициента отражения от тонкого слоя:

$$A = \sqrt{\frac{(q_{12}q_{32} - 1)^2 + (q_{12} - q_{32})^2 \operatorname{ctg}^2 \left(\frac{2\pi h}{\lambda_2} \right)}{(q_{12}q_{32} + 1)^2 + (q_{12} + q_{32})^2 \operatorname{ctg}^2 \left(\frac{2\pi h}{\lambda_2} \right)}}. \quad (3.10)$$

В частном случае, когда $\rho_1 v_1 = \rho_3 v_3$, оно приобретает более простой вид:

$$A = \frac{q_{12}^2 - 1}{\sqrt{(q_{12}^2 + 1)^2 + 4q_{12}^2 \operatorname{ctg}^2 \frac{2\pi h}{\lambda_2}}}. \quad (3.10')$$

Таким образом, коэффициент отражения от тонкого слоя представляет собой периодическую функцию величины $\frac{h}{\lambda_2}$ с периодом $\frac{h}{\lambda} = \frac{1}{2}$.

Максимальное и минимальное значения коэффициента отражения определяются выражениями

$$A_{\max} = \left| \frac{q_{12}q_{32} - 1}{q_{12}q_{32} + 1} \right|; \quad A_{\min} = \left| \frac{q_{12} - q_{32}}{q_{12} + q_{32}} \right|.$$

Представляет интерес частный случай тонкого слоя, расположенного на поверхности земли, когда v_3 и ρ_3 можно положить равными нулю. Тогда в формуле (3.9) $A_{32} = 0$, а в (3.10) $q_{32} = 0$.

В случае нормального падения на тонкий слой импульсной волны приведенные выше формулы следует применять для каждой из составляющих спектра с учетом соответствующих временных сдвигов. Эти операции можно реализовать только при использовании ЭВМ.

В заключение данного параграфа отметим, что кроме собственно отраженных волн могут наблюдаться волны комбинированного типа, которые в общем случае можно назвать отраженно-преломленными либо преломленно-отраженными, понимая под преломленными совокупность проходящих, рефрагированных и головных волн. В некоторых случаях могут отмечаться кратные обменные волны, как собственно отраженные, так и комбинированные.

3.3. ГОЛОВНЫЕ И РЕФРАГИРОВАННЫЕ ВОЛНЫ

Головные волны. Рассмотрим модель среды в виде однородного слоя постоянной мощности, расположенного на упругом полупространстве. Скорость v_1 в слое (продольных или поперечных волн любой поляризации) меньше, чем в нижнем полупространстве v_2 . Пусть внутри первого слоя либо на свободной границе располагается точечный источник, генерирующий сферические волны (рис. 3.5). Если падающий луч наклонен к нормали под углом $\alpha < \alpha_{\text{кр}} = \arcsin(v_1/v_2)$, то во второй среде будут наблюдаться проходящие волны с

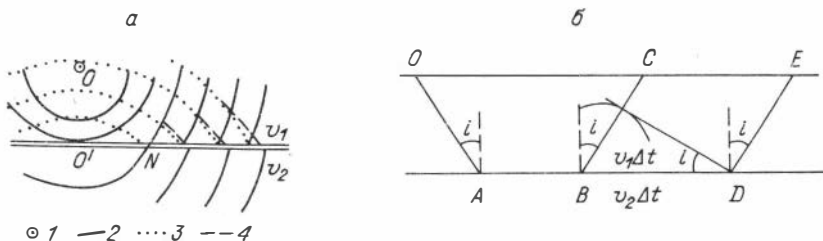


Рис. 3.5. Схема образования фронта головной волны (а) и лучевая схема (б).

1 — источник сферических волн; 2—4 — фронты волн: 2 — падающей и проходящей, 3 — отраженной, 4 — головной.

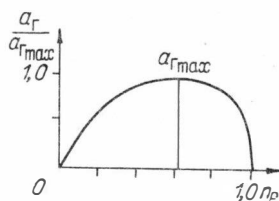
лучами, наклоненными к нормали в соответствии с законом Снеллиуса под углом $\beta = \arcsin(v_2/v_1) \cdot \sin \alpha$. Поскольку в рассматриваемой модели $v_2 > v_1$, то β всегда больше, чем α . Когда угол α становится равным $\alpha_{кр}$, то угол преломления принимает значение $\beta = 90^\circ$; иначе говоря, преломленный луч направлен вдоль границы раздела.

Рассмотренная схема распространения преломленных волн не дает основания предполагать наличие каких-либо дополнительных возмущений в первой среде, исключая отраженные волны, связанных с явлением преломления. В действительности же, как показывают строгие расчеты и эксперимент, в верхнем слое наблюдаются преломленные волны, получившие название «головных». Природа их может быть лучше понята, если вместо лучей рассматривать фронты волн рис. 3.5, а. В пределах первого слоя фронты представляют собой в двумерной среде дуги окружностей, а в нижнем воспроизводятся в соответствии с принципом Гюйгенса. Вблизи нормали к границе фронты в первой и второй средах смыкаются. В этой области угол преломления меньше 90° и соответственно угол падения меньше критического. При увеличении угла падения изохроны (фронты) в первой и второй средах разрываются на границе раздела. Наличие такого разрыва с физических позиций означает появление в среде дополнительных напряжений, иначе говоря — вторичных источников. В данном случае такой вторичный источник является причиной возникновения в верхней среде головной волны.

С геометрических позиций фронты головной волны в верхней среде одним своим концом опираются на точку пересечения фронта во второй среде с границей раздела, а другим касаются фронта соответствующей отраженной волны от той же границы (см. рис. 3.5, а). Нетрудно убедиться, что плоский фронт головной волны наклонен к границе раздела под критическим углом. Соответственно луч ее наклонен к нормали под тем же углом $\alpha_{кр} = i$. Если рассматривать общий ход луча от источника до приемника, то он состоит из трех частей: падающего (OA) под углом i , скользящего вдоль границы раздела (AB) и выходящего на поверхность Земли и под тем же углом i (BC) (см. рис. 3.5, б). Существует несколько иная трактовка образования головной волны [131]. Предположим, что фронт в первой среде пересекает границу раздела в точке B. За некоторый промежуток времени Δt скользящая волна пробежит отрезок $BD = v_2 \cdot \Delta t$. Если рассматривать точку B в качестве источника вторичных волн, то за тот же промежуток вторичная сферическая волна распространится на интервал $v_1 \Delta t$ (см. рис. 3.5, б). Фронт головной волны проходит через точку D и касается указанного сферического фронта с центром в точке B. Можно видеть, что при обеих трактовках геометрия лучей будет одинаковой.

В качестве аналога головной волны можно указать на пример преодоления сверхзвукового барьера при полете снаряда либо летательного аппарата. В момент, когда скорость летящего тела сравнивается со скоростью звука в воздухе, возникает резкое изменение давления, создающее волновое возмущение в среде. Расчет амплитуд головных волн в зависимости от величины перепада скоростей $v_1/v_2 = n$ представляет весьма непростую задачу. Из физических соображений очевидно, что при $n = 0$, когда нижний слой абсолютно жесткий, скользящая и проходящая волны не могут образоваться (деформации тождественно равны нулю) и, следовательно, в этом случае $a_r = 0$. Нулевое значение a_r , естественно, должно наблюдаться при $n = 1$. Из сказанного следует, что график зависимости $a_r(n)$ должен представлять собой кривую, на которой при n , близком к нулю, амплитуда головной волны должна возрастать с увеличением n , а в области, примыкающей к $n = 1$, — уменьшаться. На рис. 3.6 приведена зависимость $a_r(n)$ для продольных головных волн в жидкости, где отмеченные особенности отчетливо проявляются [44]. В области $0 < n < 1$ кривая имеет максимум, соответствующий значению $n \sim 0,63$. Амплитуда головной волны изменяется с расстоянием от источника (l) по закону $\left[l^2 \left(1 - \frac{l_{кр}}{l}\right)^{3/2}\right]^{-1}$, где $l_{кр}$ — абсцисса начальной точки.

Рис. 3.6. Зависимость амплитуды головной волны в начальной точке от перепада скоростей на границе ($n_p = v_{p1}/v_{p2}$) для жидких сред.



В теории и в эксперименте доказано существование как монотипных продольных и поперечных (SV и SH), так и обменных головных волн. Если на границу падает продольная волна, то она может породить три типа обменных волн ($P_1P_2S_1$, $P_1S_2S_1$, $P_1S_2P_1$). Две последние могут образоваться только при условии, когда $v_{s2} > v_{p1}$. В связи с этим практическое значение имеют, как правило, волны типа $P_1P_2S_1$, которые существуют при любых положительных перепадах скоростей. Если на границу раздела падает волна SV , то она может образовать также три обменные волны: $S_1P_2P_1$, $S_1P_2S_1$ и $S_1S_2P_1$. В этом случае только последняя может образоваться при условии $v_{s2} > v_{p1}$. Необходимо подчеркнуть, что при падении на горизонтальную либо наклонную границу в направлении вкрест простираения горизонтально-поляризованных волн SH обменные волны любого типа, в том числе головные, не могут образоваться.

Если нижняя среда с $v_2 > v_1$ представляет собой слой ограниченной мощности, лежащей на полупространстве со скоростью $v_3 < v_2$, то разрывы фронтов возникают как на кровле, так и на подошве слоя повышенной скорости. Разрыв на подошве будет генерировать головную волну в нижнюю среду, за счет чего головная волна в верхней среде, регистрируемая на поверхности земли, будет обладать существенно большим затуханием, чем в случае модели толстого второго слоя.

В многослойной среде при выполнении условия $v_k > v_{k-1}$, где k — номер слоя, будут возникать головные волны на каждой из границ.

Головные волны могут отмечаться при регистрации на дневной поверхности в виде как первых, так и последующих вступлений (см. главу 8).

Рефрагированные волны. Рефрагированные волны возникают в градиентной среде, когда скорость v_p (либо v_s) непрерывно увеличивается в определенном направлении, в первую очередь по вертикали.

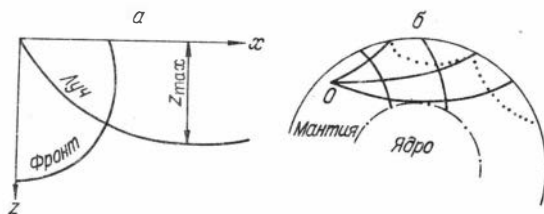
Их можно рассматривать в качестве предельного случая головных волн в многослойной среде, когда количество слоев стремится к бесконечности и сообщаются указанные выше условия $v_k > v_{k-1}$ для любой пары слоев.

Если источник и приемник располагаются на поверхности плоской Земли и скорость возрастает только с глубиной, то сейсмический луч в вертикальном сечении представляет собой симметричную кривую с максимумом на некоторой глубине $z_{\max}$ (рис. 3.7, а). Величина $z_{\max}$ при заданной функции изменения скорости с глубиной тесно связана с расстоянием между источником и приемником. Так, например, если скорость линейно изменяется с глубиной по закону: $v = v_0 + Kz$, то связь между базой l источник — приемник и глубиной максимального проникания луча в среду $z_{\max}$ выражается зависимостью

$$z_{\max} = \frac{v_0}{K} \left[\sqrt{1 + \left(\frac{Kl}{2v_0} \right)^2} - 1 \right] = \frac{1}{8} \cdot \frac{Kl^2}{v_0}. \quad (3.11)$$

Рис. 3.7. Лучи и фронты волн в градиентной среде.

а — плоская Земля; б — сферическая Земля (пунктир — лучи кратной рефракции волн).



Можно видеть, что глубина проникания луча в первом приближении пропорциональна величине градиента скорости.

Аналогичные зависимости существуют для сферической Земли (либо другой планеты), когда скорость v является функцией радиуса R , отсчитываемого от центра Земли. В такой модели $z_{\max}$ и $r_{\min} = R - z_{\max}$ будут зависеть как от степени сферичности планеты, так и от величины градиента. Степень градиентности проявляется в кривизне сейсмического луча и форме фронта (см. рис. 3.7, б). Изменение расстояний l от 0 до $l_{\max}$ дает возможность осуществлять непрерывное зондирование среды, в данном случае по глубине.

Характерной особенностью рефрагированных волн является отсутствие разрывов первого порядка на фронтах. Если такие разрывы в определенной области пространства, например на резких границах, возникают, то это будет свидетельствовать о возможности генерации вторичных волн.

В непоглощающей среде амплитуды рефрагированных волн будут уменьшаться с расстоянием источник — приемник приблизительно обратно пропорционально длине луча. Это означает, что по сравнению с прямыми волнами, распространяющимися в однородной безграничной среде, амплитуда рефрагированных волн в этих условиях будет уменьшаться быстрее.

Сказанное выше относилось к областям полупространства, когда можно пренебречь кривизной поверхности Земли. При наблюдениях глобального характера рефракцию следует оценивать по изгибу луча относительно прямой линии, соединяющей источник и приемник. Соответственно геометрия лучей рефрагированных волн будет отличаться от случая плоской Земли.

Заметим, что наряду с однократными могут существовать многократные рефрагированные волны с промежуточным отражением, как правило, на свободной границе земля — воздух. В случае сферической Земли лучи таких волн показаны на рис. 3.7, б.

3.4. ДИФРАГИРОВАННЫЕ ВОЛНЫ

Рассмотренные выше классы и типы объемных волн — проходящие, отраженные, преломленные (головные и рефрагированные) — являются основными, особенно в структурной сейсмологии. Они широко используются при решении разнообразных задач в глобальной, региональной и разведочной сейсмологии. Все указанные волны используются как в совокупности, так и автономно. Наибольшей степенью автономности обладают отраженные волны, регистрируемые при небольших расстояниях от источника. Среди объемных волн имеется еще один класс, который никогда не применяется автономно, — дифрагированные волны. Они могут возникать попутно при всех видах исследований и связаны чаще всего с наличием в среде локальных неоднородностей, а также в случаях, когда особенности волнового поля нельзя объяснить с позиций лучевых представлений. Дифракция может появляться также при локальных изменениях кривизны границы раздела.

Рассмотрим кратко типичные модели сред, при которых проявляются явления дифракции.

1. Пусть в среде с постоянной либо с плавно изменяющейся скоростью располагается некоторое тело относительно небольших размеров по сравнению с длиной волны (рис. 3.8, а). Упругие свойства тела Ω заметно отличаются от параметров вмещающей среды. Если источники и приемники располагаются на относительно небольших расстояниях от эпицентра объекта, то за счет рассеяния и квазиотражения на поверхности Земли будут зарегистрированы дифрагированные волны, которые целесообразно называть отраженно-дифрагированными. Явление дифракции в такой модели может отмечаться также при пересечении объекта рефрагированными волнами, когда расстояние между источником и приемником достаточно велико. Условно изображенные на указанном рисунке лучевые схемы помогают только выделить области, в которых могут отмечаться дифракционные

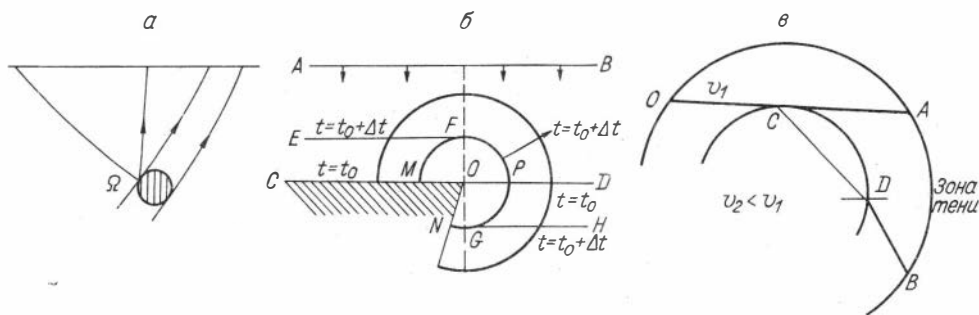


Рис. 3.8. Типы сред, в которых возникают дифрагированные волны.

a — тело ограниченного объекта; *б* — угловая область; *в* — сферический слой, подстилаемый средой с пониженной скоростью.

явления. Отметим, что в данном случае рефрагированные волны одновременно могут рассматриваться как проходящие.

Наиболее просто эффект рассеяния объектом малых размеров можно рассчитать в акустическом случае, когда вмещающая среда и рассеивающее тело суть жидкие тела [54]. Пусть v_1 — скорость продольных волн в среде, а v_2 — в дифрагирующем объекте. В целях простоты предполагается, что плотности на границе тела не изменяются, т. е. $\rho_2 = \rho_1 = \rho$. Падающая на тело сферическая волна имеет длину λ . Если вблизи объекта амплитуда давления равна P_0 , то на расстоянии r давление в рассеянной волне (P) будет равно

$$P = P_0 \cdot \frac{\pi \Omega}{r \lambda^2} \left(1 - \frac{v_1^2}{v_2^2}\right), \quad (3.12)$$

где Ω — объем рассеивающего тела. Из формулы видно, что при заданном малом объеме Ω амплитуда рассеянной волны быстро убывает по мере возрастания длины волны, т. е. уменьшения частоты падающего сигнала. Величина P/P_0 в сильной степени зависит от величины перепада скоростей на границе тела. При этом v_2 может быть как больше, так и меньше v_1 , в связи с чем величина P может быть как положительной, так и отрицательной. Если количество малых объектов в среде становится большим, то дифрагированные волны перестают иметь индивидуальный характер, а суммируясь образуют поле рассеянных волн. Среды подобного типа, когда количество рассеивающих объектов очень велико, часто называются мутными. Формулу (3.12) с той или иной степенью приближения можно использовать при падении волны на границу раздела, осложненную локальными выступами квазисферической формы.

2. Другая модель (см. рис. 3.8, б) является одной из наиболее распространенных в реальных условиях, особенно в разведочной сейсмологии [131]. Точка O может являться разрывом границы сброса блока либо клина — области резкого изменения свойств верхней границы за счет литологических замещений и др. Рассмотрим с физических позиций особенности возникновения дифрагированных волн на клине, исходя из принципа Гюйгенса. Верхнюю границу клина будем считать горизонтальной линией CO . Пусть сверху вниз в направлении клина распространяется волна, фронт которой AB параллелен границе CO . В некоторый момент $t = t_0$ фронт достигает клина и займет положение CD . В следующий момент $t = t_0 + \Delta t$ в области справа от клина волна пройдет вниз и фронт ее займет положение GH . Слева от точки O на горизонтальной границе возникнет отраженная волна и фронт ее в тот же момент $t = t_0 + \Delta t$ займет положение EF . Оба из указанных фронтов EF и GH могут быть построены, исходя из принципа Гюйгенса. Для этого достаточно на линии CD разместить ряд сравнительно густо расположенных точек и рассматривать их как центры вторичных сферических волн с

радиусами $v\Delta t$, где v — скорость в среде вне клина. Но построение Гюйгенса в виде огибающей элементарных фронтов трудно осуществить в области разрыва фронтов EF и GH . Чтобы удовлетворить принципу Гюйгенса, достаточно провести дугу окружности радиусом $v\Delta t$ с центром в точке O . Эта окружность в точках F и G коснется обоих фронтов и пересечет границы клина в точках M и N . Дуга окружности $MFPGN$ представляет собой сферический фронт дифрагированной волны для момента $t = t_0 + \Delta t$. По аналогии с головной волной, рассмотренной выше, физической причиной появления новой волны в данном случае является разрыв изначально непрерывного фронта и появление в связи с этим дополнительных напряжений в среде.

Заметим, что дифрагированная волна будет проявляться и в пределах клина как результат разрыва фронтов проходящих волн в связи с различиями в скоростях в клине и во вмещающей среде.

3. Рассмотрим два сферических слоя со скоростями v_1 и v_2 (см. рис. 3.8, в), причем $v_2 < v_1$. Луч OC касается сферической границы и подходит далее к приемнику в точке A . Бесконечно близкий к нему луч OCD пересечет границу в точке D и, преломившись, подойдет к приемнику в пункте B . На интервале дуги AB , согласно лучевым представлениям, проходящая волна, возбужденная в источнике O , не должна отмечаться. Однако, как показывает эксперимент, в зоне тени будет наблюдаться волновое возмущение, связанное с огибанием границы.

Явление дифракции будет иметь место и для ряда других моделей. К ним, в частности, относятся области резкого изменения кривизны отражающей и преломляющей границ, квазицилиндрические тела типа диапиров и др. Некоторые примеры будут приведены в последующих главах.

3.5. ПОВЕРХНОСТНЫЕ ВОЛНЫ

На больших расстояниях от источника по сравнению с мощностью слоя H при определенных условиях могут возникать интерференционные волны, представляющие собой сумму сколь угодно большого числа элементарных волн. Часто они отмечаются в виде протяженных цугов колебаний, обладающих достаточно широким спектром. Наибольшее значение среди интерференционных волн имеют волны Лява и Рэлея (см. рис. 1.4, в, г).

По многочисленным экспериментальным данным, а также теоретическим расчетам, в случае поверхностного либо приповерхностного источника, в особенности землетрясений, на образование волн Рэлея и Лява расходуется ~60 % энергии очага.

Ограничимся рассмотрением волн Лява, поляризованных в горизонтальной плоскости, для одного слоя мощностью H , лежащего на упругом полупространстве. Как отмечалось выше, при $v_{s2} > v_{s1}$, $\rho_2 > \rho_1$ коэффициент отражения волн SH в закритической области тождественно равен единице. На достаточно больших расстояниях от источника полное отражение энергии от границы будет отмечаться не только для однократных, но и для многократных волн различного порядка. Суммируясь с различными временными сдвигами, кратные закритические волны образуют компактную группу, обладающую, как правило, большой амплитудой по сравнению с собственно объемной поперечной волной.

Связь между мощностью слоя H , фазовой скоростью волн Лява v_Q и периодом колебаний T можно представить в виде следующей зависимости [65]:

$$T = \frac{2\pi H \sqrt{1 - v_{s1}^2/v_Q^2}}{v_{s1} \operatorname{arctg} \left(\frac{\rho_2 v_{s2}}{\rho_1 v_{s1}} \cdot \sqrt{\frac{v_{s2}^2 - v_Q^2}{v_Q^2 - v_{s1}^2}} \right)}. \quad (3.13)$$

При этом имеет место неравенство $v_{s1} < v_Q < v_{s2}$. Из формулы (3.13) следует, что при малых периодах (высоких частотах) v_Q на кривой $v_Q(T)$ будет близко к v_{s1} , а при больших периодах — близко к v_{s2} . Таким образом, по дисперсионной кривой $v_Q(T)$, если диапазон изменения T достаточно велик, определяются скорости поперечных волн по обе стороны от границы. После этого из (3.13) находится средняя величина H по ряду точек на дисперсионной кривой.

Фазовая скорость поверхностных волн Лява (v_Q) измеряется по двум станциям, разность эпицентральных расстояний и разность времен между которыми должны быть достаточно хорошо известны. Для этого необходимо правильно отождествить соответствующие фазы.

Вместо фазовой скорости используется также групповая скорость $v_{гр}$, т. е. скорость распространения огибающей сейсмического импульса. Связь между фазовой скоростью v_ϕ и групповой $v_{гр}$ выражается соотношением

$$v_{гр} = v_\phi - \lambda \frac{dv}{d\lambda}, \text{ где } \lambda \text{ — длина волны. Очевидно, } v_{гр} < v_\phi.$$

В противоположность волнам Лява, существование которых связано со слоистостью среды, волны Рэлея, как отмечалось в главе 1, могут существовать и в однородном полупространстве. В этом случае их фазовая (кажущаяся) скорость при наблюдениях на поверхности Земли не зависит от частоты. Но существует частотная зависимость глубины захвата рэлеевского возмущения в соответствии с рис. 1.7. Если рассматривать модель слоя на полупространстве, то по аналогии (хотя и неполной) с волнами Лява для высоких частот скорость рэлеевской волны приближается к v_R в слое. По мере уменьшения частоты глубина захвата возмущений увеличивается, а фазовая скорость стремится к v_R в подстилающей среде.

Волны Лява и Рэлея связаны с наличием свободной границы и регистрируются на поверхности Земли. В практике сейсмических исследований, особенно при измерениях во внутренних точках среды, наблюдаются другие типы интерференционных волн. Так, например, если имеется слой с пониженной скоростью внутри среды, то при определенных условиях в таком слое будут распространяться интерференционные каналовые волны, или волны Стоунли. Если вместо слоя в среде имеется градиентная зона, в верхней части которой скорость убывает с глубиной, а в нижней — возрастает, то в такой зоне (волноводном слое) могут распространяться рефрагированные волны разных порядков, причем в верхней части от центра волновода лучи будут обращены выпуклостью вверх, а в нижней — вниз. Волноводное распространение упругих колебаний по своей физической природе может рассматриваться как особый тип каналовых волн.

Глава 4

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ СЕЙСМИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА

Принцип, на котором основаны все сейсмические исследования, достаточно прост. Он состоит в том, что в среду посылается некоторый сигнал, как правило, достаточно короткий, а в точке приема фиксируется реакция среды на этот сигнал в виде функции времени $a(t)$. Отклик среды на импульс называется сейсмограммой. Поскольку периоды сейсмических колебаний относительно невелики по сравнению с длительностью $a(t)$, то на сейсмограмме на фоне сложных неупорядоченных колебаний отмечаются регулярные объемные и поверхностные волны. Первые из них фиксируются в виде относительно коротких импульсов и несут основную информацию о глубинном строении геологической среды. Измерение времен прихода

импульсов, в том числе первых вступлений, регистрируемых на сейсмограмме, а также анализ амплитуд и формы сейсмических импульсов дают возможность количественно оценить глубины и формы сейсмических границ, скорости распространения волн в среде, наличие дифрагирующих объектов, параметры поглощения и др.

Характер колебаний, регистрируемых на сейсмограммах, и выделение отдельных классов и типов волн в сильной степени зависят от конструкции источника, включая характеристики его направленности, а также от параметров среды. Решающее значение имеют также частотные характеристики регистрирующих устройств, чувствительность аппаратуры и ее помехозащищенность.

В настоящей главе даются лишь общие сведения о способах возбуждения и регистрации как сейсмических, так и геоакустических (высокочастотных) сигналов.

4.1. ИСТОЧНИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Сейсмические источники подразделяются на естественные и искусственные. К первым относятся прежде всего землетрясения. Сведения о землетрясениях будут приведены во II части. Ниже указываются только некоторые особенности естественных источников как генераторов сейсмической энергии, отвлекаясь от их геологической природы.

Сейсмические исследования охватывают очень широкий диапазон глубин и размеров объектов — от всей планеты до приповерхностных тел размером в десятки метров. Поэтому источники колебаний должны обладать различной интенсивностью. Осуществляемые на практике источники (не принимая во внимание геоакустики) различаются не менее чем на 10 порядков. Так, например, если вести сравнение по весу зарядов взрывчатого вещества, то для решения планетарных задач требуется применять устройство с тротиловым эквивалентом порядка 50—100 кт, а при регистрации отражений от границ, залегающих на глубинах 200—300 м, чаще всего достаточно взорвать в скважине 25—50 г взрывчатого вещества (ВВ).

Искусственные импульсные источники оцениваются весом реального либо приведенного заряда ВВ, а вибрационные — максимальным давлением, действующим на грунт. Мощность ударно-механических источников характеризуют также весом падающего груза и скоростью его движения в точке удара.

Целесообразно подразделять источники также по степени их контролируемости. Характер контролируемости источников определяется прежде всего тремя показателями — координатами очага, абсолютным либо относительным временем начала процесса, интенсивностью воздействия. К числу важных показателей следует отнести и механизм очага, определяющий в заданных грунтовых условиях волновой состав возбуждаемых колебаний. По первым трем показателям все источники можно подразделить на три группы. В первую группу входят неконтролируемые по всем показателям воздействия. В основном это землетрясения с отсутствием поверхностных дислокаций и искусственные источники, информация о которых почему-либо отсутствует. Ко второй группе отнесем частично контролируемые источники, когда известны только один либо два из трех возможных показателей. Чаще всего известны положение очага в пространстве или только его проекция на поверхность земли. В эту группу могут входить как естественные, так и искусственные источники.

К полностью контролируемым источникам по указанным выше показателям относятся только искусственные воздействия. Они подразделяются на две подгруппы — пассивно контролируемые и активно контролируемые. К пассивно контролируемым относятся такие источники, которые применяются для других целей и используются в сейсмическом эксперименте только

попутно. Как правило, это промышленные взрывы, в частности в карьерах с фиксируемым моментом воздействия. Активно контролируемые источники предназначены специально для сейсмического эксперимента. Для них всегда точно известно начало генерации волн. Положение очага в пространстве и интенсивность источника не только заранее известны, но и планируются в соответствии с задачами сейсмических исследований.

При заданной интенсивности воздействия амплитуды генерируемых волн в горных породах существенно зависят от упругих параметров в области очага. Согласно формулам (1.20) и (1.22), при заданном единичном воздействии типа направленной силы либо центра давления в безграничной среде амплитуды смещений обратно пропорциональны величинам скоростей v_p и v_s , а также плотности ρ . В связи с этим амплитуды смещений при заданной интенсивности воздействия в жестких породах существенно меньше, чем в менее консолидированных. Однако такая закономерность имеет место только при условии относительно небольшой разницы в коэффициентах поглощения. Экспериментально установлено, что в породах с большими скоростями v_p и v_s при прочих равных условиях спектр колебаний обогащается высокочастотными компонентами. Этот факт только частично можно объяснить с позиций линейной теории упругости. Отметим, что волновой состав возбуждаемых колебаний в сильной степени зависит от характера неоднородности разреза. Наблюдаемые при этом эффекты будут отмечены ниже для различных типов источников. Что касается воздействий, производимых в толщах воды, то здесь предварительно отметим только, что в этом случае источники отличаются большей стабильностью и простотой, поскольку в воде могут генерироваться и распространяться только продольные волны.

Одной из главных характеристик любого источника является направленность, т. е. распределение интенсивности излучения в среде, окружающей источник с радиусом $R > \lambda$. При этом характеристики направленности рассматриваются раздельно для продольных и поперечных волн, так как реализуемые на практике воздействия чаще всего генерируют оба типа возмущений.

Различают симметричные и несимметричные источники. Первые характеризуются равномерным излучением упругой энергии по азимуту (в горизонтальной плоскости), тогда как для вторых это условие не соблюдается. В обоих случаях распределение интенсивности излучения в вертикальной плоскости, зависящей от угла Θ , отсчитываемого от оси z , может быть как равномерным, так и неравномерным. Типичным примером симметричного источника являются вертикальный вибратор и взрыв заряда ВВ в скважине в однородной либо горизонтально-слоистой среде. Несимметричное по азимуту волновое поле генерируется горизонтальным вибратором либо горизонтальным или наклонным ударом.

Источники относятся к типу точечных, если линейные размеры области излучения существенно меньше длины волны (обычно $< 0,1\lambda$).

Рассмотрим теперь в общей форме основные особенности сейсмических источников с позиции принципов их действия, технологии и состава возбуждаемых волн.

Землетрясения. Главные особенности землетрясения будут отмечены во II части. Здесь сделаем только два кратких замечания. Первое из них состоит в том, что при любых землетрясениях, в том числе при большой глубине очага, всегда возбуждаются как продольные, так и поперечные волны различной поляризации. При этом продольные волны от данного землетрясения имеют различную полярность вступлений, что, в принципе, возможно только в случае модели источника типа сдвига вдоль некоторой поверхности. Вторая особенность заключается в том, что для всех очагов, расположенных в толще земной коры, отмечаются поверхностные волны как Рэлея, так и Лява. Естественные источники, как правило, всегда являются распределенными в пространстве, обычно линейно вытянутыми.

В качестве естественных источников можно рассматривать падение метеоритов, но в земных условиях из-за плотной атмосферы подобные

события очень редки (например, падение Тунгусского метеорита, 1908 г.). Однако на планетах без атмосферы, прежде всего на Луне, этот вид источников распространен.

Взрывные источники продольных волн. Среди искусственных взрывные источники доминируют. До середины 50-х годов они фактически были единственными при разнообразных видах сейсмических исследований как на суше, так и на акваториях.

Взрывные источники, используемые на суше, подразделяются на поверхностные и заглубленные. К первым относятся взрывы в шурфах, шпуровые заряды в карьерах, линии детонирующего шнура (ЛДШ) и др. Источники такого типа часто требуют использования больших зарядов взрывчатого вещества (ВВ), так как только небольшая часть энергии идет на образование упругих волн, особенно объемных, в том числе в связи с большим поглощением волн в приповерхностных грунтах. При поверхностных взрывах практически всегда возбуждаются продольные и поверхностные волны. Измерения показали, что в подобных условиях на генерацию продольных волн расходуется 10 % энергии, поперечных — приблизительно 25, поверхностных — 65 %. Вместе с тем можно считать, что при симметричных приповерхностных взрывах в субвертикальных направлениях достаточно большая доля энергии идет на образование компрессионных волн, поэтому такие источники используются в модификации сейсморазведки и ГСЗ, основанных прежде всего на регистрации продольных волн. С целью усиления эффекта компрессионности приповерхностные взрывы стремятся производить в обводненных породах, а также в неглубоких естественных и искусственных водоемах. Об особенностях взрывных приповерхностных источников для возбуждения поперечных волн будет сказано ниже.

В качестве аналога взрывных источников следует указать на устройства, в которых осуществляется быстрое горение газовых смесей, помещенных в камеру, герметично соединенную с излучающей платформой (диносейс).

Сейсмический эффект взрыва значительно возрастает, если заряд ВВ поместить в скважину на глубину в несколько десятков метров и обеспечить забойку (например, залить скважину водой). По сравнению с поверхностными взрывами заряда того же веса при таком способе возбуждения во много раз возрастает интенсивность продольных колебаний. За счет уменьшения веса заряда и большей консолидированности горных пород на глубине удастся одновременно повысить частоты колебаний. На рис. 4.1 приведены экспериментальные спектры прямых продольных волн, полученных для различных зарядов, помещенных в терригенные породы на глубину 35 м. Можно видеть, что по мере увеличения заряда частотно-амплитудный спектр f закономерно смещается в сторону низких частот. Отмечается также изменение ширины спектра.

Следует подчеркнуть, что обратная зависимость между интенсивностью возбуждения и преобладающей частотой в спектре имеет место для всех видов естественных и искусственных источников.

Вместо взрыва ВВ в последнее время применяют также воздействия в скважине при помощи электроразрядника, на электроды которого подается высокое напряжение импульсного типа.

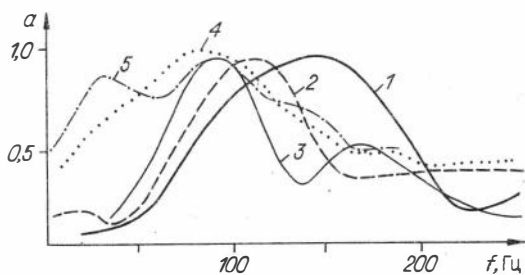


Рис. 4.1. Частотные спектры прямой продольной волны при взрывах зарядов ВВ различного веса (1 — 5 г; 2 — 15 г; 3 — 50 г; 4 — 400 г; 5 — 800 г) на фиксированной глубине 35 м (по данным треста Краснодарнефтегеофизика). Амплитуды нормированы по максимуму.

Взрывные источники долгое время были единственными при сейсмических исследованиях на акваториях. В настоящее время они применяются только в глубоководных частях морей и океанов вне шельфовых зон. Главной особенностью взрыва в толще воды на некоторой глубине h от поверхности моря является наличие так называемых повторных ударов, когда вслед за главным толчком следует ряд повторных толчков со все уменьшающейся интенсивностью и периодом T следования толчков. Период T при взрыве в воде с плотностью $\rho = 1 \text{ г/см}^3$ подчиняется следующей зависимости [121]:

$$T = 1,832 \cdot r_m / \sqrt{P_0}, \quad (4.1)$$

где r_m — максимальный радиус расширяющейся сферы (см); P_0 — гидростатическое давление на уровне очага (дин/см²). Наличие повторных ударов имеет следующее физическое объяснение. После момента взрыва заряда q образуется определенный объем газа в виде некоторой сферы (пузыря), быстро расширяющейся. Через некоторое короткое время давление на поверхности сферы достигает статического давления P_0 столба жидкости, но после этого сфера по инерции продолжает расширяться, достигая определенного предела. Вслед за этим под действием статического давления жидкости газовый пузырь начинает уменьшаться в объеме («всхлопываться»), а давление внутри него увеличиваться. Результатом этого является повторный взрыв газовой смеси с последующим повторным расширением сферы. Этот процесс повторяется до тех пор, пока не будет израсходован имеющийся запас энергии, включая потери на нагревание, рассеяние и излучение. При некоторой малой глубине h газовый пузырь от первого толчка вырывается в воздух, и тогда повторные удары не будут наблюдаться.

В целях сохранения биосферы последние два десятилетия при работах по методу отраженных волн на акваториях применяются так называемые пневматические пушки (аирганы). Принцип действия их состоит в том, что в камеру, опускаемую в толщу воды, нагнетается воздух. При некотором фиксированном давлении при помощи специального устройства газ быстро выпускается из камеры, создавая в воде короткий ударный импульс. При исследовании морского дна на высоких частотах используются также специальные искровые источники (спаркеры).

В заключение отметим, что практически в эксперименте (как на суше, так и на море) не было зафиксировано влияние типа ВВ (т. е. скорости детонации) на частотный состав колебаний при одной и той же энергии взрыва.

Ударно-механические источники. С давних пор наибольшее применение механические ударные источники нашли в инженерной сейсморазведке малой глубинности («молотковая сейсмика»). Однако в последнее время созданы ударные установки значительной мощности, обеспечивающие в режиме цифрового накопления глубинность исследования в МОВ порядка 2—3 км. Рассматриваемые источники реализуют воздействия типа вертикально либо горизонтально направленной силы. В первом случае в установках, как правило, используется принцип падающего груза вдоль вертикальной направляющей. Скорость падения груза на платформу (подставку) чаще всего не превышает 8—10 м/с. Масса падающего груза изменяется в широких пределах и при работах большой глубинности достигает 3 т.

Реализация воздействия типа горизонтальной силы заданного направления осуществляется обычно устройствами маятникового типа. При этом преследуется цель генерации сдвиговых (поперечных) колебаний с заданным направлением плоскости поляризации. Удар осуществляется по выступу в теле платформы, нижняя поверхность которой для лучшего сцепления с грунтом имеет ребра. Платформа прижимается к земле грузом в несколько тонн через низкочастотную развязку. При оптимальном подборе параметров с учетом грунтовых условий удается обеспечить высокую степень чистоты сдвигового воздействия.

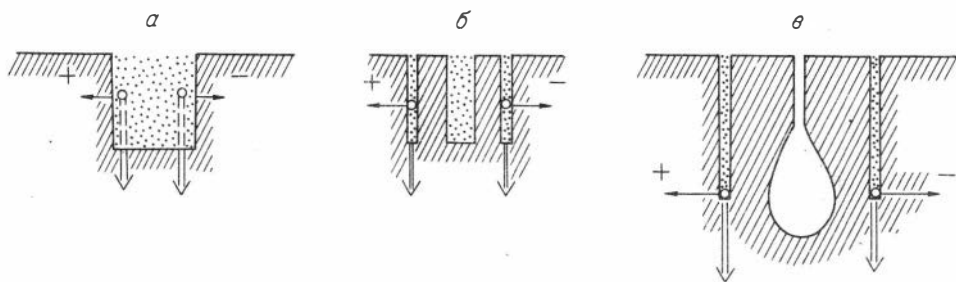


Рис. 4.2. Некоторые типы взрывных источников поперечных волн.
а — траншейный; б — барьерный; в — заглубленный камуфлетный. Крестиком показано положение заряда.

Взрывные источники поперечных волн. Наибольшее значение в настоящее время имеют поверхностные взрывные источники S -волн. Направленность в заданном азимуте обеспечивается за счет асимметрии в области взрыва. Это осуществляется двумя способами. Первый из них состоит в том, что взрыв производится на границе нетронутого и разрыхленного грунта (рис. 4.2, а). Ударные волны в последнем поглощаются во много раз быстрее, чем в нетронутом грунте, вследствие чего взрыв в такой несимметричной среде является в определенной степени аналогом горизонтальной силы. Однако при этом возбуждаются достаточно интенсивно продольные волны. Уровень последних удастся во много раз уменьшить при парных воздействиях (+ и —), в которых направление субгоризонтальных сил противоположно. Вычитание одного воздействия из другого, осуществляемое в лабораторных условиях, приводит к синхронному суммированию поперечных и вычитанию продольных волн. Такая фильтрация по признаку направленности в источнике позволяет обеспечить высокую эффективность сдвиговых воздействий в грунтах с относительно малым коэффициентом водонасыщенности. Эффективность воздействий повышается в случае дополнительных полостей и барьеров (см. рис. 4.2, б). В такой конструкции направленность создается за счет как поглощения ударных волн в рыхлом грунте, так и отражения от стенок барьера.

Второй способ отличается от первого тем, что взрывы парных зарядов размещаются в нетронутом грунте вблизи некоторых неоднородностей. В качестве последних могут служить, например, взрывные камуфлеты, зона разрыхленного грунта, область повышенных напряжений, создаваемая статической нагрузкой. Важной особенностью подобного рода источников является возможность реализации некоторых модификаций в полузаглубленном варианте, когда неоднородность и заряды (см. рис. 4.2, в) находятся на глубине, близкой к длине поперечной волны λ_s .

Взаимодействие типа горизонтально направленной силы реализовано также в скважинном варианте для глубин до 50 м. Направленная сила создается при помощи взрыва малого заряда, электрического разряда либо пневматического удара в камере специального снаряда. Рабочее отверстие камеры прижимается в заданном направлении специальным пространственным демпфером, гасящим импульс противоположной ориентации. Такой источник легко реализовать в инверсионном варианте и при необходимости вычитать противоположно направленные воздействия. Другим видом скважинного взрывного источника может служить взрыв малого, в том числе распределенного, заряда в скважине, заполненной жидкостью. Создаваемое в этом случае воздействие близко к модели цилиндрического источника с радиально направленными силами. Поперечные волны в этом случае генерируются только при углах порядка $30\text{—}60^\circ$ к вертикали. В настоящее время подобный источник реализован в виде парного инверсионного, когда взрывы производятся последовательно в двух скважинах, наклоненных под углами $\pm(30\text{—}40^\circ)$. В заключение отметим, что поперечные волны нерегулируемой поляризации очень часто, особенно при больших зарядах,

возникают от ненаправленных взрывов в грунте за счет локальных неоднородностей, близости свободной границы, анизотропии пород и т. д.

Установлено, что подземные взрывы ядерных и больших химических зарядов в любых грунтах, включая относительно мягкие терригенные породы, всегда генерируют как продольные, так и поперечные волны, при этом в последних часто преобладает SH -поляризация.

Вибрационные источники. Наряду с импульсными в последнее десятилетие нашли применение вибрационные источники. Принцип действия их состоит в следующем.

Как уже отмечалось выше, любую сейсмограмму можно рассматривать как реакцию среды на импульс очень короткой протяженности. Исходя из этого, сейсмограмму можно представить в соответствии с (1.3) в виде комплексного спектра, т. е. частотной характеристики среды. Но данную характеристику можно получить и другим способом подобно тому, как это делается при снятии характеристик усилителей и других радиотехнических устройств. С этой целью источник последовательно излучает синусоидальную волну и каждый раз измеряется реакция такого монохроматического излучателя, при этом определяются не только амплитуда, но и фазы колебаний. Используя далее вторую формулу из (1.3) — обратное преобразование Фурье, получим временную реакцию среды, т. е. аналог импульсной сейсмограммы. Однако практическая реализация вибрационного способа возбуждения по указанной схеме заняла бы слишком много времени. Поэтому в существующих вибрационных системах используют другой способ, при котором частота колебаний в заданном диапазоне изменяется непрерывно по заранее выбранному закону (обычно линейному). Сила воздействия на среду для каждой частоты также считается известной. Сеанс колебаний чаще всего продолжается ~10 с, но в некоторых системах измеряется минутами и даже часами. Такой опорный сигнал называется свип-сигналом. При таком способе импульсная реакция среды определяется при помощи некоторого интегрального преобразования типа свертки с учетом вида функции свип-сигнала.

Подавляющая часть конструкции рабочего органа вибраторов основана на гидравлическом принципе. Существуют также механические вибраторы, в которых направление силы обеспечивается вращением дебалансных механизмов. Энергия рабочего органа вибратора передается на излучающую платформу, достаточно жестко связанную с грунтом прежде всего путем статической нагрузки. Подавляющая часть вибрационных источников реализует возбуждение типа вертикальной направленной силы. В последнее время разработаны подобные вибрационные установки горизонтального действия для работ по методу поперечных волн. Вибраторы для сейсморазведки обычно имеют мгновенно действующую силу давления на грунт порядка 5—15 т. Для региональных исследований созданы вибраторы с силой 100 т и больше, но широкого применения они пока не нашли.

Все упомянутые выше импульсные и вибрационные источники применяются в вариантах одиночных и групповых воздействий. Первый используется как в режиме единичного действия, так и в режиме синхронного накопления, когда процессы от ряда воздействий, совмещенных в пространстве, суммируются на магнитной пленке. Групповые источники можно подразделить на непрерывные и дискретные. Типичным представителем первых является линия детонирующего шнура (ЛДШ), а также вспарывание шва при землетрясении. В дискретных источниках следует различать пространственное и пространственно-временное группирование. В первом случае серия источников взрывных либо вибрационных располагается на местности вдоль некоторой линии или площади и действует синхронно. Пространственно-временное группирование представляет собой асинхронное накопление, при котором относительно слабый источник передвигается по местности и реакция от каждого воздействия суммируется затем на магнитной пленке. Как правило, такая система группирования применяется для вибрационных источников.

Как в приемной, так и в регистрирующей аппаратуре большое значение имеет понятие частотных характеристик.

В главе 1 были отмечены некоторые особенности частотных характеристик вертикального сейсмографа. При последующем изложении понятие частотной характеристики, под которой будем понимать амплитудную характеристику, распространено на другие звенья сейсмической аппаратуры и сейсмического канала в целом, поэтому здесь уместно указать на некоторые основные понятия, часто используемые при изучении особенностей частотных характеристик и спектров.

По оси абсцисс, естественно, откладывается величина f либо $\omega = 2\pi f$, а иногда — произведение частоты на период собственных колебаний. В сейсмологии землетрясений вместо частоты чаще всего используется период колебания $T = 1/f$. При этом применяют как линейный, так и логарифмический масштабы. Интервал от f_i до $2f_i$ называется октавой. По оси ординат могут откладываться величины различной физической размерности в зависимости от типа электромеханического устройства. Шкала ординат обычно размечается в децибелах. Если на заданном отрезке некоторая величина a изменяется от a_1 до a_2 , то отношение a_2 / a_1 определяется в единицах децибел согласно зависимости

$$D = 20 \lg a_2 / a_1.$$

Таким образом, изменение заданной величины на порядок равно 20 дБ и если, например, a изменяется в 10^6 раз, то ему соответствует диапазон в 120 дБ; 1 дБ означает изменение измеряемой величины на 12 %, 3 дБ — 41 %.

Важнейший параметр любой частотной характеристики — ее ширина, величина которой определяет продолжительность собственного процесса на выходе системы. Обычно оперируют относительной шириной характеристики или спектра, определяемой следующим образом. Пусть максимум характеристики имеет значение $a_{\max}$. Проведем теперь прямую, параллельную оси абсцисс, на некотором уровне a_0 так, что $a_{\max} / a_0 = 1,41$, что соответствует 3 дБ. Указанная прямая пересечет характеристику слева и справа при значениях частот f_H и f_B . Они называются граничными частотами. Разность их представляет собой абсолютное значение ширины характеристики. Отношение последней к среднему значению граничных частот называется относительной шириной характеристики.

Следующим важным параметром характеристики является крутизна ее срезов соответственно со стороны низких и высоких частот, т. е. градиент уменьшения чувствительности прибора или системы. Крутизна измеряется числом децибел на октаву начиная с уровня граничных частот. Обычно крутизны замеряются на участках линейного уменьшения измеряемой величины. Отметим, что при одной и той же относительной ширине характеристики и одинаковых значениях крутизн форма импульса (отклик системы на широкополосный сигнал) будет одинаковой для разных диапазонов частот, отличаясь лишь масштабом по времени.

Сейсмографами называются приборы, воспринимающие волновые движения грунта на поверхности Земли либо во внутренних точках среды. В первых типах сейсмографов для записи землетрясений соединялись функции восприятия движения почвы и воспроизведения их в видимой форме. При переходе к электрическим сейсмографам функции восприятия колебаний и их регистрации были разнесены в пространстве. В связи с этим в сейсмо-разведке преимущественно стал использоваться термин «сейсмоприемник», хотя одновременно сохранился и термин «сейсмограф» как синоним сейсмоприемнику.

На развитие инструментальной сейсмологии большое влияние оказало изобретение академиком Б. Б. Голицыным принципиально нового способа

регистрации колебаний почвы с использованием электромагнитных сейсмографов и гальванометров. Начиная с этого времени сейсмическое приборостроение полностью основывалось на принципе преобразования механических колебаний почвы в электрические.

Теория сейсмографа с учетом затухания разработана в начале XX в., при этом были сформулированы условия, при которых сейсмограф отмечает истинные смещения почвы.

При исследовании Земли сейсмическими методами, в принципе, не имеет значения — регистрирует сейсмограф истинные смещения либо скорость смещения или ускорение. Исключением из этого правила является оценка балльности землетрясений, когда необходимо измерять прежде всего истинные смещения.

Смещение грунта, вызванное волной, подходящей к поверхности Земли либо к внутренней точке пространства, представляет собой некоторый вектор, имеющий две горизонтальные и одну вертикальную составляющие. Отсюда следует, что при исследовании на суше полная характеристика движения в волне может быть получена при помощи трех сейсмографов, максимальной чувствительности, имеющих различную ориентацию осей. Вместе с тем при различных видах сейсмических исследований не всегда измеряют все три компонента. Например, в сейсморазведке и ГСЗ с использованием только продольных волн, как правило, достаточно регистрировать лишь вертикальную составляющую волн, несущих информацию о глубинных объектах. Связано это с тем, что в верхней части разреза, как указывалось в главе 2, очень резко увеличивается скорость с глубиной, вследствие чего волна подходит к сейсмографу под очень малым углом к вертикали. Так, если отраженный либо преломленный луч составляет с вертикалью угол 30° , а скорости v_p уменьшаются с 2,0 до 0,5 км/с, то к сейсмографу волна подойдет под углом всего лишь в 7° . Поскольку характеристика направленности сейсмографа представляется в виде окружности, то вертикальная составляющая при угле Θ будет пропорциональна $\cos \Theta$. Следовательно, в указанном примере зарегистрированная амплитуда будет составлять 0,99 от максимальной, которая могла бы быть при вертикальном подходе волны. Укажем, что приведенный расчет строго справедлив для вертикального сейсмографа, установленного внутри среды. На поверхности будет иметь место конверсия (см. главу 1), проявляющаяся в данном примере простым удвоением амплитуды сигнала.

При исследованиях на акваториях чаще всего используются датчики давления, реакция которых на волновое движение не зависит от направления подхода.

В процессе развития геофизического приборостроения были созданы многочисленные конструкции электрических сейсмографов, основанные на различных принципах преобразования механических колебаний в электрические [28, 101]. Во многих ранних образцах в систему сейсмографа включались также источники питания. В последние несколько десятилетий как в сейсмологии землетрясений, так и в сейсморазведке и ГСЗ используются почти исключительно сеймоприемники электродинамического типа. Схематически они представляют собой подвешенную на пружинах индукционную катушку, выполняющую роль «инертной массы», перемещающуюся в сильном поле постоянных магнитов. Последние смонтированы в корпус сейсмографа, жестко соединяющийся в рабочем состоянии с грунтом. Волновые движения почвы создают относительное перемещение катушки в магнитном поле, за счет чего в ней индуцируется электрический ток, напряжение которого пропорционально мгновенной скорости движения инертной массы. Система пружинных подвесов инертной массы для вертикальных и горизонтальных сейсмографов имеет ряд особенностей, на которых мы здесь не можем останавливаться. Отметим только, что в горизонтальных сейсмографах возрастают требования к устойчивости системы за счет действия силы тяжести.

Важным элементом любого, как механического, так и электрического, сейсмографа является система демпфирования (затухания). Введение затухания необходимо для обеспечения достаточно высокой разрешенности двух или нескольких объемных волн, подходящих к приемнику с относительно близкими временами. Затухание в сейсмографе подбирается таким образом, чтобы широкополосный короткий импульс (например, электрический в цепи индукционной катушки) создавал бы реакцию на выходе в виде сигнала продолжительностью не более 1,0—1,5 периода. Чрезмерно большое (апериодическое) затухание резко снижает чувствительность сейсмографа. В электродинамических сейсмографах затухание реализуется при помощи специальных электрических цепей, например шунтирующих устройств.

Как уже отмечалось выше, размеры геологических тел, изучаемых при помощи сейсмических методов, изменяются в очень широком диапазоне. Сильно варьируют также глубины залегания объектов. Поскольку частоты сейсмических волн связаны с избирательным поглощением и мощностью источников, то при различных видах сейсмических исследований используются сейсмографы с собственными частотами, изменяющимися от долей герца до 150 Гц и более. Чем больше путь, проходимый волной в процессе изучения того или иного объекта, тем ниже доминирующие частоты в зарегистрированных сейсмических импульсах. Общие представления о зависимости доминирующих частот f регистрируемых волн от пути l прохождения последних можно получить на рис. 4.3, который следует рассматривать как сугубо приближенную схему, изображенную в виде заштрихованной полосы. При построении данного графика принимались во внимание только продольные волны, имеющие, как известно, наибольшее значение на современном этапе развития структурной сейсмологии. С определенной долей условности можно сказать, что частоты выше 15 Гц характерны для сейсморазведки, интервал 5—15 Гц — ГСЗ и близких землетрясений, частоты 3—5 Гц относятся к землетрясениям средней и большой силы, мощным химическим и ядерным взрывам.

Большое значение для неискаженного приема сигналов имеет соединение сейсмографа с грунтом. Если поставить приемник на слой рыхлой почвы, то последний будет представлять собой как бы дополнительную пружину в приемной колебательной системе. Вследствие этого частотная характеристика сейсмографа будет искажена, в первую очередь в виде срезания высоких частот. Для уменьшения указанного эффекта при регистрации землетрясений сейсмограф стремятся устанавливать на скальном основании, а сейсморазведочные приемники жестко соединять с грунтом при помощи специальных фиксаторов штыкового типа. Надлежащий контакт приемника с почвой особенно важен для горизонтальных сейсмографов. Это, в частности, может быть обеспечено путем использования сдвоенных фиксаторов. Теоретические и экспериментальные исследования показывают, что для уменьшения искаженного влияния контакта сейсмограф — почва необходимо, чтобы средняя плотность сейсмоприемника не сильно отличалась от плотности грунта.

Как и при генерации волн, амплитуда сигналов, воспринимаемых приемником, обратно пропорциональна скорости v , поэтому при одном и том же источнике и близких путях распространения регистрируемый сейсмографом сигнал будет иметь большую величину на неконсолидированных породах по сравнению со скальными. Этот эффект хорошо известен, в частности, при регистрации достаточно сильных землетрясений.

При сейсмических исследованиях на акваториях, кроме приемников давления, о которых кратко будет сказано ниже, нередко используют сейсмографы, устанавливаемые на дне водоема в специальных контейнерах, снабженных устройствами, обеспечивающими пространственную ориентацию приемников, а также их герметизацию.

В практике сейсморазведки и ГСЗ широко используют группирование сейсмоприемников (групповые сейсмоприемники). Чаще всего применяют линейные группы с базой L , ориентированной вдоль линии источник —

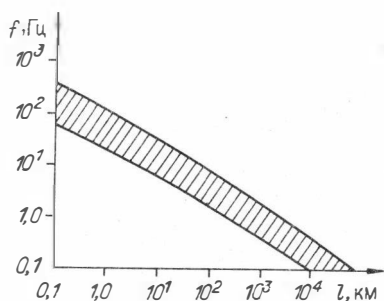


Рис. 4.3. Схематическая зависимость доминирующих частот от длины пробега продольной волны.

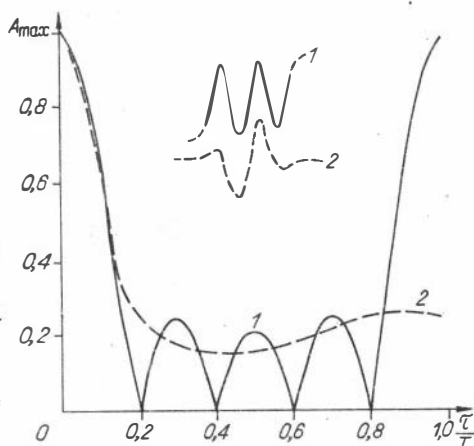


Рис. 4.4. Характеристики направленности группы из пяти сейсмографов.

1 — монохроматический сигнал; 2 — импульсный сигнал с той же видимой частотой.

приемник. Сейсмографы в группе соединены в единую систему наподобие батареи гальванических элементов с общим выходом. Группирование сейсмографов нацелено на повышение эффективной чувствительности для целевых глубинных волн, фронт которых наклонен под небольшим углом к линии профиля. Глубинные волны, обладающие этим свойством, будут регистрироваться каждым из элементов группы с малым фазовым сдвигом, т. е. почти синхронно. В результате суммарное напряжение на выходе группы в n раз больше, чем для единичного приемника. Волны, которые подходят к сейсмографам под большими углами, будут обладать относительно меньшей амплитудой за счет расфазировки.

Зависимость суммарной амплитуды (напряжение в группе) от направления подхода волны называется характеристикой направленности группы (характеристика направленности второго рода). Форма последней зависит от отношения фазового сдвига τ между крайними сейсмографами в группе к видимому периоду колебаний, числа сейсмографов n и формы сейсмического импульса. На рис. 4.4 представлены характеристики направленности группы из пяти сейсмографов для двух форм сигналов — синусоидального с неограниченным числом периодов и короткого импульса с колокольной огибающей. При субвертикальном подходе характеристика направленности практически не зависит от формы импульса, но при больших значениях τ/T это различие весьма существенно.

Использование групповых сейсмоприемников позволяет повысить отношение полезного сигнала к случайному шуму в соответствии с формулой (1.2). Очевидно, чем больше число приемников в группе, тем выше эффект от применения группирования при условии статистической независимости помех по фазам. В качестве случайного шума могут фигурировать как беспорядочные колебания на сейсмограммах, вызванные интерференцией побочных волн, так и помехи промышленного и ветрового происхождения.

Следует иметь в виду, что в сложных поверхностных условиях, в первую очередь при быстром изменении параметров зоны малых скоростей, а также изрезанном рельефе, группирование даже на относительно небольших базах может привести к существенному искажению полезных импульсов.

Значительно реже при массовых сейсмических исследованиях используется непродольно-линейное и площадное группирование сейсмографов, в том числе по причине нетехнологичности работ с такого рода группами.

Особо следует указать на большие площадные группы сейсмографов, используемых при специальных экспериментах в сейсмологии землетрясений и больших взрывов. Однако в этом случае приемники не соединяются в

единую батарею и оптимизация выделения сигнала на фоне помех производится на этапе обработки.

При морских сейсмических исследованиях в последние два десятилетия прием колебаний производится чаще всего гидрофонами, расположенными в толще воды. Гидрофон реагирует на изменения давления, создаваемого подходящей к нему волной. Так как размеры приемника значительно меньше длины сейсмической волны в воде, то характеристика направленности первого рода приемника давления имеет вид сферы, т. е. чувствительность приемника одинакова к сейсмическим волнам, подходящим с любой стороны. В связи с этим гидрофоны не требуют пространственной ориентировки.

Преимущественное применение в сейсморазведке и ГСЗ нашли пьезоэлектрические гидрофоны, основанные на свойстве пьезоэффекта. Пьезоэлектрический эффект заключается в том, что при деформации некоторых кристаллов (титанат бария, сегнетовая соль, специальные керамические материалы) на их гранях появляются заряды, величина которых пропорциональна деформирующей силе. В гидрофонах используется батарея элементов, соединенных между собой параллельно. Такой гидрофон вместе с устройством согласования сейсмостанции с усилителями помещается в эластичном шланге, заполненном маслом.

4.3. СПОСОБЫ РЕГИСТРАЦИИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ВОЛН

Прежде всего отметим, что развитие способов регистрации сейсмических сигналов и их обработки тесно связано с прогрессом в области физического приборостроения, электроники и радиотехники.

Задачей регистрации сейсмических колебаний является представление их в конечном итоге в видимой форме. Принцип регистрации состоит в получении временной развертки волнового процесса на носителе, движущемся с заданной постоянной скоростью. В начальный период развития сейсмического приборостроения в качестве носителя использовалась, например, закопченная бумага, на которой фиксировались колебания инертной массы сейсмографа при помощи специальных рычажных устройств. Последние давали возможность увеличить относительное перемещение инертной массы. Позже начали применять оптические способы регистрации на фотобумагу. При использовании электрических сейсмографов напряжение тока подается на зеркальный гальванометр, собственная частота которого существенно выше, чем собственная частота сейсмографа. Если увеличение системы сейсмограф — гальванометр недостаточно для регистрации относительно слабых колебаний, то перед гальванометром включаются усилительные устройства. В сейсмологии землетрясений сейсмограф и гальванометр согласуются между собой так, чтобы амплитуды колебаний на сейсмограмме были пропорциональны величине смещения почвы. Как правило, в усилителях имеются специальные фильтрующие ячейки, позволяющие варьировать диапазон пропускаемых частот. До применения магнитной записи в сейсморазведке МОВ усилители выполняли также функцию регулировки амплитуд. Различают два вида регуляторов амплитуд — полуавтоматические (ПРУ) и автоматические (АРУ). В первом из них по заданной программе осуществляется плавное увеличение коэффициента усиления в зависимости от времени начиная от первых вступлений либо момента воздействия. Идея автоматической регулировки основана на том, что часть напряжения на выходе усилителя при помощи цепи обратной связи вновь подается на вход с обратной полярностью, что обеспечивает фиксирование амплитуды сейсмического сигнала в ограниченном диапазоне.

На выходе усилителей либо в цепи гальванометров включается также устройство смешения колебаний. Смеситель предназначен для уменьшения квазислучайных помех. Принцип смешения заключается в том, что с коле-

баниями на заданном канале синхронно суммируются в определенной пропорции колебания от соседних одного или двух каналов.

Заметим, что операции частотной фильтрации регулировки амплитуд и смещения используются и в современной цифровой аппаратуре, но выполняются они не в процессе регистрации, а на этапе обработки в лабораторных условиях. На фотобумагу одновременно наносятся марки времени через промежутки, зависящие от скорости развертки и соответственно от доминирующих частот колебаний. В сейсмологии землетрясений марки времени обычно подаются от кварцевых часов на специальный гальванометр. В сейсморазведке и ГСЗ при осциллографическом способе регистрации на фотобумагу наносили специальные полосовые марки при помощи камертонного генератора.

Отметим, что система от сейсмографа до гальванометра по аналогии с радиотехническими устройствами связи носит название сейсмического канала. Это название сохранилось и в современной цифровой аппаратуре, когда вместо гальванометра используется магнитная головка.

В соответствии с системами наблюдений, регистрирующие устройства подразделяются на одноканальные и многоканальные. Последние типичны для сейсморазведки и ГСЗ.

Осциллографический способ регистрации в своей основе статичен в том смысле, что волновой процесс при заданных параметрах источника и приемника практически не может быть изменен в желаемом направлении, например в части диапазона пропускаемых частот, а также продолжительности полезной записи. Поэтому при записи землетрясений не представляется возможным оперативно применять те или иные преобразования зафиксированного волнового процесса. В сейсморазведке и ГСЗ часто требовалось получать повторные сейсмограммы при измененных параметрах источника либо усилительного устройства. Отсюда вытекала потребность создания регистрирующей аппаратуры, обладающей памятью. Это стало возможным с появлением техники магнитной записи. Аналоговая, т. е. без оцифровки, магнитная запись в сейсмологии не имеет в своей основе существенных отличий от бытовых магнитофонов, не считая ряда конструктивных особенностей, на которых мы здесь не можем останавливаться. Отметим только, что визуализации колебаний напряжения с выхода магнитной головки подаются либо на специальный перописец, фиксирующий колебания на бумаге, либо на шлейфовый осциллограф с фоторегистрацией.

В последнее время во всех областях сейсмологии четко обозначилась тенденция перехода на цифровую регистрацию. В сейсморазведке МОВ это фактически полностью реализовано. В отличие от аналоговой, в которой информация представлена непрерывно изменяющимися значениями сигнала, цифровая система оперирует последовательностями дискретных чисел. Переход на цифровую регистрацию инициировался двумя главными причинами. Первая из них состоит в том, что необходимость выделения очень слабых сигналов на фоне помех требует значительного расширения динамического диапазона регистрирующей аппаратуры. Динамическим диапазоном называется отношение амплитуд наиболее сильных сигналов, независимо от их природы к наиболее слабым полезным сигналам, зарегистрированным либо ожидаемым на сейсмограмме при малом уровне искажения. Аналоговая магнитная запись позволяет реализовать динамический диапазон порядка 30—40 дБ. Как показали исследования, при современных способах обработки получаемой информации возможно выделить слабые сигналы на фоне помех при динамическом диапазоне аппаратуры порядка 100—120 дБ. Высокий динамический диапазон особенно необходим при регистрации колебаний от вибраторов. Это связано с тем, что в вибрационном способе отсутствует разделение сигналов по времени и на протяжении всей записи на слабые сигналы накладываются интенсивные колебания, относящиеся чаще всего к типу мешающих.

Высокий динамический диапазон можно реализовать только при цифровой регистрации колебаний с достаточно малым шагом кодирования.

Вторая причина применения цифровой регистрации вытекает из необходимости обработки очень больших массивов информации и извлечения из нее разнообразных параметров с большой степенью надежности. Как и в других областях науки и техники, это осуществимо только при помощи мощных вычислительных средств и автоматизированных систем регистрации и обработки данных.

Поскольку колебания от сейсмографа воспринимаются всегда в аналоговой форме, то первой и важнейшей операцией в цифровой регистрирующей аппаратуре служит аналого-цифровое преобразование (АЦП). Аналого-цифровой преобразователь определяет амплитуды сигнала в заданном цифровом коде через определенные малые промежутки времени Δt (шаг кодирования). Величина Δt находится в соответствии с теоремой Котельникова (см. главу 1): $\Delta t = 1/2f_{гр}$, т. е. обратно пропорциональна граничной частоте в правой части характеристики наиболее высокочастотного сигнала на сейсмограмме. Как правило, в целях большей надежности шаг кодирования берется примерно в 2 раза меньше расчетного значения Δt .

Для i -го канала регистрации в заданный момент времени Δt_i находится величина амплитуды сигнала a_i в двоичной системе счисления, в которой оперируют только двумя цифрами — 0 и 1. Разряды n -го порядка в этом случае соответствуют значениям 2^n и, следовательно, $1 = 1$, $2 = 10$, $4 = 100$, $8 = 1000$,... $64 = 1\ 000\ 000$, $128 = 10\ 000\ 000$ и т. д. В усилителе записи имеется специальное устройство, вырабатывающее сигналы очень малой продолжительности, т. е. они значительно меньше интервала кодирования Δt и обычно их длительность измеряется в микросекундах. В измерительном устройстве импульс, соответствующий отсчету Δt_i , поступает в схему, где производится сравнение уровня измеряемого сигнала с множеством стандартных постоянных уровней (двоичных разрядов). Сигнал a_i первоначально сравнивается с максимальным значением разряда, и если величина сигнала меньше наивысшего, то на пленке фиксируется импульс, соответствующий цифре 0. Затем производится сравнение со следующим разрядом, и процесс продолжается до тех пор, пока сравниваемый импульс будет меньше истинного значения амплитуды, что зафиксировано на магнитной пленке цифрой 1. После этого сравнение производится по разностному импульсу, т. е. с вычетом наивысшего значимого импульса. Сравнение с последующими разрядами низшего порядка позволяет зафиксировать мгновенные значения амплитуды a_i в цифровой форме двоичного кода.

Для следующего значения Δt операция повторяется. Цифровое изображение мгновенного значения импульса в виде последовательности цифр 0 и 1 называются слогом, а каждая из цифр — битом.

При многоканальной регистрации в промежутке между Δt_i и Δt_{i+1} размещается не один короткий импульс, а несколько — в соответствии с числом каналов. Такой способ называется временным уплотнением. Кодирование осуществляется путем последовательного опроса по каждому из каналов.

Отметим, что в полевой станции запись производится на стандартной магнитной пленке, параметры которой в точности соответствуют стандартам ЭВМ. Поэтому бобина с пленкой с полевой станции может быть непосредственно вставлена в соответствующий блок компьютера. При полевом эксперименте в целях контроля и оперативного анализа получаемых сейсмограмм производится обратное преобразование цифровой записи в видимую форму.

В заключение данного параграфа укажем, что информация на магнитном носителе, обладающем «памятью», может подвергаться разнообразным преобразованиям, которые подразделяются на одноканальные и многоканальные. К числу первых прежде всего относится частотная фильтрация, т. е. пропускание сигнала через фильтры, обладающие различной относительной шири-

ной характеристики и крутизнами на обоих ее концах. В цифровых станциях фильтры формируются по специальным программам (цифровые фильтры), что в сильной степени расширяет возможности варьирования параметрами частотных характеристик. При помощи цифровых фильтров можно создать в том числе характеристики, которые, в принципе, нельзя сконструировать при помощи аналоговых радиотехнических систем. Частотная фильтрация, как увидим ниже, дает возможность уменьшить влияние помех, частотный диапазон которых находится за пределами спектра целевых сигналов. Кроме того, изменение полосы пропускания позволяет в определенной степени оптимизировать разрешенность волн в зонах интерференции. В числе других одноканальных преобразований упомянем вычисление автокорреляционных функций в заданном временном окне и построение энергограмм в соответствии с (1.4).

Многоканальные преобразования обладают большим разнообразием и используются преимущественно в методе отраженных волн, где они и будут рассмотрены. К простейшим многоканальным преобразованиям относятся смещение и группирование сейсмографов, упомянутые выше. В случае регистрации на магнитном носителе смещение реализуется по специальным программам, допускающим варьирование соотношений амплитуд и числа смешиваемых трасс.

Отметим также, что при приеме сейсмических колебаний используются два режима регистрации — ждущий и непрерывный. В первом из них, применяемом в случае искусственных источников, регистрирующая аппаратура включается непосредственно перед воздействиями на среду. Способ непрерывной регистрации характерен для естественных источников, когда начало колебательного процесса нельзя заранее прогнозировать.

4.4. О ВОЗБУЖДЕНИИ И ПРИЕМЕ ГЕОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

Как и в сейсмологии герцевого диапазона, акустические источники подразделяются на естественные и искусственные. Первые из них по принципу возникновения имеют аналогию с землетрясениями, поскольку они также образуются за счет нерегулярностей полей напряжений в горных породах. Наиболее полно спонтанные источники изучены при наблюдениях в горных выработках, в особенности в угольных шахтах. Здесь концентрация напряжений и появление быстро протекающих подвижек в грунте возникают за счет неравномерного распределения горного давления, вызванного как присутствием выработки, так и особенностями распределений упругих параметров в среде. В последнее время проводятся исследования по обнаружению микросейсмических высокочастотных колебаний в грунтах при естественном их состоянии. Предполагается, что такие колебания могут быть связаны с происходящими микротектоническими процессами.

Искусственные акустические источники подразделяются на два основных вида. К первому из них относятся электромеханические преобразователи, которые под действием электрического тока и создаваемых ими магнитных полей генерируют механические колебания, передаваемые в среду. Такие генераторы, как правило, могут использоваться одновременно в качестве приемников, т. е. преобразовывать механические колебания в электрический ток. Ко второму виду прежде всего следует отнести искровые источники (спаркеры), применяемые преимущественно при морских акустических исследованиях. По принципу действия спаркеры можно рассматривать как микровзрывы. Здесь ограничимся рассмотрением электромеханических источников и приемников, получивших общее название «датчики».

При акустических исследованиях используются два типа электромеханических датчиков — магнитострикционные и пьезоэлектрические. Первые из них, как говорит само название, основаны на явлении магни-

тострикции ферромагнитных материалов (кобальт, никель и др.), т. е. изменении размеров ферромагнитного тела под воздействием электромагнитного поля. Не касаясь конкретных конструкций датчиков такого типа, отличающихся большим разнообразием, отметим только, что магнито-стрикционные преобразователи могут иметь значительную мощность и применяются при использовании диапазона частот от 3 до 80 кГц.

Пьезоэлектрические преобразователи основаны на том, что если некоторые кристаллы (сегнетовая соль, титанат бария и др.) подвергнуть механическим воздействиям, таким как сжатие и растяжение, то на их гранях появится электродвижущая сила, величина которой пропорциональна механическому напряжению. Соответственно, приложение электрического напряжения к граням вызовет механические деформации в материале, которые могут передаваться в среду. Важной разновидностью пьезоэлектрических преобразователей являются керамические датчики. Керамика изготавливается из материала, содержащего пьезоэлектрические кристаллы, путем специальной технологии, главной особенностью которой является создание заданной поляризации кристаллов под воздействием сильных электромагнитных полей. Пьезоэлектрические преобразователи, особенно кристаллические, способны работать в широком диапазоне частот, в том числе в мегагерцевом. Важно отметить, что пьезодатчики используются для генерации и приема как продольных, так и поперечных волн. Продольные волны возбуждаются либо в жидкости, где обеспечивается равномерное излучение во всех направлениях, либо на поверхности изучаемой среды. В последнем случае реализуется источник типа направленной силы, чаще всего перпендикулярной к границе полупространства. Поперечные волны могут быть инициированы только путем жесткого контакта пьезоэлемента с заданной поверхностью твердой среды. При этом чаще всего реализуется источник типа касательной силы. Источники поперечных волн подразделяют на два типа — сдвиговые и изгибные. В первом из них пьезоэлемент, соединенный со средой, совершает касательные по отношению к поверхности колебания в заданном направлении под действием переменного электрического поля. Сдвиговые датчики предпочтительно использовать для частот выше 100—200 кГц. Изгибный датчик представляет собой биморфный элемент — две жестко соединенные пьезопластины. На каждую из пластин подается напряжение разного знака, что приводит к изгибу элемента и созданию касательной силы заданного направления.

Датчики рассмотренного типа могут быть использованы при соответствующей их ориентации для создания источника нормальной к поверхности силы. В этом случае они будут источниками продольных волн.

Акустические исследования существенно отличаются от сейсмических характером периодичности возбуждения и приема колебательного процесса. В сейсморазведке и ГСЗ два последовательных акта, возбуждение и прием, могут быть разнесены на любой промежуток времени в принципе без какой-либо периодичности. В геоакустике акты генерация — прием следуют друг за другом в строгой последовательности с заранее выбранным периодом. Схема возбуждения и приема волн выглядит следующим образом. Специальный генератор вырабатывает короткие импульсы заданной формы с двумя-тремя экстремумами. После усиления они поступают на вход электроакустического излучателя. Время послышки сигнала строго синхронизировано. Промежуток времени между двумя последующими послышками сигналов определяется заранее и сохраняется постоянным в процессе данного эксперимента. Такой способ дает возможность, в частности, наблюдать волновой процесс на экране электронного осциллографа. Естественно, что последующий сигнал подается в среду в момент, когда волновой процесс от предыдущего воздействия закончился либо имеет пренебрежимо малый уровень.

Отметим еще, что геоакустические исследования, как правило, проводятся при малом числе приемных каналов. Чаще всего применяется однока-

нальная регистрация. До последнего времени регистрация волновых процессов осуществлялась в аналоговой форме, в виде последовательных снимков с экрана осциллографа. Сейчас все шире распространяется цифровая регистрация.

4.5. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О СИСТЕМАХ НАБЛЮДЕНИЙ

Системами наблюдений называются расположения источников и приемников (либо только приемников) на поверхности земли или же во внутренних точках среды.

Характеристика систем наблюдений может быть проведена по различным признакам или критериям с учетом зависимости от целей проводимых исследований, особенностей получаемой информации, требований к точности и детальности ожидаемых результатов. Большое значение имеют также местные условия, экологические требования, соображения экономического порядка.

При регистрации естественных процессов, прежде всего землетрясений, рассматриваются только системы расположения приемников, характеризующиеся в общем случае тремя координатами (ξ , η , ζ). Положение источника в этом случае, особенно при регистрации естественных очагов, находится по данным обработки сейсмограмм.

В методах, когда используется искусственное возбуждение, система наблюдений в общем случае определяется тремя координатами источников (X , Y , Z) и тремя координатами приемников (ξ , η , ζ).

Простейшей является система с одним источником и одним приемником. На суше такие системы в настоящее время используются весьма редко. Наибольшее применение они находят при работах на акваториях, в первую очередь в варианте совмещенных источников и приемников (непрерывное сейсмическое профилирование — НСП). Элементы таких систем присутствуют также в методике передвижных источников, устанавливаемых обычно на морях и океанах. Одиночные источники и приемники повсеместно используются в лабораторных исследованиях при моделировании и прозвучивании образцов горных пород на высоких частотах.

В сейсмологии землетрясений при исследованиях в сейсмоактивных районах для регистрации данного события создается, как правило, площадная система расположения станций на поверхности земли. Для решения структурных задач, например в методике обменных волн землетрясений, естественные процессы могут восприниматься системой линейно расположенных приемников. Нередко естественные процессы регистрируются сейсмографами, расположенными во внутренних точках среды — в штольнях, скважинах и др. В техногенной очаговой сейсмологии, в частности при изучении процессов в зонах концентрации напряжений в шахтах, тоннелях, рудниках, датчики обычно располагаются в горных выработках на глубине. Формы их рассредоточения могут быть весьма разнообразными.

Значительно более сложные системы наблюдений используются в методах, в которых применяются искусственные контролируемые источники. Чаще всего источники и приемники располагаются вдоль линий, называемых профилями. На заданной площади могут прокладываться как отдельные профили, либо маршруты, так и система профилей, более или менее равномерно покрывающих изучаемый участок. Такие системы называются профильно-площадными. Профили называются продольными, если источники и приемники располагаются вдоль заданной линии.

В методах преломленных и отраженных волн подобные системы являются доминирующими, и их особенности будут отмечены в соответствующих главах.

Профили могут располагаться не только на поверхности земли, но и во внутренних точках среды, в частности вдоль ствола буровой скважины.

Наряду с продольными применяются для наблюдения и непродольные профили, когда источники располагаются с определенной густотой на одной, а приемники — на другой, чаще всего параллельной, линии.

В последнее время развиваются площадные системы наблюдений, когда источники и приемники рассредоточены по некоторой площади, причем генерируемые в каждом очаге колебания воспринимаются либо всей площадной системой сейсмографов (апертурой), либо только некоторой ее частью.

Площадные системы целесообразно подразделить на регулярные и нерегулярные. В первой из них источники и приемники размещаются вдоль прямолинейных профилей, тогда как во второй они распределяются в общем случае произвольно по заданной площади.

В наиболее общем случае сейсмографы и очаги генерации волн могут образовывать некоторую пространственную систему. В качестве примера можно указать на системы, применяемые при изучении околоскважинного пространства, когда приемники располагаются во внутренних точках среды, а источники создают некоторую площадную систему на поверхности земли. В некоторых случаях имеет место обратная ситуация — размещение источников на глубине, а приемников — на поверхности земли. Пространственная система будет иметь место также при размещении источников и приемников в горных областях с большими превышениями рельефа.

Отметим еще, что особенности систем наблюдений зависят от вида проводимых работ, имея в виду в первую очередь масштабы исследований и размеры охвата интервалов глубин изучаемой среды. Как и в других геофизических методах, в сейсмологии выделяют четыре главных вида исследований: глобальные, региональные, поисковые и детальные. С точки зрения систем наблюдений они различаются прежде всего расстояниями между источниками и приемниками и соответственно густотой расположения очагов и сейсмографов. К глобальным в настоящее время относится изучение объектов, залегающих на глубинах 100—200 км и более, т. е. мантии и ядра планеты. Начальный период развития структурной сейсмологии, изучение строения земной коры и верхов мантии также относились к проблемам глобального характера, поскольку ставилась задача найти общие планетарные черты строения самых верхних частей земного шара. В современной сейсмологии такого рода исследования носят региональный характер с задачей выявления объектов более высоких порядков.

К исследованиям глобального характера относятся также задачи очаговой сейсмологии. Многие из них, в первую очередь выявление планетарных поясов сейсмической активности, в основном решены. Дальнейшую детализацию в большинстве случаев следует отнести к категории региональных наблюдений.

Систематически проводимые региональные исследования по объектам изучения подразделяются на три основные группы: земная кора и верхняя мантия, верхняя часть консолидированной коры, включая поверхность кристаллического фундамента, осадочный чехол. В первой группе применяются два вида наблюдений. В одном из них используются протяженные профили (геотраверсы), пересекающие различные геологические структуры первого порядка. Протяженность геотраверсов может достигать нескольких тысяч километров. Другой вид представляют собой профильно-площадные съемки крупных провинций, таких как Байкальская рифтовая зона, Днепровско-Донецкая впадина, Рейнский грабен и др. На определенном этапе группа геотраверсов также может образовать профильно-площадную систему. Таким способом в 60-е годы была изучена земная кора США. Подавляющая часть исследований в данной группе проводится по методике глубинного сейсмического зондирования с использованием как преломленных, так и отраженных волн в различных модификациях, отличающихся методикой наблюдений, прежде всего плотностью распределения источников и приемников.

Вторая группа по системам наблюдений чаще всего занимает промежуточное положение между первой и третьей группами. Что касается последней,

то в настоящее время здесь, как правило, используются те же самые системы, что и при детальных исследованиях. Особенности систем наблюдений при поисковых и детальных разведочных работах связаны прежде всего с прогнозированием месторождений полезных ископаемых. Достаточно подробно системы наблюдений для этих видов исследований будут рассмотрены в специальных главах. Отметим только, что все большее применение находит методика многократных перекрытий, когда источники и приемники размещаются на профилях через примерно равные интервалы.

При региональных и поисково-разведочных работах при построении систем наблюдений принимается во внимание использование принципа взаимности прежде всего в его кинематической форме, т. е. соблюдение равенства времен выступлений целевых монотипных волн при перемене местами источника и приемника.

Указанные выше системы наблюдений рассматривались как бы со статических позиций без учета времени проведения эксперимента и последующего расширения конфигурации распределения источников и приемников. Если принять это во внимание, т. е. рассматривать системы наблюдений в их динамике, то это дает возможность формировать их с более общих позиций как в пространстве, так и во времени.

Пусть в данном районе площадные либо профильные исследования проводятся с использованием карьерных взрывов. Прием колебаний от одного источника не дает достаточных результатов для решения поставленной задачи. Регистрация колебаний от других подобных источников, распределенных во времени и в пространстве, в конечном итоге позволяет создать законченную систему расположения источников и приемников на заданной площади.

При формировании систем наблюдений большое значение имеет учет степени детальности изучения волнового поля, ожидаемого отношения сигнал — помеха, возможности последующей обработки сейсмограмм.

Различают три основных вида регистраций колебаний: точечный, кусочно-непрерывный (дифференциальный) и непрерывный. В первом из них целевые волны могут быть идентифицированы и измерены их параметры только при достаточно высоком отношении сигнал — помеха ($> 1,5-2,0$). Волны с малым радиусом корреляции, хотя и могут быть отмечены на сейсмограммах, но не будут надежно прослежены по совокупности удаленных друг от друга станций. Такой способ в варианте трехкомпонентной регистрации широко используется в сейсмологии землетрясений, а также во взрывной сейсмологии при проведении региональных исследований малой детальности. В последнем случае часто ограничиваются регистрацией только на z -компоненте. В способе кусочно-непрерывного профилирования либо дифференциального зондирования на каждой из разнесенных друг от друга станций располагается группа, чаще всего линейная, близко расположенных сейсмографов. Это дает возможность более надежно разделить волны с различными радиусами корреляции и использовать при выделении сигналов простейшие приемы многоканальной селекции. В третьей группе плотное расположение сейсмографов предусматривается по всему профилю, реже площади. Это позволяет выделить не только отдельные сигналы на трассах, но и коррелировать их в виде упорядоченной последовательности. Большая густота расположения приемников дает возможность применять разнообразные способы выделения слабых сигналов, особенно в случае высокой плотности расположения источников.

Главной задачей применяющихся в настоящее время сейсмических методов является изучение пространственного распределения физических параметров и показателей спонтанной сейсмической активности. При этом предполагается, что указанные пространственные распределения не изменяются сколько-нибудь существенно во времени, во всяком случае на протяжении нескольких столетий. Однако к настоящему времени накопилось достаточно фактов, опровергающих это предположение. Так, например, в зонах активного проявления сейсмичности и современного вулканизма физи-

ческие характеристики горных пород на глубине и вблизи от поверхности земли могут заметно изменяться за короткие промежутки времени. Аналогичные эффекты наблюдаются при извлечении из недр большого количества полезных ископаемых. В этом случае может изменяться не только распределение физических параметров, но и режим сейсмичности, на что указывается в главе 6.

В связи со сказанным в настоящее время интенсивно развивается направление, получившее название сейсмического мониторинга, т. е. изучение характера изменения сейсмических полей во времени [83]. Сейсмический мониторинг подразделяется на пассивный и активный. В первом из них фиксируются волновые поля и их особенности временного распределения от спонтанных источников, прежде всего техногенного происхождения. Последнее связано с тем, что процессы в этом случае протекают достаточно быстро и за относительно короткий промежуток времени могут быть обнаружены те или иные закономерности протекания сейсмических процессов. На стандартных сейсмологических сетях станций в сейсмоактивных районах подобная задача не всегда может быть решена даже за длительный период наблюдений.

Активный мониторинг выполняется в двух основных модификациях. В первой из них осуществляется периодическое просвечивание целевых объектов по заранее заданным трассам, причем искусственные источники и приемники не изменяются в пространстве в течение достаточно продолжительного времени. При периодическом просвечивании прежде всего обращается внимание на выявление временных аномалий, но одновременно осуществляется слежение за формой записи отдельных импульсов и структуры сейсмограмм в целом. Во второй модификации осуществляются повторные съемки в заданном районе с использованием тех или иных целевых волн, например отраженных и преломленных. Период повторения эксперимента в этой модификации значительно больше, чем в первой, но она обладает тем преимуществом, что мониторинг осуществляется по большому набору параметров и искомые аномальные эффекты могут быть обнаружены даже в ограниченной области пространства.

ОЧАГОВАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ

В двух главах этой части рассматриваются неконтролируемые очаги сами по себе, причем преимущественно с позиций их природы, механизма действия и пространственно-временного распределения. Такие очаги спонтанного вида можно подразделить на естественные и техногенные. Первые из них, являющиеся основными, даже косвенно не связаны с производственной деятельностью человека, тогда как вторые в той или иной степени обусловлены жизнедеятельностью на планете.

На Земле преобладающим видом естественных очагов являются землетрясения. Землетрясения большой силы представляют собой грозные явления природы, уносящие подчас десятки тысяч человеческих жизней и наносящие громадный материальный ущерб.

Землетрясения оказывают заметное влияние на формирование рельефа в горных областях. Колебания земной поверхности могут быть вызваны другими естественными причинами, например падением метеоритов, горными обвалами, снежными и водными лавинами. Отметим, что на планетах, на которых отсутствует атмосфера, например на Луне, падение метеоритов представляет собой регулярные явления.

Техногенные очаги подразделяются на два вида:

1) возбужденные землетрясения, вызванные заполнением водохранилищ, закачкой жидкости в пористые пласты, изменением поля напряжений после больших взрывов;

2) слабые высокочастотные очаги в горных выработках, вызванные перераспределением полей напряжений.

Рассмотрим кратко основные этапы развития очаговой сейсмологии, прежде всего землетрясений.

Природа землетрясений долгое время оставалась неясной. Первый, кто указал на связь землетрясений с глубинными тектоническими процессами, был М. В. Ломоносов (1757 г.). Но еще длительное время в XVIII и в начале XIX вв. высказывались подчас самые фантастические гипотезы о возникновении этого природного явления. Причиной, тормозящей раскрытие природы как самого явления, так и в особенности процесса передачи толчков на большие расстояния, было отсутствие в то время теории генерации и распространения упругих волн в твердых средах. Впервые возможность существования в твердом теле двух типов волн — продольных и поперечных — теоретически предсказана Пуассоном в 1828 г. Наличие поверхностных волн было открыто Рэлеем (1885 г.) и Лявом (1909 г.). Однако выводы теории еще долгое время не были осмыслены сейсмологами и экспериментаторами. Это и трудно было сделать при отсутствии приборов, воссоздающих количественно колебания почвы.

Первые механические сейсмографы появились в начале 90-х годов прошлого столетия. В 1897 г. английским сейсмологом Олдгеймом в соответствии с предсказаниями теории впервые были правильно расшифрованы вступления *P*- и *S*-волн на сейсмограммах. Со времени изобретения сейсмографов, способных регистрировать сильные землетрясения в любой точке земного шара, началось быстрое развитие сейсмологии в целом, в том числе той ее части, которая связана с изучением очагов. К концу XIX в. была

усовершенствована также методика макросейсмических неинструментальных наблюдений. Еще в середине этого столетия впервые была создана шкала балльности землетрясений. Быстрое развитие инструментальной сейсмологии в первые два десятилетия XX в., особенно после изобретения академиком Б. Б. Голицыным гальванометрического способа регистрации (1903 г.), привело к открытиям фундаментального значения, в том числе в очаговой сейсмологии.

В последние десятилетия наблюдался значительный прогресс в части конструирования аппаратуры для регистрации землетрясений. Были созданы приборы с различными частотными характеристиками, включая длинно-периодные сейсмографы для изучения собственных колебаний Земли. Значительное внимание было уделено изучению афтершоков и наблюдениям колебательных процессов в эпицентральных зонах с использованием специальной аппаратуры. В 50—60-х годах интенсивно стали развиваться наблюдения на акваториях с применением донных сейсмографов. В это же время стала широко использоваться аппаратура с магнитной записью, вначале аналоговой, а затем в цифровой форме. Резко возросли количество сейсмических, в том числе телесейсмических, станций в сейсмоактивных районах и плотность их размещения.

В теоретической сейсмологии основные усилия были направлены на изучение механизма очагов землетрясений. На основе теоретических разработок была создана методика определения тензоров напряжения в очаге по экспериментальным данным.

Техногенная очаговая сейсмология начала развиваться с конца 40—50-х годов, прежде всего в связи с прогнозированием опасности выброса газов в угольных шахтах, а также обвалов в различных крупных горных выработках.

Важным этапом в развитии очаговой сейсмологии являлась установка сейсмографов на Луне (1969 г.), что позволило, в частности, лучше понять влияние сил межпланетного гравитационного взаимодействия на генерацию сейсмической энергии.

Глава 5

СПОНТАННЫЕ ОЧАГИ И СПОСОБЫ ИХ ИЗУЧЕНИЯ

5.1. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯХ И ОЦЕНКА ИХ ИНТЕНСИВНОСТИ

Землетрясения представляют собой механическое перемещение горных масс в теле планеты, в основном в пределах литосферы. Источник землетрясений находится на глубине h и называется гипоцентром либо фокусом. Представление о гипоцентре как точечном объекте является идеализацией. Он представляет собой центральную часть фокальной области. Проекция гипоцентра на дневную поверхность называется эпицентром. Соответственно введено понятие эпицентральной области.

Землетрясения подразделяются на тектонические и вулканические. Последние относительно слабы, появляются в ограниченной области и связаны с процессами в вулканическом аппарате. В этой части книги они не будут рассматриваться. Заметим попутно, что области современного вулканизма, как правило, приурочены к тектонически активным районам, где, естественно, присутствуют землетрясения тектонической природы.

По силе все землетрясения делятся на четыре класса: микроземлетрясения, слабые, сильные и катастрофические. Первые из них улавливаются только приборами высокой чувствительности, расположенными в фокальной

области. Вторые на близких к эпицентру расстояниях могут быть отмечены по макропризнакам, но в подавляющем большинстве случаев отмечаются только приборами. Последние два класса, как говорит само их название, отличаются друг от друга только по степени воздействия на сооружения и по характеру деформаций поверхности земли. При всех катастрофических землетрясениях всегда наблюдаются большие деформации поверхности земли в виде сбросов с амплитудой в несколько метров, большие горизонтальные подвижки, измеряемые в ряде случаев десятками метров, и световые эффекты. Наиболее сильное катастрофическое землетрясение выделяет энергию порядка 10^{20} Дж. Как правило, после сильных землетрясений возникает серия более слабых толчков, называемых афтершоками, которые продолжаются нередко несколько месяцев. Значительно реже фиксируются предшественники крупных событий — форшоки.

Сила и частота афтершоков обычно убывают со временем, однако в ряде случаев этот процесс может быть незакономерным и после сильного основного землетрясения через сравнительно короткое время появляются повторные толчки значительной интенсивности. Нередко процесс снятия напряжений сопровождается последовательностью слабых землетрясений, называемых роями.

Хотя сильные и катастрофические землетрясения возникают относительно редко, они генерируют подавляющую (около 95 %) часть сейсмической энергии на планете.

Землетрясения происходят как на континентах, так и на акваториях морей и океанов. В последнем случае они называются моретрясениями. Если при сильном землетрясении на акватории происходят вертикальные подвижки дна достаточно большой амплитуды, то они вызывают резкие перемещения водной массы и, как результат этого, появление интенсивных низкочастотных волн на воде. По мере приближения к берегу такие волны, называемые цунами, часто увеличивают свою амплитуду и производят большие разрушения в прибрежной полосе.

Диапазон глубин расположения очагов землетрясений очень широк — от нескольких до сотен километров. Не менее 80—85 % всех наблюдаемых землетрясений, в том числе сильных и катастрофических, имеют гипоцентры, расположенные в пределах земной коры, причем во многих районах подавляющая их часть находится на глубине до 15—20 км. Нередко минимальная глубина очага равна всего лишь 3—5 км (например, Ташкентское землетрясение 1966 г.). Землетрясения, очаги которых находятся в пределах земной коры, называются нормальными или коровыми. Количество землетрясений по мере увеличения глубины в целом уменьшается, хотя и неравномерно. Мантийные очаги имеют глубины до 700—800 км.

До появления систематических инструментальных наблюдений об интенсивности землетрясений судили по их проявлению на разных расстояниях от эпицентра. С этой целью были разработаны специальные шкалы балльности, которые предназначены для оценки интенсивности (I) эффектов землетрясения по характеру колебания земной поверхности. В СССР действует 12-балльная шкала. Опуская подробное ее описание, которое можно найти, например, в [67], отметим лишь несколько признаков. По неинструментальным наблюдениям отмечаются землетрясения начиная с 3 баллов. При 4—6 баллах отчетливо наблюдается качание висячих предметов, беспокойство животных, останавливаются маятниковые часы. Землетрясения в 7—8 баллов приводят к разрушению отдельных зданий, изменению дебита источников, подсакиванию легких предметов, появлению относительно слабых деформаций земной поверхности. При землетрясениях в 9 баллов отмечаются разрушения многих зданий, горные обвалы, трещины в грунтах. Начиная с 10 баллов землетрясения относятся к категории катастрофических, когда разрушаются практически все здания, построенные без соблюдения современных требований сейсмостойкого строительства, трещины в грунтах

достигают 1 м и более, возникают новые озера и т. п. Такого рода наблюдения называются макросейсмическими. Они имеют большое значение также и в настоящее время при сравнительно развитой сети станций, так как во многих случаях толчки возникают на значительном удалении от точек регистрации. Кроме того, макросейсмические исследования, рассматриваемые в историческом плане за большие промежутки времени, очень важны для выявления закономерностей сейсмических событий и лучшего понимания характера палеосейсмических дислокаций. Изучение дислокаций и их связь с тектоническими процессами важны также при изучении современных землетрясений, даже если они расположены на площади, доступной для инструментальных измерений.

Интенсивность землетрясений корреляционно связана с величинами смещений и ускорениями движения грунта, измеренных инструментальными методами. Так, например, балльность 4 соответствует ускорению $0,01g$, балльность 7— $0,1g$, а катастрофические землетрясения имеют ускорение — $(1 \div 3)g$ и более, где g — ускорение силы тяжести (980 см/с^2).

Площадь вокруг эпицентра землетрясения, где может быть оценена его сила при помощи макросейсмической шкалы балльности, называется плейстосейстовой зоной. Линии, соединяющие пункты одинаковой балльности толчков, носят название изосейст. Главным результатом изучения данного землетрясения по макросейсмическим критериям является карта изосейст. Линии изосейст на такой карте всегда замкнуты и контуры их в большинстве случаев вытянуты в определенных направлениях, как правило, совпадающих с ориентацией существующих либо вновь возникающих разломов. Центральная часть области, оконтуриваемая изосейстой с максимальной балльностью I_0 , принимается за эпицентр землетрясения. В качестве примера на рис. 5.1 приведена схематическая карта изосейст сильного Ашхабадского землетрясения 1948 г. На ней отчетливо видна вытянутость изосейст, особенно с баллами 9 и 8, в направлении с северо-запада на юго-восток. Ориентация изосейст приблизительно совпадает с направлением Копетдагского прогиба.

Следует отметить, что оценка балльности существенно зависит от грунтовых условий. При расположении объектов на слабых песчано-глинистых грунтах балльность возрастает на одну-две единицы по сравнению с участками, где на поверхность выходят консолидированные породы. В связи с этим при составлении карты изосейст нередко вводятся поправки, определяемые по данным микрорайонирования местности.

При заданной силе толчка в гипоцентральной области размеры плейстосейстовой зоны и соответственно расстояния между соседними изосейстами с заданным сечением баллов будут существенно зависеть от глубины очага (h). Чем больше глубина гипоцентра, тем больше размеры плейстосейстовой зоны и соответственно больше расстояния Δr между соседними изосейстами при заданном их сечении ΔI . Связано это с тем, что энергия сферического источника убывает с расстоянием обратно пропорционально квадрату расстояния, а цилиндрического (поверхностные волны) — первой степени расстояния.

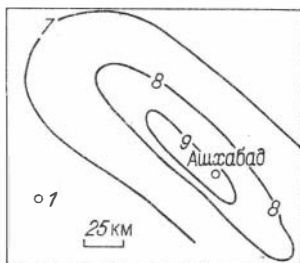


Рис. 5.1. Карта изосейст Ашхабадского землетрясения 1948 г.

1 — эпицентр главного толчка (цифры на изолиниях указывают балльность).

Наблюдения показывают, что по мере удаления от эпицентра изосейсты приобретают все более изометрическую форму. Такая же форма изосейст свойственна глубокофокусным землетрясениям.

5.2. СЕЙСМИЧЕСКИЕ СЕТИ И СТРУКТУРА СЕЙСМОГРАММ

Сейсмические станции, как правило, располагаются в районах, по которым имеются хотя бы отрывочные сведения о тектонической активности по соображениям общегеологического характера и макросейсмическим наблюдениям отдельных землетрясений, в том числе зафиксированных в исторических хрониках. Однако отдельные станции, входящие в мировую сеть, размещаются в асейсмических районах (например, станция «Москва»).

В сейсмически активных районах в настоящее время наблюдения проводятся при помощи более или менее равномерной сети станций, предназначенных для изучения того или иного региона. Сейсмоактивные зоны обычно разбиваются на отдельные области с примыкающими друг к другу сетями станций, обслуживаемых организациями различных научных подразделений, координируемых единым центром.

Существует три вида сейсмических станций: телеметрические, региональные и локальные. Они отличаются типом и характеристикой аппаратуры, охватом изучаемой площади и возможностью регистрации толчков на различных эпицентральных расстояниях. На телеметрических станциях полоса частотной характеристики по периоду составляет 1—40 с. При этом усиление канала относительно невелико — порядка 10^3 . Повышению чувствительности мешает наложение планетарных микросейсм, возникающих в связи с процессами в океане и атмосфере. Периоды таких микросейсм обычно изменяются от 2 до 10 с. Региональные станции имеют полосу пропускания 0,2—2 с и чувствительность $(10—50) \cdot 10^3$. Локальные станции с магнитной записью настраиваются на более высокие частоты (0,1—1,0 с) с усилением, доводимым до 10^6 .

При регистрации землетрясений различных типов в подавляющем большинстве случаев запись ведется на трех компонентах; кроме вертикального (z) устанавливаются два горизонтальных сейсмографа, ориентированных в меридиональном и широтном направлениях. Перед установкой сейсмологической аппаратуры на станциях производится ее калибрование, т. е. точное определение параметров сейсмографов и системы сейсмограф—гальванометр в целом (период собственных колебаний, коэффициенты усиления и затухания). Это дает возможность находить по сейсмограммам при определенных условиях истинное смещение и направление движения почвы, а также углы выхода и азимуты подхода волн к станции.

Телеметрические станции оборудуются относительно низкочастотной аппаратурой, способной отмечать весьма удаленные землетрясения. Такие станции входят в общенациональную, а некоторые из них в мировую сеть станций. Региональные сети предназначены для изучения сейсмичности ограниченных по площади районов. Конфигурация их расположения строится так, чтобы иметь возможность надежно определять как координаты эпицентров землетрясений различной силы, так и глубины очагов. По характеру аппаратурного обеспечения региональные станции перекрываются с телеметрическими, но одновременно на них, как правило, устанавливаются более высокочастотные приборы с повышенной чувствительностью. Как телеметрические, так и региональные станции являются долговременными. Что касается локальных сетей, то создание их нацелено на решение конкретных научных либо прикладных задач, в том числе микрорайонирование местности, обоснование площади для инженерных сооружений, исследования техногенных колебаний от мощных энергетических установок и др. Локальные сети чаще всего являются временными и оборудуются короткопериодной

аппаратурой высокой чувствительности, способной отмечать очень слабые местные толчки. В последние годы аппаратура для локальных сетей имеет магнитную память, что обеспечивает более детальный анализ колебаний. Подобная тенденция отмечается и для станций первых двух видов. Такие станции разработаны и для донных наблюдений на море. Развивается также направление телеметрической передачи информации в центры обработки данных.

Указанные три вида сетей предназначены одновременно для изучения сейсмического режима, механизма очагов и получения исходных данных для структурных построений.

Перейдем теперь к анализу главных особенностей сейсмических записей и остановимся прежде всего кратко на спектральных особенностях. Что касается связи частоты с эпицентральной расстоянием, то она обусловлена наличием избирательного поглощения сейсмических волн в горных породах (см. главу 2). Наблюдается устойчивая закономерность, состоящая в том, что независимо от силы землетрясения и эпицентрального расстояния поперечные объемные волны всегда обладают более низкими частотами, чем продольные. Это можно видеть на всех сейсмограммах, приводимых в данной главе.

Теоретические расчеты, проведенные для источников сферической формы, показывают, что преобладающие частоты возбуждаемых импульсов обратно пропорциональны радиусу сферы, к поверхности которой приложены силы. Поскольку размеры гипоцентральной области пропорциональны интенсивности землетрясения, то в связи с этим сильное землетрясение обладает пониженными частотами по сравнению с более слабыми толчками, отмечаемыми на тех же эпицентральных расстояниях.

По экспериментальным данным анализа колебаний от землетрясений различной силы установлены количественные корреляционные зависимости преобладающих частот объемных волн от энергетических показателей очага. Эти зависимости справедливы только для ограниченных диапазонов энергии, причем точность их не очень велика. Отметим, что существует корреляционная связь между $\log E$, где E — энергия землетрясений, и преобладающей частотой продольной волны. Соответствующее соотношение установлено также между магнитудой M и частотой. Строгое определение величин E и M будет дано ниже. Так, например, для землетрясений с величиной $E \leq 10^{13}$ в районе Таджикистана для продольных волн была выведена зависимость $f_p = 13 - 0,9 \lg E$. По районам Японии при изучении сильных землетрясений получена зависимость логарифма периода продольных волн от магнитуды M вида $\lg T_p = -1,35 + 0,3M$.

Структура сейсмограмм землетрясений зависит от трех главных факторов: расстояния источник — приемник, глубины очага и интенсивности толчка. Последний фактор тесно связан с первым. Пути распространения волн в Земле определяются внутренним строением планеты. Общие черты глубинного строения, установленные еще в начале XX в., известны и представляются в следующем виде. Центральная часть планеты называется ядром и подразделяется на две части: внешнее и внутреннее ядро. Однозначно доказано, что во внешнем ядре поперечные волны не могут распространяться. Этот факт связывается с тем, что внешнее ядро находится в жидком состоянии. Внутреннее ядро предполагается твердым. Внешние оболочки Земли состоят из мантии и земной коры. Схематически строение планеты изображено на рис. 5.2, а. Слой земной коры, мощность которого приблизительно на два порядка меньше мощности мантии, на данном рисунке не показан.

Даже в схематически изображенной на рис. 5.2, а трехслойной структуре Земли может образоваться большое количество волн различных типов и классов. Для нормальных (коровых) очагов лучевые схемы основных объемных волн изображены на рис. 5.2, а. Рефрагированные волны в мантии без

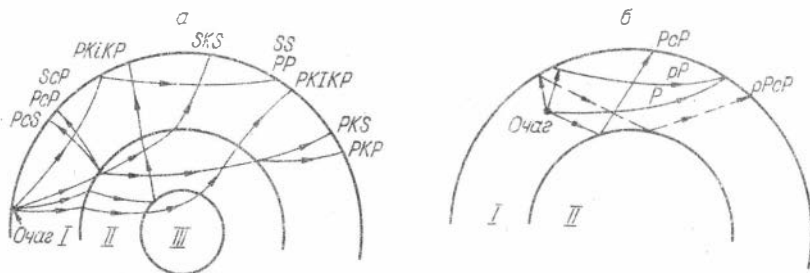


Рис. 5.2. Лучевые схемы распространения основных типов объемных волн в Земле.

a -- нормальные, *б* -- глубоководные землетрясения. I — мантия + земная кора, II — внешнее ядро, III — внутреннее ядро.

промежуточных отражений на свободной границе имеют простые индексы P и S . Монотипные и обменные кратные волны, отраженные от свободной границы, обозначаются в виде: PP , SS , PS , SP , PPP и т. п. Волны, отраженные от поверхности внешнего ядра, имеют соединительный индекс c , т. е. PcP , ScS , ScP , PcS . Продольные волны, прошедшие через внешнее ядро, содержат индекс K (SKS , PKS , PKP и др.). Отражения от поверхности внутреннего ядра отмечаются индексом i , а прошедшие через внутреннее ядро — I ($PKiKP$ и $PKiKP$).

Если очаг находится на достаточно большой глубине, то кроме отмеченных на рис. 5.2, *a* объемных волн могут регистрироваться кратные волны типа rP , $rPcP$ и другие, отраженные от свободной границы в эпицентральной области (см. рис. 5.2, *б*). Если расстояние источник — приемник относительно невелико, то в случае нормальных очагов будут возникать головные волны P_n и S_n на подошве земной коры (граница Мохоровичича — Мохо). При определенных условиях головные волны P_n будут регистрироваться в первых вступлениях. На рис. 5.3 представлены записи пяти землетрясений, отличающихся эпицентрными расстояниями и глубиной очага. Большинство сейсмограмм в целях экономии места дается для вертикальной компоненты, что не очень сильно мешает общему представлению о волновой структуре, так как в большинстве случаев на z -приборах регистрируются волны, подходящие к точке приема, как P , так и S .

На рис. 5.3, *a* представлена трехкомпонентная сейсмограмма для нормального землетрясения с эпицентрным расстоянием $\Delta = 26^\circ$ длины большого круга ($1^\circ = 111$ км). На всех компонентах достаточно хорошо отмечается первая волна P . Поперечная волна S в данном случае регистрируется только горизонтальными приборами, при этом отчетливо видно различие в частотах P и S , а также небольшое различие времен вступлений S -волн при широтной и меридиональной установках горизонтальных сейсмографов, обусловленное, по-видимому, явлением анизотропии. На сейсмограмме присутствуют поверхностные волны Рэлея R и Лява Q , которые в данном случае имеют слабую амплитудную выразительность.

Заметим попутно, что в сейсмологии землетрясений сейсмические импульсы именуются фазами. В сейсморазведке и ГСЗ этот термин применяется к экстремумам колебаний.

Пример записи глубоководного землетрясения представлен на рис. 5.3, *б* приблизительно для тех же Δ , что и на рис. 5.3, *a*. Главнейшей особенностью записи является в данном случае полное отсутствие поверхностных волн, что соответствует теоретическим представлениям (см. главу I).

Как и следовало ожидать, фиксируется фаза rP . Кроме того, на сейсмограмме отмечается полный набор волн, отраженных от границы внешнего ядра. Следующий рис. 5.3, *в* иллюстрирует особенности записи для рассто-

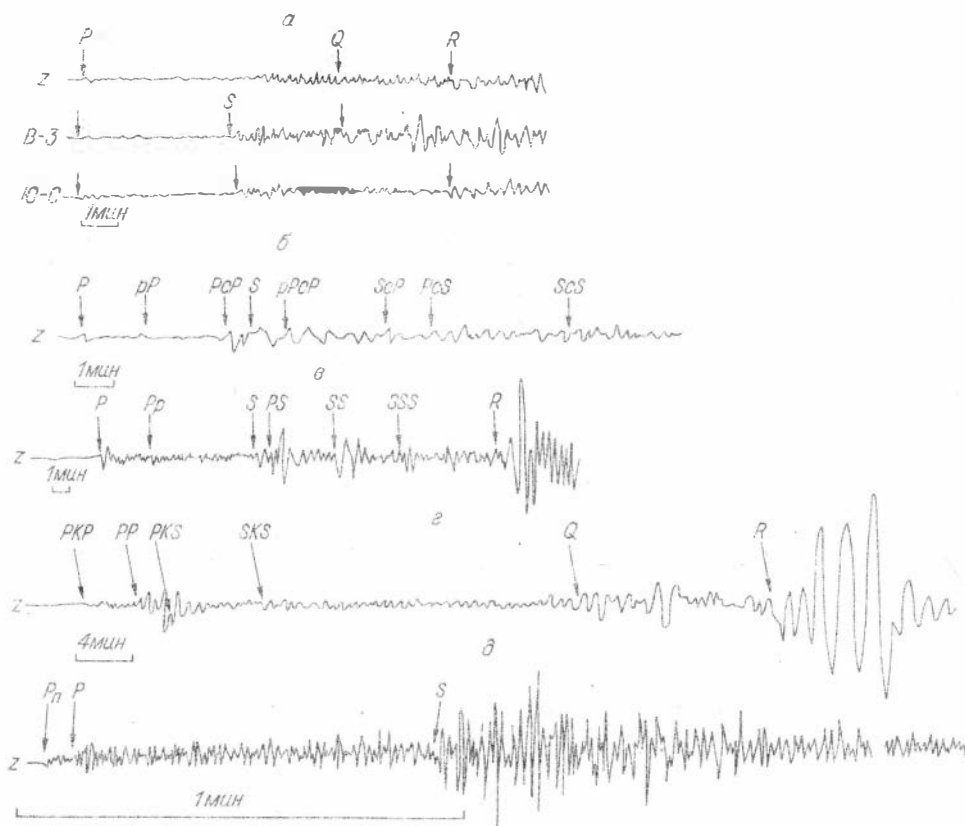


Рис. 5.3. Типичные сейсмограммы для различных эпицентральных расстояний и глубин очагов.

a — трехкомпонентная сейсмограмма нормального землетрясения, $\Delta = 26^\circ$, $h = 608$ км; *б* — вертикальная компонента глубоководного землетрясения, $\Delta = 82^\circ$, $h = 33$ км; *в* — вертикальная компонента записи удаленного землетрясения, $\Delta = 138^\circ$, $h = 20$ км; *г* — запись близкого землетрясения, Z -компонента, $\Delta = 400$ км.

яний Δ порядка 80° в случае корового землетрясения. Здесь отчетливо выражены фазы *P* и *S*, а также кратные монотипные и обменные волны. Поверхностная волна Рэлея в данном примере приблизительно в 5 раз более интенсивна, чем средний уровень предшествующей записи. На рис. 5.3, *в* иллюстрируется запись весьма удаленного землетрясения ($\Delta = 138^\circ$). В первых вступлениях в данном случае регистрируется волна *PKP*, проходящая часть пути во внешнем ядре. Наблюдаются сходные по лучевой структуре волны *PKS* и *SKS*, причем последняя на вертикальной компоненте выражена слабо, на записи горизонтальных приборов (на рисунке не показанных) весьма представительна. В противоположность рис. 5.3, *а* фазы поверхностных волн *Q* и *R* имеют отчетливую амплитудную выразительность и разделены во времени большим промежутком. Последняя сейсмограмма подборки иллюстрирует особенности записи близкого землетрясения ($\Delta = 400$ км). В качестве первой здесь фиксируется фаза головной волны *P_n*, вслед за которой вступает интенсивная прямая рефрагированная волна, распространяющаяся в толще коры. Достаточно представительна прямая волна *S*. В конце сейсмограммы можно видеть интенсивные колебания, связанные с поверхностными волнами.

Отметим в заключение, что на оригиналах сейсмограмм маркировка времени производится по международному гринвичскому времени. Скорость развертки по времени для телеметрических станций обычно составляет 15 и 30 мм/мин, а для региональных и локальных — 60 и 120 мм/мин.

С позиций очаговой сейсмологии определение координат очагов имеет большое значение, прежде всего, для нахождения связи сейсмических явлений с тектоническими процессами, в частности с разломами. Знание местоположения фокусов и времени возникновения землетрясения необходимо при изучении степени сейсмической опасности. Естественно, что без информации о рассматриваемых параметрах невозможно использовать зарегистрированные волны того или иного типа для изучения глубинного строения.

Наиболее корректное решение задачи по определению координат и времени возникновения землетрясения удастся осуществить в тех районах, где развита достаточно представительная площадная сеть станций. Существует большое число способов нахождения рассматриваемых параметров, но здесь мы остановимся только на главных аспектах проблемы.

Рассмотрим сперва случай, когда на сейсмограммах можно с необходимой точностью определить только времена первых вступлений T_P по Гринвичу. Предположим, что расстояния между эпицентром землетрясения и станциями относительно невелики по сравнению с глубиной очага. В условиях расположения сейсмографов на коренных породах допустимо предположить среду однородной, а лучи прямолинейными. Выбрав произвольное начало декартовой системы координат, обозначив через x_i , y_i , z_i координаты станций, X , Y , h — искомые координаты очага, можно записать для каждой станции уравнение вида

$$v_p^2 (T_i - T_0)^2 = (x_i - X)^2 + (y_i - Y)^2 + (z_i - h)^2, \quad (5.1)$$

где T_0 — время в очаге; v_p — скорость продольных волн.

Определению подлежат пять неизвестных: X , Y , h , T_0 и v_p . Для их нахождения необходимо иметь не менее пяти положений станций. При большем их количестве производится уравнивание по способу наименьших квадратов.

Точность результатов существенно зависит от конфигурации расположения станций по площади относительно эпицентра.

Наличие наряду с P также вступлений S -волн обеспечивает более надежное получение параметров. В частности, время в очаге T_0 может быть найдено путем построения графика Вадати, которое осуществляется следующим способом. Предполагается, что пути распространения P - и S -волн совпадают, что имеет место при постоянстве отношений скоростей $v_p/v_s = K$. Величина K численно равна отношению времен распространения волн

$$K = \frac{T_S - T_0}{T_P - T_0}.$$

Это равенство можно преобразовать к виду

$$T_{(S-P)} = (K - 1) (T_P - T_0). \quad (5.2)$$

Здесь $T_{(S-P)}$ — разность времен вступлений S - и P -волн на заданной сейсмограмме. Эта величина, как видно из приведенного уравнения, линейно зависит от T_P .

Если по оси абсцисс отложить значения T_P , а по оси ординат — $T_{(S-P)}$ для каждой из станций, находящихся на разных расстояниях от эпицентра, то по наклону осредняющей прямой определяется величина $(K-1)$, а пересечение этой прямой с осью абсцисс дает величину T_0 .

В большинстве случаев наиболее типичной и относительно легко решаемой задачей является определение координат эпицентров. Существуют разнообразные способы ее решения, причем в последнее время с использованием специальных программ. Обычно делается, как отмечалось выше, предположение об однородности среды между очагом и станциями, но, как показывают исследования, нарушение этого предположения (и в первую

очередь недоучет вертикального градиента скорости) не очень сильно влияет на результаты вычисления координат эпицентра. Физически это вполне понятно, если иметь в виду, что рассматриваемая задача, по существу, сводится к нахождению положения минимума поверхности $t(x, y)$, которая при относительно небольших эпицентральных расстояниях и любой функции $v(z)$ имеет вид, близкий к гиперболоиду. Следует отметить, что в настоящее время глубинное строение многих сейсмоактивных районов достаточно хорошо изучено и поэтому учет неоднородности верхней среды может быть выполнен с использованием известных данных.

Значительно более сложной задачей является определение глубины очага. в связи с чем при нахождении эпицентра согласно уравнению (5.1) величина h нередко считается заданной.

При изучении местных землетрясений с использованием развитой сети станций надежное определение глубины возможно только при расположении пунктов наблюдений в достаточно большом диапазоне расстояний их от эпицентра, включая малые расстояния. Расстояния не должны быть слишком большими, так как в этом случае может иметь место сильное искривление сейсмических лучей, которое трудно будет учесть. При использовании принципиальных решений не всегда можно обеспечить требуемую точность определения глубины очага. Поэтому нередко при массовом нахождении глубин h и формальном использовании программ расчета получают нереальные результаты (мнимые значения глубины). Чтобы избежать этого, требуется провести анализ экспериментальных данных в каждом конкретном случае. Прежде всего, целесообразно разделить операции нахождения координат эпицентра, времени очага и глубины, вычисляя последнюю при известных значениях первых двух. При таком подходе нетрудно построить годограф $t(\Delta)$ P - либо S -волн, который в случае однородной среды со скоростью v имеет вид $T - T_0 = t = \frac{1}{v} \sqrt{l^2 + h^2}$.

В квадратичных координатах (l^2, t^2) эта зависимость представляет собой прямую линию с наклоном $b = \frac{1}{v^2}$ и отсчет на оси времен $t_0^2 = bh^2$. Отсюда нетрудно определить h при условии $b^2 > 0$. При несоблюдении этого условия необходимо пересмотреть данные по нахождению времени очага и координат эпицентра либо отказаться от вычисления h из-за недостаточной точности измерений.

В случае глубокофокусных землетрясений величину h можно определить также по разности времен вступлений волн P и pP , пример регистрации которых отмечен на сейсмограмме рис. 5.3, б. Наиболее надежное определение глубины очага глубокофокусного землетрясения может быть найдено по разности времен отраженных от внешнего ядра волн, например $pPcP$ — PcP , $sScS$ — ScS . Последняя пара фаз часто проявляется на сейсмограммах наиболее отчетливо, так как сдвиговые волны не проникают во внешнее ядро [17]. Лучевые схемы волн обоих типов изображены на рис. 5.2, б. Для определения h необходимы сведения о распределении скорости v_p с глубиной, которое вычисляется по данным, полученным при исследованиях земной коры и верхов мантии. Не приводя здесь расчетов, которые нетрудно выполнить, укажем только, что глубина очага h может быть вычислена исходя из того, что разность времен волн pP и P пропорциональна $h / v_m(h)$, где $v_m(h)$ — средняя скорость для глубины h .

Нередко возникает необходимость оперативного и приближенного нахождения положения эпицентра крупного землетрясения по записям на одной станции. Расстояние от данной станции до места события вычисляется на основе установленной стандартной зависимости между разностью вступлений S - и P -волн $T_{(S-P)}$ и Δ . Эта зависимость приближенно в интервале эпицентральных расстояний 20—105° может быть представлена в виде

$$\Delta = 3,13 T_{(S-P)}^{1,41},$$

где $T_{(S-P)}$ в минутах; Δ в градусах большого круга. Направление на эпицентр находится по амплитудам первых вступлений на горизонтальных приборах согласно соотношению $\lg \alpha = \frac{A_{B-3}}{A_{C-10}}$ с учетом знаков вступлений. Система горизонтальный сейсмограф — гальванометр предварительно компарируется как по чувствительности, так и по направлению первого движения в волне.

5.4. ВЕЛИЧИНА ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ И МЕХАНИЗМ ОЧАГА

В начале данной главы были приведены сведения об оценке интенсивности землетрясения по макросейсмической шкале.

Интенсивность I_0 в эпицентральной области, хотя и связана с характеристиками очага, не может считаться его параметром, в том числе по причине некоторой субъективности оценки и неучета глубины фокальной зоны. В связи с этим по данным инструментальных наблюдений производится количественная оценка параметров очага для любой глубины гипоцентра.

Существуют три энергетические оценки величины землетрясения: магнитуда (M), энергия (E) и сейсмический момент (M_0). Первые две из них не связаны непосредственно с моделью механизма очага, тогда как третья определяется исходя из того, что тектоническое землетрясение представляет собой подвижки грунтовых масс вдоль некоторой поверхности.

Наибольшее распространение имеет параметр M , принятый во всех странах мира под названием шкалы Рихтера. Впервые она была введена в 1935 г. По первоначальному определению магнитудой называется десятичный логарифм максимальной амплитуды в микронах, измеренный по сейсмограмме, зарегистрированной стандартным сейсмографом Вуда Андерсена с периодом 0,8 с и увеличением 2800, на расстоянии 100 км от очага. Для других расстояний и сейсмографов с иными параметрами составлены на основании теоретико-экспериментальных данных специальные зависимости, в которых принимаются во внимание глубина очага и локальные особенности в области приема колебаний. Минимальное значение магнитуды M по Рихтеру принимается равным нулю, но в настоящее время при наличии весьма чувствительной аппаратуры могут быть вычислены величины M с отрицательными значениями. Максимальное значение M для катастрофических землетрясений приблизительно равно 8,9.

В настоящее время для расчета магнитуд в СССР используется формула

$$M = \lg \left(\frac{a}{T} \right)_{\max} + \sigma(\Delta, h) + \Sigma \delta M, \quad (5.3)$$

применимая как для объемных, так и для поверхностных волн. Здесь a — максимальная амплитуда в волне в микронах, T — максимальный период в секундах. Выражение $\sigma(\Delta, h)$ носит название калибровочной функции, определяемой на основе статистической обработки данных по надежно полученным значениям M . В случае нормальных землетрясений и широкополосного канала σ для объемных P - и S -волн изменяется от 6 до 7 при варьировании Δ от 20 до 90°. При использовании поверхностных волн Рэлея функция $\sigma(\Delta)$ в тех же пределах Δ изменяется приблизительно от 5,5 до 6,6 по закону, близкому к параболическому. Что касается зависимости σ от глубины очага h , то она носит достаточно сложный характер, причем для отдельных интервалов Δ она имеет существенно различный вид. Для каждой сейсмически активной области калибровочная функция может видоизменяться по мере накопления экспериментальных данных.

Последний член в формуле (5.3) представляет суммарную поправку к магнитуде, вызванную локальными условиями той или иной станции, а также спецификой очагов данного сейсмоактивного района.

При вычислении магнитуд принимается во внимание общая протяженность записи и характер колебаний «хвостовой» части сейсмограммы, получившей название кода-волн. Естественно, что при окончательном решении задачи о величине магнитуды данные по различным волнам, в том числе по кода-волнам, осредняются с учетом весов тех или иных определений.

Однако на практике такое осреднение не всегда возможно выполнить, в связи с чем в ряде случаев имеет место неоднозначность вычисления магнитуды, например, по поверхностным и объемным продольным волнам. Как правило, по продольным волнам, обладающим более высокими частотами, магнитуда для сильных землетрясений меньше, чем по поверхностным.

Кроме оценки величины землетрясения по магнитуде в некоторых странах, в том числе в СССР, используются непосредственные вычисления потока энергии, излучаемой очагом. По сейсмическим данным, естественно, может быть оценена только та часть энергии, которая трансформировалась в сейсмические волны и составляет относительно небольшую долю общей энергии, требуемой для перемещения грунтовых масс в очаге. В связи с этим энергию, рассчитываемую по сейсмическим данным, можно рассматривать как некоторую относительную оценку, и точность последней не может быть высокой. Обычно считается, что энергия генерируемых землетрясением упругих колебаний может быть вычислена с точностью до порядка искомой величины.

Принцип определения энергии землетрясения в случае небольшой глубины очага, когда можно рассматривать излучение в полупространство, заключается в следующем.

Если E_Δ представляет собой энергию объемной волны, приходящуюся на единицу площади на эпицентральной расстоянии Δ , то энергию E можно оценить, исходя из соотношения

$$E_\Delta = \frac{E}{2\pi\Delta^2} e^{\kappa\Delta}, \quad (5.4)$$

где экспоненциальный множитель характеризует поглощение. Величина E_Δ представляет собой плотность кинетической энергии, протекающей в единицу времени в пункте наблюдения, т. е. $E_\Delta = \frac{1}{2}\rho c^2 v$, где ρ — плотность среды, c — скорость движения частиц в волне, v — скорость распространения волны. В предположении синусоидальных колебаний с частотой f и амплитудой a величина c может быть представлена в виде $c = 2\pi a f$. Решая уравнение (5.4) относительно E , принимая во внимание два последних соотношения и предполагая, что процесс длится в течение времени t , запишем окончательно

$$E = 4\pi^3 \rho v \Delta^2 a^2 f^2 t e^{\kappa\Delta}. \quad (5.5)$$

Если колебания носят более сложный характер, то вместо выражения $a^2 f^2 t$ следует рассматривать сумму $\sum_i a_i^2 f_i^2 t$.

Вычисление энергии E может быть выполнено также по данным волн Рэлея. Предполагается, что подавляющая часть энергии волны Рэлея сосредоточена в слое мощностью, равной длине волны λ . Исходные посылки здесь в целом остаются такими же, как рассмотренные для объемной волны, с учетом того, что E_Δ обратно пропорциональна первой степени Δ . Окончательная формула для импульса произвольной формы и длительностью t имеет вид

$$E = 4\pi^3 \rho v \Delta e^{\kappa\Delta} \sum_i a_i^2 f_i^2 \lambda t. \quad (5.6)$$

Энергия землетрясений выражается в эргах либо джоулях, причем $\lg E_{\text{Дж}} = K$, где K — энергетический класс землетрясения.

Величина K вычисляется только для близких землетрясений с эпицентрными расстояниями до 1500 км. На практике нередко вместо непосредственного использования приведенных формул расчеты проводятся по эмпирическим зависимостям. При этом величина K относится к поверхности референтно-сферы с радиусом 10 км от гипоцентра. Последнее условие, естественно, приводит к ограничению рассчитанных величин K приблизительно до 15.

Энергетические оценки M и K не являются полностью независимыми и корреляционно связаны между собой. Среди большого количества таких соотношений, полученных при различных выборках, наиболее часто используется следующая зависимость:

$$K = 4 + 1,8M. \quad (5.7)$$

Попутно отметим, что интенсивность I_0 в эпицентральной зоне также связана с магнитудой. Так, например, часто используется уравнение вида

$$I_0 = 1,5M - 3,5 \lg h + 3,0 \quad (5.8)$$

(h в километрах).

Приведенные зависимости (5.7) и (5.8) имеют достаточно высокий коэффициент корреляции — порядка 0,9.

Важной характеристикой очага являются его размеры и связь последних с энергетическими показателями. Естественно ожидать, что чем больше выделяемая энергия, тем больше размеры очага землетрясения. По имеющимся оценкам, которые нельзя считать строгими, размеры очага (гипоцентральной области) для слабых толчков, по-видимому, не превышают нескольких тысяч кубических метров. О размерах очень крупных, особенно катастрофических землетрясений, можно судить по наблюдаемым при этом разрывам сплошности земной поверхности, которые нередко протягиваются на сотни километров. В этом случае, скорее всего, следует говорить не столько об объеме гипоцентральной области, сколько о линейных размерах нарушений. В этих ситуациях затруднительно строго определить центральную точку очага (гипоцентр) и проекцию ее на земную поверхность (эпицентр).

Центральная проблема очаговой сейсмологии — причины возникновения землетрясений и механизм их очагов. К настоящему времени еще нельзя считать указанную проблему достаточно разработанной, несмотря на большое количество публикаций [7, 17, 21, 58, 109].

По существующим в настоящее время представлениям возникновение землетрясений связано с геодинамическими процессами, происходящими в мантии и земной коре до глубин порядка 700—800 км. В этой оболочке, особенно в верхних ее частях, т. е. литосфере, существует режим неустойчивости, вызванный неоднородностью теплового поля, неравномерностью вращения Земли, деформацией тела планеты за счет сложной периодичности лунно-солнечного притяжения и др. Теоретически доказывается, что в верхней оболочке Земли происходит медленная циркуляция вещества вдоль определенных контуров. Указанные процессы благодаря их сложной зависимости от времени и координат пространства создают в определенные моменты в локальных областях зоны концентрации напряжений. В некоторый момент времени напряжение достигает критической величины, превосходящей предел прочности горных пород, в результате чего происходит быстрое перемещение масс.

Распространенной концепцией возникновения землетрясений, особенно в западных странах, является объяснение данного феномена с позиции тектоники плит [17, 109]. Кратко такая концепция сводится к тому, что плиты в процессе своего неравномерного субгоризонтального движения (как

поступательного, так и вращательного) с различными скоростями создают зоны концентрации напряжений. Землетрясения возникают как результат динамического раскола плит на более дробные фрагменты, а также быстрого дробления (обломы) при столкновении плит различной степени устойчивости.

Что касается механизма очага, то следует считать доказанным, что его нельзя рассматривать как центр давления, например, взрыва, так как в этом случае в любой точке вокруг источника, в том числе на поверхности Земли, наблюдалась бы только продольная волна сжатия. Кроме того, при сферическом источнике не должны наблюдаться столь устойчивые и интенсивные поперечные волны, которые повсюду отмечаются при землетрясениях. Еще в 20-х годах нашего столетия японскими учеными было установлено, что направления вступлений первой продольной волны не остаются постоянными в различных азимутах от очага. Иначе говоря, сейсмографы регистрируют как волны сжатия, так и волны разрежения. Теоретические расчеты показывают, что это возможно в том случае, если источник представляет собой скалывание двух блоков по некоторой поверхности, которую можно в первом приближении считать плоскостью. Процесс происходит в виде вспарывания шва с наличием как вертикальных, так и горизонтальных подвижек (дислокаций). При этом скорость вспарывания шва не может превышать скорости распространения поперечных волн в среде. Отметим, что вертикальные и горизонтальные подвижки в эпицентральной зоне часто можно наблюдать при землетрясениях с магнитудой порядка 7,5—8,0 и выше. В процессе таких подвижек вдоль плоскостей, разделяющих блоки земной коры, за счет сил сухого трения возникают напряжения, которые можно имитировать в виде двух ортогональных пар сил без момента, причем одна из пар отображает сжимающие усилия, другая — растягивающие. Эти силы направлены под углом 45° к плоскости разрыва (главные оси напряжений), проекция которой совпадает с осью oz . Именно при такой модели очага, если провести из центра площадки разрыва сферу и разделить ее двумя плоскостями, совпадающими с координатными плоскостями uoz и xoz , эти направления укажут местоположения нодальных плоскостей, разделяющих вступления P -волн различных знаков. Положение нодальных линий на поверхности Земли еще не даст полной информации о направлении в пространстве сжимающих и растягивающих усилий. Для этого необходимо знать направление разрыва, которое определяется как по инструментальным данным, так и по макросейсмическим наблюдениям (подробно по данному вопросу см. [21, 58]).

Следует отметить, что появление подвижки вдоль некоторой поверхности, простирающейся на глубину, возможно только при условии перераспределения плотностей в очаговой зоне. В частности, в некоторых, ранее ослабленных, зонах должно иметь место уплотнение грунтовых масс.

С источником дислокационного типа тесно связано понятие сейсмического момента M_0 , как некоторой скалярной величины, имеющей размерность энергии (работы). С физических позиций величина M_0 представляет собою произведение площади подвижки от поверхности Земли до фокальной области (S) на величину дислокации (D) и модуля сдвига (μ), т. е.

$$\mu_0 = \mu \cdot S \cdot D. \quad (5.9)$$

Важно отметить, что сейсмический момент следует рассматривать в качестве меры потенциальной энергии, необходимой для осуществления разрыва и перемещения масс по его поверхности. Доказывается, что сейсмический момент пропорционален составляющей частотного спектра сигнала $a(f)$ при $f \rightarrow 0$ [7]. Спектральный анализ может быть выполнен по волнам различных типов, в том числе по первым вступлениям. Регистрация коле-

баний должна проводиться на широкополосном канале с достаточной представительностью составляющих характеристик на низких частотах.

На основе обработки экспериментальных данных показано, что сейсмический момент корреляционно связан с магнитудой очага следующей зависимостью [96]:

$$\lg M_0 = 15,4 + 1,6M, \quad (5.10)$$

где M_0 в динах, умноженных на сантиметр.

Все указанные выше оценки характеристик очага M , E и M_0 представляют собой скалярные величины.

Строго говоря, величину M_0 следует рассматривать как тензор [58].

Укажем, что непосредственных свидетельств продолжения разрывов, образующихся на поверхности Земли после крупных землетрясений, до фокальной зоны в настоящее время нет. Отдельные сейсмологи [25] предполагают, что поверхностные разрывы не всегда могут продолжаться до гипоцентральной области.

5.5. ТЕХНОГЕННЫЕ ОЧАГИ

Техногенные очаги делятся на две основные группы, отличающиеся, прежде всего, по интенсивности и частотам колебаний. В первую группу входят события, вполне сходные с землетрясениями малой и средней силы. Они возникают при определенных условиях в результате заполнения крупных искусственных водохранилищ, а также после взрывов большой мощности. Подобного рода очаги носят название возбужденных землетрясений (ВЗ). К этой же группе примыкают аварийные взрывы в шахтах и рудниках, вызванные внезапными выбросами горючих газов в местах концентрации напряжений вблизи стенок горной выработки.

Во вторую группу следует включить очень слабые сигналы в горных выработках в виде потрескиваний, которые чаще всего рассматриваются с позиций обнаружения областей концентраций напряжений и возможного в связи с этим обрушения стенок горной выработки и выброса горючих газов. Частоты таких очагов в среднем изменяются в пределах 0,5—1,0 кГц, и они могут быть обнаружены специальной аппаратурой на относительно малых эпицентральных расстояниях.

Возбужденные землетрясения. Наиболее детально события такого рода изучены в районах крупных плотин при глубинах искусственных водохранилищ порядка 100 м и более [23, 36]. Вызванные толчки достаточно большой интенсивности могут появиться только в том случае, когда в породах ложа водохранилища имеются трещины и тектонические нарушения, в которые под действием гидростатического давления может проникать вода, в результате чего изменяется поровое давление и соответственно сопротивление пород сдвигу. Если до заполнения водохранилища массивы пород были способны выдерживать тектонические напряжения, то при заполнении трещин и разломов водой предел прочности резко снижается, что и приводит к появлению возбужденных землетрясений.

Если ложе водохранилища выполнено скальными породами, без отчетливо выраженной трещиноватости, то вызванные землетрясения могут не появиться. Подобная ситуация отмечается, например, в районе Саяно-Шушенской плотины на Енисее, где, несмотря на большую глубину водохранилища (более 200 м), в течение 20 лет не были отмечены толчки, однозначно относимые к типу ВЗ.

Очень часто структура сейсмограмм ВЗ заметно отличается от таковой для обычных тектонических очагов. При наблюдениях с короткопериодной

аппаратурой сложный характер записи обусловлен наложением колебаний от серии слабых толчков, следующих друг за другом через промежутки времени от 3 до 30 с.

Возбужденные землетрясения иногда [36] могут быть отнесены к типу сильных. Так, например, вблизи плотины Койна (Индия) непосредственно после заполнения водохранилища в 1967 г. произошло землетрясение с $M = 6,0$, вызвавшее значительные разрушения. Конечно, нельзя однозначно утверждать, что это событие не могло возникнуть в то или иное время без создания в данном районе водохранилища. Вместе с тем очевидно, что строительство инженерного сооружения стало причиной сильного толчка именно в период заполнения водохранилища. На многих плотинах уровень зеркала воды заметно изменялся в течение года, в частности за счет сезонных вариаций атмосферных осадков. Наблюдения показали, что в ряде случаев имеется тесная зависимость количества вызванных толчков от глубины водохранилища [23]. Так, например, по наблюдениям на оз. Мид (США) и плотине Койна (Индия) указанная зависимость имеет коэффициент корреляции $\sim 0,9$ [36]. Но столь тесная связь отмечается далеко не всегда.

Глубины возбужденных очагов на плотинах, как правило, невелики, и большая часть источников сосредоточена в интервале 1—5 км. Вместе с тем отдельные источники располагаются на глубинах 30 км и более.

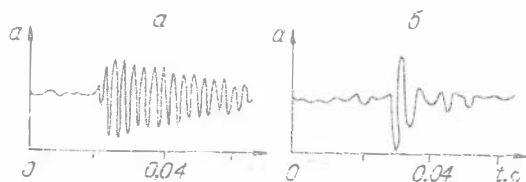
Известны случаи [23, 36], когда возбужденные землетрясения с магнитудой 0,5—3,5 наблюдались при закачке воды в нефтяной пласт после длительной эксплуатации месторождения. При этом обнаружена отчетливая связь между давлением, под которым закачивалась вода, и количеством возбужденных толчков. Максимальные количества ВЗ отмечались при закачке воды в режиме гидроразрыва, т. е. когда давление в стволе скважины больше, чем пластовое. Гипоцентры ВЗ в этом случае располагались в непосредственной близости от нефтяного пласта.

Возбужденные землетрясения возникают также после больших ядерных взрывов в толще горных пород [23]. Наибольшая их величина отмечается в том случае, когда взрыв производится в сейсмоактивном районе. По существующим представлениям, появление ВЗ после взрыва объясняется воздействием проходящих упругих волн достаточно большой интенсивности на сейсмогенные разрывы. События типа ВЗ могут иметь достаточно большую амплитуду, сравнимую с амплитудой взрыва, когда среда находится в состоянии, близком к критическому, и достаточно небольшого дополнительного воздействия для возникновения динамического снятия напряжения. В сейсмически пассивных районах даже при больших ядерных взрывах в несколько мегатонн вызванные землетрясения имеют очень малую интенсивность. Отметим, что при ядерных взрывах непосредственно после образования подземной полости, как правило, происходят повторные толчки с магнитудой порядка 4 и более, вызванные обрушением стенок полости (коллапс).

Возбужденные землетрясения могут возникать также на некотором удалении от угольных шахт, если в последних производятся промышленные взрывы достаточно большой силы, выполняемые в процессе разработки угольных пластов.

Слабые, спонтанные очаги в горных выработках. Создание подземной горной выработки резко изменяет поле напряжений в некоторой области, примыкающей к стенкам. Характер поля напряжений зависит от размеров и формы системы выработок, а также степени неоднородности среды. Наиболее контрастно поля напряжений изменяются в угольных шахтах, что связано со значительным отличием упругих характеристик угольных пластов и вмещающих пород, а также с присутствием в продуктивных пластах горючего газа типа метана. Выброс такого газа нередко приводит к аварийным ситуациям, и потому прогнозирование такого рода явлений имеет большое практическое

Рис. 5.4. Форма импульсов, зарегистрированных в шахте, при образовании трещины типа отрыва (а) и скола (б).



значение [6]. Изучение напряженного состояния в горных выработках представляет определенный интерес с точки зрения моделирования тектонических процессов в Земле.

Неоднородность поля напряжений вблизи стенок выработки и его изменения во времени приводят к появлению микротрещин, которые затем могут развиваться, образуя очаги неустойчивого состояния массива горных пород. Процесс образования трещин сопровождается выделением акустической энергии в виде потрескиваний и шелчков, которые могут быть восприняты специальной геоакустической аппаратурой [11, 18]. Регистрируются и анализируются как отдельные источники, так и средний уровень акустического шума. На рис. 5.4 представлены типичные импульсы, зарегистрированные из одной из шахт Донбасса [18]. Они резко отличаются по длительности и форме частотного спектра. Протяженный импульс (а) соответствует информации типа отрыва, а короткий (б) — типа трещины скола. Такой вывод базируется на сопоставлении с импульсами, наблюдаемыми при деформации образцов горных пород в лабораторных условиях. Естественно, что первый из приведенных импульсов характеризуется узким спектром с максимумом на частоте 350 Гц, второй — более широким спектром, но приблизительно с той же частотой в области максимума.

В настоящее время высокочастотные импульсы регистрируются при помощи аппаратуры с магнитной памятью, что позволяет детально анализировать их в лабораторных условиях.

Исследования по шумности и периодичности геоакустического излучения в шахтах и рудниках относятся к категории сейсмических процессов, о чем будет кратко сказано в главе 6.

В заключение отметим, что горные удары большой силы, а также выбросы угля и газа в шахтах можно рассматривать в качестве сильных землетрясений техногенного типа.

5.6. ЕСТЕСТВЕННЫЕ ОЧАГИ НА ЛУНЕ И МАРСЕ

Первые сейсмографы на Луне были установлены в 1969 г. с американского космического корабля «Аполлон». При нескольких полетах такого корабля было установлено пять низкочастотных сейсмографов с периодами 2,2 и 15 с [17, 26], разнесенных на расстояние до 1000 км друг от друга. В последнюю экспедицию «Аполлона» на Луну были доставлены также короткопериодные приборы ($f_0 = 1$ Гц). Поскольку на Луне отсутствуют атмосфера и водная оболочка, то удается обеспечить очень высокую чувствительность сейсмических каналов с увеличением порядка 10^6 для низкочастотных станций и 10^8 для высокочастотных. Регистрирующая аппаратура позволяла передавать сейсмические сигналы на Землю в цифровом коде.

Станции работали до 1977 г., регистрируя ежегодно от 600 до 3000 событий. Подавляющее число толчков имели магнитуду менее двух. Зарегистрированные лунотрясения разделяются на три группы: приливные с глубиной очагов 800—1000 км, тектонические с глубинами в среднем 25—200 км, толчки от падения метеороидов различной массы. Сейсмограммы для всех типов лунотрясений имеют близкий друг другу облик (рис. 5.5, а). Главная особенность сейсмограмм в отличие от земных состоит в большой

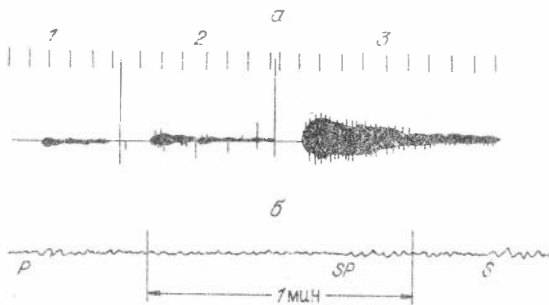


Рис. 5.5. Характерные записи лунотрясений.

а — сейсмограммы, полученные с горизонтальными низкочастотными приборами (1 — приливные; 2 — тектонические; 3 — падение метеоритов; марки времени через 10 мин); *б* — запись высокофокусного приливного лунотрясения ($l \approx 800$ км, $h \approx 900$ км, z -компонента).

протяженности записи и слабом затухании колебаний со временем. Для объяснения этого явления выдвигалось большое количество гипотез. Наиболее правдоподобное объяснение специфики лунных сейсмограмм было получено после детального изучения строения верхних частей Луны сейсмо-разведочным методом с использованием высокочастотных сейсμοприемников. Оказалось, что на Луне повсюду присутствует слой зоны малой скорости мощностью в несколько десятков метров, причем скорость в нем быстро и скачкообразно увеличивается с глубиной. В самом верхнем слое мощностью до 12 м скорости сверхмалые ($v_p \approx 100$ м/с, $v_s \approx 35$ м/с). Наличие таких резких перепадов скоростей в верхней части разреза порождает большое количество кратных волн, слабозатухающих с повышением кратности. Последнее связано с тем, что звук в лунных породах очень слабо затухает, в том числе в рыхлых породах. Измерения показали, что коэффициент добротности Q приблизительно на два порядка больше, чем в тех же породах на Земле. Наибольшее значение Q , зафиксированное в экспериментах, равно 10^4 .

В связи с указанными резонансными явлениями разрешенность отдельных фаз невелика, особенно при использовании длиннопериодной аппаратуры. Тем не менее при регистрации на относительно высокочастотной аппаратуре удалось выделить вступления продольных и обменных волн. Это можно видеть на рис. 5.5, б, где приведена запись вертикального прибора от глубокофокусного очага приливного происхождения ($h \approx 900$ км). Эпицентр-альное расстояние $l = 800$ км.

На сейсмограмме отмечаются три волны с близкими значениями амплитуд: P , (SP) и S . Обменная волна (SP) трактуется как проходящая, обменивавшаяся на пути от очага к приемнику на границе внутри мантии на глубине около 300 км.

Отметим, что на лунных сейсмограммах, в том числе от коровых очагов, не удалось выделить поверхностных волн. Возможно, это связано с тем, что они маскируются резонансными колебаниями.

Сейсмическая аппаратура на Марс была доставлена спускаемым аппаратом «Викинг» в 1976 г. К сожалению, сейсмографы не удалось установить на грунт и они остались на модуле. Поскольку на Марсе дуют сильные ветры, то при регистрации, которая продолжалась почти 3 месяца, трудно было выделить сейсмические сигналы на очень высоком фоне помех. Применение различных способов селекции позволило обнаружить только одно событие, которое с достаточно большей степенью вероятности можно отнести к марсотрясению. Предполагается, что регистрация такого марсотрясения произошла в период ветрового затишья. На сейсмограмме идентифицированы вступления продольных и поперечных волн, по которым удалось оценить эпицентр-альное расстояние $l = 110$ км и магнитуду $M = 3$. Предполагается, что соответствующий очаг относится к типу тектонических. Важно отметить, что в целом структура сейсмограммы марсотрясений сопоставима с таковой для землетрясения. Конечно, следует иметь в виду, что указанное одно сейсмическое событие на Марсе не дает возможности высказать определенные суждения по очаговой сейсмологии на этой планете.

СЕЙСМИЧЕСКИЙ ПРОЦЕСС

В предыдущей главе землетрясение рассматривалось как изолированное явление без отчетливо выраженной связи с другими аналогичными событиями. Вместе с тем многолетние макроскопические и инструментальные наблюдения показали, что землетрясения происходят нередко через весьма малые промежутки времени, и их следует рассматривать как некоторый процесс в пространстве и во времени. Этот процесс многомерный, поскольку каждое событие характеризуется достаточно большим набором параметров. Даже если не принимать во внимание механизм очага и конечность его размеров, то сейсмический процесс [95] должен рассматриваться в пятимерном пространстве: три координаты очага (широта φ , долгота λ и глубина h), время его возникновения T_0 и величина M , т. е. $F(\varphi, \lambda, h, T_0, M) = 0$.

Главная задача очаговой сейсмологии состоит в том, чтобы прогнозировать крупные землетрясения по всем пяти параметрам. С точки зрения безопасности и получения информации для сейсмостойкого строительства наибольший интерес представляет знание координат эпицентра, максимальной балльности в очаговой зоне I_0 и времени возникновения события T_0 . С позиции понимания особенностей тектонических процессов прежде всего необходимо изучать крупные землетрясения, при которых наряду с анализом сейсмических записей важную информацию дает анализ непосредственно наблюдаемых дислокаций в эпицентральной зоне. Естественно, что только крупные землетрясения могут быть использованы при исследовании глубинных оболочек Земли. Вместе с тем по параметру M либо I_0 и K должны изучаться слабые толчки, так как без этого невозможно понять закономерности проявления сейсмических процессов.

Общее исследование функции F в настоящее время невозможно осуществить. Особенно это касается прогноза времени возникновения землетрясений. Большинство исследователей придерживаются мнения, что такая задача в принципе не может быть решена только средствами очаговой сейсмологии.

С самого начала возникновения очаговой сейсмологии и вплоть до настоящего времени усилия сейсмологов были направлены на изучение «сейсмического климата» [95]. Это понятие включает в себя пространственное распределение очагов в Земле и соответственно выявление наиболее активных сейсмических зон, установление статистических зависимостей между выделяемой энергией и количеством землетрясений того или иного класса, поиски связей между сейсмическими явлениями и спецификой тектонических процессов. Ниже этим вопросам уделяется основное внимание.

Что касается «сейсмической погоды», т. е. прогноза каждого из сильных землетрясений во времени, то эта проблема здесь будет затрагиваться только в самом общем виде.

Техногенные сейсмические процессы будут рассмотрены попутно с землетрясениями. По внеземной сейсмологии пока еще не накоплено достаточно данных, чтобы говорить о каких-либо закономерностях.

6.1. ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЧАГОВ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ

Почти вековой опыт инструментальных наблюдений и многочисленные летописные источники свидетельствуют о том, что землетрясения заданной величины распределены на поверхности Земли весьма неравномерно. Если иметь в виду сильные разрушительные землетрясения с магнитудой $M = 5 \div 6$ и более, то их очаги располагаются в относительно небольших по

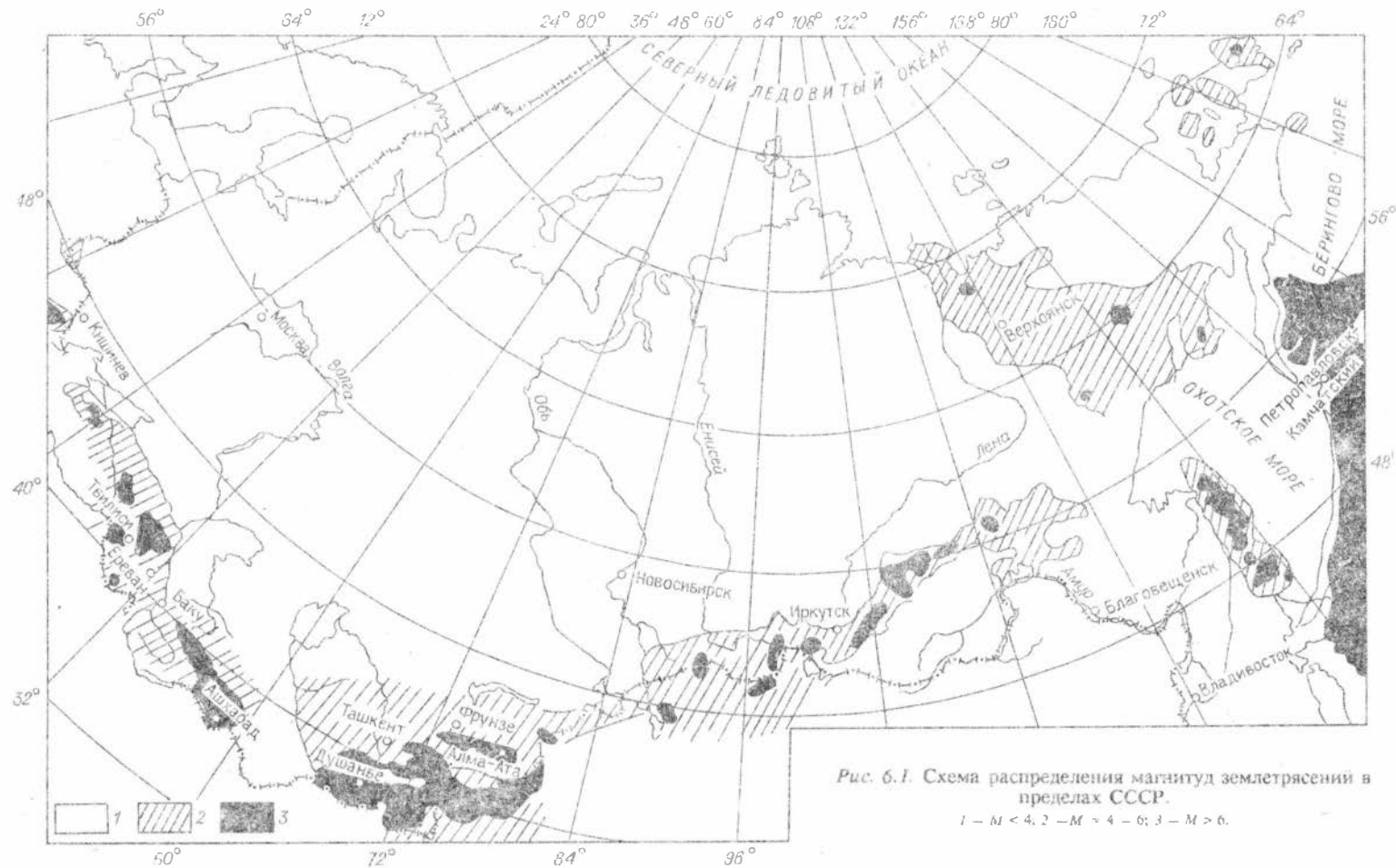


Рис. 6.1. Схема распределения магнитуд землетрясений в пределах СССР.

1 - $M < 4$; 2 - $M \sim 4 - 6$; 3 - $M > 6$.

площади зонах, составляющих всего лишь несколько процентов от площади земной поверхности. Около 15 % площади СССР занимают зоны сейсмичности с магнитудой $M > 4$. На остальной территории сейсмичность слабая, и относительно редко толчки воспринимаются по макросейсмическим признакам. При этом в некоторых районах местные толчки очень слабые и меньше уровня наведенной иррадиированной сейсмичности, т. е. колебаний Земли, вызванных удаленными сильными землетрясениями с большой глубиной очага. Так, например, в Москве отмечаются колебания силой 3—4 балла от землетрясений в Карпатах, отстоящих от нашей столицы на расстоянии ~ 1500 км.

На рис 6.1 изображена схема распределения магнитуд землетрясений в СССР как на суше, так и на прилегающих акваториях. Схема составлена на основе [104] по состоянию на 1978 г. К настоящему времени по некоторым районам она требует корректировки (например, по Армении). Зоны распределения сейсмичности расположены в основном вдоль западной, южной и восточной границ. В некоторых областях показаны землетрясения вблизи внешней стороны границы.

В подавляющем большинстве сейсмоактивных районов преобладают коровые землетрясения с глубинами очагов до 40 км. Глубокофокусные землетрясения отмечаются в отдельных районах с ограниченной площадью, причем основные из них располагаются вблизи внешней стороны государственной границы (горы Вранча, Гиндукуш, акватория к востоку от Камчатки).

Следует отметить, что первую зону ($M < 4$) нельзя полностью считать однородной по сейсмичности, имея в виду наличие в ней в отдельных местах активности, сопоставимой со второй группой. Так, например, известны относительно сильные землетрясения на Русской платформе и Западно-Сибирской плите. Количество таких толчков невелико и вероятность их

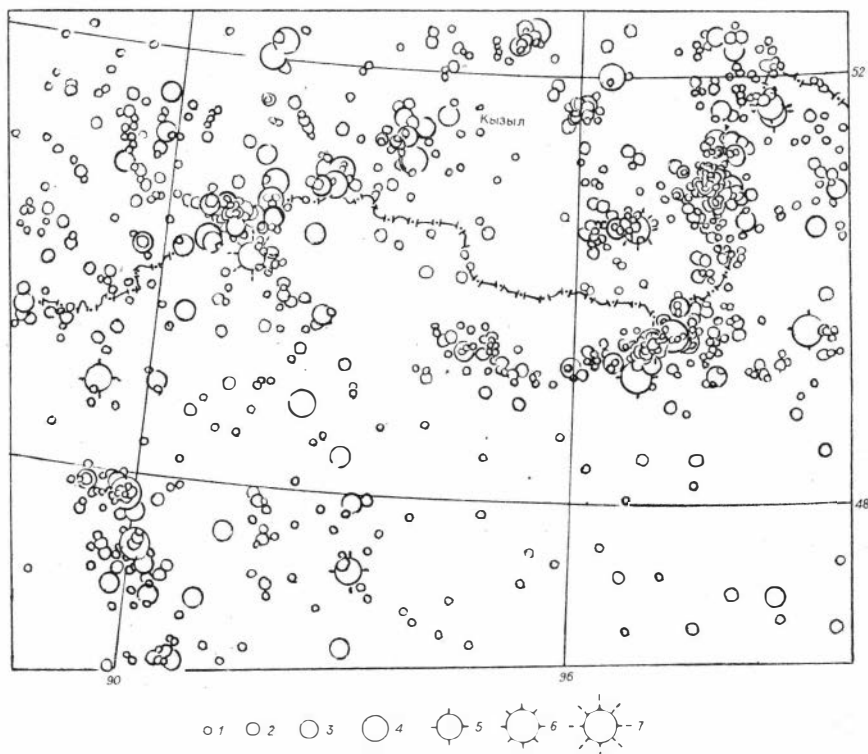


Рис. 6.2. Фрагмент карты эпицентров коровых землетрясений Алтае-Саянской области и прилегающих районов Монголии.

1 — $K = 9$; 2 — $K = 10$; 3 — $K = 11$; 4 — $K = 12$; 5 — $K = 13$; 6 — $K = 14$; 7 — $K = 16$.

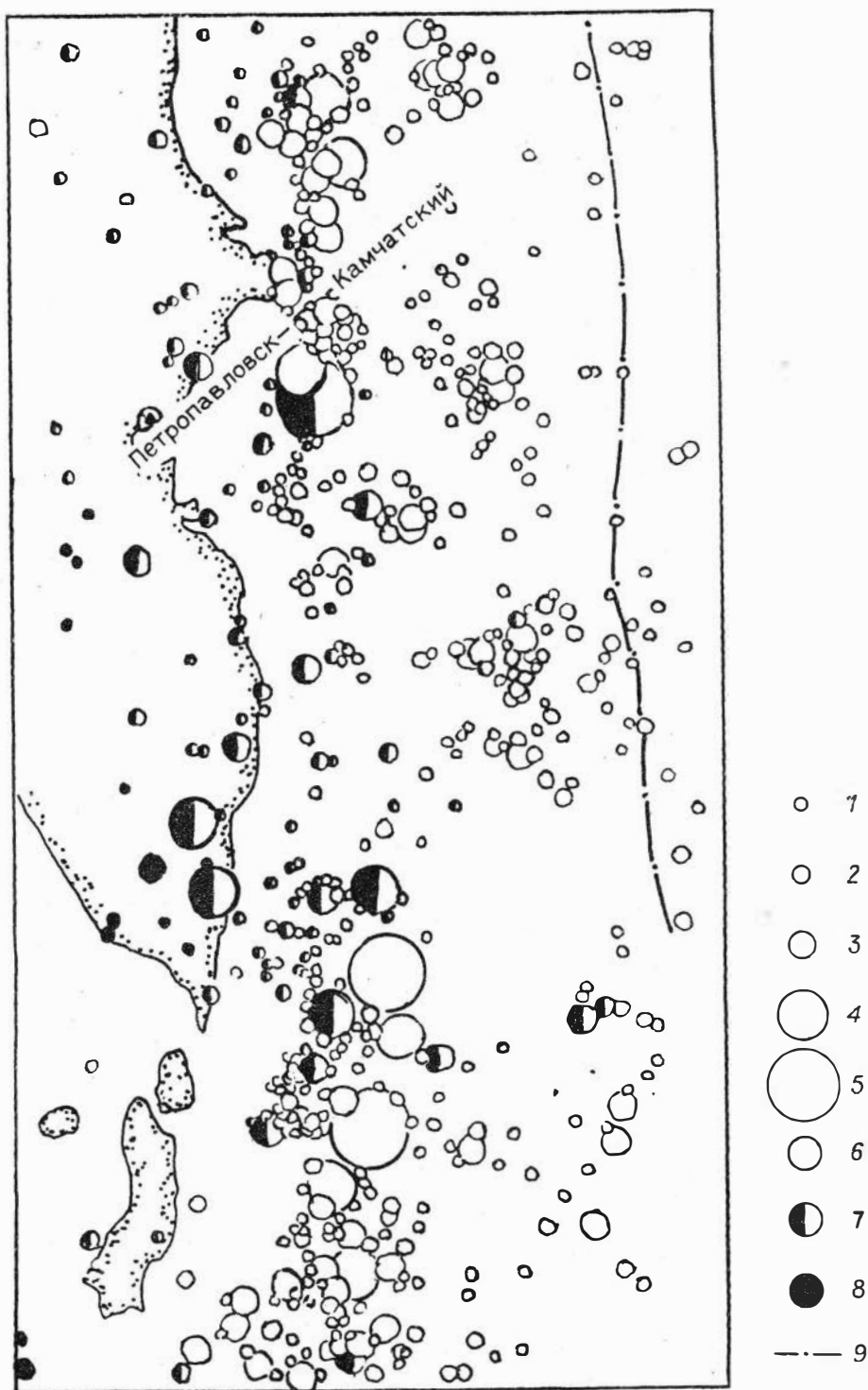


Рис. 6.3. Фрагмент карты эпицентров коровых и мантийных землетрясений на акватории, прилегающей к п-ову Камчатка.

1 — $K = 11$; 2 — $K = 12$; 3 — $K = 13$; 4 — $K = 14$; 5 — $K = 17$; 6 — $h < 50$; 7 — $h = 50 - 200$; 8 — $h > 200$; 9 — ось глубоководного Курило-Камчатского желоба.

появления в том или ином районе за период 50—100 лет чрезвычайно мала. Аналогичным образом нельзя полностью исключать возможность появления очагов с $M > 6$ в пределах второй зоны.

Как правило, зоны максимальной величины землетрясений приурочены к горным районам с большими перепадами высот. Это справедливо как для суши, так и для акваторий, где сейсмичность приурочена к океанским хребтам и желобам.

Чаще всего очаги землетрясений располагаются в областях интенсивных контрастных новейших тектонических движений [110]. В общем случае это справедливо как по отношению к неглубоким, так и к относительно глубоким коровым очагам, которые часто обнаруживают тесную связь с видимыми на поверхности структурными элементами земной коры.

Глубокофокусные землетрясения, как правило, связаны с такими крупными геотектоническими структурными элементами, как зоны сочленения океанов и материков. В пределах же континентов (например, горы Вранча и Гиндукуш) глубокофокусные землетрясения не всегда приурочены к тем или иным геотектоническим структурам.

Основным результатом детального изучения сейсмичности в том или ином районе являются карты эпицентров землетрясений, на которых указывается класс (либо магнитуда) и глубина очага (см. рис. 6.2, 6.4). На рис. 6.2 показано распределение коровых землетрясений в Алтае-Саянской зоне и прилегающих районах Монголии. Характерно для этого района мозаичное распределение очагов по их плотности и величине. Предполагается, что это связано с наличием сложной системы глубинных разломов и разницей в их тектонической активности.

Для иллюстрации линейно вытянутых зон сейсмичности приводится фрагмент карты для акватории, прилегающей к п-ову Камчатка (рис. 6.3). Эпицентры землетрясений ($K \geq 15$) вытянуты вдоль узкой полосы, параллельной центральной части Курило-Камчатского желоба. Наряду с коровыми землетрясениями отмечаются мантийные очаги, в том числе с глубинами больше 200 км. Отметим, что линейно вытянутые зоны сейсмичности преобладают на земном шаре, особенно на акваториях. Типичной зоной такого

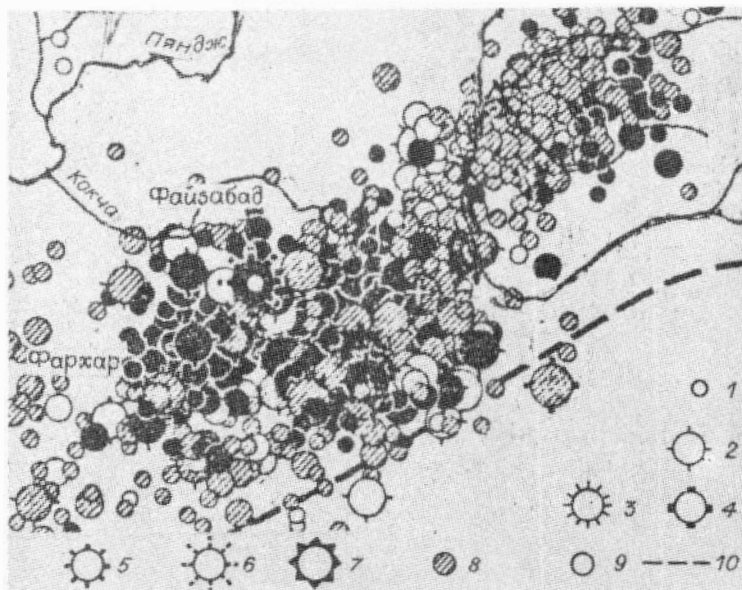
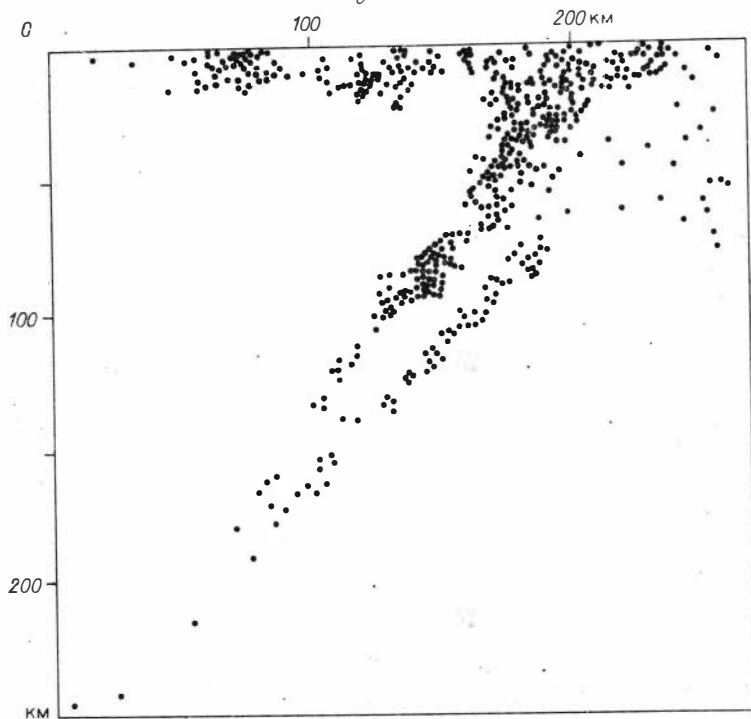
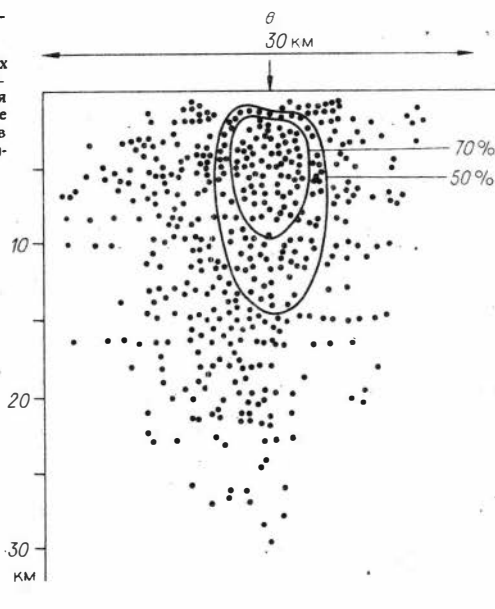
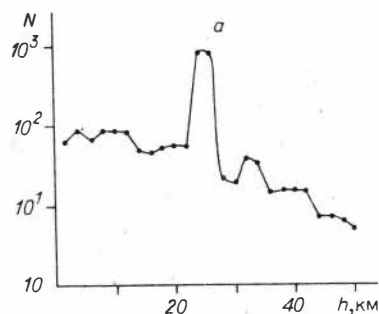


Рис. 6.4. Эпицентры глубоких Памиро-Гиндукушских землетрясений $h \geq 80$ [132].

1 - $K = 12$; 2 - $K = 13$; 3 - $K = 14$; 4 - $K = 15$; 5 - $K = 16$; 6 - $K = 17$; 7 - $K = 18$; 8 - $h = 80-200$; 9 - $h > 200$; 10 - хр. Гиндукуш.

Рис. 6.5. Основные типы распределений очагов землетрясений по глубине.

a — статистическая зависимость количества коровых землетрясений от глубины очагов для Кавказа за 1968 — 1985 гг. (по А. Г. Филиной); b — характер распределения очагов в зоне субдукции (Япония); $в$ — распределение очагов техногенных (возбужденных) землетрясений в направлении, перпендикулярном (вертикальная стрелка) к длинной оси водохранилища Койна (Индия).



вида на континентах можно считать Байкальскую область, основные коровые очаги в которой ориентированы вдоль цепочки рифтовых впадин. На рис. 6.4 приводится карта распределения эпицентров глубокофокусных землетрясений в горах Гиндукуш (Афганистан). Здесь отмечаются две области сосредоточения глубокофокусных очагов, разделенных небольшим перешейком с более слабой сейсмичностью. В главной юго-западной области магнитуда глубокофокусных землетрясений с глубиной $h > 200$ км достигает 7,8 ($K = 18$). В северо-восточной, меньшей по размеру, области магнитуда очагов с глубиной $h > 200$ км не превышает 4,4 ($K = 12$). Характерна для эпицентров данной зоны высокая концентрация на относительно небольшой территории. Как уже отмечалось выше, подавляющая часть очагов землетрясений на континентах располагается в пределах земной коры. В связи

с этим по многим районам имеется представительная статистика по характеру распределения очагов в интервале глубин до 40 км. На рис. 6.5, а представлена осредненная статистическая зависимость числа коровых землетрясений от глубины очага за 17 лет для Кавказа. Можно видеть, что на общем фоне спадения числа очагов по мере увеличения глубины отмечается отчетливый максимум в интервале глубин 20—30 км, где количество очагов больше чем на порядок превышает средний уровень. Аналогичные кривые $N(h)$ были построены по другим районам (например, Байкалу). Можно сделать вывод, что наибольшее количество очагов землетрясений приурочено к средней части континентальной коры.

Особенности пространственного распределения глубокофокусных землетрясений наиболее отчетливо проявляются в зонах субдукции (зонах Беньофа). Очаги в этом случае концентрируются по глубине вдоль наклонной полосы шириной порядка 20—30 км, простирающейся до глубины нескольких сотен километров (см. рис. 6.5, б). Зона субдукции наиболее характерна для окраинных зон континентов.

На рис. 6.5, в показано распределение техногенных очагов, возникающих при заполнении водохранилищ. В приведенном примере максимальная концентрация очагов отмечается в центре водохранилища. Сплошными кривыми на данном рисунке оговорены зоны, где наблюдались сдвиговые напряжения, достигающие 50 и 70 % от максимального.

6.2. ФОРШОКИ И АФТЕРШОКИ

Как уже отмечалось выше, землетрясения могут сопровождаться предшествующими и последующими толчками, получившими соответственно название форшоков и афтершоков. Форшоки можно было бы рассматривать в качестве предвестников землетрясений. Однако в среднем они отмечаются для очень небольшого количества сильных землетрясений. Так, например, по районам Японии только пятая часть крупных землетрясений предваряется наличием форшоков. При этом они чаще всего начинаются за несколько суток до основного события, а количество их и интенсивность возрастают по мере приближения к главному толчку. В некоторых работах приводятся данные о том, что перед сильным землетрясением отмечается дефицит сейсмической активности. В целом сведения о форшоках тектонических землетрясений весьма противоречивы, так как в большинстве случаев даже постфактум очень трудно решить — относится ли данное событие к форшоку или оно представляет собой флуктуацию фоновых землетрясений. Отметим, что форшоки, как правило, сопровождают относительно сильно техногенное землетрясение, проявляющееся в процессе заполнения искусственных водохранилищ [36]. Как отмечалось выше, главный толчок в этом случае появляется по достижении максимального уровня водоема, что касается форшоков, то они возникают при частичном заполнении водоема, причем количество их закономерно увеличивается по мере приближения к главному толчку.

Приведенный пример техногенных форшоков дает некоторую возможность высказать по аналогии предположение, что форшоки тектонических землетрясений могут появиться при определенных структурных особенностях среды в том случае, когда существует режим регулярного увеличения напряжений в некоторой области, совпадающей с гипоцентральной зоной главного толчка, либо в прилегающей к ней.

К значительно более устойчивым явлениям следует отнести афтершоки. Детальные инструментальные наблюдения показывают, что афтершоковый процесс имеет место практически при всех достаточно сильных коровых землетрясениях. К настоящему времени специалисты приходят к выводу, что в случае большой глубины афтершоки появляются значительно реже, чем при нормальных землетрясениях.

Обычно предполагается, что афтершоковый процесс может быть при любой величине землетрясения, хотя доказать это с полной определенностью трудно, в том числе из-за ограниченной чувствительности аппаратуры. Попутно отметим, что достаточно сильные афтершоки порождают афтершоки второго порядка. Как и при обычном (фоновом) процессе, афтершоки могут быть различной силы, т. е. распределяться в соответствии с законом повторыемости (см. ниже). Чаще всего афтершоки большой интенсивности появляются через относительно короткие интервалы после главного толчка. Вместе с тем даже наиболее сильные афтершоки всегда меньше по энергии, чем порождающее их землетрясение.

Важным вопросом в проблеме афтершоков является связь местоположения гипоцентров афтершоков с фокальной областью главного толчка. Многие авторы [41, 98], анализируя имеющиеся экспериментальные данные, приходят к выводу, что большая часть очагов афтершоков располагается либо в пределах фокальной зоны главного толчка, либо в непосредственной близости от нее. Если очаг основного землетрясения сильно вытянут вдоль разлома (например, Чилийское землетрясение 1960 г.), то нередко гипоцентры афтершоков концентрируются на концах тектонического шва. Вместе с тем нельзя не согласиться с некоторыми авторами, что гипоцентры афтершоков могут располагаться на значительном удалении от очаговой зоны. Это вытекает из того, что афтершоки относятся к категории возбужденных землетрясений и сфера влияния сильного события в сейсмоактивной области может быть достаточно большой, если поле напряжений в среде было близко к критическому.

Обработка статистических данных показывает, что объем (V , км³) гипоцентральной зоны афтершоков от землетрясения с магнитудой M подчиняется линейной зависимости: $\lg V = aM + b$, где a и b экспериментально определяемые коэффициенты. Средние значения их равны: $a = 1,16$, $b = -4,10$ [49]. Однако величины a и b , найденные по различным выборкам, не остаются неизменными и варьируют в значительных пределах. Это связано не только с малой точностью измерений, но и с влиянием особенностей разломной тектоники в исследуемых районах. Существенно лучшая корреляционная зависимость установлена между сейсмическим моментом M_0 и площадью эпицентральной области S афтершоков [49], а именно: $\lg S = 0,67 \lg M_0 - 14,4$, где S в км², M_0 — в дин·см.

Афтершоковый процесс постепенно затухает по мере увеличения времени t , прошедшего от начала главного толчка. Это проявляется прежде всего в уменьшении числа афтершоков в заданный интервал времени Δt . Если обозначить через N количество афтершоков за произвольный промежуток времени Δt , то имеет место следующая зависимость [98]:

$$N = \frac{A}{1 + Kt} \quad (6.1)$$

где A и K — некоторые экспериментально определяемые постоянные. Эта зависимость гиперболического вида носит название закона Омори. Существенно отметить, что в выражении (6.1) отсутствует зависимость от величины генерирующего афтершоки землетрясения.

Поскольку среднее значение энергии афтершоков также уменьшается с увеличением времени t , то с некоторого момента афтершоковый процесс в среднем становится неразличимым на фоне регулярного процесса обычных тектонических землетрясений. В некоторых местах часто отмечаются рои землетрясений — длинные серии относительно сильных и слабых толчков без главного, выделяющегося среди них. Еще раз подчеркнем, что форшоки и афтершоки следует рассматривать в качестве показателя дискретной неоднородности среды, в частности блоковой структуры литосферы. Показано [41], что если бы Земля была однородной, то процесс образования трещин, даже при сильном землетрясении, длился бы не более нескольких минут.

Следовательно, верхнюю часть Земли, прежде всего литосферу, можно рассматривать как некоторую упругопластическую колебательную систему с

наличием в ней “дефектных” областей. После сильного механического воздействия на такую систему в ней происходит непрерывно-дискретный отклик, проявляющийся в виде афтершоков различного порядка.

6.3. ЗАКОН ПОВТОРЯЕМОСТИ И ПАРАМЕТРЫ СЕЙСМИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ

С самого начала изучения землетрясений было замечено, что крупные толчки в заданном сейсмоактивном районе происходят значительно реже, чем слабые. Массовые инструментальные наблюдения показали, что между величиной землетрясения (K , M) и их числом за определенный промежуток времени существует весьма тесная корреляционная связь. Подавляющая часть наблюдений относится к интервалу магнитуд от 3 до 6, соответственно K от 10 до 17. В этих пределах по всем сейсмоактивным районам зависимость $\lg N(M)$ либо $\lg N(K)$ хорошо аппроксимируется прямой линией (рис 6.6, а). Уравнение этой прямой представляется в виде

$$\lg N = \lg A - \gamma K = a - bM. \quad (6.2)$$

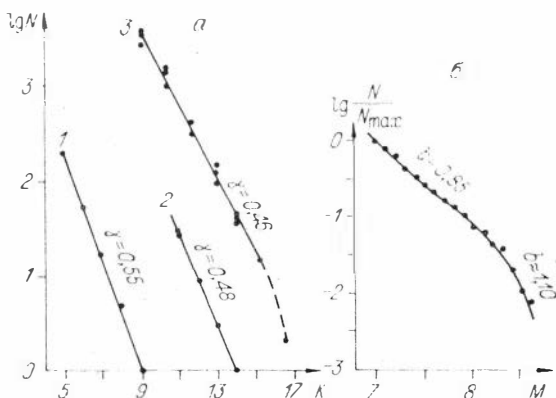
В соответствии с (5.7) $b = 1,8\gamma$. Приведенная зависимость носит название закона повторяемости землетрясений или графика повторяемости.

Многочисленные измерения величины γ [36, 98, 104, 110] показывают, что ее значения для указанного интервала K обычно варьируют в пределах 0,44—0,56. Соответственно значения b изменяются от 0,8 до 1,0. Наиболее вероятной средней величиной γ является 0,46—0,48. Для слабых землетрясений ($K < 10$) величина γ варьирует в больших пределах, чем при $10 \leq K \leq 15$. Это связано с тем, что регистрация слабых толчков требует создания специальных достаточно густых сетей станций и применения специальной высокочувствительной аппаратуры, что далеко не всегда обеспечивается. Имеющиеся данные, в том числе и по возбужденным землетрясениям [36], показывают, что в случае слабых землетрясений величины γ и b также варьируют в значительных пределах. В качестве примера на рис 6.6, а приведен график повторяемости для одного из районов Байкальской рифтовой зоны в пределах K от 5 до 9 ($\gamma = 0,55$). Отметим, что на многих графиках повторяемости в области магнитуд от 1,0 до 2,5 отмечаются сверхмалые значения коэффициента b . Можно предположить, что это связано с недостаточной чувствительностью аппаратуры и соответственно с пропуском толчков в заданной сети станций.

Исследования в разных районах показали, что графики повторяемости для афтершоков, форшоков и роев в среднем остаются такими же, как для обычных тектонических землетрясений. В связи с этим при построении графиков повторяемости все категории землетрясений считаются равноправными. Не замечено также большой разницы в величинах γ и b для коровых и мантийных очагов.

Рис. 6.6. Типичный вид графиков повторяемости.

а — зависимость $\lg N(K)$: 1 — слабые коровые землетрясения $K = 5-9$ для северо-восточной части Байкальской рифтовой зоны [106]; 2 — коровые землетрясения $K = 11-14$ для Карпатского региона [104]; 3 — коровые и мантийные очаги $K = 9-17$ для Камчатки [104]. б — зависимость $\lg(N/N_{\max})(M)$. Мировая сводка по коровым и мантийным сильным землетрясениям $M = 7-8,5$.



В статье Н. Д. Жалковского [48] сделана попытка построить обобщенный график повторяемости для крупных землетрясений земного шара (M от 7 до 8,5) за длительный период времени. Были выбраны только те события, для которых имелось надежное определение магнитуды и координат гипоцентров. Результаты этого обобщения представлены на рис 6.6, б. Можно видеть, что в интервале магнитуд 7—8 график повторяемости имеет нормальный наклон $b = 0,85$ ($\gamma = 0,47$), т. е. такой же, как и для магнитуд от 3 до 6 (см. рис 6.6, а). При $M > 8$ имеет место резкий «завал», где величина b возрастает приблизительно на 40 %. Предполагается, что такая аномалия в поведении графика повторяемости для катастрофических землетрясений скорее всего связана с систематическим занижением величин магнитуд, в том числе по причине недостаточных динамического и частотного диапазонов регистрирующей аппаратуры. Аналогичное аномальное поведение графика $\lg N(K)$ отмечается, хотя и по недостаточно представительным данным, для района Камчатки (кривая 3 на рис. 6.6, а).

Учитывая исключительно большое значение графиков повторяемости при оценке параметров сейсмической активности, сделаем еще одно замечание, касающееся пределов варьирования величин γ либо b . Несомненно, что в ряде случаев заметные колебания в наклоне графика повторяемости для основного интервала K и M связаны с недостаточной точностью расчета величины землетрясения. Однако есть основания предполагать, что варьирование указанных величин в пространстве, а возможно и во времени, связано с особенностями происходящих в среде тектонических процессов, а также с варьированием физических констант. Только дальнейшее повышение надежности сейсмических измерений и накопление данных позволят решать вопрос о том, можно ли по наклону графика повторяемости проводить разграничение специфики тех или иных сейсмоактивных областей.

График повторяемости для того или иного района, если он построен по долговременным наблюдениям, дает возможность высказывать определенные суждения о вероятности появления в будущем землетрясений того или иного класса. Так, например, по Карпатскому району (см. рис. 6.6, а) по наблюдениям за 1901—1955 гг. график повторяемости можно записать в виде $\lg N = 2 - 0,48(K - 10)$. Отсюда следует, что в рассматриваемом районе одно землетрясение с $K \approx 14$ ($M \approx 5,5$) будет происходить в среднем один раз в 50 лет. Масштаб длительности сейсмических наблюдений несоизмеримо мал по сравнению с временем протекания тектонических процессов, и поэтому прогнозирование землетрясений только по наблюдаемым графикам повторяемости может иметь немалую степень риска.

Величина A в формуле (6.2), будучи приведенной к определенному классу K_0 , является мерой сейсмической активности. Выражение (6.2) в таком определении записывается в виде

$$\lg N = \lg A - \gamma (K - K_0). \quad (6.2')$$

Значение K на графике повторяемости изменяется от $K_{\min}$ до $K_{\max}$. Первая из этих величин зависит от размеров и плотности сети станций, а также чувствительности применяемой аппаратуры.

На практике сейсмическую активность A вычисляют, как правило, при $K_0 = 10$. Это связано с тем, что землетрясение десятого класса практически всегда регистрируется всеми станциями данной региональной сети. Термин «сейсмическая активность» в рассматриваемом смысле был введен Ю. В. Ризниченко [95].

При расчетах сейсмической активности на уровне K_0 используются все эпицентры на заданной площади ΔS для $K \geq K_{\min}$. Значение $K_{\min}$ представляет собой наименьший класс землетрясений, для которого уверенно определяются все параметры. В расчет принимается все суммарное количество очагов N_{Σ} , зарегистрированных в интервале T (лет). При $K_0 = 10$ расчет

производится по формуле [110]

$$A_{10} = \frac{(1 - 10^{-\gamma})}{10^{-\gamma} (K_{\min} - 10)} \cdot \frac{1000 N_{\Sigma}}{\Delta S T}, \quad (6.3)$$

причем сейсмическая активность относится к площади 1000 км^2 . Физически величина A_{10} , вычисляемая по приведенной формуле, численно представляет собой среднее количество землетрясений десятого класса на площади 1000 км^2 . Заметим, что активность фактически относится к определенному объему среды, в которой располагаются гипоцентры, но практически все очаги, особенно коровые; как бы конденсируются на поверхности земли, и поэтому в расчет принимается только поле эпицентров. Для большей наглядности использования формулы (6.3) приведем численный пример расчета A_{10} для Алтае-Саянской области. На площади $\Delta S = 1,55 \cdot 10^6 \text{ км}^2$ за 22 года было зарегистрировано 2303 землетрясения (не считая афтершоков) с величиной $K \geq 9$. Наклон графика повторяемости в среднем принят равным 0,48. Подставляя в формулу (6.3) указанное значение параметров при $K_{\min} = 9$, получим $A_{10} = 0,015$. Это означает, что на площади в 1000 км^2 землетрясения с $K = 10$ будут повторяться в среднем в каждые 67 лет. Для получения величины сейсмической активности для более высоких классов следует величину A_{10} разделить приблизительно на 3 для каждого последующего класса. Таким образом, в приведенном примере $A_{14} = \frac{A_{10}}{81} = \frac{0,015}{81} = 0,0002$, т. е. одно событие такой величины ($M = 5,5$) будет повторяться примерно каждые 5000 лет.

В районах систематической регистрации сильных землетрясений, например в Дальневосточной зоне, активность вычисляют для $K_0 = 15$. Для расчета в принципе используется формула (6.3), но нормировка 1000 км^2 заменяется на $10^{5,5} \text{ км}^2$ (316 тыс. км^2). При такой замене площадей нормирования численные значения A_{10} и A_{15} совпадают.

Наряду с сейсмической активностью используют параметр сейсмической сотрясаемости [95, 104]. На способах расчета этого параметра мы не будем останавливаться. Отметим только, что параметр сейсмической сотрясаемости для заданной точки поверхности земли характеризует повторяемость интенсивности землетрясений I , относящуюся как к локальной сейсмичности в данном месте, так и к иррадиированной, т. е. вызванной удаленными от данной точки очагами. Последнее означает, что показатель сотрясаемости, в противоположность параметру сейсмической активности, может иметь значительную величину даже в асейсмичном районе.

Для статистической оценки сейсмичности применяются другие, более строгие, вероятностные методы, в том числе учитывающие геологические факторы [109].

Процессы техногенного происхождения типа возбужденных землетрясений с магнитудой $M \geq 1$ в принципе мало отличаются от обычных толчков тектонического происхождения. Можно отметить только, о чем говорилось выше, что возбужденные сильные землетрясения, проявляющиеся при заполнении водохранилищ, как правило, имеют более стабильные форшоки. Отмечается также [36], что афтершоковый процесс при возбужденных землетрясениях затухает медленнее, чем в случае рядовых событий.

Многие исследователи пытались выявить временные закономерности высвобождения сейсмической энергии, в частности, с целью установления периодичности крупных событий. Эту проблему до сих пор нельзя считать решенной, в том числе по причине небольшой продолжительности во времени инструментальных наблюдений (менее одного столетия) по сравнению с временем протекания геологических процессов. Тем не менее представляет интерес иметь сведения об общем ходе сейсмического процесса по данным инструментальных наблюдений.

На рис. 6.7, а приведен график зависимости суммарной энергии коровых землетрясений с $M \geq 7,9$ по всему земному шару по данным А. В. Чипизубова

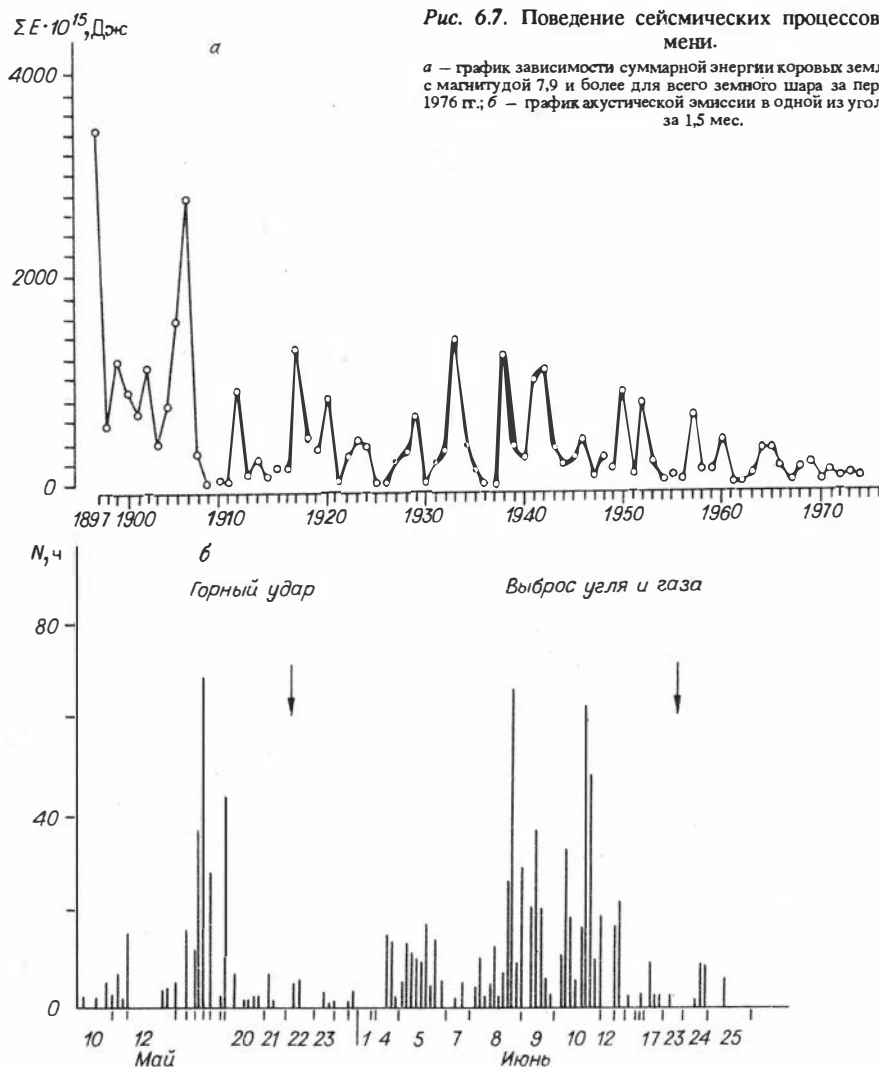


Рис. 6.7. Поведение сейсмических процессов во времени.

а — график зависимости суммарной энергии коровых землетрясений с магнитудой 7,9 и более для всего земного шара за период 1897—1976 гг.; б — график акустической эмиссии в одной из угольных шахт за 1,5 мес.

[128] за 1897—1976 гг. В целом процесс выглядит весьма незакономерно, хотя автор данной работы указывает на наличие определенной периодичности, в том числе с периодом около полустолетия. Отмечаемое на графике некоторое снижение активности в правой его части вряд ли можно считать закономерностью для ближайшего будущего.

Сверхслабые высокочастотные толчки, в частности проявляющиеся в угольных шахтах, отличаются не только своей величиной, но и малыми интервалами следования друг за другом. Интервалы настолько малы (порядка 1 мин и менее), что изучать каждое событие затруднительно. В связи с этим обычно измеряют количество «щелчков» за время 1 ч (N) без дифференциации их по величине. В результате строится гистограмма $N(t)$ типа приведенной на рис. 6.7, б. Можно видеть, что количество толчков за 1 ч варьирует в очень широких пределах. Перед стихийными аварийными событиями (горный удар, выброс угля и газа) поведение графика $N(t)$ имеет, как правило, достаточно устойчивую форму — возрастание акустической эмиссии за 5—10 сут до аварийного события, затем значительное ослабление (примерно на порядок).

Что касается сейсмических процессов на других планетах, то на современном уровне знаний по этому вопросу нельзя высказать каких-либо соображений, кроме тех, которые были указаны в главе 5.

6.4. О ПРЕДСКАЗАНИИ ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЙ И ЦУНАМИ-ВОЛН ПО ДАННЫМ СЕЙСМИЧЕСКИХ НАБЛЮДЕНИЙ

Кратко остановимся на возможностях решения проблемы предсказания крупных землетрясений и волн цунами по данным сейсмических наблюдений. С принципиальных позиций относительно более простой задачей следует считать предсказание явления цунами. Как уже отмечалось выше, волны цунами возникновением обязаны вертикальным подвижкам морского дна после крупного землетрясения ($M \geq 7$) с относительно небольшой глубиной фокуса. Сильные землетрясения в прибрежных водах часто располагаются вдоль узких поясов. Было замечено, что в пределах этих же поясов возникают дислокации морского дна. Идея предсказания цунами состоит прежде всего в фиксировании факта, что эпицентр сильного толчка располагается в пределах цунамигенной зоны, находящейся относительно недалеко от берега, охраняемого от разрушительного действия волн цунами. После установления такого факта необходимо определить магнитуду и глубину очага. Если значение M возможно найти по одной-двум береговым станциям, то для надежного нахождения глубин необходимо иметь сеть донных станций, расположенных непосредственно в цунамигенной зоне, как это, например, имеет место в районах к востоку от Японских островов. Естественно, что анализ всех сейсмических данных должен быть выполнен достаточно оперативно с применением современных автоматических методов обработки при использовании цифровой техники. Выполнение всех указанных условий тем не менее еще не гарантирует полностью правильного решения вопроса о степени реальной опасности. Как уже отмечалось, главным в прогнозе цунами является определение величины вертикальной подвижки дна, а также направления разрыва. Связь между подвижкой Δh , магнитудой M , глубиной очага h и высотой волны цунами не является вполне однозначной. Поэтому наряду с сейсмическими наблюдениями осуществляется непрерывное слежение за уровнем моря при помощи специальных приборов. При этом зависимость уровня моря от времени $z(t)$ производится с учетом известной периодичности морских приливов, связанных с лунно-солнечным притяжением. Наступлению цунами всегда предшествует понижение уровня моря $z(t)$, который затем возрастает по мере приближения к берегу волны цунами с высотой нередко свыше 20 м. Высота волны в момент приближения ее к берегу зависит не только от вертикальной подвижки Δh в источнике, но также от профиля морского дна. Амплитуда волны сильно увеличивается в шельфовых зонах, т. е. на участках пологих склонов с относительно небольшой глубиной водной массы.

Значительно сложнее предсказывать крупные землетрясения в сейсмоактивных зонах на континентах. Это связано с тем, что эпицентр сильного землетрясения может оказаться непосредственно на площади крупных городов, как это, например, имело место в Армении (Ленинакан, Кировакан, 1988 г.), а до этого в Ташкенте (1966 г.) и в Ашхабаде (1948 г.). Это означает, что прогнозировать необходимо одновременно как место, так и время возникновения стихийного бедствия. Что касается первого, то прежде всего важно определить величину максимально возможного землетрясения в данном районе. По данным инструментальных наблюдений, наибольшая продолжительность которых в любой области не превышает 100 лет, в принципе нельзя предсказать величину максимального толчка на период 300—500 лет. Именно такой максимальный период представляет интерес с позиций сейсмостойкого строительства, сохранения памятников культуры и, конечно, с точки зрения безопасности жизни настоящего и грядущих поколений.

Естественно, что максимально возможные землетрясения в заданном районе за указанный период не могут быть предвычислены только по данным очаговой сейсмологии. Для этого необходимо привлекать другую информацию, например, тщательное изучение исторических документов палеодислокаций, т. е. реликтов нарушений земной поверхности от бывших землетрясений, в том числе в доисторические времена. К сожалению, проб-

лему максимального землетрясения в том или ином районе пока нельзя считать решаемой с надлежащей степенью достоверности. Об этом свидетельствуют недавние примеры, когда реальная сила толчков значительно превышала предсказанные по данным сейсмического районирования. Вместе с тем проблему максимального землетрясения нельзя, по-видимому, считать безнадёжной, и необходимо настойчиво искать новые пути, прежде всего в направлении более достоверного изучения динамики тектонических процессов.

Предсказание крупных событий во времени в еще большей степени, чем прогноз по магнитуде либо энергии, является комплексной целевой проблемой. Здесь стремятся учесть особенности тектонического строения района, поведение различных геофизических полей во времени и деформаций на поверхности земли и на некоторой глубине в скважинах и др. Естественно, что в максимальной степени используются данные сейсмологии как очаговой, так и структурной.

По комплексной проблеме предсказания землетрясений имеется очень большое количество публикаций, в том числе монографий и тематических сборников [51, 71, 97, 124].

Современный этап проблемы долговременного и кратковременного (срочного) предсказания крупных землетрясений в целом можно охарактеризовать как период интенсивного поиска диагностических признаков путем детального анализа экспериментальных данных. В рамках данной книги, имеющей определенную направленность, я счел целесообразным кратко остановиться на диагностических признаках, основанных на сейсмических наблюдениях. При этом следует заранее оговорить, что каждый отдельно взятый признак имеет, как правило, очень малую степень достоверности. Поэтому стратегия предсказания предусматривает одновременное использование большого количества признаков. Совпадение их при исследованиях в том или ином районе дает возможность увеличить вероятность правильного предсказания. Вместе с тем последнее справедливо только в том случае, если каждый из прогностических параметров правильно отображает физико-геологическую природу подготовки крупного землетрясения.

Остановимся прежде всего на признаках, основанных на данных очаговой сейсмологии. На первое место следовало бы поставить изучение форшоков, поскольку именно их следует рассматривать как собственно предвестники крупных землетрясений. В работе [71] выделяются два вида форшоков. В первом из них форшоковый процесс непрерывно усиливается по мере приближения главного толчка, тогда как во втором он подразделяется на две изолированные фазы: главному толчку предшествует достаточно сильный афтершоковый процесс, а затем наступает фаза затухания. К сожалению, форшоки весьма затруднительно отделить от флуктуаций нормального сейсмического процесса. Но даже в тех случаях, когда это удастся сделать, нельзя однозначно предсказывать появление крупного события. Это может быть, например, «высыпание» роя землетрясений. Подсчитано, что в среднем не более 5 % землетрясений сопровождается форшоками [71, 97].

Было замечено, что некоторым землетрясениям предшествует интервал затишья, подобно тому, как это имеет место в случае акустической эмиссии в угольных шахтах (см. рис. 6.7). Такое явление носит название «временной сейсмической брешы». Утверждают также, что возникает пространственная «брешь», когда за некоторый период эпицентры землетрясений располагаются в виде полукольца, во внутренней области которого крупные очаги за тот же период не наблюдаются. Опыт показывает, что в этой области временного затишья в определенный момент начинается резкое возрастание сейсмической активности. Вместе с тем трудно утверждать, что сейсмические брешы обоих типов не относятся к категории случайных событий, особенно, если учесть, что этим явлениям трудно найти однозначное физико-геологическое объяснение.

Достаточно распространен признак, основанный на изучении вариаций наклона графиков повторяемости γ и b . Некоторыми исследователями [51, 71] замечено, что сильному толчку предшествует изменение величин γ и b приблизительно на 20 %. Далеко не все сейсмологи считают этот признак

достоверным по причине сильной зависимости рассматриваемых величин от представительности статистических выборок.

Принципиальное значение для предсказания землетрясений имеет изучение афтершокового процесса. Выше отмечалось, что длительность и магнитудный состав афтершоков определяются прежде всего физико-геологическим состоянием среды в некоторой области вокруг главного толчка. Следует, однако, признать, что до сих пор не было сделано серьезных попыток построить физическую, а тем более математическую модель афтершокового процесса. Это и понятно, если принять во внимание, что для построения количественной модели необходимо иметь общую концепцию процесса и набор параметров, от которых он зависит.

Экспериментальные данные [71, 97] показывают, что нередко афтершоки возникают на расстояниях в несколько сотен километров от главного толчка. В связи с этим с достаточно большой степенью вероятности можно утверждать, что после землетрясений с магнитудой 7—8 в некоторой области инициирующего очага через некоторое время появляются достаточно сильные землетрясения. Этому признаку трудно дать количественную оценку, если располагать только сейсмическими данными, но при наличии таких факторов, как степень напряженного состояния среды, он может оказаться достаточно представительным. Известно, что длительность афтершокового процесса не остается одинаковой для землетрясений одной и той же величины. Иначе говоря, численные значения коэффициентов в законе Омори (6.1) нельзя считать постоянными. Все это может стать отправной позицией для поисков связи сейсмического процесса с особенностями физического состояния и динамикой верхних оболочек Земли.

Наряду с данными по изучению очагового процесса в последние годы для прогнозирования землетрясений стремятся привлечь методы структурной геофизики, в первую очередь структурной сейсмологии. В последней прежде всего ориентируются на поиски закономерностей изменения скоростей v_p и v_s в областях ожидаемых землетрясений, а также отношения v_p/v_s , однозначно связанного, как известно, с коэффициентом Пуассона. Имеются также примеры измерения анизотропных свойств среды. Наблюдения такого рода проводятся по методике сейсмического просвечивания сейсмоактивных зон при помощи как естественных, так и искусственных источников. Исследования в данном направлении основаны на достаточно ясных физических принципах. Суть их состоит в том, что период подготовки крупного землетрясения, подобно тому как это наблюдается в шахтах, сопровождается возрастанием трещинообразования, включая и микротрещины. Увеличение количества трещин приводит (см. главу 2) к уменьшению скоростей продольных волн и коэффициента Пуассона и обычно несильно сказывается на v_s . Если трещины имеют преобладающую ориентацию, то это приводит к заметному изменению поляризации поперечных волн и расщеплению последних на составляющие SV и SH , обладающие различными скоростями пробега. Опыт показал, что просвечивание при использовании естественных источников (землетрясения) не обеспечивает надлежащую точность определения указанных величин, в результате чего могут быть зафиксированы ложные аномалии [71, 97]. Опытов с искусственными источниками пока не очень много, особенно с вибраторами, когда обеспечивается большая степень стабильности источников и контроля их параметров.

Из приведенного краткого обзора можно сделать вывод, что к настоящему времени проблема предсказания землетрясений не вышла из стадии экспериментального поиска прогнозируемых признаков, причем этот поиск ведется в многообразных направлениях без отчетливо сформулированной руководящей идеи.

В заключение отметим, что радикальный прогресс в решении задачи предсказания землетрясений вряд ли может быть достигнут без детального, целенаправленного изучения среды в том или ином сейсмоактивном районе. Можно утверждать, что такое изучение не может быть выполнено корректно только путем наблюдения на поверхности земли. Необходимо сочетать последнее с измерениями в глубоких скважинах, в том числе с применением способа межскважинного просвечивания (см. главу 10).

МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

ОБ ЭТАПАХ РАЗВИТИЯ СТРУКТУРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

Применение инструментальных наблюдений при регистрации землетрясений и последующая разработка способов определения координат и времени очагов дали возможность исследовать зависимости времени t распространения волн различных классов и типов от эпицентрального расстояния Δ . Прежде всего это относится к вступлению первых волн P (см. рис. 5.2). Было замечено, что кривые $t(\Delta)$ значительно отличаются от теоретически рассчитанных для однородной Земли. Это позволило качественно судить о том, что скорость v_p увеличивается с глубиной. Сопоставление годографов $t(\Delta)$ для отдельных районов показало, что они, в пределах точности измерений, не зависят от широты φ и долготы λ . Количественное определение скорости v в зависимости от радиуса r , отсчитываемого от центра Земли, стало возможным после решения Вихертом и Герглотцем (1909 г.) обратной задачи сейсмологии — нахождения функции $v(r)$ по заданному годографу рефрагированных P - либо S -волн. После этого оказалось возможным установить характер увеличения скоростей v_p и v_s от r до глубины порядка 3000 км.

Анализ сейсмограмм на больших удалениях от источника позволил в начале XX в. высказать предположение о наличии жидкого ядра Земли, в котором скорость продольных волн существенно меньше, чем в низах мантии, а поперечные волны совсем не распространяются. Окончательно наличие жидкого ядра и достаточно точная его граница были установлены Б. Гутенбергом в 1941 г. Обнаружение ядра Земли явилось фундаментальным открытием не только в геофизике, но и в естествознании начала столетия в целом. К середине 20-х годов относится открытие в верхней части мантии на глубинах 100—200 км слоя с пониженной скоростью продольных волн (астеносферный слой). Еще раньше Б. Б. Голицыным был открыт волноводный слой в мантии на глубине примерно 500 км. В 1936 г. И. Леман обнаружила фазы, свидетельствующие о существовании внутреннего ядра Земли.

Важным событием планетарной структурной сейсмологии стало открытие в начале века резкой границы раздела, которая считается в настоящее время подошвой земной коры (граница Мохоровичича — Мохо). В предвоенный период было установлено, что под океанами земная кора в несколько раз тоньше, чем под континентами. Заметим, что при решении задач в планетарной структурной сейсмологии почти в самом начале ее возникновения наряду с объемными достаточно широко стали использоваться поверхностные волны [39].

В послевоенные десятилетия важным событием в глобальной структурной сейсмологии явилось использование больших, в том числе ядерных взрывов. Это позволило, например, зарегистрировать отраженные волны от поверхности внутреннего ядра, а также уточнить положение других границ раздела.

В первые два десятилетия XX в. все большее развитие получает горно-рудная промышленность. В связи с этим усиливаются геолого-разведочные работы по поискам различных полезных ископаемых, в том числе залегающих на достаточно большой глубине. Последнее прежде всего относится к поискам нефти и газа. Все это инициировало появление и развитие ряда геофизических методов, в том числе сейсмического, основанного на искуст-

венном возбуждении колебаний и использовании более высоких, чем в сейсмологии землетрясений, частот.

Развитие прикладных направлений в структурной сейсмологии инициировало привлечение в эту область большого числа квалифицированных кадров и способствовало ускорению технического прогресса. Кроме того, прикладная сейсмология получила весьма крупную финансовую поддержку со стороны промышленности. Работы стали приобретать целенаправленный характер, что вызвало в свою очередь необходимость придать исследованиям определенную степень технологичности. Последнее проявилось, в частности, в автономном использовании волн различных классов и разнообразии характеристик и конструкций применяемой аппаратуры. Потребовалось также развитие технологии подготовки источников колебаний. Фактически с самого начала возникновения прикладных направлений определилось раздельное использование преломленных и отраженных волн. В первый период, вплоть до середины 30-х годов, преимущественное развитие получил метод преломленных волн. Последний был предложен и запатентован Минтропом в 1919 г. (Германия) в варианте использования головных волн. Первые наиболее ощутимые результаты по этому методу были получены при поисках соляно-купольных структур в районе Мексиканского залива (1924—1928 гг.). В Советском Союзе первые работы по методу преломленных волн проводились Сейсмологическим институтом АН СССР в 1926 г. в районе Кривого Рога в целях обнаружения кварцитов под наносами небольшой мощности. Для регистрации колебаний использовались вертикальные и горизонтальные механические сейсмографы с оптической регистрацией. В 1928—1931 гг. подобные исследования с двумя — шестью приборами и базами источник — приемник, достигающими 7—9 км, были применены для расчленения осадочных отложений в районах Ферганской впадины и Затеречной равнины.

Большое методическое, а также практическое значение имели работы, выполненные в 1930—1931 гг. под руководством Г. А. Гамбурцева в районе Курской магнитной аномалии (КМА) с использованием более совершенной аппаратуры.

В 30-х годах метод преломленных волн в варианте первых вступлений получил весьма широкое развитие, в особенности при изучении поверхности соляных куполов и картировании кристаллического, а также палеозойского фундамента. Многие из этих исследований проводились под руководством П. Т. Соколова, который в 1933 г. опубликовал первый учебник по физическим и теоретическим основам сейсморазведки, в основном методом преломленных волн.

Метод отраженных волн (МОВ) был предложен в 1917 г. в США Р. Фессенденом. Независимо патент на метод был получен в СССР в 1923 г. В. С. Воюцким. В конце 20-х — начале 30-х годов на нефтяных месторождениях в США были получены обнадеживающие результаты применения МОВ для расчленения осадочных отложений до глубин 1,0—1,5 км. В эти же годы, а также несколько ранее отраженные волны использовались для определения мощности ледниковых покровов (например, Гренландия). В СССР первые опыты по регистрации отражений были начаты в 1931—1932 гг. Следует отметить эксперименты на южной оконечности оз. Байкал с донным сейсмографом (1934 г.). В это же время в СССР проводились исследования МОВ французской фирмой Шлюмберже совместно с созданной в этот период Всесоюзной конторой геофизических разведок (ВКГР).

Отметим, что практически почти с самого начала в методах преломленных и отраженных волн использовались только продольные волны и регистрация колебаний вертикальными приборами. Эта тенденция остается преобладающей до настоящего времени, хотя в последние годы все больший интерес проявляется к поперечным и обменным волнам. Систематические работы МОВ в нашей стране были начаты в 1935 г. после создания отечественной 5-канальной станции и высокочастотных электромагнитных сейс-

мографов. Уже в 1935 г. проведены работы в ряде нефтеносных районов (Южн. Эмба, Майкоп, Украина, Башкирия и др.), причем наиболее успешно в первых двух районах. В 1936—1937 гг. объем работ с 5-канальными станциями был расширен, но в основном сосредоточивался в тех же регионах, что и ранее. Одновременно совершенствовалась методика полевых наблюдений, направленная на непрерывное прослеживание целевых горизонтов и повышение отношения сигнал — помеха. В эти годы предложена и успешно опробована методика группирования сейсмографов, хотя широкое применение она нашла только в послевоенные годы. Создание в 1938 г. совершенных 9-канальных отечественных станций дало возможность повысить технико-математический уровень исследований по методу как отраженных, так и преломленных волн и расширить круг решаемых задач применительно к специфике отдельных нефтеносных областей того времени.

Важной вехой в развитии сейсморазведки стало издание учебника Г. А. Гамбурцева «Сейсмические методы разведки» в двух томах (1937—1938 гг.). С конца 30-х годов соотношение объемов исследований по МПВ и МОВ все более изменяется в пользу последнего. При этом метод преломленных волн во все большей степени начинает привлекаться преимущественно для решения задач регионального характера, в первую очередь при определении мощности осадочных отложений, поведения поверхности кристаллического фундамента, а также его состава.

В период осциллографической записи колебаний, продолжавшийся до 50-х годов, прогресс в области аппаратуры выражался в увеличении канальности сеймостанции (до 60 каналов), использовании смесителей и группирования созданных к этому времени малогабаритных сейсмоприемников, применении полуавтоматических и автоматических регуляторов амплитуд.

Новым импульсом развития метода преломленных волн явилось создание в первой половине 40-х годов корреляционной модификации метода преломленных волн (КМПВ), предусматривающей регистрацию на z-компоненте как первых, так и последующих вступлений [29]. Это позволило при использовании многоканальной аппаратуры и более совершенных конструкций сейсмографов в сильной степени расширить круг решаемых задач в нефтегазоносных и рудных районах. Была существенно увеличена глубинность (до 10 км и более), расширен частотный диапазон в сторону низких и высоких частот. Наряду с продольным профилированием начали использовать наблюдения по неперодольным профилям, а также площадные съемки. В этот период была обоснована методика сейсмического просвечивания.

В 50—60-х годах осуществляется повсеместный переход на воспроизводимую запись на магнитной пленке в аналоговой, а позже в цифровой форме. При конструировании соответствующей аппаратуры в первую очередь учитывались потребности метода отраженных волн. В частности, на этой основе была создана модификация общей глубинной точки (МОВ — ОГТ), которая в настоящее время распространена повсеместно.

При разработке методики и аппаратурных средств сейсморазведки не могли не учитываться специфика изучаемых объектов и условия проведения наблюдений. Это проявилось, в частности, в создании в 40-х годах морской сейсморазведки, скважинных наблюдений, в том числе вертикального сейсмического профилирования (ВСП), шахтно-рудничной сейсморазведки. Определелись также методико-интерпретационная специфика в решении задач рудной и инженерной геологии. Большое значение имело изобретение акустического каротажа скважин, роль которого при интерпретации данных сейсморазведки непрерывно возрастает.

Параллельно с разработкой методических приемов и технических средств сейсморазведки развивались теоретические основы и способы интерпретации экспериментальных данных.

Методы преломленных и отраженных волн, занимающие основное место при сейсмических исследованиях с использованием искусственных источ-

ников, длительное время развивались в недрах сейсморазведки, т. е. применялись преимущественно при поисках полезных ископаемых. Такая линия развития была нарушена в конце 40-х годов, когда взрывные источники начали применять при изучении всей земной коры, включая границу Мохо; при этом в первый период ориентировались преимущественно на регистрацию преломленных волн на удалениях до 300—500 км. Это направление получило название глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ). Отметим, что работам ГСЗ с регулярным расположением источников и приемников вдоль профилей предшествовали наблюдения нерегулярного характера, в которых волны возбуждались при помощи промышленных взрывов в карьерах.

Первые опыты по ГСЗ были проведены в Грузии в 1948 г. Систематические работы по ГСЗ начаты в 1949 г. в районе Тянь-Шаня, которые продолжались несколько лет. На этом этапе удалось получить отчетливые записи до расстояния 500 км. После этих работ исследования по ГСЗ быстро распространяются сперва на континентах, а затем на акваториях морей и океанов.

Что касается метода отраженных волн, то попытки его использования в варианте докритических отражений для изучения земной коры и верхов мантии предпринимались еще в конце 30-х годов, однако к большим успехам не привели. Более систематическое применение глубинной модификации МОВ начато только в 70-х годах на основе использования мощных вибрационных источников, систем с многократным перекрытием и обработки информации на ЭВМ.

В 70-х годах впервые были получены данные о глубинном строении Луны.

МЕТОДОЛОГИЧЕСКИЕ ВОПРОСЫ РЕШЕНИЯ ОБРАТНЫХ ЗАДАЧ

Главной и определяющей проблемой структурной сейсмологии является решение обратной задачи — изучение распределения сейсмических параметров в среде по данным анализа волновых полей.

Обратные задачи в большинстве случаев относятся к типу так называемых некорректных задач, когда не гарантируется точное решение без заранее обусловленных предположений. Некорректность обратных задач связана с ограничениями физического и метрологического порядка. Суть этих ограничений заключается в следующем.

Как уже отмечалось в главе 2, геологические среды по своей природе представляют собой очень сложные образования, характеризующиеся множеством параметров. Если, например, с позиции сейсмологии рассматривать только распределение скоростей продольных волн в слоисто-непрерывной осадочной толще сравнительно небольшого объема, то для этого потребовалось бы определить многие тысячи значений. Ограничение с физической стороны связано с конечностью используемых длин волн (λ). В физике колебательных процессов доказывается, что объект любых размеров при любой точности измерений можно обнаружить достоверно только тогда, когда его линейные размеры превышают величину зоны Френеля [34]. В простейшей ситуации вертикального сечения фронта сферической волны радиус зоны Френеля равен приближению $\sqrt{\lambda H}$, где H — глубина залегания объекта; это означает, что если объект находится в пределах цилиндра с основанием $S = \pi \lambda H$ и высотой $\lambda/2$, то параметры его в принципе не могут быть надежно определены. Вместе с тем присутствие объекта в указанной области пространства при определенных условиях качественно может быть зафиксировано, но без полной гарантии.

Отметим попутно, что величина λ , равная произведению периода колебаний T на скорость v , возрастает с глубиной H достаточно быстро, так

как оба сомножителя имеют отчетливую тенденцию увеличения с глубиной.

Вторая причина некорректности обратных задач — наличие погрешностей в измерении волновых параметров: времен распространения, амплитуд, а также производных величин. Интегральные значения погрешностей представляют собой сумму ошибок измерения параметров на сейсмограммах и ряда не вполне контролируемых эффектов, например искажений, связанных с рельефом местности, нерегулярностью в распределении параметров в области источников и приемников, а также факторов, связанных с ограниченной плотностью наблюдений. Сильное влияние на точность измерения параметров на сейсмограммах оказывает интерференция (наложение) волн различной природы. Применение разнообразных способов селекции позволяет уменьшить влияние этого фактора, но не исключает его полностью.

В связи с указанными ограничениями решение обратных задач в структурной сейсмологии возможно только в рамках определенных моделей, способы построения которых были рассмотрены в главе 2. Выбор моделей, дающих возможность обеспечить наиболее полное извлечение информации, представляет собой весьма непростую задачу. Здесь требуется надлежащим образом учесть априорную информацию об изучаемой среде, объем и качество имеющихся экспериментальных данных, состояние математического аппарата и технических средств обработки информации.

Существует два основных способа решения обратных задач. В первом из них, называемом часто способом обращения, предварительно аналитически решается прямая задача в рамках заданной обобщенной модели (например, модель горизонтально-слоистой среды). В результате получают систему алгебраических либо дифференциальных уравнений, решение которых позволяет определить эффективные параметры среды. В настоящее время способ обращения является доминирующим, особенно при решении кинематических задач.

Второй способ (способ подбора) также базируется на решении прямой задачи, но в рамках более широкого класса моделей, причем решение прямой задачи может быть как аналитическим, так и численным. Последний в настоящее время применяется наиболее часто. Прежде всего по априорным данным и характеру волновых полей определяют класс вероятных моделей. Вслед за этим тем или иным способом находят первое приближение для конкретной модели. Решая для нее прямую задачу, осуществляют сравнение теоретически рассчитанных и наблюдаемых зависимостей. По характеру несовпадения корректируется предыдущая модель, а затем снова решается прямая задача. Итерационный процесс продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто согласие в рамках ошибок наблюдений.

Обратные задачи с определенной степенью условности подразделяются на кинематические и динамические. В первых из них исходными являются времена распространения волн того или иного класса и типа. В динамических задачах кроме времен распространения используются величины амплитуд и спектральные характеристики импульсов.

Времена вступлений волн измеряются приблизительно на два порядка точнее, чем амплитуды, поэтому геометрические параметры (глубины, углы наклонов и кривизны границ разделов) практически всегда определяются путем решения кинематических задач. Это относится также к определению скоростей распространения волн.

В подавляющем большинстве случаев в структурной сейсмологии предполагается, что изучаемый объект не изменяется во времени. Имеется в виду не геологическое, а обычное время, исчисляемое не более чем десятками либо первыми сотнями лет. Однако в последние годы все больший интерес проявляется к временным изменениям сейсмических полей [42], но это направление находится еще в стадии формирования.

ПЛАНЕТАРНЫЕ ЗАДАЧИ СТРУКТУРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ

При изучении глубинных оболочек Земли и других планет естественно принимается во внимание их квазисферичность. Сжатие Земли вдоль оси вращения из-за его малости (эксцентриситет равен $1/273$) обычно не принимается во внимание. Правдоподобно предположение, что физические параметры, прежде всего скорости распространения волн, должны изменяться в радиальном направлении. Во всяком случае это относится к глубинным, более стабильным оболочкам, не затронутым активными тектоническими процессами приблизительно в последние полмиллиарда лет.

Такая одномерная постановка задачи традиционна. Однако в последнее время большое внимание уделяется выявлению латеральных изменений скоростей v_p и v_s в мантии. Это направление получило название сейсмической томографии [10] и основано на просвечивании Земли множеством сейсмических лучей, форма которых в первом приближении считается известной для стандартной Земли. Сейсмическую томографию следует рассматривать как разновидность сейсмического просвечивания (см. главу 10). Горизонтальные (угловые) изменения в литосфере чаще всего исследуются на ограниченных по размерам участках, где сферичность Земли можно не принимать во внимание.

7.1. РЕФРАГИРОВАННЫЕ ВОЛНЫ В МАНТИИ

При удалениях, больших приблизительно 1500 км от источника, для решения кинематических задач эпицентральные расстояния Δ берутся в угловой мере в предположении сферичности Земли. Если S — длина дуги большого круга, то $S = R_{\Delta \text{рад}}$, где R — радиус Земли. Влияние сферичности Земли на форму годографа легко проиллюстрировать, если предположить планету однородной ($v = \text{const}$). Тогда уравнение годографа «прямых» волн $t(\Delta)$ имеет простой вид $t = \frac{2R}{v} \sin \frac{\Delta}{2}$. Отсюда нетрудно видеть, что годограф $t(\Delta)$ имеет выпуклую

форму с постепенно уменьшающимся наклоном. Таким образом, имеет место качественная аналогия с годографом рефрагированных волн для плоской Земли, что связано в обоих случаях с возрастанием заглубления сейсмического луча по мере увеличения эпицентрального расстояния.

Если скорость v непрерывно изменяется в зависимости от r , то лучи примут криволинейную форму (рис. 7.1) и уравнение годографа рефрагированных волн записывается в параметрической форме:

$$\Delta = 2P \int_{r_P}^R \frac{v(r) dr}{r \sqrt{r^2 - P^2 v^2(r)}},$$

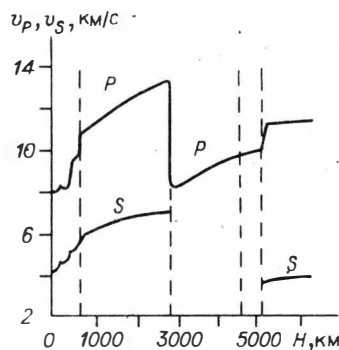
$$t = 2 \int_{r_P}^R \frac{r dr}{v(r) \sqrt{r^2 - P^2 v^2(r)}}, \quad (7.1)$$

где P — параметр луча, численно равный

$$P = \frac{r \cos e(r)}{v(r)} = \frac{R \cos e_0}{v_0} = \frac{r_P}{v(r_P)} = \frac{dt}{d\Delta}, \quad (7.2)$$

r_P — значение радиуса r в нижней точке рефрагированного луча, т. е. $r_P = R - z_{\text{max}}$; e_0 — угол между лучом и горизонталью на земной поверхности (угол выхода); v_0 — скорость у земной поверхности. Первое из соотношений (7.1) представляет собой уравнение сейсмического луча $\Delta(r)$.

Рис. 7.3. Общий характер изменения скоростей v_P и v_S в Земле.



Порядок вычисления $v(r)$ по заданному годографу $t(\Delta)$ заключается в следующем. Выбираем на годографе P - либо S -волн (рис. 7.2) эпицентральное расстояние Δ_1 , и находим в данной точке значение производной

$$p_1(\Delta) = \frac{dt}{(d\Delta)_{\Delta=\Delta_1}}.$$

Далее дифференцируем годограф от нуля до Δ_1 и получаем график зависимости $p(\Delta)$. Подставляя функцию $p(\Delta)$ и значения $p(\Delta_1)$ в формулу (7.4) и выполняя аналитическое либо численное интегрирование, находим значение r_{p1} , соответствующее эпицентральному расстоянию Δ_1 . Поскольку $p(\Delta_1) = r_{p1}/v(r_{p1})$, то отсюда определяем значение скорости, соответствующее значению r_{p1} . Повторяя указанные операции для ряда точек, выбранных на годографе $t(\Delta)$, определяем искомую функцию $v(r_p)$.

Общий характер увеличения скоростей v_P и v_S в мантии до поверхности внешнего ядра (~2900 км) был установлен еще в 20-х годах [38]. Скорость v_P в пределах от границы Мохо до подошвы мантии увеличивается от 8 до 13,5 км/с, соответственно v_S — от 4,2 до 7,5 км/с (рис. 7.3). Дальнейшие исследования мантии вплоть до настоящего времени были направлены прежде всего на выявление локальных нерегулярностей в изменении скоростей. Основные из них подразделяются на два типа, отличающиеся по характеру изменения градиентов скоростей. В первом из них (рис. 7.4, а) градиент скорости $\frac{dv}{dz}$ на некотором интервале глубин приобретает отрицательное значение, а ниже вновь становится положительным. Луч рефрагированной волны, касающийся верхней границы инверсионного слоя, выйдет на поверхность в точке А. Ближайший к нему луч со стороны источника, преломившись, приобретает отрицательную кривизну и подойдет к подошве слоя под достаточно большим углом ϵ . Войдя далее в нижний слой с положительным градиентом, луч рефрагирует в нем и, пересекая инверсионный слой, выходит на поверхность в точке В. В интервале АВ согласно лучевым представлениям, в принципе, не должно быть волнового возмущения (зона тени). Ветвь 2 годографа правее точки В будет отображать распределение скоростей в нижнем слое. Она располагается несколько выше по оси времен, чем ветвь 1, что связано с понижением скорости в инверсионном слое. Если

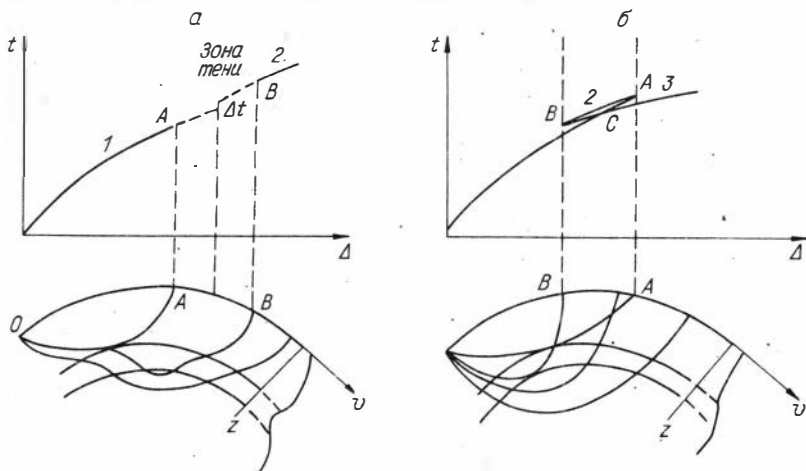


Рис. 7.4. Две типичные модели аномального распределения скорости $v(z)$ в мантии.

а — инверсионный слой; б — слой с повышенным градиентом dv/dH .

ветвь 1 продлить вправо до центра зоны тени, а ветвь 2 влево на такое же расстояние, то образующаяся ступенька с амплитудой Δt качественно будет характеризовать дефицит скорости в аномальном слое.

Второй случай характеризуется повышенным градиентом скорости в слое (см. рис. 7.4, б). Рефрагированные волны в верхней толще отобразятся на годографе ветвью 1. Луч, коснувшийся верхней границы аномального слоя, выйдет на поверхность в точке А. Следующий луч проникает в толщу слоя с повышенным градиентом и выйдет на поверхность с меньшим значением Δ , чем в точке А. Дальнейшее уменьшение эпицентрального расстояния Δ будет продолжаться до тех пор, пока не достигнет точки В. Расчеты показывают, что при таком возвратном движении выхода луча формируется ветвь 2, располагающаяся несколько выше ветви 1. При дальнейшем заглублении луча абсцисса точки выхода его на поверхность вновь будет увеличиваться, формируя ветвь 3. Правая часть этой ветви после пересечения с ветвью 1 в точке С будет характеризовать распределение скорости в нижнем слое. Таким образом, наличие аномального слоя с повышенным градиентом приводит к образованию петли (каустики) АВС на годографе, в пределах которой волны регистрируются в последующих вступлениях. Если структура петли будет расшифрована, что удастся далеко не всегда, то ее ветви, в принципе, могут быть использованы для расчета распределения скоростей в аномальном слое, применив формулу (7.4). Если ветви в пределах петли не удастся протрассировать, то наличие ее может быть обнаружено по изменению формы записи в области первых вступлений. Конкретно это проявится в увеличении протяженности импульса в виде дополнительных фаз в хвостовой части сигнала. Подобная аномалия в форме записи качественно будет свидетельствовать о наличии слоя с повышенным градиентом. Используя способ подбора и решая последовательно прямую динамическую задачу, можно найти вероятные параметры аномального (переходного) слоя.

В заключение данного параграфа отметим, что изображенные на рис. 7.2 годографы построены по результатам изучения землетрясений. В настоящее время для их корректировки используются более точно измеренные времена вступлений на сейсмограммах, полученных от ядерных взрывов. Это дает возможность уточнить параметры глубинных оболочек. При обработке годографов рефрагированных волн привлекаются, как указывалось выше, преимущественно волны Р и S. Для расстояний $\Delta \sim 50^\circ$ целесообразно использовать, во всяком случае в целях контроля, кратные волны PP и SS (см. рис. 5.2, а). Времена $t/2$ для этих волн, отнесенные к эпицентральному расстоянию $\Delta/2$, равны временам t для Р- или S-волн на том же расстоянии $\Delta/2$.

Годографы Р- и S-волн были построены также для мантии Луны [26]. Расчеты показали, что для этой планеты скорости волн обоих типов практически не изменяются с глубиной и на глубинах ~ 1000 км равны: $v_P = 7,5$ км/с, $v_S = 3,9$ км/с.

7.2. ОТРАЖЕННЫЕ И ДИФРАГИРОВАННЫЕ ВОЛНЫ

В толще мантии, включая ее подошву, а также в ядре могут существовать отражающие границы. Предполагается, что в разрезе они имеют форму концентрических окружностей с единым центром (центр Земли). Основной отражающей границей является раздел между мантией и внешним ядром, где перепад скоростей v_P составляет 80 %, а v_S теоретически бесконечен. В связи с этим здесь образуются все теоретически возможные отраженные монотипные и обменные волны, которые показаны на рис. 5.3, б. Годографы монотипных волн данного класса изображены на рис. 7.2.

Если считать мантию субоднородной со средней скоростью v_m , то уравнение годографа монотипных волн, отраженных от поверхности ядра либо от раздела внутри мантии, можно записать в виде

$$t = \frac{2}{v_m} \sqrt{R^2 + r^2 - 2Rr \cos \frac{\Delta}{2}}, \quad (7.5)$$

где r — радиус границы раздела, равный разности между радиусом Земли и глубиной залегания границы. Годограф имеет минимум в точке $\Delta = 0$ и наклон его $\frac{dt}{d\Delta}$ плавно увеличивается пропорционально $\sin \frac{\Delta}{2}$. Регистрация

отраженной волны в двух точках дает возможность найти r и v_m . Естественно, что такая задача более корректно решается при наблюдениях в большом количестве точек путем усреднения по способу наименьших квадратов.

Коэффициент отражения волны ScS на границе ядра при $v_{S2} = 0$ равен единице. В связи с этим можно ожидать наличия полнократной волны $(ScS)_2$. Практически такую волну трудно наблюдать на фоне поверхностных, а также кода-волн, хвостовых частей сейсмограмм.

Исследование волн PcP показало, что между мантией и ядром существует переходный слой мощностью до 100 км.

В толще средней и нижней мантии по данным регистрации колебаний от землетрясений не были зафиксированы отражающие границы. Вместе с тем в наличии их вряд ли следует сомневаться, во всяком случае границ 2-го рода, существование которых вытекает из анализа рефрагированных волн, рассмотренных в предыдущем параграфе. Наличие отраженных волн в верхней мантии доказано экспериментально путем применения современных методик наблюдений и способов выделения сигналов на фоне помех (см. главу 9).

Предположение о существовании внутреннего ядра было высказано в начале XX в. на основе выделения фазы рефрагированной волны $PKiKP$, отмеченной на расстоянии $\Delta \sim 110^\circ$. Долгое время не удавалось обнаружить волны, отраженные от границы между внешним и внутренним ядрами. Применение мощных взрывных источников и площадных групп высокочастотных приемников типа «LASA» дало возможность зарегистрировать отраженные волны не только от внешней ($PKiKP$), но также и от внутренней стороны центрального ядра ($PKIIKP$) [17]. Иллюстрация этих записей дается на рис. 7.5, а. Несмотря на большую протяженность пути указанных волн (~ 15000 км), на сейсмограммах выделены фазы с периодом 1,5 с. Здесь же на рис. 7.5, б схематически показан ход лучей для обеих волн. По разности времен вступлений указанных двух отражений, зная радиус внутреннего ядра (1216 км), нетрудно было рассчитать скорость v_p в центре Земли, которая оказалась равной 11,14 км/с. Эта величина практически совпадает с полученной ранее по данным рефрагированных (проходящих) волн [39]. Таким образом было доказано, что граница между внешним и внутренним ядрами достаточно резкая. В этом эксперименте удалось также показать, что продольные волны во внутреннем ядре быстрее затухают с расстоянием, чем во внешнем ядре. Этот факт следует рассматривать в качестве одного из свидетельств того, что свойства внутреннего ядра существенно различаются по отношению к внешнему ядру, чем подкрепляется гипотеза о твердом его состоянии. На границе между внешним и внутренним ядрами происходит увеличение скорости v_p на величину порядка 0,6—1,0 км/с. Следовательно,

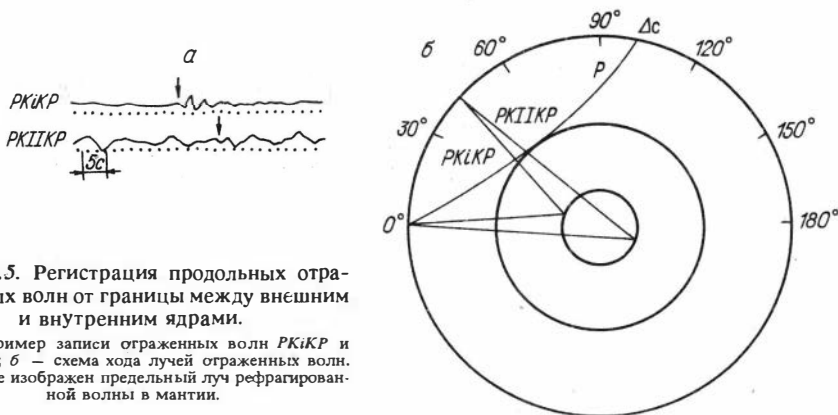


Рис. 7.5. Регистрация продольных отраженных волн от границы между внешним и внутренним ядрами.

а — пример записи отраженных волн $PKiKP$ и $PKIIKP$; б — схема хода лучей отраженных волн. Здесь же изображен предельный луч рефрагированной волны в мантии.

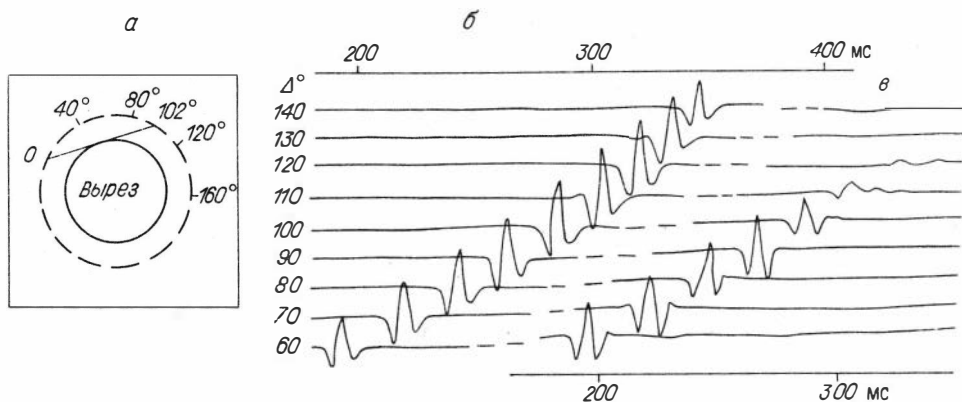


Рис. 7.6. Двумерное лабораторное моделирование «жидкого» ядра.

а — схема эксперимента на листе оргстекла (штриховой линией показан контур наблюдений); *б* — сейсмограмма продольных волн в интервале углов Δ от 60 до 140°, без выреза; в — то же, с вырезом. Эксперимент выполнен Ю. А. Орловым.

в обе стороны от внешнего ядра, т. е. как к мантии, так и к внутреннему ядру, отмечается положительный перепад скорости v_r . Это дает основания с большей вероятностью предполагать, что внутреннее ядро твердое.

К сожалению, предпринятые попытки зарегистрировать отраженные волны, прошедшие через внутреннее ядро, как поперечные, например типа *PKJKP*, до настоящего времени не увенчались успехом. Это относится, в частности, к эксперименту с «*LASA*», упомянутому выше, когда система была настроена на регистрацию отраженных волн на относительно близких эпицентральных расстояниях (Δ порядка 50°). В этом опыте вряд ли можно было ожидать уверенного фиксирования фазы *PKJKP*, поскольку углы падения на внутреннее ядро были недостаточно велики для образования обменной волны.

Поскольку скорость v_r во внешнем ядре значительно меньше, чем в мантии, то на некотором эпицентральном расстоянии Δ_c преломленный луч коснется границы ядра (см. рис. 7.5, б). Если бы мантия была однородной, то величину Δ_c легко вычислить по формуле $\Delta_c = 2 \arccos \frac{r_c}{R}$, где r_c — радиус внешнего ядра. Полагая $r_c = 3400$ км, найдем, что $\Delta_c \sim 115^\circ$. Фактически, как отмечалось выше, скорости v_r и v_s в мантии достаточно быстро возрастают с глубиной, вследствие чего луч имеет криволинейную форму (см. рис. 7.5, б, луч Δ_c). По последним данным $\Delta_c \sim 105^\circ$. В интервале 105—142° в первых вступлениях будет регистрироваться дифрагированная волна, образующаяся на границе ядра, годограф которой является непосредственным продолжением годографа волны *P*, и обычно ей придается один и тот же индекс (см. рис. 7.2). Что касается волны *S*, то она, как правило, не имеет дифракционного продолжения. Это относится в первую очередь к волне *SV*. Расчеты показывают, что дифрагированные *SH*-волны ведут себя в зоне тени приблизительно так же, как продольные. Характер поведения волны *P* в зоне тени виден на рис. 7.6, где представлены результаты двумерного физического моделирования. Модель представляла собой лист оргстекла ($v_r = 2,3$ км/с) с круговым вырезом, радиус которого рассчитан так, что прямой луч касается границы выреза, имитирующего ядро при $\Delta = 102^\circ$. Волновые возмущения любого типа в модели такого ядра полностью отсутствуют. Регистрация проводилась по окружности без свободной границы. Предварительно была получена сейсмограмма без выреза (см. рис. 7.6, б), которая иллюстрирует устойчивость волнового процесса во всем диапазоне углов. На сейсмограмме для модели с вырезом (см. рис. 7.6, в) записи в интервале Δ от 60 до 90° остаются такими же, как на рис. 7.6, б. На внешней границе тени ($\Delta = 100^\circ$) амплитуда сигнала несколько снижается, а в пределах тени плавно, но очень быстро, уменьшается. На расстоянии 140° амплитуда сигнала дифрагированной волны составляет не более 5 % от импульса прямой волны при $\Delta = 90^\circ$.

Таким образом, для упрощенной лабораторной модели волновое поле в зоне тени с хорошим приближением соответствует натурному эксперименту. Отметим попутно, что соответствие имело место также для волн SV .

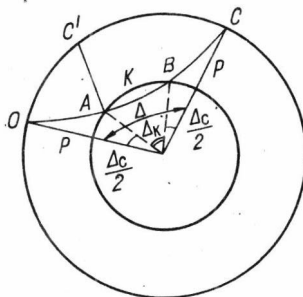
Обнаружение аномального поведения волн P и S на расстояниях больше 100° дало возможность уже в начале века высказать предположение о наличии квазизжидкого ядра Земли и приближенно оценить его размеры.

7.3. РЕФРАГИРОВАННЫЕ ВОЛНЫ В ЯДРЕ

Как отмечалось выше, рефрагированные волны в мантии могут существовать на расстоянии $\sim 105^\circ$, а далее до $140\text{—}150^\circ$ первые волны P имеют дифракционную природу. На больших расстояниях в первые вступления выходят волны, прошедшие через ядро (см. рис. 5.2). При этом времена вступлений таких волн на несколько секунд больше, чем волн P (см. рис. 7.2). Это объясняется тем, что в средней своей части волна PKP распространяется в среде с меньшей скоростью. Рассматриваемая волна, проникающая в ядро, представляет собой комбинацию двух фаз — собственно PKP , т. е. рефрагирующую во внешнем ядре, и $PKIKP$, прошедшая через внутреннее ядро. В левой части годографа эти фазы близки друг к другу, а в правой — они разделяются, причем $PKIKP$ обгоняет PKP . По аналогичной схеме образуются проникающие в ядро волны: PKS , SKP и SKS . Первые две из них для сферической планеты, когда скорости изменяются только по радиусу, имеют совпадающие годографы. Форма годографов рассматриваемых волн такова, что можно предполагать увеличение скорости с глубиной и соответственно градиентную рефракцию во внешнем ядре. В 30-х годах Вадати и Масуда [39] предложили способ определения $v(r)$ во внешнем ядре, используя формулу (7.4). Идея его состоит в следующем. Лучи волн, распространяющиеся через мантию и внешнее ядро, можно представить как комбинацию отраженных волн, распространяющихся в мантии, и рефрагированных волн, распространяющихся в ядре (рис. 7.7). Например, $PKP = PcP + K$; $SKS = ScS + K$. Полный луч волны PKP либо SKS и соответствующие отраженные волны должны иметь один и тот же угол выхода на поверхность и соответственно одинаковые кажущиеся скорости на годографах. Пусть угловое расстояние для отраженной волны OAC' (см. рис. 7.7) равно Δ_c , причем $AC' = BC$. При этом угловые расстояния для отрезков лучей OA , BC и AC' равны $\Delta_c/2$. Из рисунка следует, что угловое расстояние для рефрагированной в ядре волны (луч AB) равно: $\Delta_k = \Delta - \Delta_c$, соответственно $t_k = t - t_c$. По этим зависимостям представляется возможным построить годограф для рефрагированной волны $t_k(\Delta_k)$. Наиболее тонкой операцией в данном способе является подбор одинаковых углов выхода для волн PKP — SKS и соответственно PcP — ScS . Тем не менее, как показывают расчеты, данный способ обладает достаточно высокой точностью, поскольку ошибки нахождения Δ_c и t_c имеют один и тот же знак. Кроме монотипных волн PKP и SKS в качестве контроля используются обменные волны PKS и SKP . Дополнительно в расчеты могут быть включены волны типа $PKKP$, $SKKS$.

Рассмотренный кратко способ позволил по годографу $t_k(\Delta_k)$, используя формулу (7.4), рассчитать распределение скоростей продольных волн во внешнем ядре (см. рис. 7.3).

Рис. 7.7. Схема расчета годографа рефрагированной волны $t(\Delta_k)$ при совместном использовании волн PKP (луч $OABC$) и PcP (луч OAC').



На сейсмограммах удаленных землетрясений были выделены также фазы *PKhKP*, на основе которых зафиксировано наличие переходной зоны между внешним и внутренним ядрами. Существует несколько вариантов распределения скоростей в переходной зоне, в том числе с наличием инверсионного слоя. На рис. 7.3 дается простейшая модель с относительно небольшой переходной зоной и положительным градиентом в ней [17].

По годографам волн *PKIKP*, которые на эпицентральных расстояниях, близких к 180° , обгоняют волны *PKP*, представилось возможным вычислить распределение скоростей v_p во внутреннем ядре. Как отмечалось выше, полученные значения ($v_p = 11,2$ км/с) практически совпадают с найденным позже по данным отраженных волн *PKIKP*.

Градиент скорости v_p с глубиной во внутреннем ядре невелик и большинство исследователей рассматривают модель с постоянной скоростью.

Вопрос об измерении скоростей v_s во внутреннем ядре является одним из наиболее сложных и дискуссионных в сейсмологии. Долгое время такие волны не удавалось выделить на сейсмограммах. В 1972 г. Б. Джулиан и др. [140] при использовании записей сильных землетрясений многоканальной группы «*LASA*» выделены волны с частотой порядка 0,5 Гц, которые они отнесли к типу *PKJKP*. Эти волны по времени близки к фазам *PKKP*, но отличаются от последних несколько большими периодами. По данным пяти землетрясений в интервале эпицентральных расстояний от 76 до 123° был построен годограф рассматриваемых волн, по которому определено значение средней скорости v_s во внутреннем ядре. Она оказалась равной 3,0 км/с. Это значение на 30—35 % меньше найденного при анализе собственных колебаний Земли. Высказывается мнение [40], что, возможно, такое несоответствие связано с тем, что фактически выделяется волна *SKJKP*. В любом случае данный эксперимент указывает на возможность распространения поперечных волн через внутреннее ядро, подтверждая тем самым его твердое состояние.

Отметим еще, что исследование динамических характеристик волн *PKiKP* и *PKIKP* при различных значениях v_s во внутреннем ядре говорит в пользу того, что величина скорости поперечных волн во внутреннем ядре отлична от нуля [141]. При этом наиболее вероятным считается значение от 3,5 до 4,0 км/с. Эти цифры наилучшим образом согласуются с данными изучения собственных колебаний Земли.

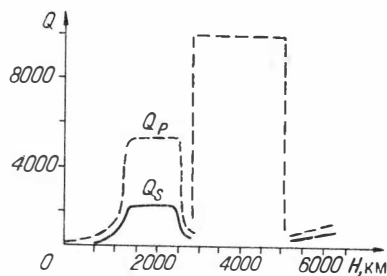
7.4. ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ ПО РЕГИСТРАЦИИ СОБСТВЕННЫХ КОЛЕБАНИЙ ЗЕМЛИ

Изучение собственных колебаний неоднородной сферы под действием силы в виде короткого импульса представляет собой сложную в математическом отношении задачу [114]. Здесь ограничимся качественным рассмотрением характеристик процесса собственных колебаний Земли в связи с получением новой информации о структуре глубинных оболочек.

После крупных, особенно катастрофических, землетрясений планета начинает колебаться, как изолированное упругое тело. Возникает колебательный процесс, сходный по своему физическому смыслу с колебанием закрепленной с обоих концов струны. В Земле, естественно, колебания носят сложный трехмерный характер с радиальными и крутильными составляющими. Установлено, что частоты собственных колебаний Земли изменяются в очень широком диапазоне — от 1 до $3 \cdot 10^{-4}$ Гц (периоды от 1 с до 57 мин). Для регистрации низкочастотных колебаний возникла необходимость создать сейсмографы с собственным периодом в несколько десятков минут, что и было реализовано в середине 50-х годов [114].

С качественных позиций собственных колебания можно рассматривать в виде суперпозиции волн Рэлея и Лява с различным набором частот [17, 50]. Поверхностные волны как бы обтекают вокруг планеты, создавая картину стоячих волн. При этом высокочастотные моды характеризуют преимущест-

Рис. 7.8. Распределение добротностей Q_S и Q_P в недрах Земли.



венно верхние оболочки (земная кора и верхняя мантия), а низкочастотные — глубинные слои, включая ядро. Изучение собственных колебаний осуществляется как в виде частотного анализа, так и путем разложения по сферическим функциям различного порядка, называемым модами. Если в теле Земли задано распределение упругих параметров и плотности, то решение прямой задачи дает возможность рассчитать спектр собственных колебаний и разложение их по модам. При этом радиальное и крутильное колебания анализируются раздельно по данным записей вертикальных и горизонтальных сейсмографов. Отметим еще, что на радиальные собственные колебания, вызванные землетрясением, накладываются лунно-солнечные приливные деформации. Обратная задача решается путем подбора распределения упругих параметров в Земле (обычно только по радиусу), при котором обеспечивается наилучшее совпадение с данными эксперимента. В процессе подбора оптимальной модели учитывается априорная информация по данным объемных волн.

Наибольшее внимание при изучении собственных колебаний Земли было уделено вычислению модуля сдвига и скорости v_S во внутреннем ядре. По современным представлениям [17], скорость v_S во внутреннем ядре равна ориентировочно 4,0 км/с. Отсюда следует, что если в низах мантии коэффициент Пуассона равен 0,28, то на кровле внутреннего ядра он увеличивается до 0,43, т. е. более чем в 1,5 раза. Таким образом, материал внутреннего ядра существенно менее жесткий, чем вещество мантии.

Если бы Земля была идеально упругим телом, то собственные колебания продолжались бы бесконечно долго. В действительности в горных породах волны поглощаются (см. главу 2), и потому собственные колебания в Земле обычно перестают регистрироваться через несколько десятков часов. Анализ процесса затухания колебаний дает возможность рассчитать распределение добротностей Q_S и Q_P вдоль радиуса Земли. Установлено, что Q_S в твердых оболочках повсюду меньше, чем Q_P (рис. 7.8). В земной коре и верхней мантии эти величины не превышают 500. По мере увеличения глубины они быстро растут и в нижней мантии достигают 2000 (Q_S) и 5500 (Q_P). Во внешнем ядре $Q_S = 0$ и $Q_P = 10000$. Значения Q_P и Q_S во внутреннем ядре приблизительно такие же, как в верхней мантии. Отметим, что в переходной зоне от мантии к внешнему ядру отмечается значительное понижение добротности.

В заключение отметим, что изучение верхних оболочек Земли до глубин порядка 300 км осуществляется без учета глобальной сферичности границ раздела. Это связано с тем, что подобные исследования в настоящее время носят региональный характер с целью выявления наряду с вертикальными горизонтальных неоднородностей земной коры и мантии. Добавим, что даже исследование несферичности глубинных оболочек во многих случаях осуществляется в виде зондирования в рамках локально плоской модели Земли. В связи со сказанным последующее рассмотрение вопросов структурной сейсмологии проводится в рамках плоской Земли.

МЕТОД ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН (МПВ)

Как отмечалось выше, метод преломленных волн, как автономный вид исследований, был предложен Минтропом в 1919 г. При этом предполагалось использование искусственных источников типа взрыва, что давало возможность проводить систематические исследования любой детальности в заранее заданном районе. Однако само по себе использование преломленных головных волн в сейсмологии началось по крайней мере на 10 лет раньше, когда А. Мохоровичич в 1909 г. выделил и проследил на сейсмограммах от близких землетрясений продольные и поперечные волны, относимые в настоящее время к подошве земной коры (P_n , S_n). В 1925 г. В. Конрадом на сейсмограммах от землетрясений были обнаружены преломленные волны от границы внутри коры (граница Конрада). В настоящее время использование преломленных волн по записям от землетрясений носит весьма ограниченный характер. Поэтому ниже повсюду предполагается применение искусственных источников с заданными координатами и нулем отсчета времени.

Отличительной чертой изучения верхних оболочек Земли с использованием МПВ, а также МОВ является многообразие моделей реальных сред и целей проводимых исследований. Это обстоятельство находит определенное отражение в методике наблюдений, специфике аппаратно-технических средств и способах решения обратных задач. В данной книге указанная специфика, естественно, не могла быть полностью отображена.

8.1. МОДИФИКАЦИИ МПВ И ОСОБЕННОСТИ МЕТОДИКИ НАБЛЮДЕНИЙ

Метод преломленных волн основан на возможности проникания упругих колебаний на большие глубины и последующего их возвращения к поверхности земли за счет обычно отчетливо выраженной тенденции увеличения скорости с глубиной. Такое ныряние волн на глубину при достаточно больших расстояниях источник — приемник реализуется не только при закономерном наращивании скорости от слоя к слою, но и при более сложном поведении функции $v(z)$. В частности, могут наблюдаться слои с пониженными скоростями, а также прослойки с большими значениями скоростей, создающие геометрическое экранирование в некоторых областях. Существенно отметить, что даже при закономерном возрастании скоростей с глубиной в МПВ далеко не всегда удается осуществить полное освещение разреза, особенно, если волны регистрируются только в областях первых вступлений.

В настоящее время выделяют две главные модификации МПВ, основанные на регистрации соответственно головных и рефрагированных волн. Эти модификации могут применяться как автономно, так и совместно.

Основная модификация МПВ базируется на регистрации головных либо субголовных волн. Последний термин используется в том смысле, что скользящая волна не строго пробегает вдоль границы, а проникает на некоторую глубину в нижний слой за счет положительного градиента скорости либо положительной кривизны границы раздела. Как правило, такое проникание относительно невелико, и при кинематической интерпретации может быть осуществлено редуцирование к лучевой схеме скользящих головных волн. Важнейшим преимуществом модификации головных волн является возможность не только расчленения разреза по вертикали, но и горизонтальной дифференциации свойств среды, прежде всего по величинам скоростей в отдельных слоях или блоках.

Модификация рефрагированных волн, получившая в последнее время значительное распространение, базируется на предположении непрерывности функций распределения скоростей $v(z)$ либо $v(x, z)$, реже $v(x, y, z)$. Как и

при регистрации землетрясений, как правило, используются рефрагированные волны, регистрируемые в первых вступлениях.

Система наблюдений. Подавляющая часть исследований по методу преломленных волн проводится в настоящее время вдоль прямолинейных профилей, на которых располагаются как источники, так и приемники (продольное профилирование). Такие профили могут быть изолированными и могут составлять связанные системы, обеспечивающие изучение тех или иных объектов на некоторой площади. Характер расположения источников и приемников вдоль профиля существенно зависит от требуемой детальности исследований, особенностей решаемых задач, а также условий местности. Обычно густота расположения источников (пунктов взрыва) значительно меньше, чем приемников (центров групп). Это связано в том числе с причинами экономического характера. При рекогносцировочных работах, особенно на морях и океанах, применяют также методику передвижных взрывов. В последнее время имеется тенденция резкого увеличения плотности наблюдений при детальном исследовании МПВ и создания систем многократных перекрытий. По аналогии с методом отраженных волн это диктуется необходимостью автоматизации обработки данных и более надежным определением параметров среды.

Важнейшим параметром системы наблюдений является длина годографа — максимальное удаление приемников от источника ($l_{\max}$). Она зависит от многих факторов. Так, например, при использовании головных волн этот параметр связан с глубиной залегания и наклоном изучаемых границ, степенью дифференциации среды, что определяет интервалы прослеживания волн. Учитывается необходимость применения принципа взаимности для монотипных и симметричных обменных волн, а также возможность контроля степени градиентности нижнего слоя. В модификации рефрагированных волн длина годографа полностью определяется глубиной проникания луча в среду, т. е. величиной градиента скорости. Если задача исследований состоит только в зондировании по глубине, то системы наблюдений в модификации рефрагированных волн могут быть очень простыми, в том числе в виде одиночных годографов. В случае одновременного субнепрерывного изменения скорости как по вертикали, так и по горизонтали системы наблюдений подобны тем, которые применяются в модификации головных волн.

Кроме продольных профилей, играющих доминирующую роль, иногда используются непродольные профили, когда сейсмоприемники располагаются вдоль заданной линии, а источники выносятся в боковые области. При этом они могут располагаться как вдоль одной либо нескольких линий, отстоящих на разных расстояниях от профиля регистрации, так и в виде изолированных пунктов. Применение непродольных профилей возможно только в том случае, если имеются априорная информация о природе регистрируемых волн на тех или иных удалениях от источника и некоторые сведения о наличии ожидаемого объекта.

В отдельных случаях применяется площадное расположение приемников при относительно небольшом количестве выносных пунктов взрыва.

Особенность системы наблюдений в МПВ в значительной степени определяется условиями проходимости, а также соображениями производительности и экономики. Последнее, прежде всего, связано с регистрацией волн на больших удалениях, когда необходимо применять мощные дорогостоящие источники, требующие значительного времени для их подготовки. В первую очередь это относится к работам по изучению земной коры и верхов мантии. В связи со сказанным часто ограничиваются небольшим количеством источников вдоль маршрутов и наблюдениями в отдельных точках либо на изолированных коротких установках. Работы в горных районах нередко сводятся к отдельным зондированиям вдоль речных долин и дорог. Естественно, что использование такого рода упрощенных систем наблюдений допустимо, как правило, только при работах рекогносцировочного характера.

Особенности возбуждения и регистрации преломленных волн. При изучении глубоко залегающих объектов преломленные волны всегда реги-

стрируются на достаточно больших расстояниях от источника. В связи с этим в полезной части сейсмограмм МПВ не отмечаются низкоскоростные волны — помехи, связанные с неоднородностью верхней части разреза (ВЧР). В соответствии со сказанным в методе преломленных волн не предъявляются особо жесткие требования к источнику при регистрации продольных волн, кроме требования обеспечить дальность регистрации.

При работах на суше наилучшая отдача упругой энергии продольных волн в грунт обеспечивается при взрывах в скважинах глубиной в несколько десятков метров, особенно в породах, имеющих достаточно высокую степень водонасыщенности. Экспериментально установлено, что сейсмический эффект взрыва значительно повышается, если заданный заряд разместить в группе близко расположенных пунктов. Из соображений экономико-технологического плана применяют взрывание в небольших искусственных и естественных водоемах при условии соблюдения экологических требований.

Возможность получения доброкачественных записей на заданном расстоянии от источников в очень сильной степени зависит от грунтовых условий. Особенно неблагоприятны в этом смысле сухие рыхлые грунты.

По мере увеличения источник — приемник l вес заряда (q), необходимый для получения сейсмограмм с достаточно высоким отношением сигнал — помеха, быстро возрастает, причем не по линейному закону. Многочисленные измерения показали, что зависимость q от l , как правило, имеет вид $q = Kl^3$, где K — экспериментально определяемый коэффициент, зависящий от грунтовых условий и от условий прохождения волн через среду.

В инженерной и частично в рудной разведке МПВ применяется для изучения небольших глубин. Выбор условий возбуждения в этом случае диктуется прежде всего необходимостью генерации волн достаточно высокой частоты с целью повышения разрешенности записей.

Вибрационные источники в настоящее время сравнительно редко используются в производственном варианте метода преломленных волн, так как существующее вибрационное оборудование, выпускаемое для метода отраженных волн, может быть использовано только для сравнительно небольших расстояний источник — приемник. Источники ударного типа применяются почти исключительно для изучения ВЧР; в первую очередь при инженерных исследованиях.

При работах на акваториях, исключая шельфовые зоны, используются почти исключительно взрывные источники, которые стремятся размещать на достаточно большой глубине (см. главу 4). Отметим, что при взрывах в воде для получения волн с заданной интенсивностью в сопоставимых условиях применяются заряды примерно в 5 раз меньше, чем при взрывах в грунтах.

Для возбуждения поперечных волн «чистые» источники типа горизонтально направленной силы, в том числе вибрационные, применяются в настоящее время в МПВ только для малоглубинных исследований. Многочисленные опыты показывают, что поперечные волны, как указывалось в главе 4, очень часто спонтанно возбуждаются при взрывах, особенно в случаях больших зарядов.

О специфике регистрации преломленных волн. Уже отмечалось, что доминирующие частоты колебаний на сейсмограммах определяются длиной пути, проходимого волной (см. рис. 4.3). Отношение l/H может варьировать в достаточно широких пределах и для головных волн в случае горизонтальной границы определяется, прежде всего, абсциссой выхода волны в первые вступления. Практически величина l/H чаще всего колеблется от 5 до 10. Подчеркнем, что уменьшение частот по мере возрастания глубины исследования и соответственно пути прохождения волны связано с двумя главными факторами — повышением мощности источника и избирательным поглощением в процессе распространения волны. Оба эти фактора действуют в одну сторону, т. е. снижают частоты колебаний.

При глубинных исследованиях МПВ обычно используются сеймоприемники с частотой 5—10 Гц. Для повышения эффективной чувствительности в подавляющем большинстве случаев применяют группирование приемников,

причем число их в группе достигает нередко 20 и более. Группирование в МПВ не предназначено, как правило, для подавления каких-либо регулярных волн и нацелено на повышение эффективной чувствительности каналов. Поэтому протяженность группы рассчитана так, чтобы величина $\Delta x/v_k$ не превышала примерно $1/8$ периода T для полезной волны с наименьшей кажущейся скоростью.

Регистрирующая аппаратура в МПВ отличается значительно большим многообразием, чем в МОВ, в части как канальности, так и конструктивных особенностей. В настоящее время используется практически всегда магнитная запись и в аналоговом, и в цифровом вариантах.

При детальном работах в случае плотных систем расположения источников и приемников применяются многоканальные станции (24—48 каналов). Они обладают некоторыми особенностями по сравнению со стандартной аппаратурой МОВ, в том числе в отношении частотных характеристик усилителей и шага кодирования. Примеры многоканальных сейсмограмм приведены в параграфе 8.3.

Региональные исследования большой глубинности в последнее время чаще всего проводятся 6—12-канальными станциями, включаемыми и выключаемыми по радио. Такие портативные станции размещаются по профилю в виде изолированных установок и непрерывной цепочки. В первом случае при регистрации вертикальной компоненты получают многоканальную запись для относительно короткой установки сейсмографов. Если применяется 3-компонентная регистрация, то количество каналов соответственно уменьшается. Нередко применяется также одноканальная регистрация, например, при морских исследованиях с донными станциями, а также при инженерных исследованиях на малые глубины. В последнем случае нередко ограничиваются регистрацией только первых вступлений, причем вместо записи на ленту время прохождения волны выводится на дисплей осциллографа либо автоматически печатается на бумаге.

8.2. КИНЕМАТИКА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Кинематические способы интерпретации базируются на использовании годографов либо полей времен. Ниже рассматриваются прямые и частично обратные кинематические задачи относительно простых, преимущественно двумерных, моделей сред. Отметим, что особенности динамических характеристик преломленных волн кратко освещены в главе 3.

Слоисто-однородные модели. Введем следующие обозначения: H — глубина по нормали до преломляющей границы в точке источника; h_k — мощность k -го слоя; φ — истинный угол наклона границы (положительный в направлении падения); φ_k — кажущийся угол наклона; ψ — азимут профиля относительно направления падения. Основное внимание будет уделено монотипным волнам.

В случае одной резкой преломляющей границы, когда $v_2 > v_1$ (рис. 8.1), уравнение годографа головной волны записывается в виде

$$t = \frac{2H \cos i_{12}}{v_1} + \frac{l \sin (i_{12} + \varphi)}{v_2} = t_{02} + \frac{l \sin (i_{12} + \varphi)}{v_1}, \quad (8.1)$$

$i_{12} = \arcsin (v_1/v_2)$; l — расстояние между источником и приемником. Таким образом, годограф головной волны $t(l)$ для плоской границы раздела и однородных слоев имеет прямолинейную форму. Начальная точка годографа располагается на расстоянии $l_{\text{нт}}$ от источника:

$$l_{\text{нт}} = 2H \operatorname{tg} i_{12} \cdot p(i_{12}, j). \quad (8.2)$$

При $\varphi = 0$ множитель $p = 1$. В направлении падения он больше 1, а в направлении восстания — меньше.

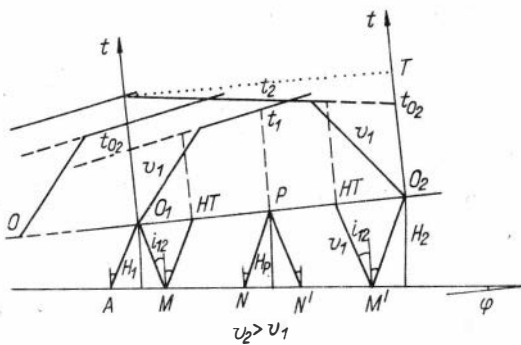


Рис. 8.1. Система встречных и нагоняющих годографов преломленных (головных) волн.

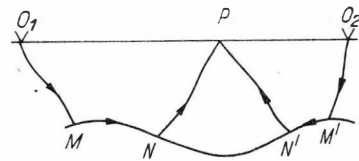


Рис. 8.2. Лучевая схема для вычисления t_{02} по встречным годографам для криволинейной границы, исходя из гипотезы огибания.

Годограф преломленной волны пересекается с годографом прямой волны $t = l/v_1$ на расстоянии от источника

$$l_{12} = 2H \frac{1 + \sin i_{12}}{\cos i_{12}} \cdot q(i_{12}, \varphi). \quad (8.3)$$

Множитель q качественно обладает такими же особенностями, как и p в (8.2).

Кажущаяся скорость головной волны равна: $v_k = v_1 / \sin(i_{12} + \varphi)$. Отсюда следует, что v_k меньше v_2 в направлении падения границы и больше — в направлении восстания, причем, если $|\varphi| = i_{12}$, то $v_k = \infty$, а при дальнейшем увеличении абсолютного значения угла v_k становится отрицательной. Важно подчеркнуть, что v_k не зависит от положения источника. Последнее означает, что годографы от различных источников в данном направлении будут параллельны. Это дает возможность строить так называемые сводные годографы путем параллельного переноса ветвей (см. рис. 8.1).

Отметим, что, исходя из лучевых представлений, в направлении падения границы головная волна может быть зарегистрирована только при условии $\varphi < 90^\circ - i_{12}$, где i_{12} — предельный угол в области выхода.

При $l = 0$ получим «отсечку» годографа головной волны в точке источника t_{02} . Физическая величина t_{02} представляет собой сумму времен вдоль лучей O_1A и O_1M со скоростью v_1 минус время вдоль границы на интервале AM со скоростью v_2 . Это позволяет при известных значениях v_1 и v_2 найти глубину по нормали к преломляющей границе в точке источника, т. е.

$$H = \frac{v_1 t_{02}}{2 \cos i_{12}}. \quad (8.4)$$

Величину t_{02} можно вычислить в точках между источниками O_1 и O_2 , где существуют прямой и встречный годографы (рис. 8.1), если известно взаимное время T . Обращаясь к рис. 8.2 и предполагая, что лучи во второй среде скользят вдоль границы раздела, можно записать: $t_{02} = t_1(O_1MNP) + t_2(O_2M'N'P) - T(O_1MNN'M'O_2) = t(NP) + t(N'P) - t(NN')$. Эти соотношения справедливы для любого распределения скоростей в первой среде $v_1(x, z)$ и произвольной зависимости изменения скорости v_2 вдоль границы раздела. В случае плоской границы и однородных слоев получим такое же выражение для t_{02} , как в (8.1), если H заменить на H_P (см. рис. 8.1).

Если в (8.1) вместо H ввести среднюю глубину H_m на расстоянии $l/2$ от источника, то, принимая во внимание, что $H = H_m + l/2 \cdot \sin \varphi$, получим соотношение

$$t = \frac{2H_m \cdot \cos i_{12}}{v_1} + \frac{l}{v_2} \cos \varphi. \quad (8.5)$$

Выберем на профиле общее начало координат для всех источников и приемников, при этом сохраним обозначение l для расстояния источник — приемник, а через x обозначим расстояние от общего произвольно выбранного начала координат до средней точки годографа. Пусть H_0 — глубина по

нормали в общем начале координат. Тогда любую совокупность прямых и обратных годографов, теоретически бесконечное их число, можно описать двумерной функцией $t(x, l)$, которая имеет для рассматриваемой простейшей модели вид [89]

$$t(x, l) = \frac{2}{v_1} (H_0 + x \sin \varphi) \cos i_{12} + \frac{l}{v_2} \cos \varphi. \quad (8.6)$$

Полученное выражение представляет собой уравнение линейного поля времен. Графически его обычно изображают в виде систем линий $l = \text{const}$ в координатах (x, t) . Для рассматриваемой модели $l = \text{const}$ представляют собой прямые с наклоном $\cos \varphi / v_2$. По такому полю нетрудно найти параметры модели H_0 , φ , v_2 в любой точке профиля.

Если профиль ориентирован под некоторым углом Ψ к направлению истинного падения границы раздела, то во всех вышеприведенных формулах вместо угла φ следует рассматривать кажущийся угол падения φ_k , определяемый из соотношения

$$\sin \varphi_k = \sin \varphi \cdot \cos \Psi. \quad (8.7)$$

Лучевая плоскость при Ψ , не равном 0 и 180° , совпадает с нормальной плоскостью к границе раздела. В этом случае для глубины H по-прежнему остается справедливой формула (8.4).

Если в среде имеется несколько границ раздела, то решение задачи несколько усложняется. Ограничимся частным, но важным в практическом отношении случаем n горизонтальных слоев ($\varphi = 0$) со скоростями v_k и мощностями h_k , где k принимает значение от единицы до n (рис. 8.3). Предполагается, что при любом k соблюдается условие $v_k > v_{k-1}$.

Для такой модели годограф первых волн P либо S будет представлять собой ломаную линию, причем кажущиеся скорости отрезков годографа равны истинным пластовым скоростям. При произвольном значении n уравнение годографа головной волны, образующейся на границе слоев с индексами $(n-1)$ и n , представляется в виде

$$t_n = 2 \sum_{k=1}^{n-1} \frac{h_k}{v_k} \cos i_{kn} + \frac{l}{v_n}, \quad (8.8)$$

где $i_{kn} = \arcsin \frac{v_k}{v_n}$.

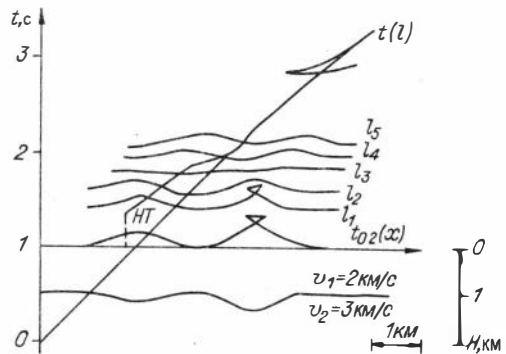
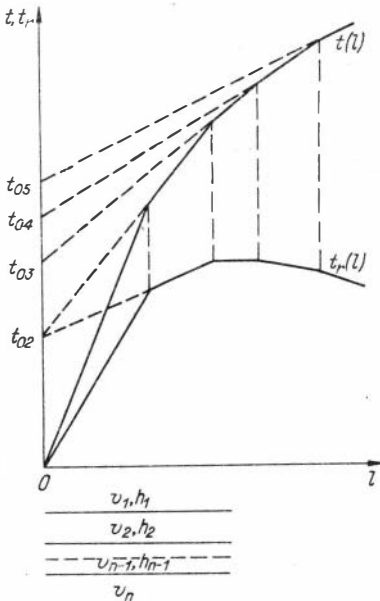


Рис. 8.4. Годограф $t(l)$, линии $l = \text{const}$ и $t_{02}(x)$ для криволинейной границы раздела.

Рис. 8.3. Годографы $t(l)$ и $t_r(l)$ для многослойной структуры с горизонтальными границами.

«Отсечка» на оси времен n -й ветви годографа равна первому члену правой части (8.8).

Важно отметить, что если преломленные на границах раздела волны регистрируются только в первых вступлениях и выполняется указанное выше условие $v_k > v_{k-1}$ при любом k , то в общем случае произвольных значений h_k не всегда будет отмечаться на годографе вся совокупность ветвей при $k \geq 2$. Это явление носит название выпадения слоев. В простейшем случае трехслойной среды с горизонтальными границами ветвь годографа со скоростью v_2 не будет отмечена на годографе первых вступлений [111], если

$$h_2 \leq h_1 \cdot \frac{(1 - \sin i_{13}) \cos i_{12} - (1 - \sin i_{12}) \cos i_{13}}{(1 - \sin i_{12}) \sqrt{\sin^2 i_{12} - \sin^2 i_{13}}}; \quad (8.9)$$

Последнее время в методе преломленных волн вместо годографов $t(l)$ часто используются редуцированные годографы $t_r(l)$ (см. рис. 8.3), где $t_r = t - l/v_r$. Величина v_r носит название скорости редуцирования. Преимущество системы $t_r(l)$ состоит прежде всего в более контрастном изображении излома ветвей годографа. На рис. 8.3 $v_r = v_3$. Ветвь v_3 будет иметь при таком изображении бесконечную кажущуюся скорость, а ветвь v_4 — отрицательную. Связь между кажущимися скоростями v_{kr} и v_k имеет вид

$$\frac{1}{v_{kr}} = \frac{1}{v_k} - \frac{1}{v_r}. \quad (8.10)$$

В общем случае преломляющие границы обладают определенной кривизной, т. е. угол наклона φ изменяется по профилю. При решении прямой задачи в этом случае в первом приближении предполагается, что скользящая волна распространяется вдоль границы. Конечно, при современной технике вычисления нетрудно строго решать кинематическую задачу, исходя из принципа Ферма. На рис. 8.4 дается пример решения прямой задачи для криволинейной границы сложной формы с параметрами, указанными на чертеже. Здесь представлен годограф из одного пункта взрыва и поле времен $t(x, l)$ для различных значений l . На этом же рисунке изображена кривая $t_{02}(x)$. Область синклинали в правой части рисунка отбрасывается наличием петли на годографе. Подобная каустика отмечается на кривой $t_{02}(x)$ и в слабом виде — на линиях $l = \text{const}$.

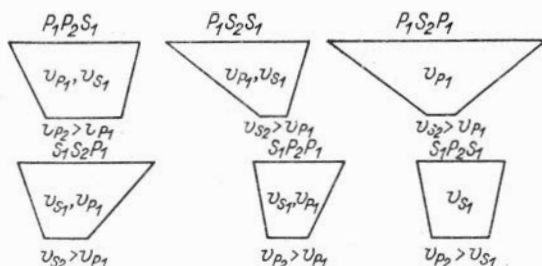
Размеры петель при заданной форме границы будут зависеть от глубины H и предельного угла i_{12} . В связи с последним размер петли для различных типов головных волн не будет одинаковым.

Важным частным случаем нерегулярной границы является острое изменение глубины H в виде ступени либо флексуры. На годографах в прямом и обратном направлениях ступень проявляется в виде параллельного смещения ветвей на величину $\Delta t = \frac{\Delta H}{v_1 \cos i_{12}}$. Непосредственно в области ступени годографы приобретают криволинейную форму. Кроме того, волновая картина и соответственно фазовые годографы осложняются наложением дифрагированных волн. Обычно ступень более отчетливо проявляется на годографе, полученном при расположении пункта взрыва на опущенном крыле.

Наряду с монотипными $P_1P_2P_1$ и $S_1S_2S_1$ в практике МПВ используются также обменные головные волны [103, 111], которые подразделяются на симметричные и несимметричные. Симметричными называются такие головные волны, для которых критические углы на входе и выходе равны между собой. Из обменных волн к симметричным в случае одной границы относятся волны $P_1S_2P_1$ и $S_1P_2S_1$ (рис. 8.5). Уравнения годографа симметричных волн имеют такой же вид, что и уравнения годографов монотипных волн.

К несимметричным обменным головным волнам относятся волны $P_{12}S_1$, P_1S_{21} , $S_{12}P_1$, S_1P_{21} (см. рис. 8.5). Заметим, что волны $P_1S_2P_1$, P_1S_{21} , $S_{12}P_1$ возможны только при условии, когда $v_{s2} > v_{p1}$. Наибольшее значение в

Рис. 8.5. Лучевые схемы головных обменных волн различных типов. Граница раздела условно принята горизонтальной.



практике сейсмических исследований имеют волны $P_{12}S_1$. Уравнение годографа для них имеет вид

$$t = H \left(\frac{\cos i}{v_{P1}} - \frac{\cos i'}{v_{S1}} \right) + \frac{l}{v_{S1}} \sin (i' + \varphi), \quad (8.11)$$

где $\sin i = \frac{v_{P1}}{v_{P2}}$, $\sin i' = \frac{v_{S1}}{v_{P2}}$.

Для других типов несимметричных обменных головных волн уравнения имеют сходный с (8.11) вид, если изменить соответствующим образом индексы при v_1 и v_2 . Для несимметричных головных волн не соблюдается принцип взаимности. Так, например, в случае $P_{12}S_1$ для плоской границы разность времен δt на взаимных точках, удаленных на расстояние L одна от другой, равна $\delta t = \left(L \frac{\cos i'}{v_{S1}} - \frac{\cos i}{v_{P1}} \right) \sin \varphi$; при этом в данном случае время в направлении падения больше, чем в направлении восстания.

Непрерывная среда $v(z)$. Если мощности слоев h_k становятся очень малыми, то в пределе получим непрерывную функцию увеличения скорости с глубиной $v(z)$. Годограф на рис. 8.3 будет представлять собой непрерывную последовательность бесконечно малых отрезков. При этом обратная величина наклона годографа $t(l)$ равна истинной скорости в нижней точке криволинейного луча. В среде с непрерывными изменениями скорости с глубиной распространяются рефрагированные волны. Уравнение годографа такой волны в параметрической форме имеет вид

$$l = 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{pv(z) dz}{\sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}; \quad t = 2 \int_0^{z_{\max}} \frac{dz}{v(z) \sqrt{1 - p^2 v^2(z)}}. \quad (8.12)$$

По аналогии с формулой (7.3') кривизна сейсмического луча в нижней точке среды выражается формулой

$$K = \frac{1}{v_{\max}} \cdot \frac{dv(z)}{dz}. \quad (8.13)$$

В простейшем случае линейного изменения скорости с глубиной — $v(z) = v_0 + Kz$ — уравнение годографа рефрагированной волны можно выразить в простой форме:

$$t = \frac{2}{K} \operatorname{arch} \frac{Kl}{2v_0} \cong \frac{l}{v_0} \left(1 - \frac{1}{24} \cdot \frac{K^2 l^2}{v_0^2} \right). \quad (8.14)$$

Из формулы (8.13) следует, что в рассматриваемом случае $K = \text{const}$ и, следовательно, лучи представляют собой дуги окружностей. Можно показать, что фронты волн также являются окружностями [85, 111].

Для линейного закона изменения скорости с глубиной связь между базой наблюдения l и глубиной $z_{\max}$ рефрагированного луча выражается зависимостью (3.11).

Кажущаяся скорость на расстоянии l от источника равна

$$v_k = v_0 \sqrt{1 + \left(\frac{Kl}{2v_0} \right)^2}.$$

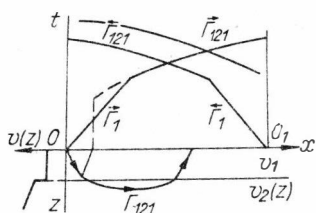


Рис. 8.6. Годографы преломленных волн в случае градиентной 2-й среды

Эта формула может быть использована для вычисления градиента K при известной начальной скорости v_0 .

Для других законов плавного изменения скоростей с глубиной необходимые сведения можно найти в [111]. Если градиенты скорости претерпевают достаточно резкие изменения, то на годографах $t(l)$ будут наблюдаться особенности, качественно сходные с изображенными на рис. 7.4 для сферической Земли. Попутно отметим, что для непрерывной среды $v(z)$ при определенных условиях может иметь место явление, близкое к выпадению слоев, т. е. неосвещенность на годографе некоторого интервала разреза.

Заметим, что по аналогии со сферической Землей в рассматриваемой модели среды могут отмечаться кратные монотипные и обменные волны, претерпевшие отражения на свободной границе.

Слоисто-непрерывная среда. В реальных средах, как уже отмечалось в главе 2, резкие перепады скоростей и градиентность чаще всего существуют совместно. Ограничимся рассмотрением простейшей двухслойной модели. Если $v_2 = \text{const}$, а v_1 увеличивается с глубиной, причем $v_1(H) < v_2$, то на резкой границе существует головная волна с наличием скользящего луча. В случае $\varphi = 0$ годограф головной волны имеет прямолинейную форму, причем $v_k = v_2$. Для наклонной границы при градиентной первой среде $v_1(z)$ ветви головных волн в обоих направлениях приобретают криволинейную выпуклую форму [28]. Наиболее отчетливо криволинейность будет наблюдаться в направлении падения. В связи с этим нагоняющие годографы не будут строго параллельны.

Во многих случаях прямая задача с приемлемой точностью может быть решена при известном распределении средней скорости в верхнем слое. При таком упрощении можно предсказать особенности годографов головных волн. Так, например, если v_{m1} линейно увеличивается слева направо, то годографы в случае горизонтально залегающей границы будут иметь приблизительно такой же вид, как если бы верхняя среда была однородной, а граница поднималась в том же направлении.

Более типичной является модель с переменной скоростью v_2 . Если v_2 увеличивается с глубиной, то луч в нижней среде не будет скользить вдоль границы, а приобретает криволинейную форму с заглублением (рис. 8.6). Чем больше градиент dv_2/dz , тем больше заглубление луча. Следовательно, если рассматривать нижний слой изолированно, то в нем распространяется рефрагированная волна. Вместе с тем в данном случае на границе раздела фронт волны терпит разрыв и потому отчетливо проявляется признак головной волны. Учитывая, что в данной модели главной задачей чаще всего являются изучение пространственного положения резкой границы раздела и вычисление «граничной скорости» в непосредственной близости от нее, то при решении обратной кинематической задачи в подобной ситуации подходят с позиции квазиголовных волн. При достаточно большой плотности наблюдений, в принципе, нетрудно построить годографы либо поля времен, приведенные к границе раздела, и проводить далее интерпретацию в целях нахождения функции $v_2(z)$ либо $v_2(x, z)$ на основе аппарата кинематики рефрагированных волн.

Поскольку заглубление луча во вторую среду и соответственно кажающиеся скорости будут возрастать с увеличением расстояния источник—приемник, то годографы квазиголовных волн принимают криволинейную выпуклую форму (см. рис. 8.6). Естественно, что в данном случае нарушаются свойства параллельности нагоняющих годографов; они будут сближать-

ся по мере удаления от источников. Степень непараллельности оценивается параметром $W = \frac{\delta \Delta t(x)}{\Delta x}$, представляющим собой вторую разность между нагоняющими годографами на базе Δx . Величина $1/W$ имеет размерность скорости.

Очень часто, в особенности при изучении поверхности кристаллического фундамента, скорость v_2 изменяется по горизонтали за счет субвертикальной слоистости, блоковости и диапиризма. Обычно функция $v(x)$ имеет ступенчатый вид, что отображается на годографах в виде изломов ветвей с различным чередованием по величине кажущейся скорости. В областях излома фазовые годографы могут частично осложняться из-за наложения дифрагированных волн.

Модели слоисто-однородных и слоисто-непрерывных сред с несколькими границами раздела в данной книге по общей сейсмологии не рассматриваются. Необходимые сведения можно найти в специальных монографиях [1, 29, 44, 79, 142]. Попутно отметим, что прямые кинематические, а также и динамические задачи в МПВ для сложных моделей сред в настоящее время решаются численными методами на ЭВМ.

8.3. СТРУКТУРА СЕЙСМОГРАММ

Будем рассматривать только многоканальные сейсмограммы, так как одноканальная аппаратура при заданной компоненте смещения используется относительно редко. Но и в этом случае чаще всего имеют дело со сводными сейсмограммами в виде монтажей трасс, в том числе с применением редукции.

При таком представлении обеспечивается синфазное прослеживание волн.

Как и в начальный период использования МПВ, в настоящее время по-прежнему большое значение придается регистрации волн в первых вступлениях. Но при этом анализируются не только собственно вступление, но и весь импульс первой волны и его изменение с расстоянием от источника. Кроме того, детально изучается прилегающий к первым вступлениям интервал порядка нескольких периодов. Наряду с областью первых вступлений изучается сейсмограмма в целом с целью обнаружения как преломленных волн в последующих вступлениях, так и отраженных, нередко обнаруживаемых на достаточно больших расстояниях от источника (обычно больше $3H$). Последние можно рассматривать как «побочный продукт», но при некоторых видах исследований, особенно в ГСЗ, отраженные волны по своей информативности вполне сопоставимы с преломленными.

В первую очередь остановимся на записях преломленных волн, регистрируемых вертикальными сейсмографами.

Наиболее простые волновые поля будут наблюдаться в случае непрерывной среды с монотонной функцией $v(z)$. Практически вся информация заключена здесь в первой волне, имеющей достаточно устойчивую форму импульса. По аналогии со сферической Землей (см. рис. 7.4) нерегулярности колебания в области первых вступлений будут отмечаться при наличии инверсионного слоя и быстрого увеличения градиента скорости в определенном интервале глубин. Наблюдаемые в этом случае динамические и кинематические аномалии качественно будут сходными с изображенными на рис. 7.4. В последующих вступлениях могут отмечаться кратные рефрагированные волны (аналог волн *PP*, *PPP* и др. на рис. 5.2, 5.3). На практике волны такого типа встречаются редко. Это связано с тем, что в подавляющем большинстве сред непрерывность функций $v(z)$ и $v(x, z)$ проявляется на фоне разрывов, связанных со слоистостью. Ниже даются примеры сейсмических записей от взрывов для слоистых моделей сред. Наиболее типичные модели — с субгоризонтальными границами. На некотором удалении от источника, когда головная волна регистрируется в качестве первой, отмечают два главных типа соотношения фаз первых и последующих вступлений. В

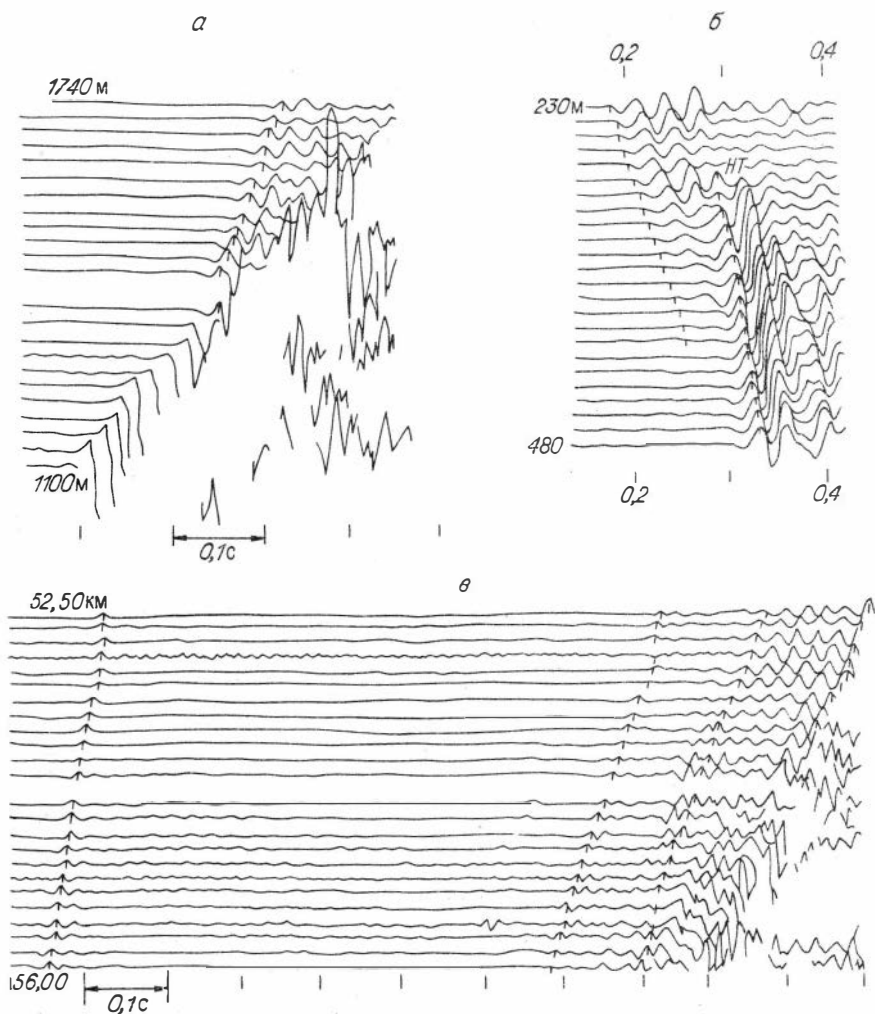


Рис. 8.7. Соотношение амплитуд между первой и последующими волнами.

a — высокоскоростная волна отмечается только в первых вступлениях [74]; *б* — высокоскоростная волна отмечается как в первых, так и в последующих вступлениях [29]; *в* — группа волн в последующих вступлениях, образующаяся от границ, расположенных над фундаментом [74]. В первых вступлениях — волна от фундамента.

первом из них высокоскоростная волна значительно слабее низкоскоростной (рис. 8.7, *a*). Волна с меньшей скоростью, которая может быть и рефрагированной, и головной (одной или нескольких), следится как в первых, так и в последующих вступлениях. Она настолько интенсивна, что на ее фоне преломленную высокоскоростную волну в последующих вступлениях обнаружить и проследить не удастся. Такая ситуация типична при изучении фундамента и поверхности соляных куполов под терригенными наносами. Если высокоскоростная волна является целевой, то система наблюдений в этом случае формируется исходя из условия возможности прослеживания ее только в первых вступлениях.

Нередко низкоскоростная волна быстро затухает с расстоянием, например по причине небольшой мощности слоя. Тогда на ее слабом фоне нетрудно проследить высокоскоростную волну не только в первых, но и в последующих вступлениях (см. рис. 8.7, *б*).

Если верхняя толща над высокоскоростной средой является слоистой, то на достаточно больших удалениях от источника в последующих вступлениях можно наблюдать группы волн с близкими скоростями, характеризующие степень расслоенности верхней среды. Такая картина будет наблюдаться, например, если вторую интенсивную волну на рис. 8.7, *a* зарегистрировать

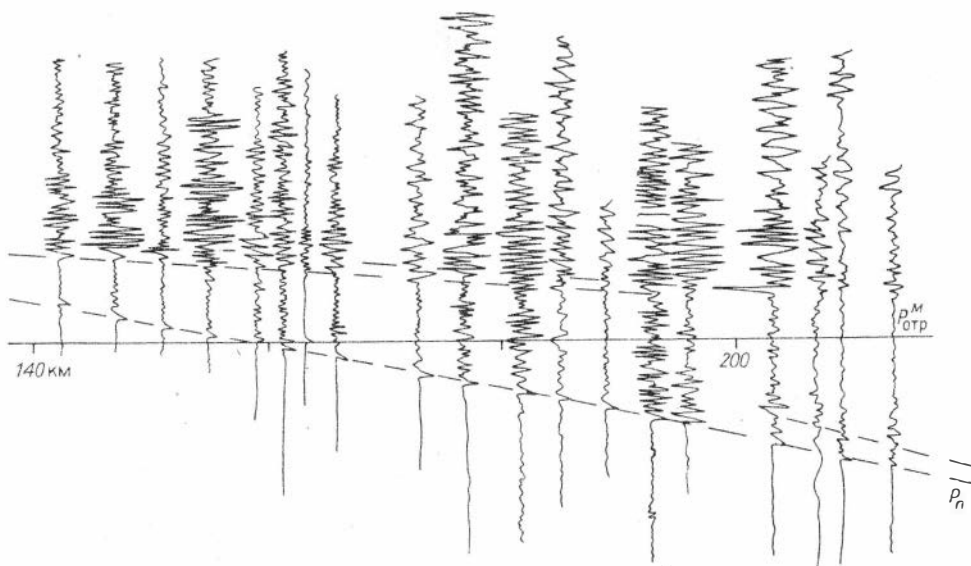


Рис. 8.8. Пример записи закритических отраженных волн от границы Мохо в последующих вступлениях. Монтаж одноканальных сейсмограмм при скорости редукции $v_r = 6,0$ км/с.

на больших расстояниях от пункта взрыва (см. рис. 8.7, в). Таким образом, в данном случае первой регистрируется волна от глубокозалегающей границы, а в последующих вступлениях — от верхних границ. Наблюдается и обратная последовательность. Так, например [118], в качестве первой может регистрироваться голсвая волна от кристаллического фундамента, а в последующих — от границы Конрада.

Как уже отмечалось выше, в последующих вступлениях нередко фиксируются закритические отраженные волны. Наибольшее количество примеров такого рода наблюдается при изучении земной коры, когда на сейсмограммах систематически регистрируются отраженные волны от границы Мохо на расстояниях $(3 \div 6)H$. На рис. 8.8 приведена сводная сейсмограмма для расстояний 140—210 км от источника, редуцированная при $v_r = 6,0$ км/с. В первых вступлениях фиксируется относительно слабая преломленная волна P_n от границы Мохо, а в последующих — интенсивная отраженная волна $P_{отр}^M$ от той же границы. Если преломленная волна образуется на тонком слое, то она быстро затухает с расстоянием и доминирующей становится отраженная волна от того же слоя, как докритическая, так и закритическая [42]. Иногда такого рода отражение воспринимается на сейсмограмме как первое вступление.

При изучении кристаллического фундамента, а также и других объектов, выясняется, что среда ниже опорного горизонта имеет блоковый характер либо состоит из крутонаклоненных слоев. Пространственное определение границ блоков имеет в этом случае весьма важное значение. Если скользящая волна пересекает границу двух блоков с существенно различными скоростями, то на сейсмограммах отмечается излом оси синфазности, качественно свидетельствующий об изменении граничной скорости [13, 14]. Граница блока будет зафиксирована более надежно, если на сейсмограмме резко изменяется амплитуда колебаний. Как правило, при переходе из блока с большей скоростью в блок с меньшей скоростью амплитуда преломленной волны увеличивается, что соответствует физическим предпосылкам метода. Отметим, что кроме эффекта изменения амплитуды в этом случае нередко наблюдается осложнение записи, связанное с наложением дифрагированных волн. Дифракционные явления наиболее отчетливо проявляются при наличии выклинивания слоя, а также ступени либо крутой флексуры в границе. Как отмечалось в предыдущем параграфе, наличие ступени проявляется прежде всего в смещении осей синфазности в соответствующих крыльевых частях.

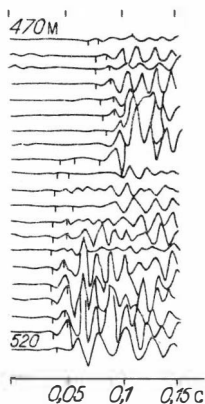


Рис. 8.9. Регистрация преломленных продольных волн в области ступени на поперечном профиле.

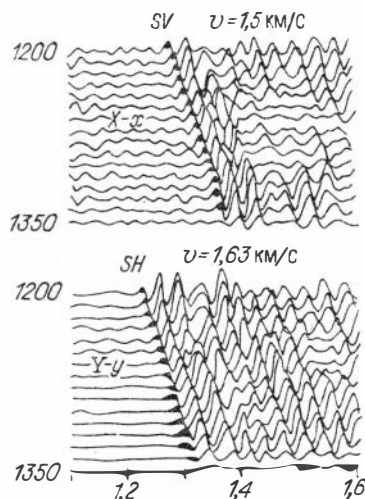


Рис. 8.10. Преломленные волны от источников типа направленной горизонтальной силы. Пункты возбуждения совпадают.

Часто наличие ступени либо сброса наиболее контрастно отмечается на непродольных (поперечных) профилях. Последнее иллюстрируется рис. 8.9 для ступени относительно небольшой амплитуды. Слабые волны в средней части сейсмограммы, по-видимому, относятся к типу дифрагированных [14].

В последние годы наряду с продольными волнами все большее внимание уделяется регистрации поперечных и обменных волн, в том числе преломленных. На относительно небольших расстояниях от пункта возбуждения преломленные волны записываются на сейсмограммах от источников типа направленной горизонтальной силы: X — для волн SV и Y — для волн SH (рис. 8.10). Аналогичным образом ориентированы оси максимальной чувствительности сейсмографов (x , y). На представленных записях можно видеть, что при возбуждении колебаний в одной и той же точке волны SH имеют меньшие времена вступления, чем волны SV . Обратное соотношение имеет место для кажущихся скоростей. Эти эффекты связаны с наличием анизотропии среды, причем ось анизотропии в данном случае имеет суб-вертикальное направление.

Поперечные волны различной поляризации часто отмечаются на сейсмограммах от взрывных ненаправленных источников, причем нередко интенсивность их настолько велика, что они регистрируются также вертикальными сейсмографами. Как отмечалось в главе 4, поперечные волны от взрывов наиболее систематически фиксируются на сейсмограммах в случае использования больших зарядов.

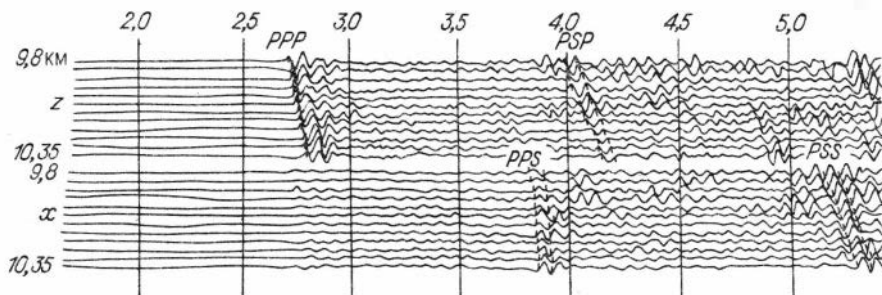


Рис. 8.11. Сейсмограммы z - и x -компонент с записью трех типов обменных головных волн, образующихся на поверхности кристаллического фундамента.

В комплексе многоволновых исследований МПВ важное место занимают обменные головные волны, в первую очередь те, которые выходят из источника как продольные (*PPS*, *PSP*, *PSS*) [103, 113]. На рис. 8.11 представлены сейсмограммы *z*- и *x*-компонент от одного и того же взрыва с записью всех указанных типов волн, образующихся на поверхности кристаллического фундамента, выше которого залегает относительно низкоскоростная терригенная толща. В данном случае выполняется условие $v_{s2} > v_{p1}$, что обеспечило регистрацию всех трех видов обменных головных волн. Наибольшее значение имеют волны типа *PPS*, обладающие, в частности, тем преимуществом, что они образуются без указанного выше ограничения.

8.4. СПОСОБЫ ОБРАБОТКИ И ИНТЕРПРЕТАЦИИ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Ниже приводятся в основном простые способы обработки экспериментальных данных и решения обратных задач отдельно для головных (субголовных) и рефрагированных волн.

Головные волны. Как отмечалось в предыдущей главе, глобальной особенностью Земли с рассматриваемых нами позиций является наличие в ней отчетливо выраженных границ раздела, на которых упругие свойства быстро изменяются (граница Мохо, раздел мантия — ядро и др.). Резкие перепады в скоростях типичны для многих разрезов осадочных отложений. Следует подчеркнуть, что выявление в геологической среде границ, различающихся по тем или иным характеристикам, — одна из главных задач не только сейсмологии, но и любых геологических и геофизических исследований. Поэтому метод преломленных головных волн занимает важнейшее место в МПВ. Обработка экспериментальных данных по головным волнам и решение обратных задач в настоящее время все еще производятся без широкого использования ЭВМ. Это объясняется отсутствием удовлетворительных алгоритмов одновременного перебора по нескольким параметрам (t_0 , v_r , φ , v_l) при условии сохранения динамических характеристик, отображающих локальные нерегулярности разреза.

В неавтоматическом режиме обработка сейсмограмм, записанных на магнитные пленки, начинается с воспроизведения их в видимой форме. Прежде всего получают перезапись на широкой полосе, а при необходимости — на одной или нескольких узкополосных фильтрациях применительно к наилучшему выделению тех или иных волн. Другие виды преобразований (например, смещение, суммирование по методике регулируемого направленного приема — РНП) проводятся не очень часто. Вслед за воспроизведением осуществляются операции по определению природы регистрируемых волн, выделению и прослеживанию целевых волн, построению годографов. В рамках данной книги, естественно, невозможно осветить все относящиеся сюда вопросы, поэтому остановимся только на некоторых этапах стандартной обработки.

Выделение и корреляция волн обычно осуществляются по сводным сейсмограммам, смонтированным для каждого пункта взрыва (источника). Их можно подразделить на два вида. В первом из них по вертикальной оси равномерно располагаются трассы записей в заранее выбранном масштабе, а по горизонтальной — равномерная временная развертка, размеченная от момента взрыва. Такой способ представления чаще всего используется для общей характеристики волновых полей в мелком масштабе, что затрудняет измерение времен и амплитуд.

Второй способ отличается от первого тем, что шкала ординат размечается во временах редукции (см. рис. 8.8). Величина t_r обычно соответствует среднему значению граничной скорости для целевой волны.

При построении годографов в обычной либо редуцированной форме предварительно вводятся (хотя и не всегда) поправки за неоднородность верхней части разреза (ВЧР) и приведение к горизонтальной плоскости.

В процессе построения годографов прежде всего обращают внимание на соблюдение принципа взаимности монотипных волн и на оценку степени параллельности нагоняющих годографов. Если непараллельность достаточно велика, то перед составлением сводных годографов по ряду пунктов взрыва вводят специальные поправки за непараллельность, приводя наблюдаемые времена к наименьшим расстояниям источник—приемник.

При анализе сейсмограмм и построении годографов необходимо обращать внимание на регулярные, особенно скачкообразные, изменения в амплитудах и характере записи, разрывы в осях синфазности, а также на выделение дифрагированных волн, связанных с локальными нерегулярностями разреза, такими как сбросы, выклинивания, зоны литологических замещений. Большое значение имеют анализ и расшифровка зон интерференции волн. Изучение типов интерференции преломленных волн как друг с другом, так и с другими классами волн (дифрагированными, отраженными) имеет подчас решающее значение в процессе выяснения природы и обеспечения корректного прослеживания волн. Протяженность зон интерференции тем больше, чем меньше различие в кажущихся скоростях интерферируемых волн и длительнее сейсмические импульсы.

При регистрации поперечных либо обменных волн *PPS* на двух горизонтальных компонентах важно обращать внимание на относительно изменение амплитуд и возможное различие времен вступлений на *X*- и *Y*-составляющих. Нередко различия в t_x и t_y , обусловленные анизотропией среды, значительно превышают продолжительность импульсов. В таких случаях годографы $t_x(l)$ и $t_y(l)$ изображаются в виде отдельных, связанных между собой ветвей [103].

Физическая интерпретация данных МПВ в модификации головных волн состоит из нескольких этапов. Основу ее составляет определение формы границ раздела и нахождение величин скоростей на основе годографов. Динамика волн используется в основном в качественной форме и как бы «навешивается» на кинематические построения, позволяя уточнить и дополнить их. Попутно отметим, что в процессе определения параметров среды часто приходится вновь пересматривать корреляцию и построение годографов с целью достижения непротиворечивого варианта интерпретации.

Важнейшей задачей интерпретации годографов преломленных головных волн является определение граничной скорости во второй среде $v_2 = v_r$. Существуют различные способы решения этой задачи, наиболее распространенный и простой из них основан на построении разностного годографа, осуществляемом следующим образом [29].

Точку O_1 на рис. 8.1 примем за общее начало координат, l будем считать текущей координатой. Вводя обозначение $O_1O_2 = L$ и принимая во внимание, что глубина в точке O_2 равна $H + L \sin \varphi$, запишем уравнение годографа из источника O_2 в виде

$$t_2 = \frac{2(H + L \sin \varphi) \cos i_{12}}{v_1} + \frac{L - l}{v_1} \cdot \sin(i_{12} - \varphi).$$

Образуем разность $t_d = t_1 - t_2$, где t_1 представлено уравнением (8.1) в направлении падения. После выполнения преобразований получим следующее выражение:

$$t_d = C + \frac{2l}{v_1} \cdot \sin i_{12} \cdot \cos \varphi = C + \frac{2l \cos \varphi}{v_r}.$$

Отсюда следует, что наклон разностного годографа $\frac{dl}{dt_d} = \frac{v_r}{2 \cos \varphi}$, или

$$v_r = 2 \frac{dl}{dt_d} \cdot \cos \varphi. \quad (8.15)$$

Важно отметить, что на форму разностного годографа слабо влияют верхние неоднородности и рельеф местности.

Если прямой и встречный годографы с кажущимися скоростями v_{k+} и v_{k-} имеют форму, близкую к прямолинейной, то значение граничной скорости вычисляется по формуле

$$\frac{1}{v_r} = \frac{1}{2 \cos \varphi} \left(\frac{1}{v_{k+}} + \frac{1}{v_{k-}} \right). \quad (8.16)$$

Для углов $\varphi \leq 15^\circ$ множитель $\cos \varphi$ в (8.15) и (8.16) с ошибкой не более 3 % можно положить равным единице.

Рассмотренные способы определения v_r применимы для относительно простых условий — квазиплоской границы на интервале, в несколько раз превышающем величину двойного сноса $2H \operatorname{tg} i_{12}$ и малых вариаций v_r вдоль границы.

Если строение среды более сложное, то характер изменения граничной скорости вдоль профиля находится путем построений Гюйгенса (способ полей времен). Подробное изложение данного способа можно найти в специальных работах [96]. Здесь отметим только, что он основан на последовательном восстановлении фронтов в среде через выбранный интервал Δt при известном распределении скоростей $v_1(x, z)$. Положение границы определяется исходя из условия, что сумма значений времен на фронтах, построенных по прямому и обратному годографам, равна γ аимному времени T в любой заданной точке профиля. На основе таких построений возможно восстановить годограф скользящей волны, по наклону которого находятся интервальные значения граничных скоростей.

Изучение распределения граничных скоростей вдоль преломляющих границ является важнейшей задачей проводимых исследований, не менее важной, чем исследование формы границ раздела.

Сведения о скоростях в толще над преломляющей границей необходимы, прежде всего, для определения конфигурации поверхности раздела. Существует несколько способов решения такой задачи в рамках МПВ. В простейшем случае v_1 определяется непосредственно по первой ветви годографа, если допустимо считать верхнюю среду однородной. Однако часто v_1 изменяется с глубиной, и начальная ветвь состоит из нескольких звеньев, отображающих слоистый характер среды. Если годограф, формирующий первую ветвь, построен не только по первым, но и по последующим вступлениям, то распределение скоростей по глубине в предположении субгоризонтального залегания слоев может быть найдено на основе формулы (8.8). С этой целью измеряются времена $t_{02}, t_{03}, \dots, t_{0n}$, и скорости для каждого из звеньев. Затем по формуле (8.4) определяется мощность h_1 . Подставляя h_1 в выражение t_{03} , из (8.8), определим мощность второго слоя. Подобным образом находятся мощности всех слоев с заданными скоростями. На основе этих данных находятся распределение скоростей $v_1(z)$ в виде ступенчатой либо сглаженной функции, а также зависимость средней скорости от глубины. Такой способ не всегда дает удовлетворительные результаты, особенно при использовании только первых вступлений. Это связано с возможным недоучетом наклонов границ и явления выпадения слоев. Кроме того, как показывает практика, граничные скорости в многослойной среде отличаются от пластовых, в том числе из-за градиента скорости в пластах и наличия тонких слоев, на которых могут образоваться головные волны. В некоторых случаях неплохое приближение обеспечивается при вычислении средней скорости над преломляющим горизонтом (v_{m1}) по координатам точки излома годографа, т. е. $v_{m1} \approx l_{12}/l_{12}$. Вместе с тем ошибки определения v_{m1} таким способом могут быть очень велики (до 20—30 %).

Пусть на прямом и встречном годографах имеются некоторые динамические и кинематические локальные аномалии, вызванные одним и тем же объектом на границе раздела. Они разнесены по профилю на расстояние Δx . Если известны времена вступлений t_1 и t_2 вблизи указанных аномалий, а также взаимное время T , то по этим данным вычисляется величина $\tau = t_1 + t_2 - T$. Значение средней (эффективной) скорости в верхней толще при

известной граничной скорости v_r находится по формуле

$$v_{m1}^2 = \frac{v_r \Delta x}{\tau} \cdot \cos \varphi. \quad (8.17)$$

Аналогичным образом v_{m1} находится по координатам начальной точки годографа. В настоящее время разработаны общие подходы для нахождения v_{m1} по совокупности наблюдений для границ произвольной формы.

Часто величина v_{m1} считается известной по результатам сейсмокаротажа скважин, а также по данным метода отраженных волн.

Наиболее строгим способом построения преломляющих границ является метод полей времен, принцип использования которого был указан выше. На практике чаще всего используется более простой способ вычисления глубин по формуле (8.4), причем t_{02} как функция x предварительно рассчитывается для всего профиля с контролем по различным совокупностям встречных годографов и введением поправок за непараллельность нагоняющих годографов. Кривые $t_{02}(x)$ могут быть построены не только для монотипных, но и обменных головных волн. Так, например, для волн PPS при правильном их отождествлении на встречных годографах из суммы $(t_1 + t_2)$ следует вычесть T_{PPP} . Соответственно глубина в этом случае вычисляется также по формуле (8.4), где угол i_{12} заменяется на $\arcsin(v_{s1}/v_{p2})$. На рис. 8.12 в качестве примера приведены годографы и линии $t_{02}(x)$ для волн PPP и PPS . Отчетливо видно, что последняя из них более дифференцирована. Это объясняется различием в скоростях v_{p1} и v_{s1} , а также в углах выхода i_{12}^{PPP} и i_{12}^{PPS} .

Главный недостаток способа вычисления глубин по t_{02} — предположение о прямолинейности границы и постоянстве v_r на интервале между выходами лучей. Для слабых границ раздела ($i_{12} > 45^\circ$) этот интервал будет превышать удвоенное значение глубины. Так, для границы Мохо он равен примерно 100 км. Поэтому наряду со способом полей времен, отличающимся сложностью реализации, осуществляют построения по способу сопряженных точек. Изложение его дано в ряде специальных руководств. Здесь отметим только, что сопряженными на встречных годографах называются точки, для которых лучи выходят из одной и той же точки на границе раздела. Расстояние между сопряженными точками может быть вычислено по формуле (8.2) для абсциссы начальной точки годографа головной волны.

При использовании упрощенных систем наблюдений, когда получают записи в отдельных точках либо на некоторых станциях, оценка параметров среды носит приближенный характер. При такого рода исследованиях предполагается, что v_{m1} известна. В случае изолированных годографов с одним ПВ v_r принимается равной v_k соответствующих ветвей годографа, а глубины находятся по отсечкам t_{02} на оси времени. Результат интерпретаций представляется в виде колонки скоростей по z . В модификации точечных либо дифференциальных зондирований [89] при относительно плотном расположении источников наиболее рационально проводить интерпретацию по способу

полей времен $t(x, l)$, понятие о которых было дано выше. Построение линий $l = \text{const}$ облегчает одновременно дискретную корреляцию волн. На основе (8.6), полагая $\cos \varphi \approx 1$, значения v_r и H_m в заданной точке профиля вы-

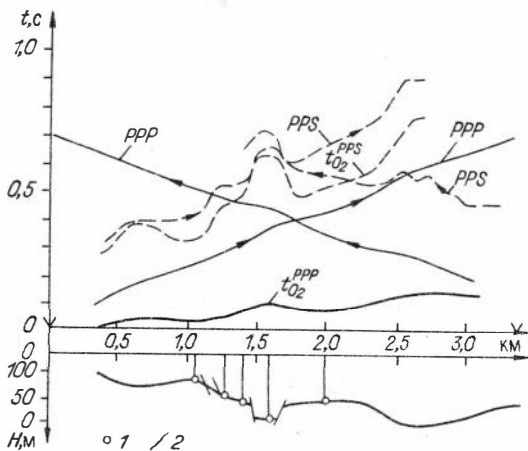


Рис. 8.12. Годографы и линии t_{02} волн PPP и PPS , образующихся на поверхности неглубоко залегающего кристаллического фундамента.

1 — скважина; 2 — линия сброса.

числяют по двум линиям $l_1 = \text{const}$ и $l_2 = \text{const}$, используя простые формулы

$$v_r = \frac{l_2 - l_1}{t_2 - t_1}; \quad H_m = \frac{v_1 \left(t - \frac{l}{v_r} \right)}{2 \cos i_{1,2}}. \quad (8.18)$$

Общий вид экспериментального поля времен $t(x, l)$ сходен с изображенным на рис. 8.4 теоретическим примером.

Динамические параметры сейсмограмм преломленных волн, прежде всего амплитуды, в количественной форме используются преимущественно для вычисления коэффициентов поглощения и соответственно добротности Q . Способы нахождения этих параметров подробно изложены в [14, 44]. Принцип приближенного вычисления коэффициента поглощения в нижней среде по амплитудным графикам головной волны заключается в следующем. Предположим, что измерение проводится на большом расстоянии от начальной точки ($l \gg l_{\text{ит}}$). Тогда формулу для амплитуды незатухающей головной волны (см. главу 3) можно приближенно записать в виде $a = cl^{-2}$. Здесь учитывается только расхождение преломленной волны. Предположим далее, что верхний слой однороден, имеет постоянную мощность и неизменный коэффициент поглощения α_1 . Вводя коэффициент поглощения α_2 во второй среде в виде экспоненциального множителя и производя логарифмирование, запишем

$$\ln al^2 = \ln C - \alpha_2 l. \quad (8.19)$$

Если по оси абсцисс отложить расстояние источник — приемник l , а по оси ординат величину $\ln al^2$, то наблюдаемый амплитудный график преобразуется в прямую линию, наклон которой определяет значение коэффициента поглощения в нижней среде.

Чаше всего показатель степени при l под знаком $\ln$ не фиксируется, а определяется путем подбора исходя из требования оптимального спрямления редуцированного указанным способом амплитудного графика.

Вторым количественным определяемым физическим параметром, также имеющим большое значение для понимания структуры среды, является коэффициент Пуассона либо соответственно отношения v_S/v_P и v_P/v_S . Эти величины находятся как непосредственно по значениям v_{tP} и v_{tS} при параллельной регистрации продольных и поперечных волн, так и по соотношению времен вступлений t_P и t_S . В последнем случае находятся только интегральные значения коэффициентов Пуассона в некотором объеме.

Укажем еще на важность изучения анизотропных свойств среды, к чему в последнее время приковано внимание большого числа исследователей [103, 127]. В методе преломленных волн обычно ограничиваются определением эффективного коэффициента анизотропии, который наиболее надежно находится для S -волн путем сопоставления времен вступлений SV - и SH -составляющих (см. рис. 8.10). С анизотропией среды тесно связано аномальное поведение поляризации поперечных волн в заданной плоскости наблюдений. Пока что поляризационные аномалии в большинстве случаев используются в качественной форме наряду с другими динамическими аномалиями.

В настоящее время предпринимаются серьезные усилия автоматизировать процесс обработки и интерпретации применительно к головным волнам [116]. Процесс создания системы такой обработки пока нельзя считать завершенным. Здесь укажем только на принципиальные основы одного из простейших способов. Предполагается, что на заданном участке профиля граница прямолинейна и $v_1 = \text{const}$, $v_r = \text{const}$. Кроме того, как обычно, $\cos \varphi \approx 1$. Вычтем из (8.1) величину l/v_r . Тогда можно записать

$$t - \frac{l}{v_r} = t_{O2} + \frac{l \sin \varphi \cdot \cos i_{12}}{v_1}. \quad (8.20)$$

Если в заданной точке профиля, где предполагаем наличие источника, глубина до границы равняется H_0 , то в произвольной точке профиля на расстоянии l она будет $H_A = H_0 + l \sin \varphi$. Следовательно, (8.20) можно переписать в виде

$$t - \frac{l}{v_r} = t_{O_2} - \frac{(H_A - H_0) \cos i_{12}}{v_1} = t_{O_2} + \Delta t_{O_2}. \quad (8.20')$$

Таким образом, путем вычитания величины l/v_r при условии правильного выбора v_r годограф преобразуется в линию $t_{O_2}(x)$. Справедливость такого преобразования можно доказать для любого годографа в прямом и обратном направлениях, но линии $t_{O_2}(x)$, рассчитанные по прямым и обратным системам, будут совпадать только в том случае, если правильно выбрано значение v_r и изменение его по профилю. Путем перебора по граничной скорости можно добиться, чтобы $t_{O_2}(x)$ совпадали. При наличии плотной системы наблюдений можно реализовать накопление с целью повышения отношения сигнал—помеха. Последнее особенно необходимо при выделении преломленной волны в области между выходом ее в первые вступления и начальной точкой.

Рефрагированные волны. Главной задачей исследований при использовании рефрагированных волн является получение данных о пространственном распределении скоростей в среде. Предполагается, что зависимость скорости от координат пространства представлена в виде непрерывной функции. При такой постановке задачи пренебрегается наличием в среде границ 1-го рода, т. е. разрывов в $v(x, y, z)$. Это допущение дает возможность сосредоточить внимание на определении величин скоростей в заданной области пространства.

Наиболее просто обратная задача решается в случае плавного увеличения скоростей только с глубиной. По аналогии со сферической Землей решение обратной задачи для заданного непрерывного годографа $t(l)$ выполняется по формуле

$$z_n = \frac{1}{\pi} \int_0^{l_n} \operatorname{arch} \frac{v(l_n)}{v(l)} dl. \quad (8.21)$$

Это уравнение носит название формулы Чибисова. Она является обобщением формулы Вихерта—Герглотца (7.4), когда R и r стремятся к бесконечности (плоская Земля). Порядок операций при использовании этой формулы в принципе не отличается от указанного выше для r_p . В некоторых случаях допустимо использовать упрощенный способ, основанный на применении формулы (8.8). С этой целью непрерывный годограф представляется в виде ломаной линии со значениями скоростей в каждом звене v_k . Затем определяются отсечки на оси времен для каждого звена, после чего находятся последовательно величины $h_1, h_2, \dots, h_n$ по способу, рассмотренному выше для головных волн. Значения скоростей v_k относят к средней точке слоя мощностью h_k , в результате чего строится зависимость $v(z)$. Заметим, что если имеется не только прямой, но и встречный годограф, то при расчетах по любому способу предварительно строится осредненный годограф.

В случае, когда по профилю либо по площади имеется система годографов той или иной плотности, для каждого источника строится кривая $v(z)$, после чего путем интерполяции воспроизводится поле скоростей $v(x, z)$ либо $v(x, y, z)$. Если градиентная среда подстилается высокоскоростным слоем (например, осадочный чехол над кристаллическим фундаментом), то, начиная с некоторого расстояния от источника, в первых вступлениях следится субголовная волна, а рефрагированная переходит в область вторых вступлений. Невозможность проследить рефрагированную волну в последующих вступлениях приводит в этом случае к неполному освещению разреза, что равносильно выпадению нижней толщи градиентной среды.

По аналогии с рис. 7.4 для сферической Земли следует указать две основные модели с нарушением регулярности функции $v(z)$. Первая из них

связана с наличием инверсионного слоя, вторая — с существованием интервала повышенного градиента скорости. В первой модели будут иметь место разрыв годографа и смещение его ветвей по отношению к средней части зоны разрыва, во второй — существование замкнутой петли. Если перепад градиентов скорости достаточно велик, то отдельные звенья петли можно наблюдать в виде разрешенных осей синфазности, но в большинстве случаев область петли проявляется в виде сложной интерференционной картины, расшифровать которую, в принципе, можно путем направленного суммирования колебаний (см. главу 9).

Необходимым условием обнаружения инверсионного слоя и пласта с повышенным градиентом является наличие достаточно быстрого изменения скоростей в толще над аномальными слоями. Аномальный слой может быть обнаружен только в случае проникания луча на глубину, большую, чем глубина залегания его кровли. Так, например, если предположить линейную зависимость увеличения скорости с глубиной в верхней толще с градиентом $K_1 = 0,03$ 1/с и $v_0 = 5,55$ км/с, то в соответствии с (3.11) рефрагированный луч достигнет глубины 15 км, где предполагается наличие аномального слоя только на расстоянии 152 км. На таком расстоянии возможен выход головной волны от границы Мохо в первые вступления, что может затруднить либо сделать невозможным обнаружение эффектов, связанных с аномальным слоем.

Отметим, что при выявлении нерегулярностей функции $v(z)$ может оказаться полезным использование оригинального способа решения обратной задачи, получившего название тау-метода [77]. Величина τ представляет собой разность времени вступления на годографе при фиксированном значении l и величины l/v_K , где v_K — величина скорости в заданной точке годографа. Следовательно, τ численно равно отечке на оси времен t_{0K} элемента годографа со скоростью v_K . Кривая $\tau(P_K)$, где $P_K = 1/v_K$, представляет собой относительно плавную кривую, на которой могут отображаться нерегулярности в поведении функции $v(z)$. Зная $\tau(P)$ либо $P(\tau)$, можно рассчитать глубины z по формуле

$$z(P) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\tau(P_K)} \frac{d\tau}{\sqrt{P^2(\tau) - P_K^2}}. \quad (8.22)$$

Хотя нет полной уверенности в больших преимуществах тау-метода по сравнению с расчетами по формуле Чибисова, однако совместное использование двух подходов может помочь выбору правильного варианта интерпретации экспериментальных данных в сложных ситуациях.

В общем случае исследования с использованием рефрагированных волн проводятся с целью изучения двумерного или трехмерного распределения скоростей в среде. Последнее выводится из данных интерпретации профилейных наблюдений на заданной площади и представляется в виде карт-срезов для ряда значений z .

Остановимся кратко на способах нахождения функции $v(x, z)$. Простейший из них был указан выше. Он состоит в интерполяции графиков $v(z)$ по профилю, полученных при обработке отдельных годографов.

В настоящее время разработаны численные способы решения обратной задачи для рефрагированных волн в двумерном случае при произвольной системе наблюдений. Ниже рассматривается способ, когда результаты представлены в форме поля $t(x, l)$ с заданными изолиниями $l_K = \text{const}$ [129].

Представим функцию $1/v(x, z)$ в виде суммы

$$\frac{1}{v(x, z)} = \frac{1}{v(z)} + \xi(x, z),$$

при этом предполагается, что второй член в правой части значительно меньше первого. В соответствии с этим для времени t можно записать

$$t = T(l) + \Theta(x, z).$$

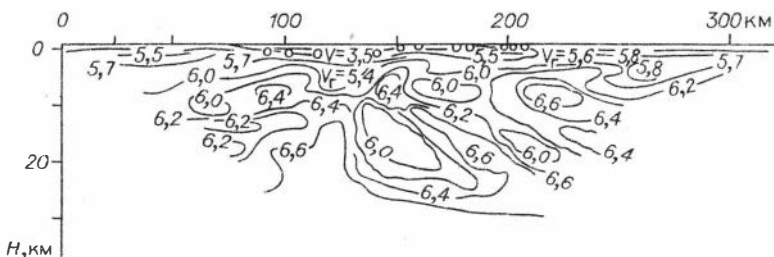


Рис. 8.13. Скоростной разрез земной коры в изолиниях $v = \text{const}$ (Байкальская рифтовая зона).

Тогда на основании (1.33) уравнение эйконала в данном случае запишется в виде

$$|\text{grad } [T(l) + \Theta(x, z)]|^2 = \left[\frac{1}{v(z)} + \xi(x, z) \right]^2. \quad (8.23)$$

Учитывая, что по условию $\Theta \ll T$ и $\xi < 1/v(z)$, квадратами величин ξ и $\text{grad } \Theta$ можно пренебречь. Принимая во внимание, что $\text{grad } T = 1/v(z)$, получим

$$\text{grad } \Theta(x, z) = \xi(x, z). \quad (8.23')$$

Поскольку Θ — функция двух переменных, то $\text{grad } \Theta$ можно записать как $d\Theta/dS$, где dS — элемент сейсмического луча. Тогда связь между $\Theta(x, z)$ и $\xi(x, z)$ запишется в виде

$$\Theta(x, z) = \int_{(S)} \xi(x, z) dS. \quad (8.24)$$

Здесь $\xi(x, z)$ является искомой функцией.

При практической реализации рассматриваемого способа путем численного решения уравнения (8.24) непрерывная функция $\xi(x, z)$ заменяется ступенчатой, а криволинейный интеграл — суммой.

Величина Θ_k для каждой кривой $l = \text{const}$ представляет собой разность между наблюдаемым значением времени в заданной точке поля $t(x_k, l_k)$ и средним значением времени T для той же линии $l = \text{const}$. Программа расчета построена так, что восстановление поля $\xi(x, z)$ проводится сверху вниз с соответствующим переходом от меньших значений l к большим.

Результаты расчетов представляются в виде изолиний $v = \text{const}$ в плоскости профиля (x, z) . На рис. 8.13 дано изображение скоростного разреза земной коры для одного из участков Байкальской рифтовой зоны [69].

В заключение данного параграфа отметим, что выбор способов интерпретации экспериментальных данных МПВ в сильной степени зависит от специфики и степени сложности изучаемых геологических объектов, объема и качества экспериментальных данных, а также целей проводимых исследований.

8.5. О ВОЗМОЖНОСТЯХ И ОГРАНИЧЕНИЯХ МЕТОДА ПРЕЛОМЛЕННЫХ ВОЛН

Метод преломленных волн, безусловно, обладает рядом положительных качеств, что обеспечило его широкое применение на практике на протяжении многих десятилетий в режиме постоянного совершенствования. Среди них следует прежде всего отметить: широкий диапазон глубин исследования — от нуля до первых сотен километров; значительные возможности определения скоростей в среде и их изменений в вертикальном и горизонтальном направ-

лениях; возможности достоверной оценки динамических параметров, что объясняется регистрацией полезных волн при малом уровне помех; способность обнаруживать крутопадающие субвертикальные слои, дайки и блоки путем фиксирования границ контактов и измерения величин граничных скоростей на маркирующей (опорной) поверхности, например на кровле кристаллического фундамента. Дополнительно следует указать на возможность нахождения интегральных параметров поглощения, а также характеристик анизотропных свойств среды, особенно при использовании не только продольных, но и поперечных волн. По преломленным головным волнам надежно выявляются тонкие слои с повышенными скоростями в разрезе по признаку быстрого уменьшения амплитуд с расстоянием, а также частотным особенностям колебаний. Попутно отметим, что регистрация преломленных волн на различных частотах позволяет более полно расшифровать особенности слоистой структуры среды.

Развивающийся в настоящее время многоволновой вариант МПВ в сильной степени увеличивает эффективность метода. Особенно отчетливо это проявляется при изучении неглубокозалегающих объектов. Параллельно отметим, что при исследованиях только на продольных волнах область малых глубин (приблизительно до 200 м), особенно на суше, целиком обеспечивается применением преломленных волн.

Наряду с указанными положительными сторонами метод преломленных волн имеет существенное ограничение при изучении геологических сред, что привело к тому, что научно-технический прогресс в области сейсморазведки происходил в последние полстолетия в основном в русле метода отраженных волн. Развитие последнего положительно сказалось на повышении методического уровня МПВ, прежде всего в части перехода на фазовую корреляцию волн и соответственно использование многоканальной аппаратуры.

Одним из важных ограничений МПВ является малая его эффективность при изучении крутонаклоненных границ раздела. Как уже указывалось выше, для модели с однородными слоями связь между предельным углом φ и критическим углом i_{12} подчиняется условию: $\varphi \leq 90^\circ - i_{12}$. Это означает, что в направлении падения сейсмический луч не выйдет на линию наблюдения, а в направлении восстания головная волна не может быть зарегистрирована в первых вступлениях. Для границ раздела с перепадом скоростей порядка 40 % и более рассматриваемые ограничения в углах наклона не имеют решающего значения. Однако большинство границ в осадочной толще, кристаллической коре и верхней мантии имеют чаще всего перепады скоростей менее 10 %. В этих условиях значение $90^\circ - i_{12}$ не будет превышать 15—20°. Попутно отметим, что прослеживание головных волн в условиях слабой дифференциации разреза сталкивается со значительными трудностями из-за протяженности зон интерференции волн, а также с большой сложностью решения вопроса о принадлежности волн к типу головных либо рефрагированных.

Диапазон доступных углов наклона в МПВ можно существенно увеличить, если наряду с продольными удастся зарегистрировать на горизонтальных приборах обменные головные волны типа *PPS*. Доказано, что они могут иметь достаточно высокую интенсивность при относительно слабой дифференциации разрезов [133]. Критические углы для обменных *PPS* (i_{12}^{PPS}) и продольных волн (i_{12}^{PPP}) связаны соотношением: $\sin i_{12}^{PPS} = \gamma_1 \times \sin i_{12}^{PPP}$, где $\gamma_1 = v_{s1}/v_{p1}$. Если, например, $i_{12}^{PPP} = 70^\circ$, то при $\gamma_1 = 0,5$ $i_{12}^{PPS} = 27^\circ$. Следовательно, предельный угол наклона φ увеличивается с 20° при использовании волн *PPP* до 63° для *PPS*, т. е. более чем в 3 раза.

Вторая, может быть даже более важная, причина ограниченного диапазона углов наклона границ — наложение градиентной составляющей, вызванной компрессионным эффектом. Учесть это явление очень трудно, а пренебрежение им однозначно приводит к выполаживанию построенных границ. Дополнительно укажем, что часто к крутонаклоненным границам примыкают более пологие пласты и головные либо субголовные волны в этих условиях связаны не с одной, а с несколькими границами. Например, в

Прикаспийской депрессии при расположении источника в междупольной зоне сперва образуется субголовная волна на относительно пологозалегающей поверхности пермотриаса, которая затем как бы соскальзывает на кровлю соляного ядра. Аналогичное явление имеет место в Западной Сибири в условиях выклинивания высокоскоростных палеозойских пластов вблизи выступов кристаллического фундамента. В подобных ситуациях, естественно, становится невозможным проследить крутонаклоненную границу на достаточно большую глубину.

Метод преломленных волн, особенно в варианте первых вступлений, становится неэффективным при изучении границ небольшой протяженности (ΔS), когда не выполняется условие $\Delta S > 2H/\cos i_{12}$.

Существенно ограничивает МПВ, как уже отмечалось выше, выпадение слоев, приводящее к потере информации для некоторых частей разреза. Эффект выпадения усугубляется, когда в слоисто-однородной среде нарушается условие $v_k > v_{k-1}$, т. е. присутствуют слои с пониженными скоростями. В этом случае выпадение будет отмечаться при регистрации волн не только в первых, но и в последующих вступлениях. Наличие градиента скорости в слоях $v_k(z)$ не всегда приводит к заметному отображению слоя с пониженной скоростью на годографе.

Важнейшей проблемой в МПВ является отнесение наблюдаемых в эксперименте преломленных волн к типу головных (субголовных) либо рефрагированных. Особенно большую остроту такая проблема приобрела при изучении относительно слабо дифференцированной кристаллической коры. Здесь в последнее время получили распространение два полярных направления. Одно из них, традиционное, ориентируется на выделение в среде регулярных границ раздела с позиции прослеживания достаточно устойчивых головных волн. Второй подход основан на предположении, что в слабодифференцированной среде могут распространяться только рефрагированные волны, и задача интерпретации состоит в нахождении пространственного распределения скоростей, например $v(x, z)$ (см. рис. 8.13). По-видимому, оба подхода не оптимальны, и следовало бы ориентироваться на изучение поля скоростей и выявление в разрезе границ 1-го рода либо транзитивных поверхностей. Одним из эффективных кинематических способов разделения волн на головные (субголовные) и рефрагированные может служить построение семейства редуцированных годографов. Нетрудно показать, что если годограф состоит из двух пересекающихся ветвей, то независимо от формы каждой из них — $t_1(l)$ и $t_2(l)$ — абсцисса точки пересечения остается неизменной для редуцированных годографов при различной величине v . Действительно, в процессе редуцирования ордината t заменяется на τ путем вычитания величины l/v . При нахождении абсциссы точки пересечения путем приравнивания t_1 и t_2 член l/v автоматически сокращается. В случае непрерывного годографа, характеризующего градиентную непрерывную среду, редуцированные годографы будут представлять собой систему непрерывных кривых: с максимумом в точках, в которых $v_k = v$. По мере увеличения v , максимум смещается в сторону увеличения l .

Если годограф, состоящий из двух либо более ветвей, в общем случае криволинейной формы заменить непрерывной кривой со сглаженными углами, то граница раздела на разрезе полностью исчезает независимо от интервала сглаживания на годографе. При этом, что весьма существенно, кривая $v(z)$ в области границы не будет иметь каких-либо особенностей, например зоны повышенного градиента скорости. Поэтому следует отчетливо представлять себе, что любое сглаживание годографа приводит к полной потере сведений о возможном наличии границ раздела либо переходного слоя.

При определении природы преломленной волны могут быть использованы, особенно при детальном наблюдении, динамические признаки. Они более характерны для головных волн, образующихся в слоистой среде, и слабо выражены для регулярной непрерывной среды.

Использование моделей непрерывной среды с целью нахождения функции $v(x, z)$, по-видимому, наиболее опасно в тонкослоистом разрезе без

заметно выраженной тенденции увеличения скорости с глубиной. Такие разрезы, по данным скважинных измерений, характерны, например, для некоторых районов Балтийского щита и Уральского горного пояса. На годографах и полях времен $t(x, l)$, построенных по первым вступлениям, в таких условиях нередко отмечается увеличение кажущейся скорости с расстоянием l . В результате обработки экспериментальных данных на разрезах строятся субгоризонтальные границы раздела либо линии $v = \text{const}$, в реальности которых нет полной уверенности. Можно высказать предположение, что указанное выше увеличение кажущейся скорости с расстоянием в подобных условиях может быть связано с неточным осреднением годографа, построенного по серии быстро затухающих субголовных волн.

Сделаем еще два замечания по поводу реальности сейсмических построений в МПВ.

1. Ряд исследователей давно обратили внимание на то, что субгоризонтальные преломляющие границы в верхней части кристаллической коры не согласуются со сложностью структуры, выявляемой по геологическим данным. Такая несогласованность особенно отчетливо проявилась в районе Кольской сверхглубокой скважины, где сложная структура среды была подтверждена методом отраженных волн и сейсмическими исследованиями в скважине. Интересные суждения о природе преломленных волн в этом районе недавно были высказаны А. М. Епинатьевой [46].

2. Нередко разрез $v(z)$ строится по одиночному годографу, что характерно, например, для рекогносцировочных исследований по методике ГСЗ. Предположение о модели горизонтально-слоистой среды в этом случае далеко не всегда оправдывается. Нерегулярности, отмечаемые на годографе, часто считаются связанными с особенностями распределения скоростей по глубине, хотя в действительности они могут быть вызваны, во всяком случае частично, латеральными неоднородностями изучаемой среды. В связи с этим следует указать на общее положение о наличии в МПВ подчас значительных интеграционных эффектов, так как пространство, в котором распространяются целевые волны, может в десятки раз превышать размеры исследуемого объекта.

В заключение отметим основные области применения МПВ, указав прежде всего, что они охватывают очень широкий диапазон по глубине — приблизительно от 10 м до 200 км и более. По объему выполняемых исследований на первое место следует поставить работы по изучению земной коры и верхней мантии (ГСЗ) в различных модификациях, различающихся прежде всего по конструкции систем наблюдений. Такие работы следует подразделить на две главные части, отличающиеся по охвату глубин. В первой из них в основном изучают глубинные оболочки, но попутно получают сведения по верхним частям разреза. В другом виде наблюдений основное внимание сосредоточивается на изучении верхних частей разреза в региональном плане. Важной задачей здесь является определение формы поверхности кристаллического фундамента, картирование его по величинам граничных скоростей и другим физическим параметрам. По совокупности данных важно правильно расшифровать блоковую структуру фундамента. Часто захват толщи кристаллической коры по глубине стремятся увеличить до 5—10 км с целью лучше понять структуру консолидированной коры. Детальные исследования кристаллического фундамента обычно связаны с поисками рудных полезных ископаемых, а также с обоснованием строительства промышленных сооружений, например гидроэлектростанций. Большое значение при таких исследованиях имеет изучение характера разломов и других субвертикальных образований. Детальное картирование по разным параметрам, включая коэффициент Пуассона, их характеристики поляризации, определяемые по данным поперечных и обменных волн, имеет при решении многих задач исключительно большое значение.

Что касается изучения осадочных бассейнов, то здесь при региональных исследованиях наибольшее значение имеет расшифровка структуры нижних высокоскоростных этажей и характера их сочленения с кристаллическим

фундаментом. К детальным наблюдениям с целью расчленения осадочных толщ метод преломленных волн в настоящее время применяется редко. Определенным исключением из этого правила может служить изучение формы поверхности соляных куполов, но и эта задача, бывшая когда-то классической в МПВ, чаще всего решается сейчас с привлечением отраженных волн.

При детальном изучении приповерхностных частей осадочных отложений с целью геолого-технического обоснования строительства различных сооружений метод преломленных волн в многоволновой его модификации занимает лидирующее положение по сравнению с МОВ. Это относится также к некоторым разведочным задачам, например поискам водоносных горизонтов.

Отметим еще, что МПВ успешно применяется при решении некоторых специальных задач — для определения мощности структуры ледников, лавовых потоков после извержения вулканов и др.

Глава 9

МЕТОД ОТРАЖЕННЫХ ВОЛН

Метод отраженных волн занимает в настоящее время лидирующее положение среди сейсмических методов. В первую очередь это относится к изучению осадочных бассейнов в связи с поисками горючих ископаемых. Последнее время отраженные волны все шире привлекаются к изучению кристаллической части земной коры и верхов мантии. Как уже отмечалось выше, в МОВ используются преимущественно волны, регистрирующиеся на расстояниях от источника порядка глубины залегания границы и меньше. Особое значение имеют эхо-волны, когда источник и приемник совпадают в пространстве. Использование субнормальных отражений, как увидим ниже, обеспечивает максимальную разрешающую способность и по вертикали, и по горизонтали.

В практике сейсмических исследований существует отчетливая ориентация на однократные волны, имеющие один акт отражения на глубинной границе раздела. Это дает возможность последовательного зондирования изучаемой толщи по глубине. Существенно отметить, что каждой однократной отраженной волне однозначно соответствует граница раздела той или иной природы. В противоположность преломленным волнам возникновение отраженной волны не зависит от знака перепада физических параметров по обе стороны от границы.

Метод отраженных волн излагается преимущественно в аспекте использования продольных волн, что отображает его современное состояние. В отдельном параграфе специально рассматривается привлечение к решению обратных задач поперечных и обменных волн.

Необходимо подчеркнуть, что метод отраженных волн является наиболее развитой ветвью структурной сейсмологии в части как методики наблюдений, так и обработки получаемой информации. Это связано с тем, что в МОВ заложены весьма большие возможности повышения точности структурных построений, определения физических параметров среды, обеспечения высокой разрешающей способности. Достижение этих целей в условиях высокого уровня шумов оказывается возможным, если используются современные, весьма нестандартные приемы выделения и преобразования сигналов. При написании данной книги, в частности из-за соблюдения соразмерности отдельных глав, пришлось пойти на существенное упрощение и исключение из текста ряда важных вопросов. Кроме того, следует иметь в виду, что прогресс в рассматриваемой области происходит настолько быстро, что практически невозможно отобразить предмет на уровне последних достижений.

9.1. НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТОДИКИ ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ

Большая часть вопросов, относящихся к методике сейсмических исследований, была рассмотрена в главе 4. Поэтому здесь кратко остановимся на главных особенностях методики наблюдений, присущих модификации МОВ на продольных волнах при наблюдениях на поверхности земли.

Системы наблюдений. Как правило, в МОВ главной задачей являются изучение пространственного положения границ раздела и распределение физических параметров в заданном объеме. Только в отдельных случаях исследования проводятся вдоль изолированных маршрутов или геотраверсов. Системы наблюдений проектируются и реализуются как с точки зрения решения обратных задач, так и с позиции оптимального выделения полезных сигналов на фоне помех. При решении обеих проблем используются системы наблюдений, определяемые прежде всего их размерностью D (от англ. dimension — размерность). Различают размерности первого, второго и третьего порядков — D_1 , D_2 , D_3 . Одномерные системы реализуются в виде совмещенных в пространстве источника и приемника. Использование таких систем (методика центровых лучей) особенно характерно для морских сейсмоакустических исследований на повышенных частотах (см. главу 11). Применение систем D_1 позволяет наиболее просто решать как динамические, так и кинематические обратные задачи, хотя и с определенными ограничениями. Системы D_1 дают возможность решать не только одномерные, но также двумерные и трехмерные обратные задачи.

Двумерные системы D_2 реализуются при профильных наблюдениях, когда от заданного источника регистрация ведется установкой сейсмографов, размещенных по профилю через заданный относительно небольшой интервал Δx . Как правило, Δx для отраженных волн не превосходит величины $1/4 \cdot T \cdot v_k$, где T — видимый период колебаний, v_k — минимальное значение кажущейся скорости. Простейшей является система однократного прослеживания $D_2^{(1)}$. Расстояние между источниками в этом варианте во много раз больше, чем величина Δx . В период применения осциллографического способа регистрации система имела повсеместное распространение. С точки зрения выделения сигналов на фоне помех рассматриваемая система имеет большие, чем в D_1 , возможности, в частности она позволяет использовать способы локального суммирования трасс, смещение (3÷5 каналов), регулируемый направленный прием РНП. В рамках двумерной модели среды система $D_2^{(1)}$ в принципе обеспечивает определение форм отражающих границ и физических параметров разреза по кинематическим и динамическим характеристикам волн. Последнее десятилетие системы D_2 используются преимущественно в варианте многократных перекрытий [68]. Такие системы, которые будем обозначать $D_2^{(k)}$ (см. рис. 9.13), дают возможность проводить исследования в условиях малого отношения сигнал—помеха и более полно решать обратные задачи. При площадных съемках с густой сетью профилей системы D_2 , при условии уверенного выделения сигналов, позволяют надежно решать пространственные задачи. Отметим попутно, что в свое время распространенным способом решения пространственной задачи была методика крестовых зондирований, в частности при исследованиях в труднодоступных горных районах.

Пространственные системы D_3 используются при сверхдетальных работах, прежде всего связанных с поисками нефти и газа. Такая методика наиболее эффективна при исследованиях на акваториях. Системы D_3 подразделяются на регулярные и нерегулярные. В первых из них источники-приемники образуют ортогональную систему вдоль некоторой полосы шириной порядка 0,5—1,0 км (широкий профиль). В нерегулярных системах источники-приемники могут располагаться вдоль любых криволинейных маршрутов, в частности одного криволинейного профиля с отчетливо выраженной меандрой (слалом-профиль). Трехмерные регулярные системы, в принципе, могут быть реализованы как в однократном $D_3^{(1)}$, так и в много-

кратном $D_3^{(k)}$ вариантах. Пространственные системы $D_3^{(k)}$ позволяют существенно повысить статистику оптимизированного суммирования трасс, успешно бороться с азимутально распределенными помехами, обеспечивают наиболее корректное решение обратной задачи.

Возбуждение волн. Отраженные волны всегда регистрируются на фоне помех, причем уровень последних существенно зависит от грунтовых условий, структуры ВЧР, глубины размещения источника под поверхностью земли. Идеальным является возбуждение продольных волн в толще воды, когда обеспечивается большая стабильность. На суше наилучшие результаты дает расположение источника (обычно взрыва) в водонасыщенных глинах и песках. Это связано с тем, что в данном случае резко снижается уровень сдвиговых деформаций. Как указывалось в главе 4, от грунтовых условий в области источника и величины заряда ВВ сильно зависит частотный состав возбуждаемых продольных волн.

Неоднородность ВЧР порождает большое число низкоскоростных помех, интенсивность которых часто во много раз превышает амплитуду отраженных волн (см. рис. 9.7). Уровень низкоскоростных помех всегда снижается при увеличении глубины размещения заряда ВВ, но иногда оптимальная глубина становится слишком большой и практически нереализуемой.

Использование методики многократных перекрытий поставило выбор оптимальных условий возбуждения в сильную зависимость от технологии проведения работ. При этом сказалось стремление обеспечить высокую производительность в километрах профилей при весьма плотных системах наблюдений. Все это привело к преобладанию поверхностных источников, в том числе вибрационных. Борьба с помехами в этом случае переносится на этап обработки.

Прием и регистрация колебаний. Дополнительно к сведениям, приведенным в главе 4, отметим следующее. Важнейшим вопросом в МОВ является частотная характеристика приемного канала. С одной стороны, требуется вести прием на более широкой полосе, так как только при этом возможно корректно использовать динамические характеристики волн. С другой стороны, необходимо обеспечить в процессе обработки максимальное отношение сигнал—помеха и высокую разрешенность импульсов. Главным препятствием к реализации надлежащего отношения сигнал—помеха на уровне $> 2-3$, является чаще всего наложение интенсивных помех. Конечно, при высоком динамическом диапазоне каналов снижение влияния помех можно было бы обеспечить на этапе обработки. Однако опыт показывает, что реальный динамический диапазон обычно меньше номинального. В связи с этим считается предпочтительным уменьшать уровень помех непосредственно в сейсмоприемнике путем повышения его собственной частоты f_0 . Чаще всего величина f_0 сейсмографа равна 20 Гц, а при весьма детальных работах, когда требуется обеспечить высокую разрешенность, она достигает 100 Гц. При глубинных исследованиях земной коры и верхов мантии собственные частоты сейсмографов, естественно, необходимо снижать до 10 Гц и менее.

Как правило, регистрация отраженных волн проводится многоканальными станциями в цифровом коде. На суше чаще всего число каналов в станциях равно 48 и 96. При площадных системах $D_3^{(k)}$ канальность станций несколько меньше, в том числе из-за трудности использовать длинные плавучие косы. Как уже отмечалось выше, при специальных сейсмоакустических исследованиях используются одноканальные станции с ограниченным интервалом по времени и строгой периодичностью действия источника.

Визуализация колебаний на сейсмограммах осуществляется в настоящее время на специальном плоттере (см. рис. 9.6).

Изучение верхней части разреза. Этот вид исследований носит служебный характер, но правильный учет ВЧР нередко имеет решающее значение как в процессе обработки, так и при решении обратных задач.

Если наблюдения ведутся при возбуждении колебаний путем взрывов в скважинах с забоем ниже подошвы ЗМС, то для учета ВЧР часто достаточно данных по измерению вертикального времени (t_b) сейсмографом, установлен-

ным возле устья скважины. В случае применения поверхностных источников для получения сведений по априорным статическим поправкам используют данные сейсмокаротажа специальных скважин, а также результаты обработки первых вступлений преломленных волн. Иногда изменения свойств ВЧР по горизонтали изучаются способом просвечивания от удаленных источников.

9.2. ПРЯМЫЕ И ОБРАТНЫЕ КИНЕМАТИЧЕСКИЕ ЗАДАЧИ

Напомним, что сведения о динамических характеристиках отраженных волн были даны в главе 3. Кинематические задачи освещаются несколько полнее, учитывая, что они имеют не только большое самостоятельное значение, но играют важную роль при выделении сигналов, а также в решении динамических задач и определении природы регистрируемых волн. Изложение ведется в порядке возрастающей размерности применяемых систем наблюдений.

Линии $t_0(x)$. Графическое отображение осей синфазности на стродных сейсмограммах при наблюдениях в системах D_1 называется линией $l = 0$ либо $t_0(x)$, где $t_0 = 2H/v$ при глубине по нормали к границе H в заданной точке профиля. Забегая вперед, отметим, что линии $t_0(x)$ большое значение имеют также при наблюдениях по системе $D_2^{(k)}$.

В простейшем случае $v = \text{const}$ и плоской границы раздела с углом наклона φ уравнение $t_0(x)$ имеет вид

$$t_0(x) = \frac{2}{v} (H_0 + x \sin \varphi), \quad (9.1)$$

где H_0 — глубина до границы в произвольно выбранном начале координат. Как обычно, $\varphi > 0$ в направлении падения. Очевидно, линия $t_0(x)$ в рассматриваемой модели среды представляет собой прямую с угловым коэффициентом $2/v \sin \varphi$. Если профиль не совпадает с направлением падения-восстания, то вместо φ должен фигурировать кажущийся угол φ_k , определяемый согласно (8.7).

При заданном значении v нетрудно рассчитать φ и H_0 . Если средняя скорость v_m зависит от глубины и соответственно от x , то $t_0(x)$ уже не будет прямой линией.

Для вогнутых границ раздела линии $t_0(x)$ могут образовывать петли, если центр кривизны располагается в верхней полуплоскости [86, 111, 134]. Так, например, для синусоидальной границы с периодом L , глубиной в замке складки z_m и амплитудой Δz петля на линии возникнет при условии $L \leq \pi \sqrt{2z_m \Delta z}$. При расположении центра кривизны в нижней полуплоскости синклинальная складка отобразится на линии $t_0(x)$ в виде антиклинального перегиба, т. е. имеет место инверсия формы границы.

В сложных условиях многослойной среды форма линии $t_0(x)$ определяется численными методами. Заметим, что соотношение между формами границ раздела и отображением их на $t_0(x)$ в этом случае может быть весьма разнообразным. Например, зона выклинивания при определенных условиях может отобразиться в $t_0(x)$ в виде псевдоразлома [134].

Глубина z_0 вычисляется из простого выражения: $z_0 = v_{0P}/2$.

Если $r \rightarrow 0$, то отраженная волна превращается в дифрагированную. Соответственно выражение для скорости v будет более простым, а именно: $v = 2a/\sqrt{t_{0a}^2 - t_{0P}^2}$.

Линейные годографы и поля времен. Рассмотрим одну плоскую наклонную границу с глубиной H в точке источника (рис. 9.1). Путь монотипной отраженной волны OMS равен отрезку $\overline{ES} = vt$. Точка E носит название мнимого источника. Рассматривая треугольник OES , нетрудно получить

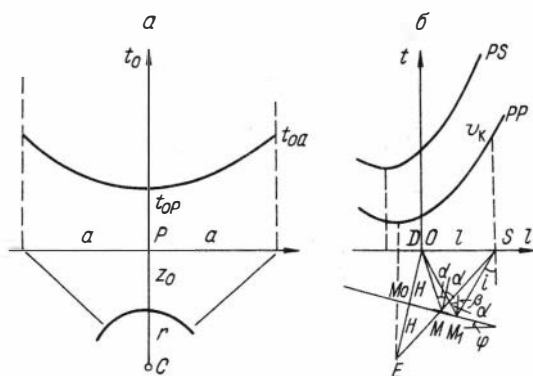


Рис. 9.1. Кинематические характеристики для систем D_1 и $D_2^{(1)}$.

a — кривая $t_0(\kappa)$ и центровые лучи для границы круговой формы с радиусом r ; b — годографы и лучевые схемы отраженных PP - и PS -волн для плоской наклонной границы.

уравнение годографа при фиксированном положении источника:

$$t(l) = \frac{1}{v} \sqrt{4H^2 \pm 4lH \sin \varphi + l^2}. \quad (9.2)$$

Годограф представляет собой гиперболу с осью симметрии, параллельной оси ординат и отстоящей от последней на расстоянии $OD = l_{\min} = 2H \sin \varphi$ в направлении восстания границы; $t_{\min} = t_0 \cos \varphi$, где

$$t_0 = 2H/v. \quad (9.3)$$

Если $\varphi = 0$ (горизонтальная граница), то гипербола будет симметрична относительно оси ординат, т. е.

$$t = \sqrt{t_0^2 + l^2/v^2}. \quad (9.2')$$

Важно отметить, что по мере увеличения l годографы от двух соседних границ раздела с временами t_{01} и t_{02} постепенно сходятся, приближаясь к общей асимптоте, представляющей собой при $\varphi = 0$ годограф прямой волны $t = l/v$.

Для нахождения параметров среды H , v , φ достаточно выбрать на годографе три точки с различными значениями l и t . При известном значении $l_{\min}$ годограф в квадратичных координатах представляет собой прямую линию.

Пусть на расстоянии OS от источника располагается элемент, для которого известны величины t и $v_k = dl/dt$. Если скорость v задана, то можно найти координаты центра соответствующей элементарной площадки и угол наклона φ , если известен угол выхода $i = \arcsin v/v_k$. Такая задача может быть легко решена как аналитически, так и графически, исходя из рис. 9.1.

Как и для преломленных волн, при ориентации профиля под углом к направлению падения границы приведенные выше выражения остаются справедливыми, если заменить φ на φ_k .

Заметим, что угол отражения α (см. рис. 9.1) связан с l , v , φ и t простой зависимостью:

$$\sin \alpha = l \cos \varphi / vt. \quad (9.4)$$

Если $\alpha + \varphi \geq 90^\circ$, то отраженный луч в направлении падения не выйдет на линию наблюдения.

При непрерывной расстановке сейсмографов в системе $D_2^{(1)}$ в заданном интервале расстояний источник — приемник от 0 до l граница освещается на отрезке

$$M_0M = l/2 \cdot \left(1 + \frac{l}{2H} \sin \varphi\right)^{-1} \cos \varphi. \quad (9.5)$$

Отсюда следует, что при горизонтальном залегании освещается отрезок границы $M_0M = l/2$ независимо от глубины H . Из приведенной формулы

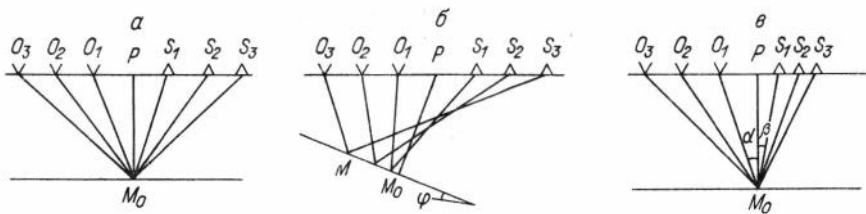


Рис. 9.2. Лучевые схемы в способе общей глубинной точки.

а — монотипные волны, $\varphi = 0$; б — монотипные волны, $\varphi \neq 0$; в — обменные PS-волны, $\varphi = 0$.

следует, что при заданном интервале l в направлении восстания освещенность больше, чем в направлении падения.

Наиболее распространенная система наблюдений $D_2^{(k)}$ рассчитана на то, чтобы при $\varphi = 0$ одну и ту же отражающую точку на разрезе осветить при различных значениях l не один, а k раз (методика общей глубинной точки — ОГТ). Это осуществляется путем симметричного расположения источников и приемников относительно заданной точки P на линии наблюдения (рис. 9.2, а). При $\varphi = 0$ уравнение годографа ОГТ будет таким же, как (9.2'). Если $\varphi \neq 0$, то уравнение годографа ОГТ можно получить из (9.2), вместо H подставив значение $H_P = H + l/2 \sin \varphi$. Тогда

$$t_{\text{ОГТ}} = \frac{1}{v} \sqrt{l^2 \cos^2 \varphi + 4H_P^2} = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v_{\text{ОГТ}}^2}}, \quad (9.6)$$

где $t_0 = \frac{2H_P}{v}$; $v_{\text{ОГТ}} = v/\cos \varphi$.

Существенно отметить, что при $\varphi \neq 0$ отражающая точка по мере увеличения будет перемещаться от положения M_0 (см. рис. 9.2, б) в направлении восстания. Интервал $\Delta S = \overline{M_0 M}$ определяется следующим соотношением:

$$\Delta S = \frac{1}{8} \cdot \frac{l^2}{H_P} \cdot \sin 2\varphi = \frac{1}{4} \cdot \frac{l^2}{v t_0} \cdot \sin 2\varphi. \quad (9.7)$$

Максимальное значение ΔS соответствует углу наклона $\varphi = 45^\circ$.

Как видно из (9.6), годограф $t(l)_{\text{ОГТ}}$ всегда симметричен относительно оси времен с минимумом в начале координат $l = 0$. Отметим, что это справедливо для любых неоднородных сред и границ любой формы, что следует из принципа взаимности (см. главу 1).

Поскольку $v_{\text{ОГТ}} \geq v$, то годограф ОГТ при $\varphi \neq 0$ всегда имеет меньшую стрелу прогиба, чем соответствующий годограф с теми же значениями H и v для горизонтального залегания. Годографы ОГТ и ОТВ для криволинейных границ раздела здесь не рассматриваются. Отметим только, что в случае вогнутых границ на годографах всех типов, включая годографы ОГТ, при определенных условиях могут появиться петли, и функция $t(l)$ тем самым становится неоднозначной. Вероятность появления петель возрастает с увеличением глубины H .

Если, как это было сделано выше для преломленных волн, выбрать общее начало координат для произвольной системы годографов и обозначить через X абсциссу средней точки расстояния между источником и приемником, а через H_0 — глубину по нормали в общем начале координат [86], то получим двумерное линейное поле времен, уравнение которого записывается в виде

$$t(X, l) = \frac{1}{v} \sqrt{l^2 \cos^2 \varphi + 4(H_0 + X \sin \varphi)^2}. \quad (9.8)$$

Для данной простейшей модели линии $l = \text{const}$ при $l \neq 0$ имеют гиперболическую форму. Поля времен являются универсальной, весьма наглядной формой отображения произвольной системы годографов, особенно для криволинейных границ. В последнем случае линии $l = \text{const}$ дают качественное отображение формы границы. На рис. 9.3 приведен пример поля

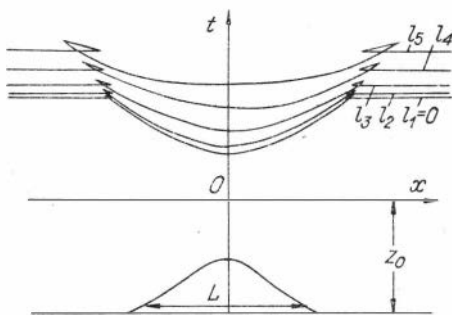


Рис. 9.3. Графическое изображение поля $t(X, l)$ для криволинейной границы раздела колокольной формы и однородной верхней среды.

времен для криволинейной границы при $v = \text{const}$. Заметим, что вертикальное сечение поля в любой точке профиля представляет собой годограф ОГТ. Наличие поля $t(x, l)$ дает возможность определять локальные параметры среды [86].

При наличии нескольких границ раздела ограничимся случаем горизонтально-слоистой среды. Уравнение годографа для такой модели записывается в параметрической форме в виде

$$l = 2 \sum_{k=1}^n \frac{p h_k v_k}{\sqrt{1 - p^2 v_k^2}}; \quad t = 2 \sum_{k=1}^n \frac{h_k}{v_k \sqrt{1 - p^2 v_k^2}}, \quad (9.9)$$

где $p = \frac{\sin i_k}{v_k} = \frac{dt}{dl}$.

Как показывает исследование [85, 111] приведенных уравнений, годограф отраженных волн от n -й границы при произвольном n представляет собой кривую квазигиперболического вида, симметричную относительно оси ординат. При этом максимальное значение кажущейся скорости с увеличением l стремится к максимальному значению пластовой скорости в среде.

При $l < H$ годограф в первом приближении можно представить в виде гиперболы:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{l^2}{v_m^2 \bar{v}^2}. \quad (9.10)$$

Здесь v_m — средняя скорость согласно (1.36), $\bar{v}$ — средневзвешенное значение скорости, равное $\frac{1}{4H} \sum_{k=1}^n h_k v_k$; при этом $\bar{v} > v_m$.

Годограф ОГТ для рассматриваемой модели горизонтально-слоистой среды описывается теми же уравнениями (9.9), (9.10), причем при любом чередовании границ раздела миграция отражающих точек не будет наблюдаться ($\Delta S \equiv 0$).

При интерпретации данных МОВ большое значение имеет понятие эффективных параметров неоднородной среды, особенно эффективных значений скоростей. При введении эффективных параметров для горизонтально-слоистой среды годограф, как правило, представляется в виде гиперболы $t = \frac{1}{v_e} \sqrt{l^2 + 4H_e^2}$, где v_e и H_e — эффективные параметры среды для заданной границы раздела.

Рассмотрим элемент годографа, наклон которого в соответствии с последней формулой $t(v_e, H_e)$ будет равен: $\frac{dt}{dl} = \frac{1}{v_e} \cdot \frac{1}{\sqrt{l^2 + 4H_e^2}} = \eta(v_e, H_e)$. Совместное рассмотрение выражений для $t(v_e, H_e)$ и $\eta(v_e, H_e)$ позволяет найти дифференциальные эффективные параметры горизонтально-слоистой среды, если функцию $t(l)$ определить выражениями (9.9). В частности, для эффективной скорости имеем

$$v_e = \sqrt{\frac{T}{t_\eta}}. \quad (9.11)$$

Если элемент годографа находится в начале координат ($l = 0$), то соответствующее значение v_e называется предельной эффективной скоростью, определяемой выражением

$$v_{e0} = \sqrt{\frac{1}{t_0 \left(\frac{d^2 t}{dl^2} \right)_0}}. \quad (9.12)$$

Находя вторую производную из (9.10) и подставляя в (9.12), получим

$$v_{e0} = \sqrt{v_m \cdot v}. \quad (9.12')$$

Наряду с дифференциальными рассматривают также интегральные эффективные параметры, когда заданный годограф для неоднородной среды аппроксимируется гиперболой в некоторых конечных пределах — от l_1 до l_2 .

Отметим, что для горизонтально-слоистой среды эффективная скорость всегда больше средней скорости v_m . Кроме того, $v_{e0} < v_e$. Интегральная эффективная скорость при любых l_1 и l_2 всегда больше v_{e0} .

Если известны предельные эффективные скорости для двух горизонтальных границ раздела (v_{e1} и v_{e2}) и значения t_{01} и t_{02} , то можно рассчитать эффективную пластовую скорость в интервале между соответствующими отражающими границами по формуле [86, 138]

$$v_{пл} = \sqrt{\frac{t_{02}v_{e2}^2 - t_{01}v_{e1}^2}{t_{02} - t_{01}}}. \quad (9.13)$$

Если скорость в верхней среде непрерывно изменяется с глубиной по заданному закону, то по форме годографа для горизонтальной отражающей границы имеет много общего с годографом для слоистой среды. Одной из особенностей является наличие предельной точки, когда волна падает на границу под углом 90° , а падающий и отраженный лучи образуют единый луч рефрагированной волны, касающийся в нижней точке границы раздела. В случае линейного увеличения скорости с глубиной абсцисса предельной точки годографа может быть вычислена по формуле (3.11). Формулы (9.10) — (9.12) остаются справедливыми для непрерывной среды.

В общем случае неоднородной среды и криволинейных границ раздела годографы и эффективные параметры рассчитываются численными методами. Важно отметить, что в противоположность горизонтально-слоистой среде эффективные скорости в общем случае могут быть как больше, так и меньше средних скоростей v_m .

Если граница раздела имеет очень большую по абсолютной величине кривизну, то годограф отраженной волны в двумерном случае приближается к годографу дифрагированной волны от точечного объекта. Легко показать [85, 131], что годограф ОТВ дифрагированной волны представляет собой гиперболу со стрелой прогиба, значительно большей, чем от плоской границы, расположенной на той же глубине. Что касается годографа ОГТ для дифрагированной волны, то его форма будет зависеть от положения центра симметрии P . Если точка P совпадает с эпицентром дифрагирующего объекта, то годограф ОГТ будет иметь такой же вид (9.2'), что и для плоской отражающей границы при $\varphi = 0$. При смещении центра симметрии в сторону от эпицентра годограф ОГТ выполаживается.

Наряду с однократными достаточно часто регистрируются кратные волны разнообразной структуры (рис. 9.4). Наибольшей интенсивностью обладают кратные волны, имеющие акт отражения на свободной границе земля—воздух. Такие волны называются полнократными в отличие от частично кратных, имеющих акты отражения только на глубинных границах. В простейшем случае одной горизонтальной границы уравнение n -кратной волны имеет вид

$$t_n = \frac{1}{v} \sqrt{l^2 + n^2 (2H)^2}. \quad (9.14)$$

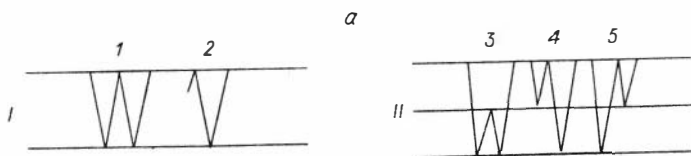


Рис. 9.4. Кратные отраженные волны.

a — лучевые схемы основных типов двукратных отраженных волн для однослойных (I) и двухслойных (II) моделей сред (1 — полнократные; 2 — отражение-спутник; 3 — частично-кратные; 4, 5 — смешанного типа); *б* — сейсмограмма с записью полнократных отраженных волн.

Соответственно $t_{0n} = n t_0$.

Эффективная скорость для полнократной волны будет такой же, как и для однократной. Это свойство остается справедливым для наклонной плоской границы раздела. Заметим еще, что найденный по годографу n -кратной волны угол наклона границы в предположении, что волна относится к типу однократной, будет в n раз больше истинного угла φ .

О поверхностных годографах отраженных волн. Если при заданном положении источника приемники располагаются с той или иной густотой на горизонтальной плоскости $z = 0$, то зависимость $t(x, y)$ в заданной системе координат называется поверхностным годографом ОТВ. Уравнение его в полярных координатах (l, ψ) можно получить из (9.2), если произвести замену $\sin \varphi$ на $\sin \varphi \cdot \cos \psi$ согласно (8.7). В декартовых координатах, когда ось x ориентирована в направлении истинного падения границы, уравнение поверхностного годографа имеет вид

$$(x + 2H \sin \varphi)^2 + y^2 = v^2 t^2 - 4H^2 \cos^2 \varphi. \quad (9.15)$$

Линии $t = \text{const}$ (изохроны) на плоскости наблюдений согласно (9.15) представляют собой окружности с центром в точке $x_0 = -2H \sin \varphi$, $y = 0$ (рис. 9.5). Уравнение поверхностного годографа нетрудно записать в произвольной системе координат, повернутой относительно линии падения—восстания на угол ψ .

Если требуется получить уравнение годографа вдоль произвольно расположенной кривой линии $F(x, y) = 0$, то необходимо последнее выражение рассматривать совместно с (9.15). Так, например, для прямолинейного профиля, отстоящего от источника на расстоянии R и составляющего с осью x угол ψ , уравнение непродольного годографа запишется в виде

$$v^2 t^2 = l^2 + R^2 + 4H(l \cos \psi - R \sin \psi) \sin \varphi + 4H^2. \quad (9.16)$$

Здесь l отсчитывается по линии профиля от проекции источника на линию наблюдения.

Нетрудно видеть, что годограф по непродольному профилю также представляет собой гиперболу. На основе (9.6) и используя (8.7) можно написать уравнение площадного годографа ОГТ в полярных координатах (l, ψ) , т. е.

$$\begin{aligned} t_{\text{ОГТ}} &= \frac{1}{v} \sqrt{l^2 (1 - \sin^2 \varphi \cdot \cos^2 \psi) + 4H^2} = \\ &= \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v_{\text{ОГТ}}^2}}, \end{aligned} \quad (9.16')$$

$$\text{где } v_{\text{ОГТ}} = \frac{v}{\sqrt{1 - \sin^2 \varphi \cdot \cos^2 \psi}}.$$

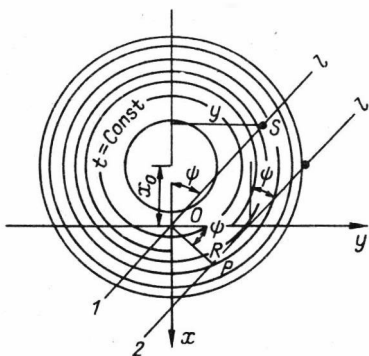
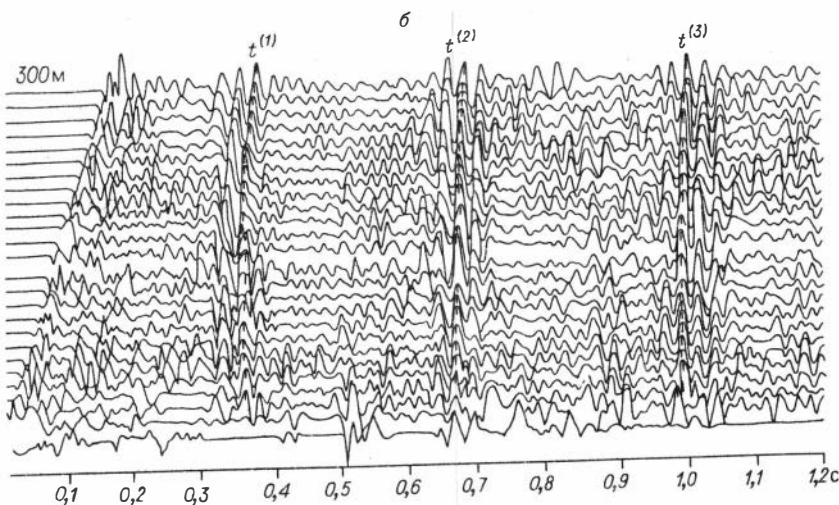


Рис. 9.5. Поверхностный годограф для плоской границы раздела и однородной покрывающей среды.

1 — линия продольного профиля, 2 — непродольного.



При горизонтальном залегании точка отражения остается неизменной для всех l и ψ . При $\varphi \neq 0$ область миграции образует некоторую площадку $\Delta\Sigma$, причем максимальные ее размеры в направлении восстания определяются выражением (9.7).

По аналогии с (9.16) можно написать уравнение годографа ОГТ неперодного профиля, на чем мы здесь не останавливаемся.

Отметим, что в последнее время разработаны общие подходы к решению обратных кинематических задач на основе обобщенных полей времен [86]. Уравнение обобщенного поля представляет собой функцию шести переменных — трех координат источников (x, y, z) и трех координат приемников (ξ, η, ζ) при произвольном расположении тех и других в пространстве над границей раздела. Для простейшей модели одной плоской границы раздела, наклоненной под углом φ , и однородной покрывающей среды уравнение обобщенного поля времен записывается в виде [86]

$$v^2 t^2 = (\xi - x)^2 + (\eta - y)^2 + (\zeta - z)^2 + 4(H_0 + x \sin \varphi \cos \psi + y \sin \varphi \sin \psi - z \cos \varphi) \cdot (H_0 + \xi \sin \varphi \cos \psi + \eta \sin \varphi \sin \psi - \zeta \cos \varphi). \quad (9.8')$$

Ось X ориентирована под углом ψ к истинному падению; начало координат выбирается произвольно; H_0 имеет тот же смысл, что и в формуле (9.8).

Если наблюдения проводятся на криволинейной поверхности произвольного вида, в том числе в условиях пересеченного рельефа, то (9.8') одновременно можно рассматривать как уравнение обобщенного годографа ОТВ. В частном случае наблюдений вдоль прямой линии на горизонтальной плоскости ($z = \zeta = y = \eta = 0$), ориентированной в направлении падения ($\psi = 0$), получим уравнение частного линейного поля (9.8). В настоящее время разработаны программы обработки и интерпретации данных на основе обобщенных и частных полей времен [30, 31].

9.3. СТРУКТУРА ВОЛНОВЫХ ПОЛЕЙ

Как уже отмечалось выше, отраженные волны регистрируются, как правило, на небольших расстояниях от источника, в том числе при $l = 0$. Это позволяет обеспечить наибольшую разрешающую способность по оси времен при заданном диапазоне частот. Вместе с тем на близких расстояниях от источника на сигналы отражений часто накладываются интенсивные волны-помехи, борьба с которыми чаще всего представляет собой главную задачу обработки экспериментальных данных.

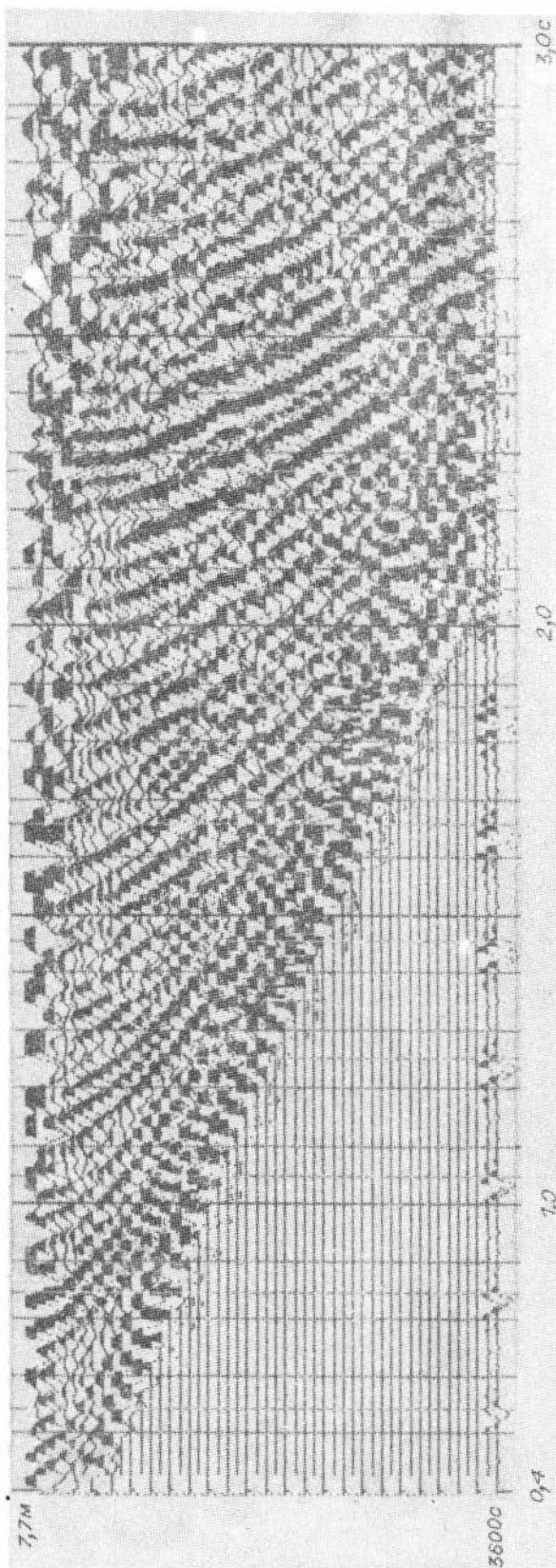


Рис. 9.6. Пример сейсмограммы, полученной в условиях пологого залегания слоев (Западная Сибирь). Полоса пропускания в регистрирующем тракте 10—80 Гц, $q = 1,2$ кг (по данным ПГО Сибнефтегеофизика).

На рис. 9.6 приводится сейсмограмма с отчетливой записью отраженных волн, полученная в условиях субгоризонтального залегания границ раздела. Уровень помех в интервале до 2,7 с в данном случае невелик и оси синфазности отраженных волн надежно идентифицируются по характерным гиперболическим осям синфазности с наибольшей кажущейся скоростью вблизи источника. Тем не менее некоторые отражения имеют не вполне регулярный характер, что скорее всего объясняется наложением кратных волн. Последняя регулярная ось синфазности ($t_0 \approx 2,7$ с) в данном районе (Западная Сибирь) соответствует поверхности фундамента, имеющего сложное тектоническое строение. Отсюда делается вывод, что оси синфазности на временах более 2,7 с принадлежат кратным волнам, образующимся на границах осадочного чехла.

В первом из указанных интервалов сейсмограммы отчетливо видно сближение соседних осей синфазности по мере увеличения расстояния источник — приемник. Наблюдается также не всегда регулярное поведение амплитуд импульсов, что связано в данном случае с наложением помех. Для отражений от неглубоких горизонтов отчетливо отмечается уменьшение амплитуд импульсов с расстоянием источник — приемник, что объясняется расхождением фронтов и поглощением волн (см. главу 2).

Чаще всего мешают низкоскоростные волны, подчас весьма сложной структуры.

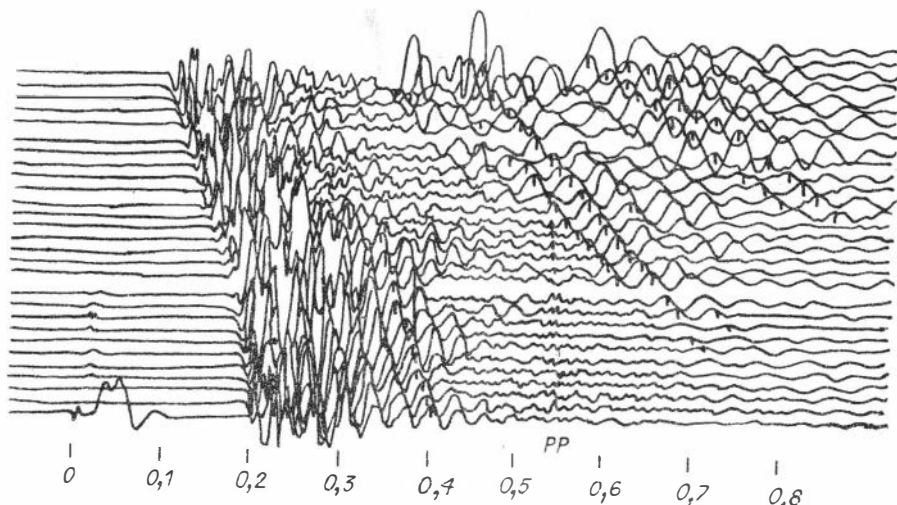
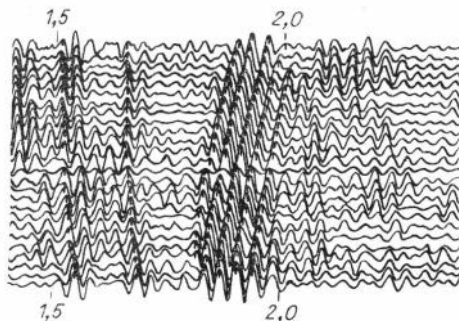


Рис. 9.7. Сейсмограмма с интенсивными низкоскоростными помехами.

Интенсивность их, как это можно видеть на рис. 9.7, во много раз превышает амплитуду отраженных волн. Природа низкоскоростных помех не всегда одинакова. В общем пакете присутствуют поверхностные волны Рэлея, поперечные и обменные волны, образующиеся на неглубоко залегающих границах раздела, отраженно-преломленные волны и др.

В случае крутонаклоненных границ оси синфазности отраженных волн могут иметь отрицательные кажущиеся скорости, что иллюстрируется на рис. 9.8. В данном случае волна от наклонной границы представлена в виде цуга колебаний из пяти-шести периодов, что свидетельствует о наложении двух-трех волн с субпараллельными осями синфазности. В этой же области сейсмограммы можно видеть интерференцию импульсов с существенно различающимися кажущимися скоростями. В связи с этим отметим, что наложение отраженных волн часто встречается на практике и расшифровке природы зон интерференции уделяется большое внимание при обработке и интерпретации экспериментальных данных. Особенно это имеет место в районах со сложной тектоникой осадочных комплексов, а также при изучении объектов в консолидированной коре и в верхней мантии. В этом случае природа отражающих границ может быть весьма разнообразной, что в сильной степени затрудняет расшифровку в зоне интерференции. Доказано [108], что регулярные отраженные волны с относительно большим интервалом корреляции могут образоваться на цепочках дискретно распределенных изолированных элементов той или иной природы. Более детальный анализ структуры сейсмограмм отраженных волн можно найти в специальных монографиях [14, 44, 85, 107, 131] и многочисленных журнальных публикациях. Дополнительно к сказанному выше отметим следующее. Нередко оси синфазности на сейсмограммах имеют сложную форму, связанную с влиянием пересеченного рельефа местности, быстрым изменением парамет-

Рис. 9.8. Фрагмент сейсмограммы с различными наклонами осей синфазности и наличием интерференции отраженных волн (Западная Сибирь; $h_{вз} = 20$ м).



ров ВЧР, нестабильностью условий установки. Последнее особенно заметно проявляется в заболоченной местности, причем в данном случае нерегулярность может сказываться не только на форме осей синфазности, но также на периодах колебаний и длительности импульсов.

Кратные отраженные волны, особенно в случае больших перепадов параметров на относительно неглубоко залегающих границах, нередко имеют ярко выраженную периодичность по временам регистрации, причем суммарное количество актов отражения может достигать 5—10 и более. Часто кратные волны могут иметь такие же и даже большие амплитуды, как однократные от слабых границ раздела, регистрирующиеся на тех же временах. На рис. 9.4, а изображены лучевые схемы основных типов двукратных отраженных волн для одного и двух слоев. Границы раздела условно приняты горизонтальными. Волны смешанного типа (4, 5) при пологом залегании границ имеют близкие времена распространения и фиксируются на сейсмограммах в виде единой суммарной волны. Пример сейсмограммы с наличием различных порядков кратных волн приведен на рис. 9.4, б; отчетливо видна временная периодичность осей синфазности. В многослойных средах количество суммарных кратных волн может быть очень велико.

При работах на море первой резкой границей является поверхность дна. При небольшой мощности водоема кратные волны различных порядков, распространяющиеся в толще воды, образуют регулярный, как правило высокочастотный, шум, называемый реверберацией. Укажем еще, что при работах на море в настоящее время применяются приповерхностные источники, когда явление повторных ударов (см. главу 4) практически не наблюдается.

На суше в случае заглубленных источников среди множества кратных волн особое место занимают волны-спутники (волна 2 на рис. 9.4, а), являющиеся аналогом волн $pPcP$, наблюдаемых при глубокофокусных землетрясениях (см. рис. 5.2, б; 5.3, в). Чаше всего волна-спутник интерферирует с основным отражением, но при глубинах взрывных скважин порядка 40—50 м волны-спутники нередко регистрируются в виде самостоятельных осей синфазности [107]. Опыт полевого эксперимента показывает, что даже при большой глубине погружения заряда волны-спутники регистрируются нестабильно. По-видимому, это связано с тем, что процесс промежуточного отражения в сильной степени зависит от параметров зоны малых скоростей.

Естественно, что по мере увеличения времени регистрации количество мешающих кратных волн, как правило, возрастает. Поэтому увеличение глубины исследования разреза в значительной степени зависит от возможности уменьшения влияния наложения кратных волн на нормальные однократные импульсы.

При использовании поверхностных источников взрывного типа в качестве мешающей часто выступает воздушная волна, отмечаемая на сейсмограммах в виде узкой полосы с повышенными частотами и малой кажущейся скоростью (300—350 м/с).

Необходимо еще раз напомнить, что решающее влияние на структуру сейсмограммы оказывают литологический состав и гидрогеологическая обстановка в зоне источника. В породах с малой водонасыщенностью уровень помех часто очень велик, и на фоне их отраженные волны на исходных сейсмограммах невозможно выделить, а тем более проследить. Структура сейсмограмм в подобных условиях в сильной степени зависит также от интенсивности воздействия, в частности от величины заряда. В связи со сказанным перед началом полевых работ и в процессе их проведения выполняются специальные зондирования на ряде участков исследуемой площади с целью детального изучения закономерностей возбуждения колебаний. Полученные сведения используются как при проведении полевых исследований, так и при оптимизации в последующем процессе обработки экспериментальных данных.

Как указывалось в главе 4, продольные, в том числе отраженные, волны регистрируются вертикальными сейсмографами. Присутствие других типов отраженных волн на z -компоненте обычно не отмечается. Однако из этого

правила имеются исключения: в условиях вечной мерзлоты и выхода на дневную поверхность консолидированных пород на z -компоненте могут проявляться поперечные и обменные отраженные волны, выступающие в данном случае в роли помех.

К особому виду помех, не связанных с сейсмическими источниками, относятся колебания, вызванные природными явлениями и человеческой деятельностью. К ним, в частности, относятся ветровые помехи, колебания от движения транспорта и работы энергетических установок и др. Поскольку в методе отраженных волн используют аппаратуру высокой чувствительности с широкой полосой частот, то такого рода помехи играют заметную роль в процессе сейсмических исследований, особенно в густонаселенных районах. Чаще всего ветровые и индустриальные помехи можно рассматривать как случайный шум.

9.4. О ПРИНЦИПАХ ВЫДЕЛЕНИЯ И ПРЕОБРАЗОВАНИЯ СЕЙСМИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ

В процессе обработки сейсмограмм возникают две главные задачи — обеспечить достаточно высокое отношение сигнал — помеха для однократных отраженных волн (не менее 1,5—2,0) и добиться возможно более высокой разрешенности сигналов, т. е. разделения волн, образующихся на близко расположенных границах раздела. Эти две задачи не всегда удается решать одновременно, так как при высоком уровне помех естественно стремление прежде всего выделить сигнал, пренебрегая в определенной степени его искажениями в процессе фильтрации. Подчеркнем, что термину фильтрация в настоящее время придается расширенное толкование, т. е. применение разнообразных способов выделения сигналов на фоне помех, повышение отношения сигнал — помеха, обеспечение требуемой степени разрешенности сигнала. Способы фильтрации особенно большое развитие получили в 50—60-х годах в связи с возникновением таких областей техники и науки, как радиолокация и теория информации. В сейсмологии, в первую очередь в МОВ, способы преобразования временных рядов были заимствованы из указанных областей, но здесь они получили развитие с учетом специфики сейсмической информации. В данной работе не представляется возможным даже кратко изложить применяемые способы фильтраций, так как это связано с использованием не вполне стандартного математического аппарата. Поэтому мы ограничимся сведениями общего характера. Более полное теоретическое обоснование можно найти в специальной геофизической литературе [9, 37, 111, 121, 125, 131].

Все виды фильтраций подразделяются на одноканальные и многоканальные. В первом из них операции преобразования колебаний относятся к каждой отдельно взятой трассе, хотя они могут выполняться параллельно для группы трасс. Во втором виде одновременно задействованы группы трасс.

Наиболее распространенным видом одноканальных преобразований являются частотные фильтрации, т. е. выбор такой формы частотной характеристики тракта, при которой обеспечиваются наилучшее выделение сигналов и удовлетворительная их разрешенность. Используются четыре основных типа частотных фильтров: низкочастотный (НЧ), высокочастотный (ВЧ), полосовой и режекторный (рис. 9.9). В первом из них пропускаются все частоты меньше граничной частоты $f_{гр} = f_1$. В фильтре ВЧ пропускаются теоретически частоты, большие граничной частоты $f_{гр} = f_2$. В полосовом фильтре вырезается заданная полоса частот и соответственно относительная ширина характеристики (см. главу 4) с теми или иными крутизнами срезов слева и справа. Положение полосы пропускания может изменяться вдоль оси частот. Режекторный фильтр представляет собой комбинацию двух или нескольких фильтров, например НЧ и ВЧ, либо НЧ и одного полосового, т. е. в этом случае в широкополосном спектре образуются области с пониженным либо нулевым усилением.

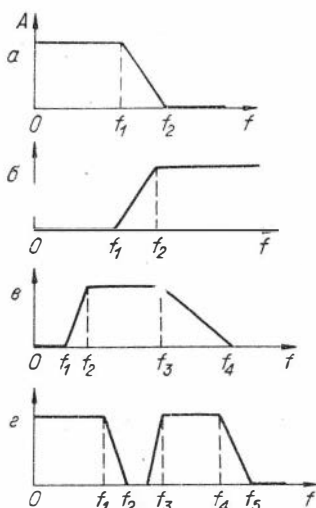


Рис. 9.9. Основные типы частотных фильтров (а — низкочастотный (НЧ); б — высокочастотный (ВЧ); в — полосовой фильтр; г — режекторный).

Чаще всего применяются полосовые фильтры. Ширина полосы пропускания и крутизны срезов выбираются путем анализа частотных спектров полезных и мешающих волн. Как уже отмечалось в главе 4, при цифровой регистрации, имеющей повсеместное распространение в МОВ, характеристики фильтров формируются по специальным программам в ЭВМ. Необходимо подчеркнуть, что при выборе полосы пропускания фильтра ее не следует делать очень узкой, чтобы избежать чрезмерного увеличения протяженности импульсов.

Важным способом увеличения отношения сигнал — помеха при наличии случайного шума, фазовые характеристики которого достаточно быстро изменяются по времени, является синхронное накопление. В этом способе, который реализуется в процессе сейсмического эксперимента, суммируются колебания при неизменной установке сейсмографов от последовательных реализаций однотипных источников, совмещенных в пространстве. Уровень случайного шума в данном случае, в соответствии с (1.2), увеличивается в $\sqrt{n}$ раз, где n — число воздействий, а колебания, остающиеся неизменными при повторном возбуждении, — в n раз. В результате уровень шума будет уменьшен в пропорции $\sqrt{n}$.

Важнейшим средством повышения разрешенности импульсов на данной трассе служит операция деконволюции, называемая также обратной фильтрацией.

Она основана на применении понятия свертки (конволюции) двух функций $f_1(t)$ и $f_2(t)$, определяемой следующим образом:

$$f_1(t) * f_2(t) = \int_{-\infty}^{+\infty} f_1(\tau) f_2(t - \tau) d\tau. \quad (9.17)$$

В частотной области свертка представляет собой произведение комплексных спектров $F_1(\omega)$ и $F_2(\omega)$. На основе указанных соотношений, полагая одну из функций заданной, например, в виде δ -функции (бесконечно короткого сигнала), зная комплексный спектр сигнала, можно преобразовать последний в виде более короткого импульса. Такая необходимость возникает в методе отраженных волн в связи с тем, что при изучении слоистых сред, особенно осадочных комплексов, отраженные импульсы часто следуют друг за другом через малый интервал времени. Использование деконволюции позволяет сжать следующие друг за другом импульсы и тем самым повысить разрешающую способность. При практическом применении деконволюции встречаются вместе с тем значительные трудности [37]. Удовлетворительного результата удастся достичь в том случае, если принятая модель сейсмограммы близка к реальной. Кроме того, необходимо, чтобы в спектре исходных импульсов был достаточно высокий уровень высокочастотных компонент. Эффективное использование деконволюции возможно при относительно высоком отношении сигнал — помеха.

Как уже отмечалось выше, операция свертки требует знания не только амплитудного, но и фазового спектров. Однако опыт показывает, что вычисление фазового спектра сейсмической записи представляет собой практически невыполнимую задачу, особенно при работах на суше, в том числе по причине трудности фиксирования моментов вступления волн. Эту трудность частично можно преодолеть, если ввести некоторые ограничения на

форму анализируемых импульсов, предположив, например, что фазовый спектр слабо зависит от частоты. В большинстве случаев предполагается, что импульсы относятся к ноль-фазовым. В этом случае представляется возможным по заданному амплитудному спектру рассчитать частотный спектр на реальной сейсмограмме [111].

При обработке сейсмических данных используются и другие виды одноканальной фильтрации, например фильтр Винера, при подаче на вход которого реального сигнала достигается наилучшее приближение к заданному сигналу.

Наряду с потрассовыми способами фильтраций в МОВ широко применяются многоканальные фильтры, в которых используются не только динамические характеристики записи в каждой трассе, но также особенности кинематики волн, в частности наклона осей синфазности. Многоканальная фильтрация с математических позиций является пространственно-временной, и в ней используются, например, такие понятия, как двойное преобразование Фурье и другие интегральные преобразования. Отсылая интересующихся к специальной литературе [37, 111, 131], рассмотрим с общих позиций наиболее простые, но вместе с тем широко распространенные способы, основанные на суммировании колебаний по группе трасс. К числу последних относятся группирование приемников и источников, а также смещение при записи. Они были рассмотрены в главе 4. Здесь укажем только на то, что в настоящее время эти операции стремятся осуществлять в процессе обработки после введения статических поправок.

Распространенным видом многоканальной фильтрации является способ регулируемого направленного приема (РНП) [93]. Способ основан на суммировании колебаний относительно небольшой группы трасс (9 либо 12) в предположении, что оси синфазности регулярных волн на заданном интервале многоканальной сейсмограммы прямолинейны (рис. 9.10). Это достигается путем предварительного введения поправок за верхние неоднородности. Допустим, что анализу подлежат девять трасс, от 1-й до 9-й. Суммарное колебание относится в данном случае к 5-й трассе, которая остается не смещенной. Сканирование ведется по кажущимся скоростям v_k , которые связаны со смещением каждой трассы δt относительно предыдущей зависимостью $\delta t = \Delta x / v_k$, где Δx — расстояние между сейсмографами по профилю. Величины δt имеют различные знаки по обе стороны от трассы, образуя каждый раз прямолинейную цепь суммирования. При цифровой записи δt рассчитывается с точностью до интервала квантования записи, причем сканирование ведется для каждого из отсчетов центральной трассы. Суммирование по данному направлению с фиксированным значением v_k либо δt записывается в виде отдельной трассы суммоленты (см. рис. 9.10, б). Каждая из волн на суммоленте представляется теперь в виде локального разрастания амплитуд, причем центральная трасса с максимальной амплитудой фиксирует истинное значение кажущейся скорости. Отметим, что в процессе направленного суммирования существенно снижается уровень нерегулярного шума. Разрешенность волн по кажущейся скорости зависит от выбранной полосы частот, при этом острота характеристики направленности увеличивается с повышением частоты. Важно подчеркнуть, что способ РНП

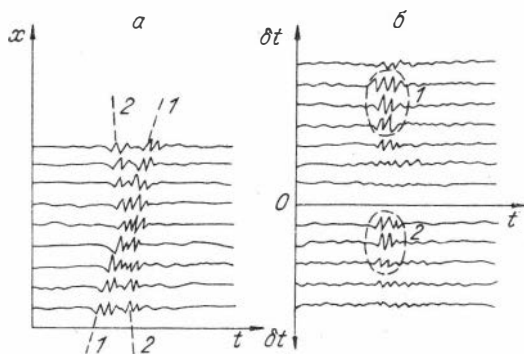


Рис. 9.10. Исходная 9-канальная сейсмограмма с двумя интерферирующими волнами (а) и соответствующая суммолента РНП (б). Цифры 1 и 2 — индексы волн.

используется не только для выделения отраженных волн и расшифровки зон интерференции, но служит весьма эффективным средством анализа волновых полей, включая низкоскоростные помехи, а также кратные и боковые волны.

Распространенной операцией является вычитание помех с заданной кажущейся скоростью v_k . Если имеются две трассы, принадлежащие прямойлинейной оси синфазности с фиксированными значениями Δx и v_k , то по приведенной выше формуле легко рассчитать δt , а затем сдвинуть вторую трассу на эту величину так, чтобы времена вступлений (экстремумов) импульсов совпадали. Меняя затем полярность одного из импульсов и производя суммирование, осуществим вычитание помехи в данной области сейсмограммы. Аналогичные операции проводятся для каждой пары трасс. В целях оптимизации вычитания осуществляется выравнивание амплитуд и сканирование по v_k в узкой области.

Наиболее распространенной многоканальной фильтрацией в МОВ следует считать суммирование по способу общей глубинной точки (ОГТ), рассматриваемой в параграфе 9.6.

9.5. ОДНОКРАТНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

Как отмечалось выше, простые системы наблюдений в настоящее время применяются ограниченно. Тем не менее они заслуживают хотя бы краткого рассмотрения, так как при их использовании наиболее выпукло проявляются теоретико-методические принципы метода и отчетливо выступает у нас стремление быстро анализировать системы сейсмограмм, в том числе в целях оперативного управления полевым экспериментом. К тому же следует иметь в виду, что в особо сложных ситуациях не всегда можно быть уверенным, что стандартные автоматические способы обработки при плотных системах наблюдений имеют решающее преимущество перед однократными, поскольку только при простых системах практически возможно реализовать оптимизацию условий возбуждения и приема. Добавим еще, что эффективность однократного профилирования, в том числе как предварительного этапа исследований, может быть существенно повышена путем использования принципов цифровой обработки, приспособленных к этому виду исследований.

Однократное профилирование по системе $D_2^{(1)}$ обеспечивает непрерывное прослеживание выдержанных по профилю регулярных отражающих границ. Опыт показал, что при возбуждении колебаний при помощи взрывов в скважинах наилучшее прослеживание чаще всего обеспечивается на относительно небольших расстояниях от источника, меньших глубины залегания границы. В этом случае одновременно достигается высокая степень разрешенности волн, что облегчает также использование принципа взаимности.

Вопрос о разрешенности отражений на различных расстояниях от источника кратко рассматривается ниже. Общая схема прослеживания изображена на рис. 9.11. Предполагается, что на интервале между соседними пунктами возбуждения (ПВ) располагается одна установка сейсмографов. Годограф из $ПВ_1$ обеспечивает непрерывное прослеживание волны на участке $M_{11} - M_{12}$. Соответственно годограф из $ПВ_2$ в левую сторону дает возможность непрерывно проследить границу на интервале $M_{22} - M_{12}$. Тем самым пара встречных годографов путем позиционной корреляции обеспечивает непрерывное освещение разреза на всем интервале L_1 .

Для правильного согласования фаз отражений на встречных годографах используется принцип взаимности (транспозиционная корреляция). Сопряжение с соседней сейсмограммой на интервале L_2 обеспечивается исходя из тождества эхо-трасс на $ПВ_2$. Дальнейшее прослеживание аналогично рассмотренному выше. Отметим, что при заглубленных источниках для обеспечения равенства времен на взаимных и эхо-трассах необходимо к наблюдаемым временам прибавить времена t_0 (см. параграф 9.1). Для простых

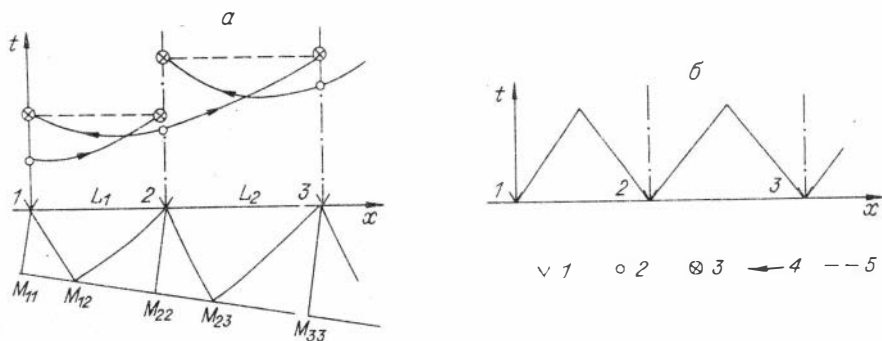


Рис. 9.11. Схема непрерывного прослеживания регулярной отражающей границы для системы $D_2^{(1)}$.

a — годографы и лучевые схемы на разрезе (1 — положение источников; 2 — времена t_0 для эхо-глубин; 3 — взаимные точки; 4 — годографы, как пути позиционной корреляции; 5 — направление транспозиционной корреляции); b — изображение системы наблюдений на обобщенной плоскости $t(\frac{l}{2}, x)$.

структурных условий и высокого отношения сигнал—помеха прослеживание отраженных волн по указанной схеме не представляет трудностей, особенно для опорных волн, обладающих устойчивостью динамических характеристик на относительно больших пространствах. Однако во многих случаях непрерывная корреляция нарушается как по причинам структурного характера (разломы, литологические замещения и др.), так и из-за наложения помех различной интенсивности. В результате этого наряду с непрерывной используется дискретная корреляция, основанная на детальном сопоставлении формы импульса данного отражения, а также устойчивых групп близко расположенных осей синфазности.

В результате выполнения корреляции, включая этап увязки по пересекающимся профилям, производится построение годографов. Анализ последних по форме, характеру локальных искажений, связанных с неоднородностью ВЧР, поведению точек пересечения встречных годографов и другим признакам нередко делает необходимым вновь возвращаться к этапу корреляции с целью обеспечить непротиворечивость данных как по отдельным горизонтам, так и по всей системе, включающей годографы от различных границ раздела в целом. При детальном анализе амплитуд и форм записи на годографах отмечаются имеющиеся динамические аномалии.

Прежде чем приступить к решению обратной кинематической задачи, вводят поправки за верхние неоднородности, рельеф и приведение данных к некоторому уровню (линии приведения). Исправленные годографы, как правило, должны иметь субгиперболическую форму, но при сложной тектонической обстановке это условие может не соблюдаться. В общем случае решение обратной кинематической задачи начинается с попытки расчета эффективных скоростей по годографам, имеющим регулярную форму и достаточно большую «стрелу» прогиба. Существует значительное количество способов определения эффективных скоростей по наблюдаемым годографам [85, 122], но мы кратко расскажем только о двух из них, предусматривающих квадратичные преобразования. Пусть имеется единичный годограф из заданного пункта возбуждения, на котором зафиксировано положение его минимума в направлении восстания с абсциссой $l_{\min}$. Тогда (9.2) можно переписать в виде

$$t^2 = \frac{(l - l_{\min})^2}{v^2} + t_0^2 \cos^2 \varphi, \quad (9.18)$$

где $l_{\min} = 2H \sin \varphi$.

Если построить график зависимости t^2 от $(l - l_{\min})^2$, то наклон этого графика $\Delta t^2 / \Delta (l - l_{\min})^2$ будет равен $1/v^2$.

Второй способ основан на рассмотрении пары встречных годографов, принадлежащих одной и той же волне с расстоянием L между соседними ПВ.

Принимая один из ПВ за начало координат, образуем для каждой из точек профиля разность $t_1^2 - t_2^2 = \sigma$. Нетрудно показать, что

$$\sigma = 2L/v^2 \cdot l \cdot \cos 2\varphi + C, \quad (9.19)$$

где C — член, не зависящий от l .

Отсюда видно, что σ линейно зависит от l и, следовательно, наклон графика $\sigma(l)$ пропорционален значению $1/v^2$, деленному на $2L \cos 2\varphi$. Для углов φ до 10° значения $\cos 2\varphi$ допустимо принять равными единице. Упрощенным вариантом данного способа является составление разностного годографа $t_1 - t_2 = t_\Delta(l)$. Соответственно делается замена $t_1^2 - t_2^2 = 2t_m t_\Delta$, где t_m — среднее время. Исходя из этого, вместо (9.19) можно записать

$$t_\Delta = \frac{1}{v^2} \cdot \frac{L}{t_m} \cos 2\varphi + C. \quad (9.19')$$

По наклону этой прямой находится значение v . Следует отметить, что способ разностного годографа, в принципе, справедлив только для малых углов φ и значения L не более глубины залегающего горизонта [85]. Он применим и для годографов, не исправленных за неоднородности ВЧР.

Глубинный разрез можно построить различными способами [85, 111]. Как правило, форма отражающей границы находится по известной зависимости средней скорости от t_0 , определяемой по данным обобщения эффективных скоростей и измерений в скважинах. Наиболее просто отражающую площадку, соответствующую данному годографу, можно построить по способу засечек, исходя из предположения локально плоской границы. Сущность способа легко понять из рис. 9.1, учитывая, что отрезок $SE = vt$. Если на годографе, после некоторого его осреднения, выбрать ряд точек с координатами l_k и t_k , а затем из S_k — проекции их на профиль как центров — провести дуги окружностей с радиусами vt_k , то при правильном значении средней скорости все дуги в идеале пересекутся в точке E — мнимом изображении источника. Далее проводим линию EO и находим среднюю точку этого отрезка, из которой затем восстанавливаем перпендикуляр. К некоторому отрезку этого перпендикуляра относится искомая отражающая площадка, которая ограничивается точками пересечений линий ES_k с указанным перпендикуляром для концов годографа.

Второй способ, характерный для методики РНП, предусматривает построение отражающего элемента по величине кажущейся скорости v_k в заданной точке годографа с абсциссой l_k . Согласно (1.35) по известному значению скорости v_0 в точке S_k находим угол выхода i_0 . Для однородной среды $v_0 = v$, $i_0 = i$. По известному значению i определяем направление отраженного луча и, откладывая по нему отрезок vt_k , определяем положение мнимого источника E . Дальнейшие операции сходны с указанными выше для способа засечек. В общем случае неоднородной среды $v = v(x)$ угол выхода i_0 находится по той же формуле (1.35), а положение отражающего элемента определяется по лучевым диаграммам [85] с учетом криволинейности лучей.

По способу квадратичного редуцирования [88] любой годограф можно преобразовать в линию $t_0(x)$, используя соотношение

$$t_r^2 = t^2 - \frac{l^2}{v_r^2}, \quad (9.20)$$

где v_r — скорость редуцирования.

Доказывается, что при $v_r = v/\cos\varphi = v_{\text{орт}}$ редуцированный годограф $t_r(l)$ преобразуется в прямую линию, причем значение t_0 относится к средней точке источник — приемник. На основе этого любую систему годографов вдоль профиля можно преобразовать в кинематический временной разрез, в том числе для криволинейных границ раздела. В принципе, способ квадратичного преобразования может быть реализован на ЭВМ с целью получить

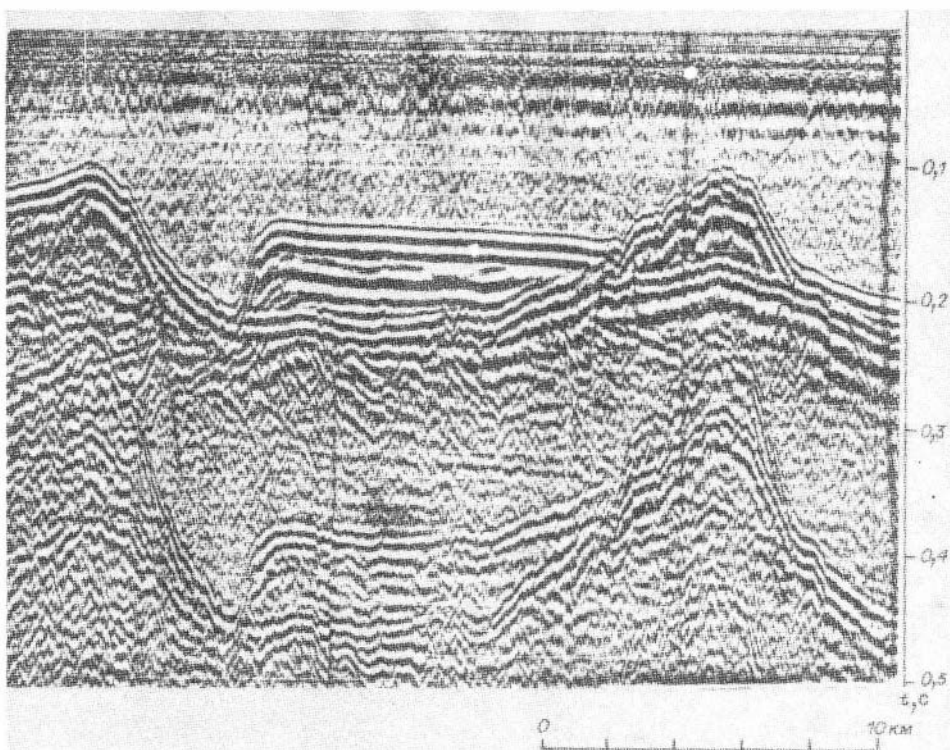


Рис. 9.12. Фрагмент временного разреза, полученный при однократном профилировании D_1 в условиях морского шельфа.

динамический временной разрез, т. е. сохранить амплитудные, частотные и фазовые характеристики сигналов.

Если расстояние между источниками L сделать близким к нулю, то система $D_2^{(1)}$ автоматически переходит в систему D_1 , когда по профилю непосредственно воспроизводятся через некоторый небольшой интервал Δx эхо-трассы. Технологически такую систему проще всего реализовать на акваториях в процессе движения корабля [56]. Подобные исследования проводятся на различных частотах, в диапазоне приблизительно от 150 Гц до 10 кГц (см. главу 11). В качестве примера на рис. 9.12 воспроизводится фрагмент динамического разреза, на котором хорошо видны рельеф дна моря (шельфовая зона) и структура придонных осадков.

Отметим, что для правильной интерпретации временных разрезов необходимо осуществить миграцию. Этот вопрос будет рассмотрен ниже применительно к обработке данных, получаемых по системе многократного перекрытия.

Естественно, что при использовании систем D_1 , в принципе, невозможно определять эффективные скорости в связи с отсутствием разностной базы.

Подчеркнем, что в случае плоской границы и $v = \text{const}$ невозможно определить по $t_0(x)$ значение скорости v . Поэтому для границ малой кривизны обратная кинематическая задача решается только при известном распределении скоростей в среде. Положение изменяется, если удается зарегистрировать отражение на центральных лучах от границы с большой кривизной, например от выпуклой поверхности с круговым сечением при радиусе r . В этом случае эпицентр замка антиклинами отчетливо фиксируется по минимуму на кривой $t_0(x)$. Примем эту точку (P) за начало локальной системы координат, где $t_{0P} = 2z_0/v$ и z_0 — глубина до границы в замке складки (см. рис. 9.1, а). Пусть на расстоянии a от точки P зафиксировано время: $t_{0a} = 2/v(\sqrt{a^2 + (z_0 + r)^2} - r)$.

Решая совместно уравнения для t_{0P} и t_{0a} , получим выражение для скорости v :

$$v = 2 / \left(t_{0a} - t_{0P} \left(r t_{0P} + \sqrt{r^2 t_{0P}^2 + (a^2 + r^2) (t_{0a}^2 - t_{0P}^2)} \right) \right).$$

Исключением являются границы с очень большой кривизной либо узлы дифракции (см. параграф 9.2), но такого рода нерегулярности встречаются относительно редко.

Однократное прослеживание отраженных волн осуществляется также при вертикальном профилировании глубоких скважин в процессе просвечивания (см. главу 10). Такие исследования проводятся для определения природы отражающих объектов, а также выяснения характера прослеживания волн по вертикали, в частности в верхней части разреза. Кроме того, в процессе вертикального профилирования оценивается роль кратных волн и определяется природа их образования.

9.6. МНОГОКРАТНОЕ ПРОФИЛИРОВАНИЕ

Система однократного профилирования, обеспечивая, в принципе, строгое решение двумерной обратной задачи, обладает вместе с тем некоторыми существенными недостатками. В качестве первого из них следует указать ограниченные возможности в части повышения отношения сигнал — помеха на результирующих динамических временных разрезах. Второй недостаток — ограничение глубины исследования, вызванное нарастающим влиянием кратных волн по мере увеличения t_0 . В системах $D_2^{(1)}$ только в некоторых случаях можно распознать кратные волны среди однократных и не принимать их во внимание в процессе интерпретации данных.

Системы многократного профилирования (многократных перекрытий) подразделяются на фланговые (рис. 9.13, а) и симметричные (двухфланговые, рис. 9.13, б). Нередко наблюдения ведутся не от источника, а с некоторым выносом. Последние характерны при наблюдении с поверхностными источниками (на рис. 9.13 зона выноса, т. е. возможного отсутствия наблюдений, ограничена штриховыми линиями). Расстояние между источниками в рассматриваемых системах сопоставимо либо равно расстоянию между приемниками (центрами групп). Максимальное удаление источник — приемник в $D_2^{(k)}$ в несколько раз больше, чем при наблюдениях по системе $D_2^{(1)}$. Это связано прежде всего с необходимостью обеспечить достаточно высокую точность определения скоростей и отделить по этому параметру однократные волны от многократных.

Если на рис. 9.13, а через один из пунктов возбуждения провести перпендикуляр к оси x , то он пересечет изображенные линии наблюдения k раз, где k — показатель кратности. На рис. 9.13, б количество таких точек в центральной заштрихованной части равно $2k$. Для горизонтально-слоистой модели среды указанное ортогональное сечение будет строго фиксировать общие глубинные точки для любой из границ раздела.

Преимущество многократного профилирования состоит в том, что по имеющемуся набору сейсмограмм можно одновременно рассматривать кине-

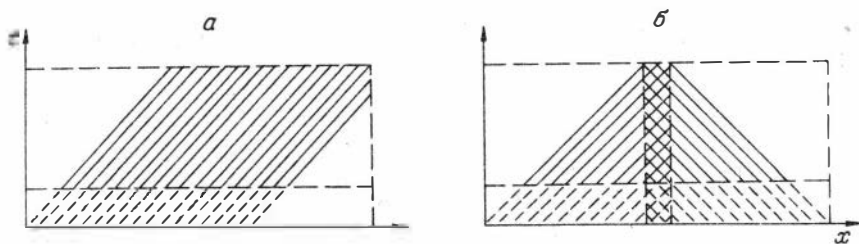


Рис. 9.13. Изображение системы многократных перекрытий на обобщенной плоскости $t(\frac{l}{2}, x)$.

а — фланговая; б — симметричная (двухфланговая).

матические и динамические годографы: ОТВ (общие точки возбуждения), ОТП (общие точки приема) и ОГТ (общие глубинные точки). Это осуществляется путем автоматизированной выборки трасс с учетом принципа взаимности.

Идея способа общей глубинной точки состоит в том, что криволинейные субгиперболические оси синфазности отраженных волн на сформированных сейсмограммах ОГТ приводятся к временам при $l = 0$ в соответствии с формулой (9.6). После оптимизации этой операции осуществляется синхронное суммирование k раз, где k — показатель кратности (обычно от 12 до 48). В результате суммирования отношение сигнал — помеха в идеале возрастает в $\sqrt{k}$ раз.

Приведение совокупности зарегистрированных сейсмограмм в последовательность эхо-трасс динамического временного разреза представляет собой вместе с тем далеко не простую операцию, что связано с необходимостью корректного учета ряда искажающих факторов. К ним относится: нестабильность условий возбуждения и приема, обусловленная изменением грунтовых условий по профилю, искажающее влияние неоднородностей в верхней части разреза и рельефа местности, уменьшение амплитуд волн по мере возрастания t_0 , связанное с расхождением фронтов и неупругим поглощением. Весьма неоднозначным подчас является исключение кратных волн с временного разреза. Добавим еще, что способ ОГТ строго обоснован только для горизонтального залегания слоев и потому в сложных структурно-литологических условиях не всегда может обеспечить оптимальное суммирование и соответственно правильное решение обратной задачи.

Предварительные операции. Перед введением статических и кинематических поправок и последующим суммированием трасс проводится детальный анализ исходных сейсмограмм и их редактирование.

В процессе редактирования исключаются дефектные трассы, производится вычитание некоторых помех с прямолинейными осями синфазности (например, воздушная волна). Поскольку величина $l_{\max}$ остается неизменной для всей записи, то при относительно небольших величинах l отношение l/H оказывается слишком большим и это отрицательно сказывается на результатах последующего суммирования. Поэтому на сейсмограммах «вырезается» некоторый конус с вершиной в точке источника, причем части трасс, не входящие в указанный конус, «обнуляются» (мьютинг).

К предварительным относятся также операции типа деконволюции и другие виды одноканальной фильтрации. Вслед за этим производится выравнивание амплитуд на разных расстояниях от источника в виде компенсации за эффект расхождения. Наиболее просто это осуществляется для горизонтально-слоистой среды путем умножения отсчетов на трассах на величину, пропорциональную скорости $v_{\text{огт}}$ [68]. В случае криволинейных отражающих и промежуточных границ для расчета коэффициента расхождения используются специальные приемы [2]. Напомним, что учет расхождения позволяет в дальнейшем оперировать с плоскими волнами.

Последующий учет поглощения плоских волн осуществляется путем умножения на экспоненциальную функцию $\exp(\alpha_{\text{ср}} S)$, где $\alpha_{\text{ср}}$ — средний коэффициент поглощения, S — длина отрезка пути. Поглощение в данном случае представляет собой суммарный эффект неупругих потерь и уменьшение интенсивности волны за счет отражения от промежуточных границ в западном интервале глубин. Строгий учет поглощения по обоим составляющим практически возможен только путем использования данных скважинных измерений в аналогичных условиях. Если скважинные измерения отсутствуют, то компенсация снижения интенсивности отраженных волн с увеличением времени осуществляется путем включения полуавтоматического регулятора амплитуд по эмпирически установленному закону.

Большое значение имеет учет амплитудных и частотных искажений, связанных с нестабильностью условий возбуждения и приема, а также искажений, обусловленных прохождением волны в верхней части разреза. Строгие решения здесь отсутствуют. Имеющиеся способы статистической обра-

ботки [2, 68] основаны на некоторых предположениях, в частности на допущении, что коэффициент отражения не зависит от угла падения.

При работах на акваториях условия возбуждения и приема стабильны, но дополнительно необходимо учитывать эффекты, связанные с преломлением волн на сложной поверхности дна водоема и с изменчивостью условий прохождения волн в твердую среду за счет различия в структуре придонных осадков.

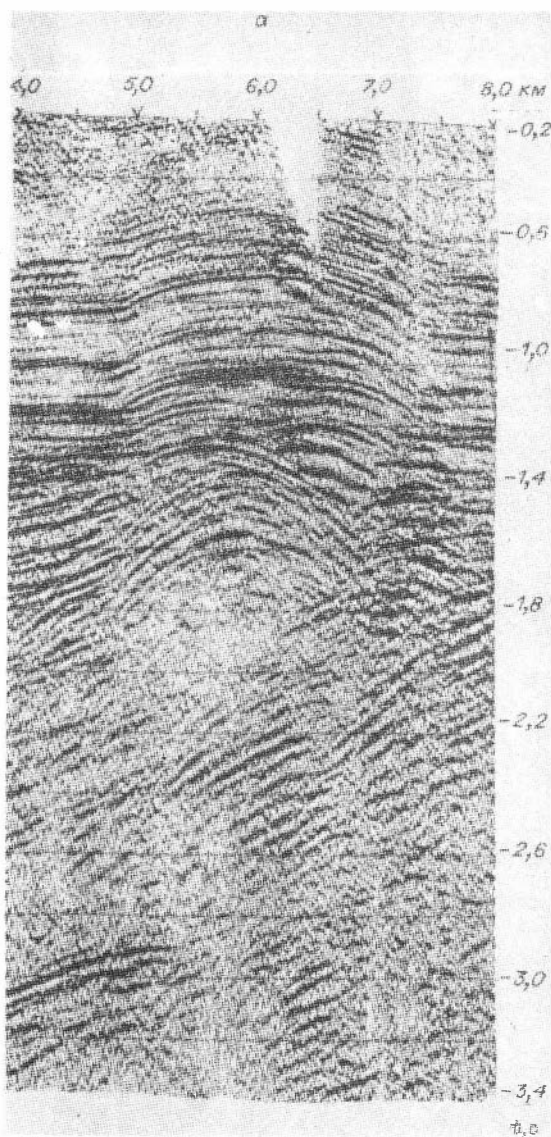
Кинематические и статические поправки. Если бы наблюдения проводились на горизонтальной поверхности, а скорости в среде в пределах, соответствующих заданному годографу ОГТ, оставались неизменными, то для последующего синхронного суммирования колебаний достаточно было бы ввести только кинематическую поправку. Последняя представляет собой разность $t(l) - t_0$. Согласно (9.6),

$$\Delta t = \sqrt{t_0^2 + \frac{l^2}{v_{\text{ОГТ}}^2}} - t_0. \quad (9.21)$$

Кинематическая поправка вводится для каждого отсчета кодированной сейсмограммы ОГТ.

Величина $v_{\text{ОГТ}}$, входящая в (9.21), известна только приближенно. С целью корректного подбора $v_{\text{ОГТ}}$ проводится предварительное введение поправок и последующее суммирование для некоторого ряда значений $v_{\text{ОГТ}}$. Такое сканирование осуществляется либо для отдельных интервалов профиля, либо для всех совокупностей наблюдений. Сканирование дает возможность оценить отношение сигнал — помеха для всего интервала t_0 на временном разрезе, в результате чего строится зависимость $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$. Кроме основной зависимости, соответствующей однократным волнам на плоскости $(t_0, v_{\text{ОГТ}})$, могут появиться побочные ветви от кратных волн. Чаше всего эти ветви располагаются влево от основной кривой, обладая меньшими скоростями, что соответствует кратным волнам типа 4, 5 на рис. 9.4. а. Используя основную кривую $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$, производят обработку данных (как правило, предварительную) по одному или нескольким близко расположенным профилям. Кратные волны при этом частично или полностью подавляются.

Процесс сканирования и построение графиков $v_{\text{ОГТ}}(t_0)$ применимы в условиях относительно небольшого диапазона изменения углов наклона границ раздела на заданном участке профиля. Может оказаться, что среди полого залегающих горизонтов в разрезе имеются отдельные круто наклоненные



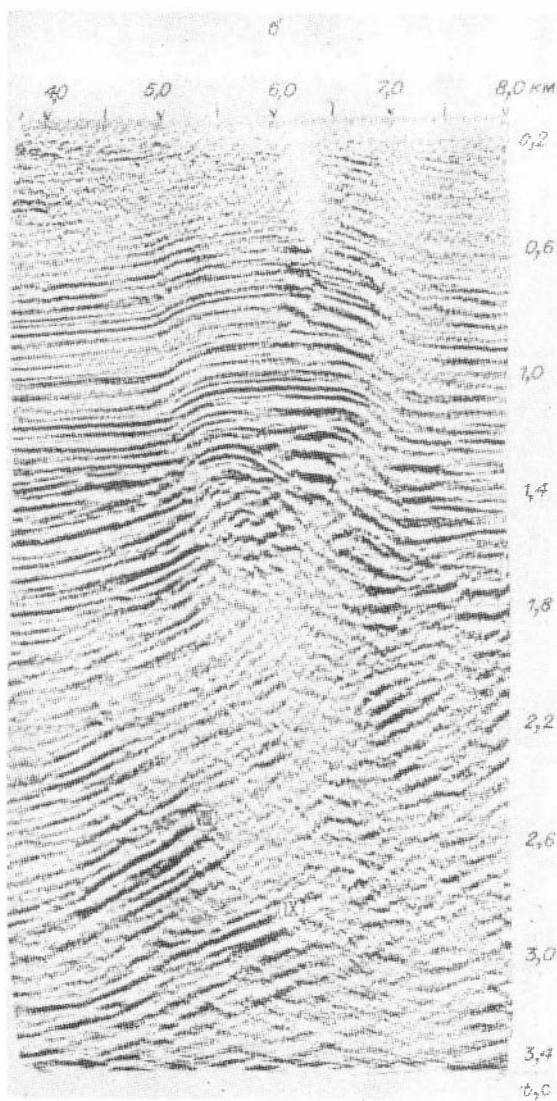


Рис. 9.14. Фрагмент временного разреза для района оз. Зайсан до миграции (а) и после миграции (б) (по материалам ПГО Сибнефтегеофизика).

границы (например, склон соляного купола либо зона разлома), для которых $v_{огт}$ при тех же значениях t_0 могут сильно отличаться от средней кривой $v_{огт}(t_0)$. Для корректного выделения отраженных волн от таких аномально залегающих границ требуется производить специальное сканирование. При формировании временного разреза выделенные оси синфазности как бы внедряются в стандартный временной разрез.

При наличии априорных данных о слоистости разреза может оказаться целесообразным проводить расчет кинематических поправок численным методом, исходя из заданной модели разреза.

В реальных условиях при работах на суше перед введением кинематических поправок и суммированием сейсмограммы ОГТ предварительно редуцируются на некоторый уровень путем введения поправок за рельеф и неоднородность ВЧР. Такие поправки называются априорными статическими, и о способах их введения было сказано в пара-

графе 9.5. Точность расчета априорных статических поправок обычно невелика из-за сложности изучения ВЧР, в связи с чем осуществляется коррекция статических поправок. Операция эта весьма непростая, и здесь мы наметим только общие контуры решения задачи.

Коррекция статических поправок осуществляется на основе обработки сейсмограмм ОТВ либо ОТП, а также совместно тех и других. Предполагается, что после введения априорных статических поправок годографы имеют гиперболическую форму и если углы наклона границ невелики, то смещением минимума годографа от точки источника можно пренебречь. Затем вводятся кинематические поправки по формуле (9.21) и спрямляются оси синфазности в линию $t_0(x)$. После этого вычисляются отклонения оси синфазности $t_0(x)$ от осредненной линии, чаще всего в виде прямой. Измеренные отклонения рассматриваются как дополнительные к априорным статическим поправкам. Подобные операции выполняются по большому числу прямых и обратных годографов, что позволяет оценить сходимость результатов перед последующим осреднением данных. Осреднение проводится также по осям синфазности различных отражающих горизонтов. Наиболее надежные результаты,

естественно, могут быть получены для тех волн, которые отчетливо отмечаются на исходных сейсмограммах ОТВ.

После первого акта коррекции статических поправок приступают к повторному подбору кинематических поправок и построению динамических временных разрезов во втором приближении. При необходимости такой итерационный процесс последовательной оптимизации «кинematики» и «статики» может выполняться 5 раз и более. После завершения этого процесса трассы временного разреза, как правило, вновь подвергаются операции деконволюции, а также частотной фильтрации.

Скоростные спектры, миграция. В граф обработки входят такие операции, как получение вертикальных и горизонтальных скоростных спектров. Скоростным спектром называется зависимость амплитуды данной области временного разреза от $v_{огт}$. Максимальные амплитуды на спектрах соответствуют наиболее вероятному значению скорости. Вертикальные спектры строятся в направлении оси t_0 через определенные интервалы, а горизонтальные — вдоль основных отражающих горизонтов. Обобщение данных по скоростным спектрам дает возможность получить распределение эффективных скоростей ОГТ на плоскости разреза, а при использовании формулы (9.13) — и распределение пластовых скоростей. Но перед указанными операциями необходимо преобразовать эффективные скорости $v_{огт}$ в предельные эффективные скорости v_0 . Осуществляется также пересчет v_0 в средние скорости v_m .

На рис. 9.14, а приведен пример временного разреза для района оз. Зайсан (Казахстан) с достаточно сложной глубинной тектоникой. Можно видеть, что некоторые оси синфазности пересекаются, так как не учтен горизонтальный снос точек отражения; поэтому отображение отражающих границ на временном разрезе может быть в некоторых случаях сильно искажено [134]. Это связано с тем, что эхо-трассы на временном разрезе изображаются не в направлении центровых лучей (нормальная плоскость), а по вертикали. В результате отражающие точки оказываются сдвинутыми в направлении падения. Это явление называется миграцией (рис. 9.15).

Пусть на глубинном разрезе имеется граница $z(x)$ протяженностью AB , с углом наклона φ . Если по вертикали откладывались не величины z , а значения нормалей H , то отрезок AB трансформируется в $A'B'$, протяженность которого больше, чем AB . Пусть на границе $z(x)$ имеется отражающая точка M с нормалью $MN = H$. На разрезе $H(x)$ она займет положение M' , причем $M'N = H$. Нетрудно показать, что $dH/dx = \sin\varphi$. Задача миграции состоит в том, чтобы точку M' перенести в M , а точку наблюдения N сместить в направлении восстания на величину $\Delta x = NN'$. Поскольку нормаль H связана с t_{0H} простой зависимостью $H = (v/2) \cdot t_{0H}$, то градиент $dH/dx = \frac{v}{2} \cdot \frac{dt_{0H}}{dx} = \sin\varphi$. Вместо времени t_{0H} будем оперировать t_{0z} по вертикальному лучу $N'M = z$. Величины t_{0H} и t_{0z} связаны через φ так же, как H и z , т. е. $t_{0z} = t_{0H} \cdot \cos\varphi$. Зависимость между φ и dt_{0H}/dx была указана выше, поэтому операция миграции сводится к использованию двух соотношений:

$$\Delta x = \frac{v^2}{4} t_{0H} \frac{dt_{0H}}{dx};$$

$$z_{0z} = z_{0H} \sqrt{1 - \frac{v^2}{4} \left(\frac{dt_{0H}}{dx} \right)^2}. \quad (9.22)$$

При помощи этих формул первоначальный временной разрез, в том числе для криволинейных осей синфазности, пересчитывается в мигрированный разрез, когда отражающие точки занимают свое истинное положение с сохранением динамических характеристик записи. Объекты дифракции на мигрированном разрезе будут фокусироваться в точки. На обычном

Сопоставление обычного и мигрированного разреза приведено на рис. 9.14. Можно видеть, что на мигрированном разрезе отсутствуют пересекающиеся оси синфазности и явления, связанные с наличием дифрагирующих объектов.

ные волны не удается. В этом случае положительные результаты дает способ регистрации отраженных волн в скважине с использованием вертикальной установки сейсмографов [119]. Источники располагаются на поверхности земли через относительно малые интервалы. Такая методика получила название способа обращенного годографа $t(x, z_0)$, где x — удаление источника от устья скважины, z_0 — глубина погружения центра многоприборного зонда. Наличие распределенной вертикальной установки дает возможность выделять только восходящие однократные отраженные волны. Путем введения по специальным формулам кинематических и статических поправок обращенный годограф трансформируется в линию $t_0(x)$, причем величины скоростей в данном случае заранее известны по данным сейсмокаротажа в той же скважине. Важно отметить, что исследования в скважинах, в том числе наклонных, дают возможность изучить субвертикальные отражающие границы, в принципе недоступные при проведении только поверхностных наблюдений. Эффективность решения подобного рода задач могла бы сильно возрасти, если в скважине размещать не только приемники, но и источники.

Существуют два вида решения пространственных задач — через системы D_1 и D_2 и путем прямого использования систем D_3 . В первом из них обработка экспериментальных данных проводится в предположении двумерной среды, а пространственная задача решается только на уровне интерпретации. Сюда входит, прежде всего, построение различных типов карт: структурных по одному или нескольким горизонтам, изопахит для отдельных толщ разреза, средних и пластовых (интервальных) скоростей. Если углы наклона отража-

ющих границ велики, то предварительно строятся структурные карты в изонормальных $H(x, y)$, которые затем пересчитываются в карты в изовертикалях $z(x, y)$ путем построения огибающих на разрезах по ортогональным профилям на $H(x, y)$ [28]. На структурных картах при необходимости отображаются проекции пересечения заданного горизонта с поверхностью разлома, линии прекращения прослеживания данного горизонта за счет выклинивания и другая дополнительная информация, в том числе динамические характеристики опорной волны.

При построении карт скоростей осуществляется предварительный пересчет эффективных скоростей в средние и среднепластовые.

Определенное значение имеет построение карт векторов падения. В принципе, это может быть осуществлено при наличии карты изохрон из одного пункта возбуждения. Зная направление и величину $\text{grad } t$ в фиксированной точке карты, можно при заданной величине скорости либо известном законе распределения скоростей по глубине определить все параметры отражающего элемента — координаты, угол и азимут падения [85, 96]. Чаше всего подобная задача решается по методике крестовых зондирований. Пусть имеются два коротких пересекающихся профиля, по которым тем или иным способом найдены кажущиеся углы наклона и их синусы: $\sin \varphi_{\kappa 1}$ и $\sin \varphi_{\kappa 2}$. Азимут первого профиля примем за условный нуль. Тогда второй профиль будет иметь азимут, равный углу между профилями, который обозначим через ω . Истинный угол наклона границы и азимут падения могут быть найдены согласно (8.7) из системы двух уравнений

$$\left. \begin{aligned} \sin \varphi_{\kappa 1} &= \sin \varphi \cdot \cos \psi, \\ \sin \varphi_{\kappa 2} &= \sin \varphi \cdot \cos(\omega - \psi). \end{aligned} \right\}$$

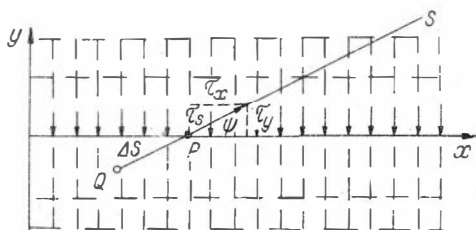
По известным значениям φ , ψ и времени t_0 в точке пересечения профилей при заданной величине скорости находится положение отражающего элемента в пространстве. Значительно проще такая задача решается графически. По каждому из профилей с учетом знаков φ_{κ} откладываются в определенном масштабе отрезки, равные соответственно $\sin \varphi_{\kappa 1}$ и $\sin \varphi_{\kappa 2}$ [85]. Из концов этих отрезков восстанавливаются перпендикуляры к каждому из профилей. Пересечение последних укажет конец вектора, длина которого численно равна $\sin \varphi$, а направление совпадает с истинным падением отражающей площадки. Проекция центра отражающей площадки на дневную поверхность и глубина z так же достаточно просто находятся путем графических построений.

Рассмотренные выше способы решения трехмерной задачи не всегда обеспечивают требуемую высокую точность результативных построений, в том числе по причине неоптимального выделения сигналов на фоне помех. Последнее связано, в частности, с неполным подавлением азимутально распределенных помех при двумерном профилировании. Поэтому при исследованиях сверх детального характера, например на площадках крупных месторождений нефти и газа с гетерогенной структурой коллекторов, наблюдения ведутся по площадным системам D_3 . Многообразие таких систем вызвано конкретными целями исследований, а также соображениями экономического и экологического характера. Практически всегда используются системы $D_3^{(k)}$.

Применяемые на практике способы обработки площадных наблюдений отличаются значительным разнообразием, в том числе в характере программного обеспечения [68, 125]. Поэтому здесь ограничимся рассмотрением простейшей системы ортогональных профилей.

Пусть, на заданной площади проложен магистральный профиль, линию которого условно примем за ось x (рис. 9.16). По данному профилю реализована система $D_2^{(k)}$ и проведена обработка по способам, рассмотренным в предыдущем параграфе. В направлении, параллельном оси y , проложены относительно короткие ортогональные профили по системе многократного

Рис. 9.16. Фрагмент схемы площадных наблюдений и расчет параметров миграции.



перекрытия. Кроме того, по каждому ортогональному профилю выполнены непродольные наблюдения. По профилям в направлении оси y так же, как и по профилю x , выполнены операции подбора статических и кинематических поправок. При этом $v_{\text{ОГТ}}$ по ортогональным профилям не будут одинаковы и в соответствии с (9.6') подчиняются зависимости

$$v_{\text{ОГТ}} = v(1 - \sin^2 \varphi \cdot \cos^2 \varphi)^{-1/2}. \quad (9.23)$$

Отсюда следует, что $v_{\text{ОГТ}}$ может изменяться от v до $v/\cos \varphi$. При угле падения $\varphi = 30^\circ$ различие в скоростях составляет около 16 %, и это должно быть принято во внимание при увязке данных по ортогональным профилям.

Рассмотрим некоторую точку P пересечения двух взаимно перпендикулярных профилей. В ней известны величины $t_{\text{ОН}}$, а также градиенты $\tau_x = dt_{\text{ОН}}/dx$ и $\tau_y = dt_{\text{ОН}}/dy$. Величина полного градиента и его направление по линии S определяются по формулам

$$|\tau_S| = \left| \frac{dt_{\text{ОН}}}{dS} \right| = (\tau_x^2 + \tau_y^2)^{-1/2}; \quad \text{tg} \psi = \frac{\tau_y}{\tau_x}. \quad (9.24)$$

При этом в последней формуле должны быть учтены знаки градиентов.

Полученные данные позволяют осуществить пространственную миграцию по формулам (9.22), где $dt_{\text{ОН}}/dx$ следует заменить на $dt_{\text{ОН}}/dS$, а Δx — на ΔS (см. рис. 9.16). Точка P займет теперь положение Q .

Подобные операции выполняются для серии точек на оси x , а также по профилям, параллельным оси x , изображенным на рис. 9.16 штрихами. В результате может быть получено поле $t_{\text{ОЗ}}(x, y)$, которое по известным значениям скоростей пересчитывается в глубинное изображение объекта.

Укажем, что в условиях невысокого отношения сигнал — помеха перед операцией миграции и после согласования кинематических и статических поправок по разным направлениям целесообразно осуществить площадное суммирование согласно (9.6'). При этом количество суммируемых трасс может достигать нескольких сотен, что обеспечивает снижение уровня помех по всем направлениям за счет резкого усиления статистического эффекта.

Зная значения $t_{\text{ОЗ}}$ для всего пространства, зафиксированные в памяти компьютера, представляется возможным получить мигрированный временной разрез в любом желаемом направлении. Кроме того, осуществляется построение горизонтальных срезов при фиксированных значениях $t_{\text{ОЗ}}$ в виде карт средних амплитуд.

Еще раз подчеркнем, что рассмотренная схема обработки площадных наблюдений иллюстрирует только принцип подхода к решению обратной пространственной задачи. Конкретные алгоритмы и программы сильно отличаются от этой схемы, в том числе в части дополнительного использования непродольных наблюдений в обоих направлениях, реализации миграции путем применения дифракционных преобразований и другое.

9.8. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ПОПЕРЕЧНЫХ И ОБМЕННЫХ ВОЛН

Общие сведения о физических характеристиках поперечных и обменных волн, в том числе отраженных, были указаны в главах 1 и 3, а некоторые сведения о возбуждении и приеме — в главе 4. Здесь отметим только

главные особенности методики обработки экспериментальных данных и интерпретации в рамках многоволновой модификации МОВ, когда поперечные и обменные (векторные) волны используются в комплексе с продольными. Отметим еще, что векторные отраженные волны используются в настоящее время при изучении относительно неглубоко залегающих объектов, относящихся преимущественно к осадочным бассейнам (поиски нефти, газа, угля).

Поперечные волны. Исследования проводятся практически всегда по системам многократного профилирования D_2^k [70, 103, 131, 134], но в период становления метода применялось и однократное профилирование [82, 133].

Поперечные волны в настоящее время возбуждаются практически всегда на поверхности земли, причем применяются преимущественно вибрационные источники. Это обстоятельство часто приводит к тому, что поперечные волны регистрируются при более высоком уровне помех, чем продольные. В качестве помех выступают поверхности волны, а также обменные и продольные, обязанные своим происхождением несовершенству характеристик направленности реальных источников. Основным средством борьбы с помехами последнего типа является использование способа вычитания противоположно направленных (парных) воздействий (см. главу 4). Эта операция, позволяющая увеличить отношение сигнал — помеха в 5—10 раз, реализуется в настоящее время по специальным программам [103].

Чаще всего наблюдения проводят по схеме ($Y - y$), когда источники и приемники ориентированы перпендикулярно профилю. Как известно, в этом случае для простых моделей сред возбуждаются и регистрируются волны SH , поляризованные в горизонтальной плоскости. Если исследования нацелены на изучение анизотропии среды, то параллельно применяются системы ($X - x$), а также ($Y - x$) и ($X - y$). Что касается расположения источников и приемников по профилю, то они обычно такие же, как и для продольных волн. Это диктуется соображениями идентификации результатов в рамках многоволнового подхода.

На рис. 9.17 приведены фрагменты сейсмограмм поперечных SV - и SH -волн в сравнении с продольными. Обращает на себя внимание значитель-

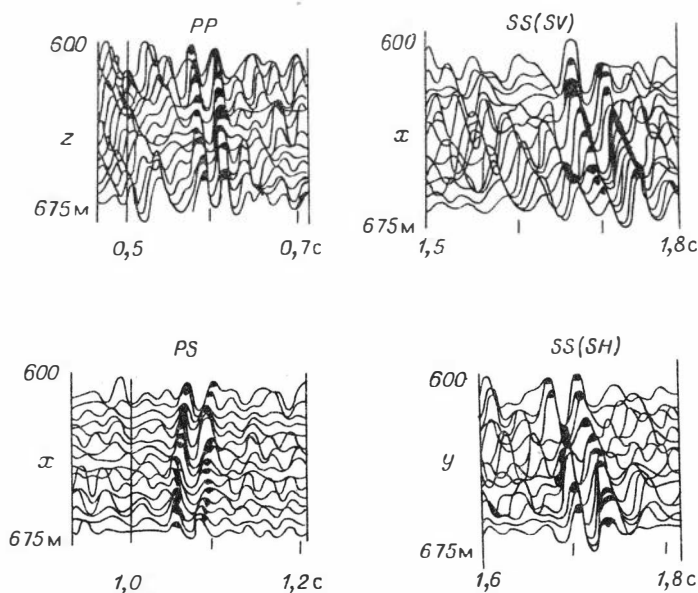


Рис. 9.17. Фрагменты сейсмограмм четырех типов отраженных волн. Положение источников (поверхностных взрывных) и сейсмографов совпадает. Сейсмографы устанавливаются в направлении восстания границы с углом наклона $\varphi \approx 18^\circ$ [134].

ное различие во временах вступлений и частотах обоих типов волн. В первом приближении чаще всего отношение частот f_S/f_P пропорционально отношению скоростей v_S/v_P . Отмечается различие в кажущихся скоростях, а также в отношениях сигнал — помеха для обоих типов поперечных волн.

Кинематические характеристики поперечных волн сходны с таковыми для продольных (см. рис. 9.1). Отличие состоит лишь в величинах скоростей. Поэтому обработка экспериментальных данных проводится в основном по программам, разработанным для продольных волн [68, 111]. Одной из особенностей является указанная выше операция вычитания противоположно направленных воздействий, используемая преимущественно при взрывных источниках. При наличии трехкомпонентной косы в этом случае часто производят операцию суммирования противоположных воздействий и при удовлетворительном качестве суммарных сейсмограмм проводят их обработку с целью получения временных разрезов по продольным PP - (z -компонента) и обменным PS - (x -компонента) волнам.

Значительные трудности в процессе обработки возникают при введении статических поправок, которые часто очень велики и имеют сложное распределение по горизонтали. Тем не менее эту трудность удастся преодолеть, особенно если учесть, что частоты поперечных волн невелики. Попутно отметим, что статические поправки по P - и S -волнам далеко не всегда коррелируются между собой, поэтому изучение их требует автономного подхода.

На рис. 9.18 сопоставляются временные разрезы по P - и S - волнам для одного из районов Прикаспийской впадины. Масштабы шкал t_{0P} и t_{0S} обычно различаются в 2 раза, что облегчает сопоставление данных по одноименным горизонтам. Из приведенной иллюстрации видно, что опорные волны PP и SS имеют сопоставимый облик записи и легко отождествляются. Однако в деталях разрезы не вполне одинаковы, что подтверждает независимость получаемой информации по обоим типам волн.

Как показывает опыт, точность определения глубин, углов наклона и скоростей раздельно по PP - и SS -волнам в среднем одинакова. Вместе с тем независимость получаемой информации дает возможность повысить надежность структурных построений. Существенно новой информацией, получаемой при совместном использовании двух типов волн, является возможность определять средние и пластовые отношения скоростей $v_S/v_P = \gamma$, а в соответствии с (1.14) — коэффициенты Пуассона. Если на временных разрезах надежно отождествлены два отражающих горизонта с разностью времен Δt_{PP} и Δt_{SS} , то среднепластовое значение $\gamma_{пл}$ находится из простого соотношения

$$\gamma_{пл} = \frac{\Delta t_{PP}}{\Delta t_{SS}}. \quad (9.25)$$

Так, например, доказано [70, 103], что в пластах, содержащих газ и нефть, $\gamma_{пл}$ имеет повышенное значение.

Наблюдения на двух горизонтальных компонентах (x — y), особенно при использовании X - и Y -источников, позволяют надежно определять параметры анизотропии и выявлять поляризационные аномалии. Последние органически связаны с анизотропией и структурной неоднородностью среды, но даже качественное изучение их позволяет судить о тех или иных особенностях изучаемых объектов.

Обменные PS -волны. Наряду с поперечными в практике многоволновых исследований нашли применение также обменные отраженные волны. К наиболее стабильным относятся волны PS , обменивающиеся в акте отражения (см. рис. 9.17). Как показали теоретические расчеты и эксперимент, такие волны обычно обладают большей интенсивностью по сравнению с волнами, обменивающимися в акте прохождения [15, 103].

Волны PS наиболее отчетливо регистрируются от взрывов в скважинах. Такой источник в наибольшей степени приближается к центру давления, когда уровень поперечных волн, выступающих в данном случае в роли по-

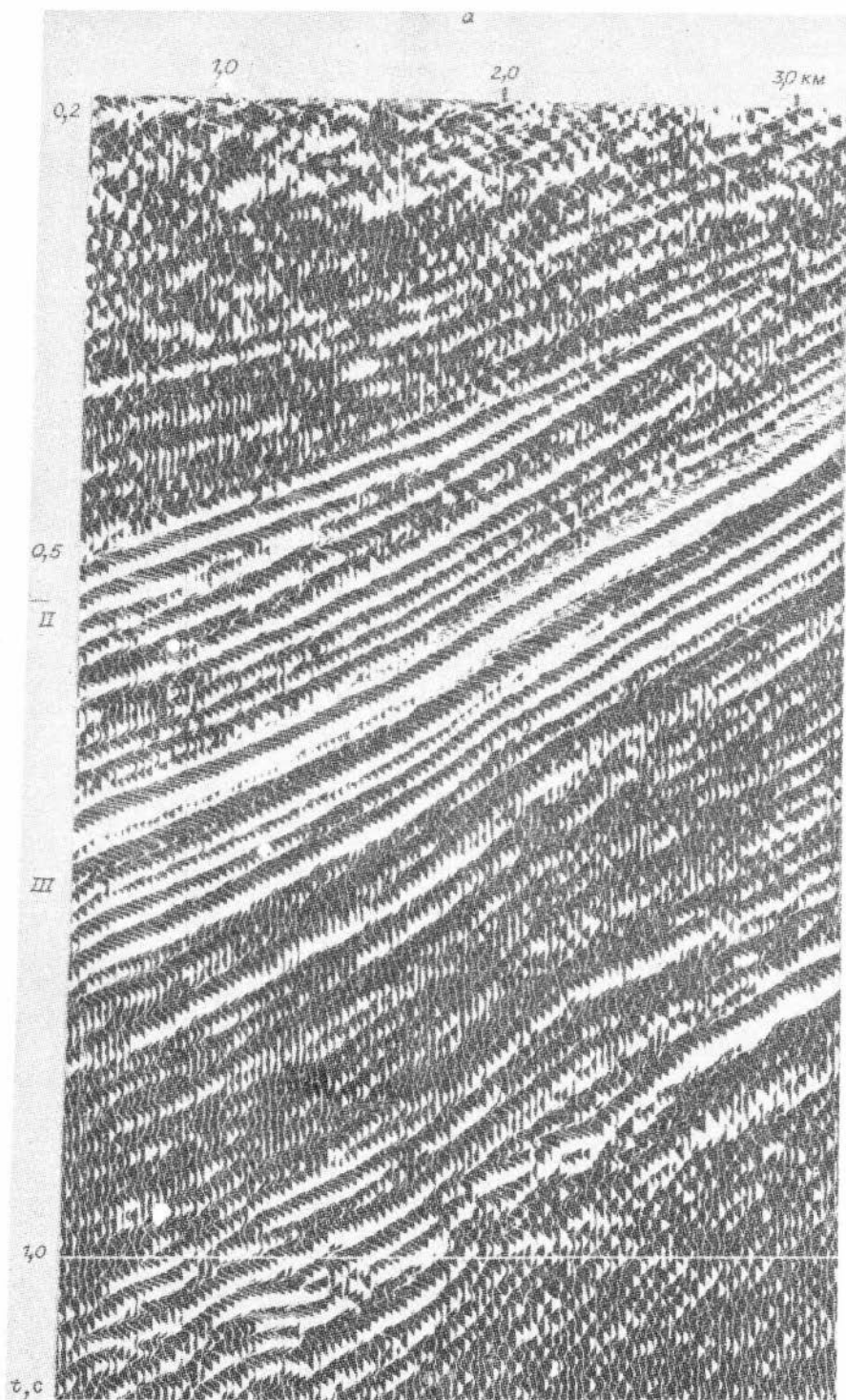
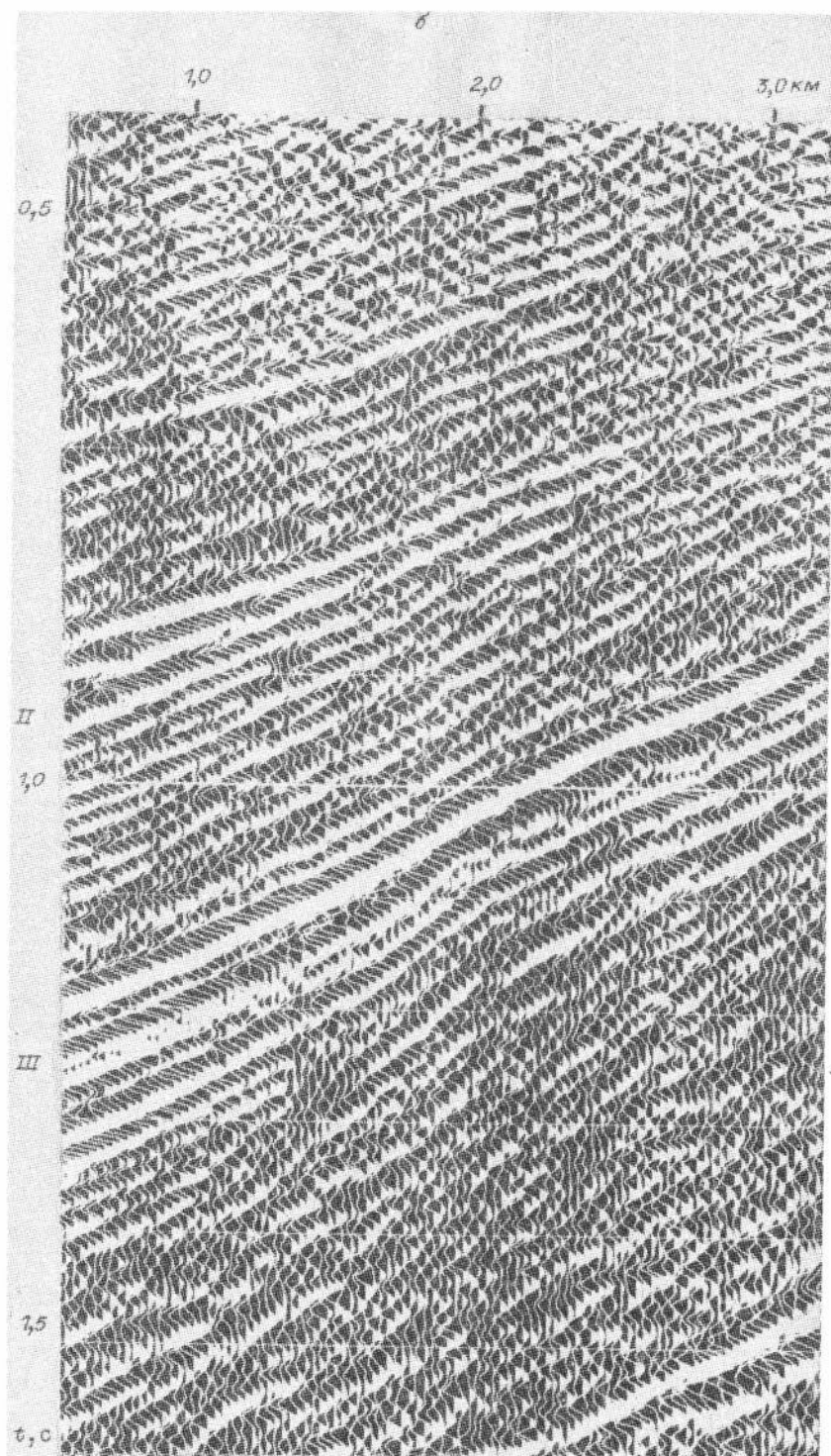
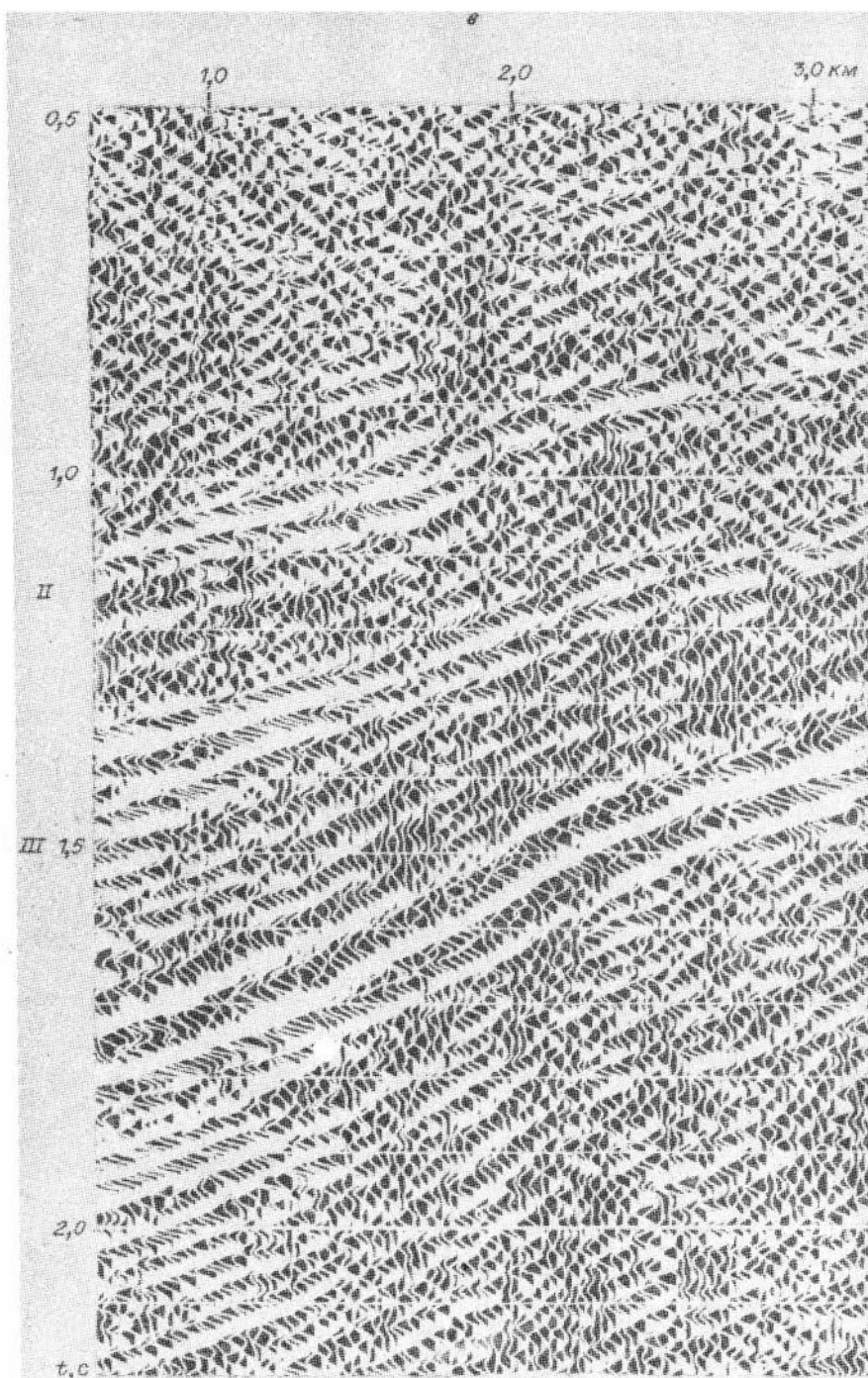


Рис. 9.18. Сравнительная характеристика фрагментов динамических временных разрезов для волн PP (a), PS (b), SS ($в$) (по материалам ПГО Сибнефтегеофизика).

мех, невелик. Регистрация проводится горизонтальными сейсмографами с x -ориентацией, но при изучении поляризационных эффектов параллельно осуществляется регистрация на y -компоненте. Как отмечалось в главе 3,



амплитуда обменной волны возрастает с увеличением расстояния источник — приемник, имея нулевое значение в точке источника. В связи с этим обменные волны регистрируются часто на установках с выносом. Системы наблюдений в $D_2^{(k)}$ стремятся делать такими же, как и при регистрации монотипных волн, что облегчает анализ результатов при совместной интерпретации данных.



Окончание рис. 9.18.

Частоты *PS*-волн занимают среднее положение между частотами *PP*- и *SS*-волн. В какой-то степени это справедливо по отношению к помехам, кроме кратных отраженных волн. Что касается последних, то уровень их в модификации *PS*, как показывают расчеты и эксперимент [72], значительно ниже, чем в случае монотипных волн, что является одним из принципиально важных преимуществ модификации *MOB-PS*.

Обменные волны PS имеют несимметричную лучевую структуру (см. рис. 9.1), когда угол отражения β меньше угла падения α , т. е. $\sin \beta = v_s / v_p \cdot \sin \alpha$. Вследствие этого годограф рассматриваемой волны, оставаясь субгиперболическим, имеет некоторые особенности. В частности, положение минимума смещено в направлении восстания на большую величину, чем на годографах PP и SS , что свидетельствует о большей «чувствительности» волн PS к наклонам границ раздела. На рис. 9.17 эта особенность проявилась в отрицательном значении кажущейся скорости для волн PS при положительных значениях v_k для остальных типов отраженных волн. При $\varphi = 0$ асимптотой годографа PS служит годограф прямой поперечной волны. Не приводя здесь уравнения годографа ОТВ, которое в строгой форме записывается только в параметрическом виде [15, 86, 103], остановимся кратко на формировании годографа ОГТ по способу несимметричной выборки.

Поскольку $\alpha > \beta$, то, согласно рис. 9.2, а, $\overline{OP} > \overline{SP}$. Доказывается [90], что величина $\overline{OP} = x_k$ при строгом сохранении общей глубинной точки M_0 , при $\varphi = 0$ может быть вычислена по формуле

$$x_k = \frac{l}{1 + \gamma} (1 + A), \quad (9.26)$$

где A — поправочная функция двух параметров: γ и $l / (t_0 \cdot v_s)$. Эта функция во многих случаях весьма мала и может быть принята равной нулю.

При таком допущении уравнение годографа ОГТ при $l \leq H$ можно аппроксимировать [91] гиперболой, а именно:

$$t^2 = t_0^2 + \frac{l^2}{v_p v_s}; \quad \cos^2 \varphi = t_0^2 + l^2 / v_{\text{ОГТ}}^2, \quad (9.27)$$

где

$$t_0 = \frac{H(1 + \gamma)}{v_0}; \quad v_{\text{ОГТ}} = \sqrt{v_p v_s / \cos \varphi}.$$

Миграция отражающих точек при наклонном залегании в случае расчета x_k по формуле (9.26) качественно имеет такой же вид, как и для монотипных волн (см. рис. 9.2, б).

При формировании годографа ОГТ, согласно (9.26), важно правильно оценить величину γ и ее зависимость от t_0 . Для этого привлекаются данные многоволнового сейсмического каротажа (см. главу 10), а также методика целенаправленного перебора функций $\gamma(t_0)$. Дальнейшая обработка полностью соответствует рассмотренной в параграфе 9.6. Как и для монотипных волн, динамический временной разрез представляет собой последовательность эхо-трасс. Фактически динамические характеристики следует относить ориентировочно к средним точкам интервалов суммирования.

Как показывает опыт, облик временного разреза по PS -волнам имеет много сходных черт с разрезами по монотипным волнам (см. рис. 9.18). По аналогии с (9.25) при совместном рассмотрении двух горизонтов по PP - и PS -волнам можно рассчитать пластовую величину γ по формуле

$$\gamma_{\text{пл}} = \Delta t_{PP} / (2\Delta t_{PS} - \Delta t_{PP}). \quad (9.28)$$

На волнах PS часто наблюдаются поляризационные эффекты, причем аномалии поляризаций PS - и SS -волн, как правило, корреляционно связаны. Так, например, если наблюдается заметная амплитуда поперечной волны на сейсмограмме ($Y - x$), то подобная аномальная запись отмечается на Y -компоненте волны PS .

9.9. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВОПРОСЫ

В заключение данной главы выскажем некоторые дополнительные соображения общего характера.

Высокая эффективность метода отраженных волн в значительной степени обусловлена конкретностью восприятия окончательных результатов уже

на уровне временных разрезов. Последние можно рассматривать в качестве моделей геологических объектов, отображающих характер слоистости и основные черты тектоники. Дополнительные сведения о скоростях, параметрах поглощения, коэффициентах Пуассона позволяют давать прогнозы о литологическом составе пород. Главное преимущество метода базируется на однозначном соответствии между границей раздела и отраженной волной субвертикального направления. При этом интенсивность волны пропорциональна перепаду акустических параметров, что позволяет определять величины коэффициентов отражения.

При определенных условиях и наличии некоторого объема априорной информации путем совместного использования кинематических и динамических характеристик отраженных волн удастся с относительно высокой степенью детальности построить послышное распределение скоростей, в том числе для слоев относительно небольшой мощности [33]. Это осуществляется на основе построения теоретических (синтетических) сейсмограмм и подбора такой функции $v(z)$, при которой теоретические и экспериментальные сейсмограммы имеют высокую степень сходства. Важно отметить, что при построении синтетических сейсмограмм учитываются наложения кратных волн, в том числе в тонких слоях (см. главу 1). При использовании динамических характеристик волн для изучения глубинного строения среды следует иметь в виду, что динамические показатели, в противоположность кинематическим, весьма чувствительны к относительно небольшим вариациям упругих и структурных параметров. Это обстоятельство необходимо принимать во внимание при оценке устойчивости решения обратных задач.

Метод отраженных волн в принципе не имеет ограничений в изучении границ с различными наклонами. Однако в условиях сложной тектоники диапазон углов наклона (φ) очень велик, и максимальная глубина изучения разреза рассчитывается обычно для субгоризонтального залегания слоев, когда глубины по вертикали (z) и по нормали (H) близки друг к другу. Глубины z и H при нормальном падении волн на границу в случае однородной среды связаны простой зависимостью: $z = H \cdot \cos\varphi$. С учетом этого глубинность по z для круто наклоненных границ будет в $\cos\varphi$ раз меньше, чем при горизонтальном залегании. При учете вертикального градиента скорости отмеченные ограничения ослабляются, и при значительной величине градиента даже вертикальная граница может быть прослежена на некоторую глубину.

Метод отраженных волн обладает максимальными (по сравнению с другими модификациями сейсмических исследований) возможностями, чтобы обеспечить высокую разрешающую способность, особенно по вертикали. Это объясняется в первую очередь минимальными путями пробега зондирующих сигналов, что позволяет использовать относительно высокие частоты колебаний. Кроме того, в случае центровых лучей разность времен отражений от двух близко расположенных границ всегда больше, чем при регистрации волн на некотором расстоянии от источника. Наибольшее сближение осей синфазности при удалении от источника наблюдается в случае отражений от кровли и подошвы слоя с повышенной скоростью, когда на некотором расстоянии годографы соответствующих волн могут пересекаться [85]. При суммировании по способу ОГТ в подобных условиях разрешенность сигналов на временном разрезе будет меньше, чем на реальной эхо-трассе.

Укажем еще на один возможный эффект, связанный с суммированием по ОГТ. Дело в том, что при определенных условиях коэффициенты отражения всех типов монотипных и обменных волн могут переходить через нуль при одновременном изменении фазы колебаний. Без учета этого эффекта суммарный средневзвешенный сигнал будет занижен. Занижение происходит также за счет постепенного уменьшения коэффициента отражения с увеличением угла падения в докритической области.

Как указывалось в параграфе 9.6, кинематические поправки обычно вычисляются в предположении гиперболической формы годографа ОГТ.

В условиях сложной тектоники подобное допущение далеко не всегда правомерно, и стандартный подход может привести к большим искажениям сигналов и даже деформации структурных форм. Один из возможных путей исключения подобных недостатков состоит в том, чтобы на основе первого этапа интерпретации построить нестандартную модель исследуемого объекта, которая затем используется для повторного цикла обработки. Но при этом следует иметь в виду, что успех такого приема существенно зависит от степени обоснованности параметров модели. Отметим еще, что при сложном распределении скоростей в среде нередко весьма трудно либо невозможно корректно разделить поправки на статические и кинематические (например, в некоторых районах Восточно-Сибирской платформы). В подобных ситуациях также важно использовать способы моделирования при одновременном увеличении объема априорной информации, получаемой другими методами.

Перспективным направлением, как известно, является использование пространственных систем наблюдений. На практике наибольшее применение нашли регулярные системы по ортогональным профилям. Но широкое применение их на суше сильно сдерживается в первую очередь по соображениям экологического характера. Более перспективным направлением следует считать использование нерегулярных систем, в максимальной степени приспособленных к условиям местности. По-видимому, такую задачу целесообразно решать на основе теории обобщенных полей времен [86].

Одной из важных задач многоволновых исследований при максимальном использовании поляризационных эффектов следует считать применение наряду с линейными площадных систем наблюдения. Задача эта весьма непростая и потребует больших усилий в теории, методике и способах обработки экспериментальных данных.

Решение обратной задачи всегда начинается с использования кинематических характеристик волнового поля — времен вступления отраженных волн и кажущихся скоростей. Можно показать, что по отдельному годографу при относительно небольших углах наклона границы величины эффективных скоростей v_e и структурные параметры (H , φ) определяются независимо и с приблизительно одинаковой точностью. Отсюда следует, что при решении обратной кинематической задачи можно было бы находить каждый из параметров без связи с другими. На практике по годографам ОТВ и ОГТ, как правило, определяются только эффективные скорости, которые затем осредняются и обобщаются по участку профиля либо некоторой площади с целью нахождения закономерностей распределения скоростей как по вертикали, так и по латерали. При необходимости интегральные эффективные скорости пересчитываются в предельные эффективные и средние скорости. При заданных значениях скоростей по способам, рассмотренным выше, определяется форма отражающей границы. При этом важно подчеркнуть, что в процессе изучения характера распределения скоростей в среде учитываются не только данные обработки годографов, но и результаты скважинных измерений и общие закономерности влияния на величины скоростей давлений, температуры, пористости, флюидонасыщения и других факторов, изучаемых в лабораторных условиях, а также методами математического моделирования (см. главу 2). В процессе обобщения данных о скоростях одновременно может быть выявлено наличие кратных волн. По отношению к структурным параметрам подобное обобщение невозможно либо затруднительно осуществить, так как закономерности их изменения даже в ограниченных областях пространства, как правило, нельзя считать регулярными. Вместе с тем, по-видимому, в отдельных случаях для круто наклоненных и криволинейных границ независимое вычисление и обобщение структурных параметров могут оказаться полезными.

СЕЙСМИЧЕСКОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ

При сейсмическом просвечивании изучаемый локальный объект (границы раздела, замкнутое либо полузамкнутое геологическое тело, зона с аномальными параметрами) находится между источником и приемником, причем сейсмические лучи пронизывают его. В большинстве случаев просвечивание осуществляется на проходящих, а также прямых волнах. Особым случаем является просвечивание на поверхностных волнах. В процессе прохождения объемной волны через объект она может расщепляться на обменные и дифрагированные волны. Образование таких дополнительных волн позволяет повысить достоверность решения целевой задачи, а в некоторых случаях вторичные волны могут выступать в качестве основного принципа просвечивания. Просвечивание подразделяется на два основных вида — вертикальное и горизонтальное — в соответствии с преобладающим направлением сейсмических лучей, пересекающих объект. Существует также смешанная модификация, реализуемая, например, при межскважинном просвечивании.

Наибольшее применение на практике находит вертикальное просвечивание, которое в свою очередь можно подразделить на прямое и реверсивное. В первом случае источник либо приемник, а иногда тот и другой, находятся во внутренних точках среды, причем координаты их заранее известны. К прямому вертикальному просвечиванию следует прежде всего отнести вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) в глубоких скважинах, включая сейсмокаротаж. При вертикальном реверсивном просвечивании волна, прежде чем пересечь объект, изменяет свое направление, в частности, за счет рефракции при повороте луча на некоторой глубине, большей, чем глубина изучаемого объекта.

Горизонтальное просвечивание относится преимущественно к типу прямого. При использовании объемных волн главной задачей горизонтального просвечивания является картирование поверхности и приповерхностных геологических образований.

В настоящее время некоторые виды сейсмического просвечивания в предположении как прямолинейных, так и криволинейных лучей получили название сейсмической томографии.

10.1. ИЗУЧЕНИЕ СЕЙСМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ГОРНЫХ ВЫРАБОТКАХ

Наибольшее значение имеют наблюдения вдоль стволов буровых скважин. Сейсмические исследования в скважинах были начаты практически одновременно с внедрением метода отраженных волн. Длительное время они преследовали в основном служебную цель — получение сведений о скоростях продольных волн, необходимых для структурных построений. Эта задача и в настоящее время также представляется важной и необходимой.

Сейсмокаротаж. Наблюдения в скважинах при измерении скоростей в области, близкой к стволу скважины, как правило, проводятся с источником, закрепленным на поверхности земли или вблизи нее. Сейсмограф перемещается по оси скважины. В ранний период, когда регистрировались только первые вступления продольных волн, использовался единичный сейсмограф, свободно висящий на кабеле. Для получения неискаженной записи в последующей части сейсмограммы, а особенно при регистрации поперечных волн, возникла необходимость обеспечить жесткий контакт кожуха сейсмографа со стенками скважины. Для полосы частот до 100—150 Гц контакт считается удовлетворительным, если снаряд остается неподвижным при ослаблении кабеля. В последнее время используются зонды из нескольких скважинных

снарядов, расположенных через заданные промежутки Δz и снабженных устройством акустической развязки. В некоторых типах зондов с вертикальными и горизонтальными сейсмографами имеются специальные устройства ориентации их по азимуту.

Расстояние Δz между соседними точками регистрации зависит от величины измеряемых скоростей, частот регистрируемых импульсов, а также от требований к детальности исследований. В глубоких скважинах чаще всего используют интервал 20—30 м, а при изучении верхней части разреза (микросейсмокаротаж) — 2—5 м.

В качестве источников продольных волн предпочитают использовать взрывы в скважинах, обеспечивающих хорошую повторяемость воздействий. Источники для возбуждения поперечных волн в принципе не отличаются от рассмотренных в главе 4, но нередко поперечные волны регистрируются при взрывных источниках. Стабильность источника контролируется специальными приборами, устанавливаемыми в неглубокие скважины на небольших расстояниях от точки возбуждения. Разброс времен на контрольных приборах используется при обработке для введения статических поправок.

Заметим, что при расположении источника на близком расстоянии от устья могут возникнуть помехи в виде кабельных и трубных волн, которые иногда затрудняют выделение первых вступлений. Мешающее действие колебаний кабеля удается уменьшить путем ослабления его перед регистрацией. Трубные волны обычно наблюдаются только при неполной цементации колонны. По мере удаления пункта возбуждения от устья скважины амплитуда их уменьшается.

Отметим еще, что при изучении верхней части разреза нередко применяют методику передвижных взрывов в скважине при расположении 2—3-компонентной сейсмографной косы по радиусу от ее устья (обращенный сейсмокаротаж). При взрывах относительно небольших зарядов на вертикальной компоненте фиксируются P -волны, а на x -составляющей — $S(SV)$.

Предположим, что наблюдения ведутся вдоль ствола вертикальной скважины, а источник колебаний располагается на небольшом расстоянии от устья. Пример сводной сейсмограммы, полученной при такой методике с записью проходящих P - и S -волн, приведен на рис. 10.1. Если среду можно считать горизонтально-слоистой, то зависимость времени от глубины (вертикальный годограф) для проходящей волны будет представлять кусочно-гладкую кривую, наклон которой в данной точке $\Delta t/\Delta z$ равен обратной величине истинной скорости. В соответствии с этим для модели с однородными слоями вертикальный годограф представляет собой ломаную линию с прямолинейными отрезками, точки излома которой соответствуют границам раздела. Средняя скорость для заданной глубины вычисляется по простой формуле: $v_m(z) = z/t(z)$.

Пластовые скорости и положение границ раздела целесообразно определять по редуцированному годографу, способ построения которого аналогичен указанному в главе 8. Значение $v_{ред}$ обычно выбирается близким к v_m . На рис. 10.2 приведены редуцированные годографы P - и S -волн для той же скважины, что и на рис. 10.1. На редуцированных годографах точки излома проявляются достаточно отчетливо, причем на исходных сейсмограммах эти изломы визуально трудно заметить. Пластовая скорость $v_{пл}$ по редуцированному годографу вычисляется исходя из (8.10), т. е.

$$\frac{1}{v_{пл}} = \frac{dt_r}{dz} + \frac{1}{v_r}. \quad (10.1)$$

Эта же формула служит для вычисления средней скорости, если первый член справа заменить на t_r/z . Распределение скоростей и величины $\gamma = v_s/v_p$ по глубине изображено на том же рис. 10.2.

Минимальная мощность пласта h , которая может быть надежно определена по вертикальному годографу, зависит от ошибки измерения времен вступлений (δt), заданной относительной ошибки определения пластовой

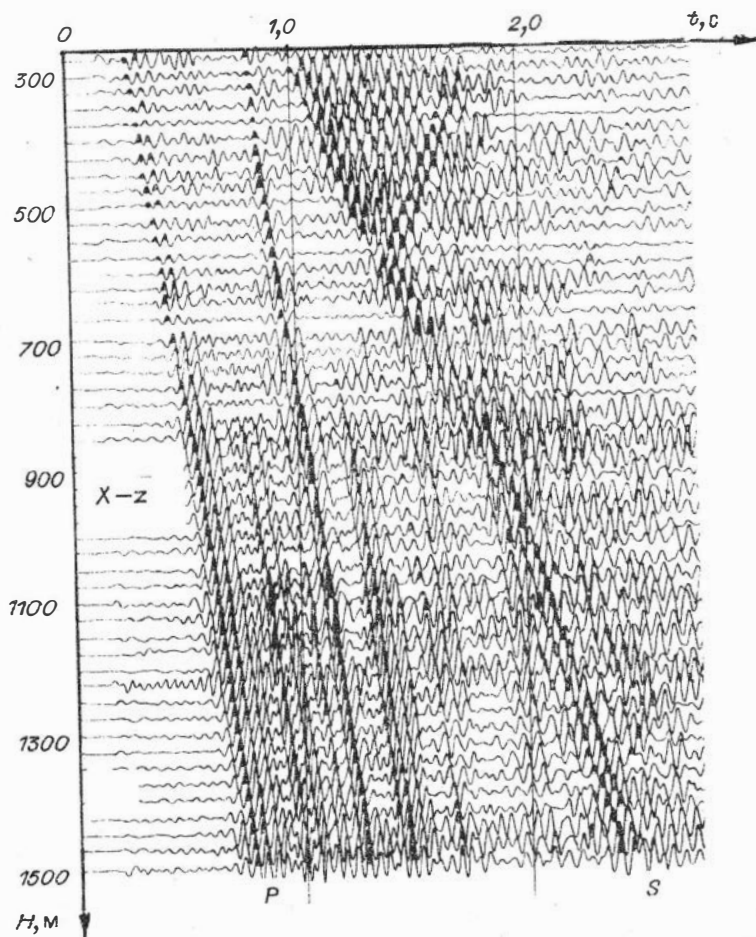


Рис. 10.1. Сводная сейсмограмма с записью проходящих P - и S -волн, $x_0 = 290$ м. Горизонтальный вибратор X , прием — z (Западная Сибирь) (по В. В. Локцику).

скорости $\omega = \left(\frac{\delta v_{пл}}{v_{пл}} \right)$ и плотности наблюдений вдоль ствола скважины (μ), т. е. количества измерений на единицу длины. Согласно [84], указанные параметры связаны следующей зависимостью:

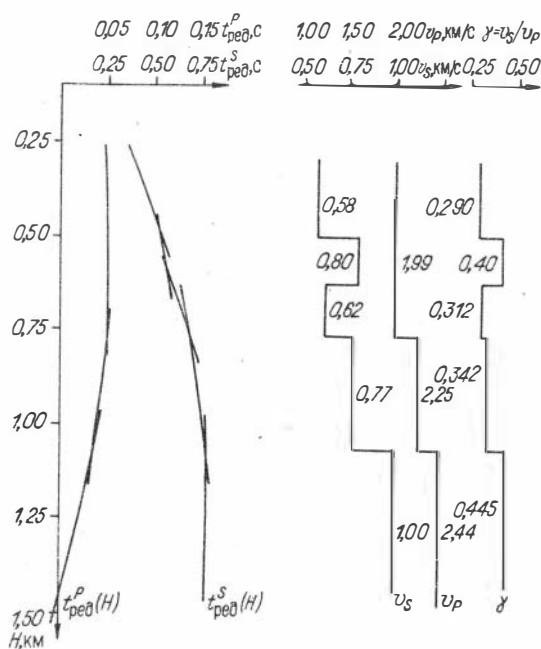
$$h = \frac{\sqrt{12v_{пл}^2 (\delta t)^2}}{\mu \omega^2}. \quad (10.2)$$

Расчеты для реальных условий глубоких скважин показывают, что без учета априорной информации о слоистости разреза редко удастся выделять пласты мощностью менее 100 м.

Условия пологого залегания слоев типичны для большинства нефтегазовых районов, где сосредоточен основной объем бурения скважин. Однако нередко имеет место более сложное строение, в том числе большие наклоны границ разделов (например, склоны соляных куполов, отдельные блоки кристаллического фундамента). В этом случае, даже если x_0 близко к нулю, могут наблюдаться значительные отклонения лучей от оси скважины, вследствие чего условие $v_{пл} = dz/dt$ не будет строго соблюдаться. Степень искажений, в том числе в положении границ раздела, может быть определена в каждом конкретном случае путем решения прямой кинематической задачи.

Кроме сейсмограмм от источника, расположенного вблизи устья скважины, получают записи от удаленных ПВ на расстоянии x_0 от него. С позиций

Рис. 10.2. Редуцированные годографы, графики пластовых скоростей и величин v_s/v_p для скважины, сводная сейсмограмма по которой приведена на рис. 10.1. $v_{pr} = 2,0$ км/с; $v_{sr} = 1,0$ км/с (по В. В. Локцику).



сейсмокаротажа они необходимы для получения сведений о лучевых скоростях ($v_{луч} = \sqrt{x_0 + z_0^2/t}$). Различие между $v_{луч}$ и v_m дает возможность судить в рамках изотропной среды об искривлении лучей и временных эффектах преломления. Если x_0 не слишком велико, то непродольные годографы $t(z, x_0)$ также могут быть использованы для вычисления пластовых скоростей. Обычный прием состоит в том, что непродольный годограф приводится к продольному умножением времен на величину $\cos \alpha$, где $\alpha = \arctg \frac{x_0}{z}$. При необходимости во

втором приближении вводятся поправки за криволинейность лучей [84]. Приведенные материалы сейсмокаротажа относились к вертикальным скважинам. При поисках рудных месторождений, а также при эксплуатации месторождений нефти и газа ствол скважины имеет значительный наклон к вертикали, достигающий 45° и более. Чаше всего ствол скважины искривлен в направлении восстания пластов, причем, как правило, наклон ствола к вертикали увеличивается с глубиной. Вместо вертикального годографа для наклонных скважин строится зависимость времени распространения волны от расстояния S между источником и приемником. По кривой $t(s)$ определяется средняя скорость в некоторой области. Что касается пластовых либо интервальных скоростей, то при использовании одного источника они могут быть определены только приближенно.

Если вдоль линии проекции ствола скважины на поверхности земли расположить источники, то по серии наблюдений в наклонной скважине можно получить сведения об изменении скорости в вертикальном и горизонтальном направлениях в заданном интервале азимутов.

Если на заданной площади измерения проведены в достаточно большом количестве скважин, то результаты представляются в виде карт средних скоростей для срезов $z = \text{const}$, а также $t_n = \text{const}$ либо до поверхности той или иной границы. Кроме того, по возможности строятся карты пластовых скоростей.

Данные сейсмокаротажа используются также для вычисления коэффициентов поглощения. Главное внимание в этом случае уделяется возможно более точному измерению амплитуд импульсов. Стабильность источника контролируется специальными приборами. Наиболее надежное определение амплитуд может быть реализовано путем применения зондов с несколькими сейсмографами, жестко скрепленными со стенками скважины. Результат обработки представляется в виде амплитудных кривых $a(z)$ соответственно для P - и S -волн. Амплитуды с глубиной на некотором интервале Δz обязаны своим убыванием двум факторам: поглощению и расхождению фронта волны. Поскольку упругие параметры среды известны, то расхождение можно заранее вычислить. Так, например, если луч можно считать вертикальным, а сейсмографы располагаются внутри однородного слоя со скоростью $v_{пл}$ на

расстояниях (согласно [47]) Δz_1 и Δz_2 от его кровли, то величина расхождения j может быть определена по формуле

$$j = \frac{zv_m + \Delta z_1 v_{пл}}{zv_m + \Delta z_2 v_{пл}}, \quad (10.3)$$

где z — глубина залегания кровли слоя; v_m — средняя скорость до этого же уровня.

После введения поправки за расхождение значение коэффициента поглощения $\alpha_{пл}$ на интервале $(\Delta z_2 - \Delta z_1)$ рассчитывается, исходя из экспоненциальной зависимости, указанной в главе 2.

Эффективность сейсмокаротажа существенно повышается, если в скважине размещаются как приемники, так и источники. В этом случае эксперимент проводится на более высоких частотах, что позволяет существенно повысить точность измерения пластовых скоростей и других физических параметров. К сожалению, к настоящему времени не созданы надежно действующие и контролируемые скважинные источники.

Вертикальное сейсмическое профилирование (ВСП) [27, 137]. Методика ВСП предусматривает регистрацию колебаний как в первых, так и в последующих вступлениях. Она возникла, прежде всего, в связи с изучением процесса образования и последующего распространения отраженных волн во внутренних точках среды, о чем было сказано в предыдущей главе (параграф 9.5). Одновременно вертикальное сейсмическое профилирование позволяет уточнить положение границ раздела, а также величины скоростей и других физических параметров. С этих позиций здесь отчетливо просматриваются элементы сейсмического просвечивания.

На сводной сейсмограмме ВСП (рис. 10.3) в последующей части записи фиксируются два направления регулярных осей синфазности: восходящие и нисходящие. Если регистрация проводится вертикальными сейсмоприемниками, а источник типа взрыва находится под поверхностью земли в непосредственной близости от устья глубокой скважины, то в последующих вступлениях, как правило, будут отмечаться только продольные волны. Нисходящие оси синфазности в этом случае параллельны первым вступлениям. По своей природе они относятся к кратным отраженным волнам, причем промежуточная граница часто располагается в непосредственной близости от дневной поверхности. Восходящие оси синфазности, примыкающие своим нижним концом к первым вступлениям, относятся к однократным отраженным P -волнам (см. рис. 10.3). При $x_0 = 0$ и пологом залегании границ раздела кажущиеся скорости восходящих продольных волн по абсолютной величине тождественно равны скоростям, отмечаемым по первой волне, на любом интервале глубин. Таким образом, в последующих вступлениях может фиксироваться значительное количество волн, по годографам которых, как и по первым вступлениям, можно находить распределение скоростей по глубине, а также параметры поглощения в отдельных слоях. Тем самым повышается надежность и точность расчета сейсмических параметров по сравнению с данными сейсмокаротажа, основанного на первых волнах.

Важной дополнительной информацией о разрезе следует считать точное фиксирование отражающих границ, причем по соотношению амплитуд падающей и отраженной волн надежно рассчитывается коэффициент отражения, а также определяется, особенно при наличии априорной информации, физико-геологическая природа отражающей границы.

Если оси синфазности в последующих вступлениях прослеживаются недостаточно уверенно, в частности за счет интерференции нисходящих и восходящих волн друг с другом, то применяется специальная фильтрация суммирования по заданному направлению с использованием наклонов годографа первых вступлений.

Вертикальное профилирование на поперечных волнах, как правило, осуществляется при помощи трехкомпонентного скважинного сейсмографа и источника типа Y -силы [103]. В качестве последнего может выступать горизон-

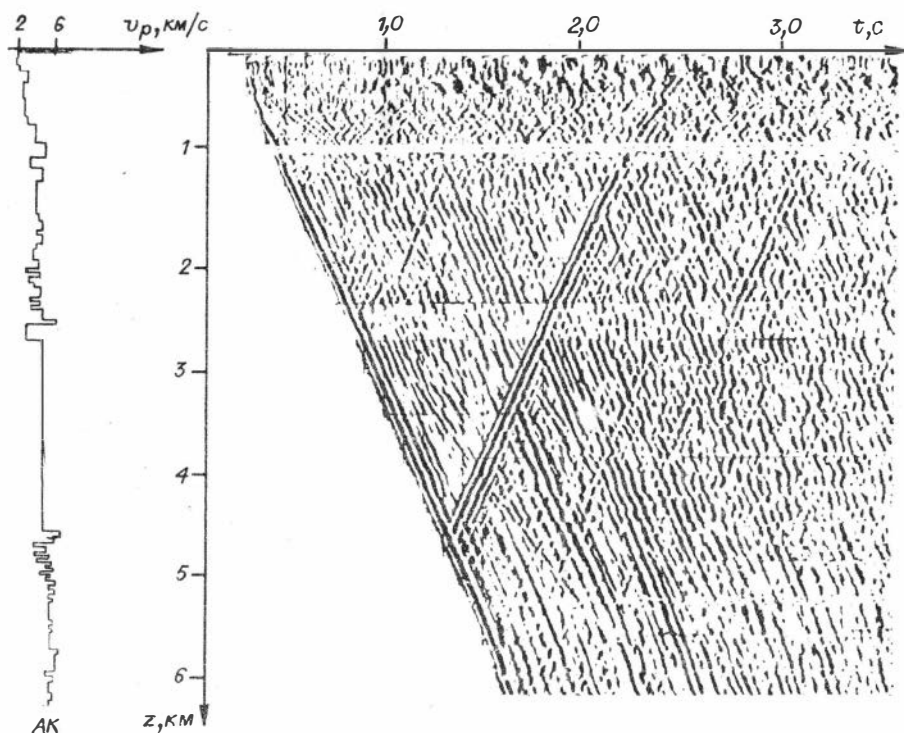


Рис. 10.3. Сводная сейсмограмма продольного ВСП с отчетливой записью нисходящих и восходящих P -волн [27]. Слева изображен график A_k .

тальный вибратор либо взрывной направленный источник. При работах большой детальности параллельно применяют источник типа X -силы, а также вертикальное воздействие либо взрывы в скважинах. В условиях горизонтально-слоистой среды и при расположении источника вблизи устья скважины общий вид сейсмограмм при наблюдениях по схеме $Y-u$ чаще всего мало отличается от соответствующих записей продольных волн. Однако такое тождество не всегда соблюдается, что обусловлено различием коэффициентов отражения по P - и S -волнам. Отметим также, что отчетливое прослеживание поперечных волн наблюдается на сейсмограммах $Y-x$, что обусловлено наличием анизотропии среды.

Нетрудно показать, что в случае наклонного залегания слоев форма оси синфазности отраженных волн, в том числе кратных, будет сильно отличаться от таковой для первых вступлений. В частности, для однородной среды при $x_0 = 0$ годограф отраженной волны будет иметь криволинейную форму. Это в значительной степени затрудняет использование отраженных волн для расчета скоростей и параметров поглощения. Отметим еще, что в подобных условиях сильно возрастает горизонтальная компонента смещения, а при очень больших углах наклона она может оказаться преобладающей. Отсюда следует, что ВСП в сложных структурных условиях необходимо проводить трехкомпонентными приборами.

Как при сейсмокаротаже, в ВСП получают сейсмограммы от удаленных от устья скважины источников. Такие наблюдения называются непродольным вертикальным профилированием (НВСП). Главное отличие сейсмограмм от собственно ВСП ($x_0 \cong 0$) в этом случае состоит в том, что годографы всех типов волн приобретают криволинейную форму [27, 84], которая особенно отчетливо выражена для относительно больших величин x_0/z . Не менее важно отметить, что при НВСП систематически регистрируются, в том числе вертикальным приемником, обменные проходящие и отраженные волны от взрывного источника. Это можно видеть на рис. 10.4, где отчетливо фиксируются проходящие и отраженные волны типа PS . На этой же сейсмограмме отмечается проходящая поперечная волна.

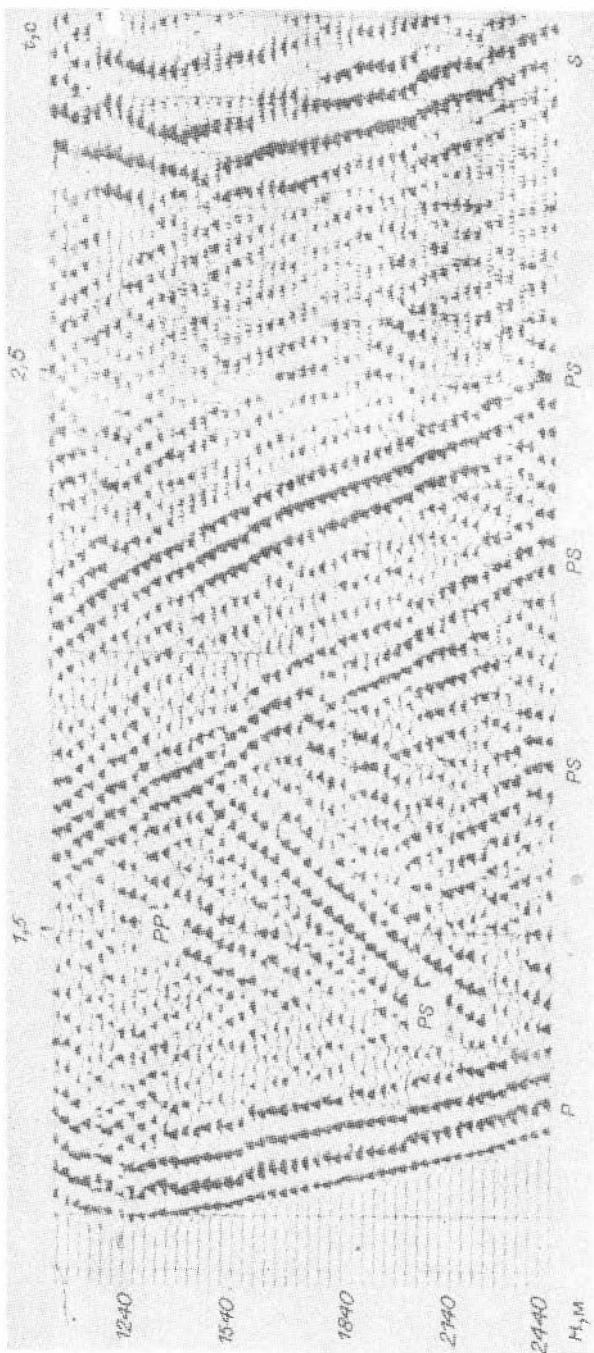


Рис. 10.4. Сейсмограмма НВСП для условия субгоризонтального залегания слоев при $x_0 = 1,81$ км (Западная Сибирь).

Исследование в горизонтальных выработках. Сюда относится изучение упругих и неупругих параметров горных пород, непосредственно примыкающих к стенкам шахт, рудников, тоннелей и других субгоризонтальных горных выработок [35, 64, 76, 102]. Шахты и рудники отличаются от скважин двумя главными особенностями — большим диаметром горных выработок и преимущественно субгоризонтальной ориентацией. Протяженность выработки обычно не превышает 150—200 м, что ограничивает базы между источником и приемниками. Необходимость обеспечения высокой точности определения параметров среды потребовала применять аппаратуру, обладающую значительно более широким диапазоном частот, чем в наземной сейсмозаписке. Нередко исследования проводятся на частотах 400—600 Гц, а в некоторых случаях до 1 кГц и более. Кроме того, аппаратура должна быть портативна. Поэтому сейсмическая аппаратура для наблюдений в шахтах и рудниках имеет ряд функциональных и конструктивных особенностей. В частности, она должна обладать высокой сте-

пенью защищенности от помех как электрического, так и механического происхождения. Прием колебаний желательнее производить сейсмографами с достаточно высокой собственной частотой (от 30 до 100 Гц). Предъявляются весьма высокие требования к установке сейсмографов на поверхности выработки, особенно в скальных грунтах. Это вытекает из того, что нарушение жесткости контакта приводит, как известно, к искажению высокочастотной части сигналов (см. главу 4).

Важнейшей особенностью методики наблюдений в шахтах и рудниках является комплексное применение как продольных, так и поперечных волн различной поляризации. В связи с этим и учитывая широкое использование

динамических характеристик волн, важно обеспечить высокую точность пространственной ориентировки приемников. Повышенные требования предъявляются к чистоте и стабильности источников, особенно это относится к воздействиям типа направленной силы, реализуемым обычно при помощи механических ударов. Наряду с ударными источниками используются также взрывы небольших зарядов в шпурах. Дополнительно отметим, что высокая степень прецизионности выполнения сейсмического эксперимента связана с необходимостью его периодического повторения в связи с тем, что свойства горных пород вблизи выработок могут изменяться во времени. При этом изменения параметров во времени сами по себе являются предметом исследований. Источники и приемники в пределах ствола выработки располагаются как вдоль, так и поперек ее оси.

При наблюдениях в пределах ствола выработки решаются две главные задачи. Первая из них состоит в изучении упругих параметров и характеристик волновых полей в продуктивных толщах тех или иных полезных ископаемых. Данные по таким наблюдениям важны для обоснования методики исследования массивов горных пород между выработками с целью формирования рациональных способов извлечения полезного ископаемого. Второй задачей является исследование прочностных свойств горных пород, примыкающих к стенкам выработки, как в пространстве, так и во времени, что связано, прежде всего, с обеспечением безопасности ведения горных работ.

Наиболее типичным видом сейсмических исследований в пределах выработки является продольное профилирование с шагом между приемниками 1—2 м и длиной годографа до 50 м. Обеспечивается система многократного перекрытия, предусматривающая получение прямых и обратных годографов. При этом параллельно регистрируются как продольные, так и поперечные волны с точностью отсчета времен порядка $1 \cdot 10^{-4}$ с. Профили располагаются в различных частях ствола параллельно оси выработки. Наблюдения такого рода позволяют определить области пониженных скоростей, обусловленных воздействием на породу в процессе проходки штольни, а также неравномерностью поля напряжений по поверхности выработки, вызванной горным давлением. Одновременно определяются величины скоростей и градиенты их изменения. Сведения о скоростях v_p и v_s дают возможность, используя зависимость (1.13), вычислить коэффициент Пуассона, являющийся показателем структуры и состояния горной породы. Поскольку обычно по данным специальных измерений известны плотности соответствующих категорий грунтов, то представляется возможным рассчитать значения других упругих параметров, таких как модуль Юнга (E) и всестороннего сжатия (K), по формулам

$$\left. \begin{aligned} E &= \rho v_p^2 \frac{3\gamma^2(1 - \frac{4}{3}\gamma^2)}{1 - \gamma^2}, \\ K &= \rho v_p^2 (1 - \frac{4}{3}\gamma^2), \end{aligned} \right\} \quad (10.4)$$

где $\gamma = v_s / v_p$.

Важным показателем состояния горных пород вблизи ствола могут быть детальное изучение поляризационных характеристик поперечных волн и вычисление параметров анизотропии. При проведении специальных работ в этом направлении ориентацию профилей наблюдений по отношению к оси выработки необходимо варьировать. Напомним, что наличие анизотропии наиболее просто определяется по разнице времени вступлений для SV - и SH -волн на одной и той же базе источник — приемник.

Важными параметрами, характеризующими состояние ствола выработки, являются коэффициенты поглощения P - и S -волн, определяемые теми же способами, какие были указаны выше. Большое значение имеет обнаружение корреляционных зависимостей между скоростями (либо модулями упругости) и показателями поглощения. Определенное значение имеет анализ частот и формы импульсов в волнах обоих типов.

10.2. ПРОСВЕЧИВАНИЕ ОБЛАСТЕЙ, ПРИМЫКАЮЩИХ К ГОРНЫМ ВЫРАБОТКАМ

Изучение околоскважинного пространства. Непродольное вертикальное сейсмическое профилирование дает возможность изучить распределение параметров в некоторой области, примыкающей к скважине. В результате представляется возможным, в частности, изучить контуры геологических тел сложной формы, что недоступно методам, при которых источники и приемники размещаются на поверхности земли.

Рассмотрим сперва случай, когда требуется уточнить распределение скоростей $v(x, y, z)$, а по возможности и других параметров, в некоторой области, примыкающей к скважине. Предполагается, что источники размещаются на поверхности земли, а сейсмографы — вдоль ствола скважины. В общем случае трехмерной задачи пространство вокруг скважины разбивается на отдельные области, например, кубической формы. В первом приближении предполагаем, что скорости в локальных областях соответствуют данным сейсмокаротажа и ВСП вдоль ствола скважины. После этого для каждого положения источник — приемник находится форма сейсмического луча и длины отрезков луча ΔS в каждой из локальных областей. Измеренное время

распространения волны равно, очевидно, сумме $\sum \frac{\Delta s_k}{v_k}$, где пределы изменения k определяются количеством пересеченных лучом областей. Следовательно, для каждого положения источник — приемник можно записать одно линейное условное уравнение для искомых величин $1/v_k$. Методика наблюдений строится так, чтобы количество условных уравнений было в несколько раз больше, чем число искомых значений $1/v_k$. Это дает возможность применить способ наименьших квадратов и составить систему нормальных уравнений с требуемым числом искомых переменных. Найденные значения скоростей в каждой из локальных областей рассматриваются в качестве второго приближения, если дифференциация среды не велика, то полученные значения могут считаться окончательными. В противном случае процесс составления условных, затем нормальных уравнений повторяется при уточненных значениях скоростей в локальных областях. Решение задачи существенно упрощается в двумерном варианте, т. е. при нахождении функции $v(x, z)$.

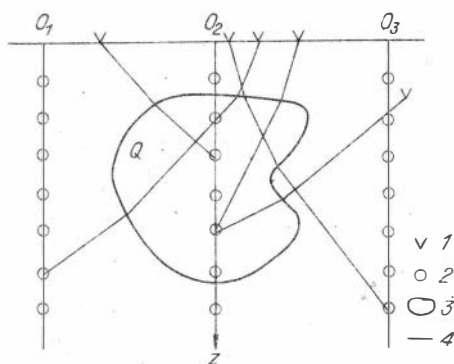
Необходимо отметить, что зона вокруг скважины, в которой можно определять физические параметры, суживается в сторону забоя скважины, и это необходимо принимать во внимание при расчленении среды на локальные области.

Более типична для скважинного просвечивания на проходящих монотипных волнах задача определения формы крутого склона контрастного по скоростям геологического тела, например склона соляного купола (рис. 10.5). Пусть в центре такого объекта имеется глубокая скважина с устьем в точке O_2 , которую условно будем считать вертикальной. Предполагается также, что геологическое тело однородно либо скорость в нем изменяется только с глубиной, причем $v(z)$ известна по данным сейсмокаротажа. Если используются только монотипные продольные волны, то требуется также знать распределение скоростей во внешней области объекта. Методика исследований состоит в том, что в скважине размещаются одновременно либо последовательно скважинные сейсмографы на некоторых фиксированных глубинах, которые регистрируют колебания от взрывов, расположенных на различных расстояниях от устья скважины. Даже при работах только на продольных волнах целесообразно использовать трехкомпонентную регистрацию, поскольку углы подхода волн к приемнику могут изменяться в очень широких пределах.

Поскольку распределение скоростей в каждой из контактирующих сред известно, то, в принципе, не представляет труда найти положение разграничивающей поверхности, при котором удовлетворяется условие равенства измеренных и полученных в результате решения прямой задачи времен.

Рис. 10.5. К определению контрастной поверхности геологического тела Q по данным околоскважинного просвечивания.

1 — источники; 2 — приемники; 3 — контур изучаемого тела; 4 — трассы сейсмических лучей.



Существует несколько графических способов решения такой задачи, но в настоящее время целесообразно использовать численные способы, при которых не требуется накладывать каких-либо ограничений на характер распределения скоростей в обеих средах. Обратная задача в этом случае устойчиво решается способом итеративного подбора.

Условие, указанное выше, когда скорости во внешней среде считаются известными, в сильной степени снижает точность и достоверность результатов, особенно если учесть, что на глубинной части искомой границы перепад скоростей может оказаться незначительным. В связи с этим целесообразно наряду с монотипными использовать волны типа PS , обменявшиеся на контактной поверхности. Зная разность времен PS - и P -волн, измеренную величину скорости в объекте по сейсмокаротажу и v_s/v_p , рассчитывается положение границы. Такой способ не требует априорной информации о скоростях во внешней среде. Особенность применения этого способа состоит в том, что угол подхода остается в этом случае, строго говоря, неизвестным. При решении задачи для заданного положения источника и приемника строится кривая или поверхность возможных положений границы (аппланатная поверхность), удовлетворяющих различным углам похода. Подобные расчеты производятся для совокупности пар источников и приемников, и положение границы находится затем в виде огибающей.

Аналогичные способы просвечивания на проходящих волнах применяются в случае расположения скважины во внешней среде на небольшом расстоянии от искомой поверхности (O_1 и O_3 на рис. 10.5). В противоположность первому варианту, когда скважина располагается приблизительно в центре изучаемого объекта и обеспечивается «круговой обзор» его, здесь положение поверхности может быть найдено только в небольшой области, прилегающей к скважине. Но при этом обеспечивается более высокая точность решения обратной задачи, поскольку распределение скоростей во внешней среде с достаточно высокой точностью известно по данным каротажа и ВСП.

Как и при расположении скважины в центральной части объекта, целесообразно использовать не только монотипные продольные, но и обменные волны.

Межскважинное просвечивание [57]. Исследования данного вида выполняются чаще всего в скважинах относительно небольшой глубины (менее 1000 м), так как в этом случае можно оперативно планировать эксперимент для изучения заданного объема среды. Скважины в таком варианте могут располагаться при необходимости на небольших расстояниях друг от друга, что позволяет повысить детальность исследований, в первую очередь за счет высоких частот. Возбуждение и прием колебаний осуществляются в скважинах, чаще всего залитых водой. В качестве источников используются, как правило, взрывы небольших зарядов и электрические искровые разряды. При таких воздействиях, которые можно отнести к источникам квазицилиндрического вида, генерируются как продольные, так и поперечные волны, но первые из них являются основными. Прием колебаний осуществляется как датчиками давления (геофенами), так и электродинамическими сейсмографами, снабженными прижимами, обеспечивающими достаточно жесткий

контакт со стенками скважины. При выполнении наблюдений обычно источники располагаются в одной скважине, а приемники — в другой. Наблюдения проводятся в два приема. В первом из них осуществляется параллельное прозвучивание, когда источники и приемники при последовательных записях перемещаются параллельно друг другу и, следовательно, базы источник—приемник не пересекаются. При более детальных исследованиях применяется методика перекрестного просвечивания, когда при заданном положении источника проводятся наблюдения вдоль всего ствола. Если задано N положений источников и приемников, то полная система содержит N^2 записей. Опыт показал, что наиболее надежная информация о распределении скоростей в межскважинном пространстве, а также о характеристиках поглощения может быть получена по первым вступлениям волн. Это не исключает необходимости детального анализа последующей части записи с целью обнаружения тех или иных аномалий, связанных, например, с явлениями дифракции и интерференции. Выявление и использование динамических аномалий особенно важны при изучении геологических тел, ограниченных контрастными по физическим параметрам поверхностями.

Рассматриваются две основные модели распределения скоростей в межскважинном пространстве. В первой из них функция $v(x,z)$ предполагается непрерывной. Для восстановления поля скоростей в этом случае можно использовать способ, рассмотренный выше: разбиение межскважинного пространства на отдельные области, скорости в которых считаются постоянными. В практике исследований в последнее время [57] применяется другой способ, в котором тоже предусматривается разбиение пространства на области, но с заданием скоростей в узловых точках. Скорости в промежуточных точках находятся путем интерполяции по заданному закону. В первом приближении значения скоростей в узлах сетки считаются заранее известными (например, используются данные сейсмокаротажа обеих скважин). Затем решается прямая кинематическая задача в предположении прямолинейности лучей для каждой пары источник — приемник. Рассчитанные времена сравниваются с наблюдаемыми, на основе чего корректируются значения скоростей в узловых точках. Такой итеративный процесс по заданной программе автоматически продолжается до тех пор, пока не будет достигнуто удовлетворительное совпадение расчетных времен с наблюдаемыми. Подобный способ узловых точек используется также для вычисления относительных значений коэффициентов поглощения. Но здесь важно осуществить предварительную нормировку параметров источников.

На рис. 10.6 приведен пример распределения скоростей и коэффициентов поглощения в пространстве между двумя скважинами, расположенными приблизительно на расстоянии 100 м друг от друга. Зоны пониженных скоростей в карбонатных породах соответствуют закарстованным областям. В некоторых случаях, например при изучении рудных объектов, основным показателем является не скорость распространения волн, а коэффициент поглощения колебаний.

Несколько сложнее задача определения границ контрастных тел в межскважинном пространстве. Решающее значение здесь может иметь совместное рассмотрение динамических и кинематических аномалий. Контуры

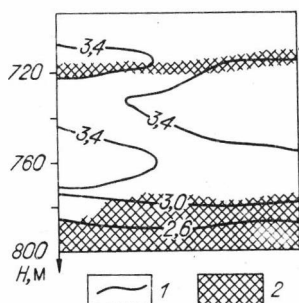


Рис. 10.6. Пример распределения скоростей v_p и зон повышенного поглощения в межскважинном пространстве (пригород Москвы).

1 — изолинии скоростей; 2 — зоны повышенного поглощения волн.

тела, обычно несколько расплывчатые, определяются на основе изучения миграции аномалий, получаемых в записях вдоль ствола «наблюдательной» скважины при разном расположении источников в соседней скважине.

Наряду с импульсными источниками иногда используется гармоническое излучение колебаний на заданной частоте. Излучатели подобного вида относятся к типу пьезоэлектрических. В этом варианте просвечивание базируется на измерении динамических аномалий по всему изучаемому полю.

Укажем на еще один вид просвечивания, используемый при обнаружении пьезоактивных геологических тел, например кварцевых. Он основан на пьезоэлектрическом эффекте, т. е. генерации слабых электрических полей при прохождении через объект упругой волны [113]. При выполнении просвечивания предполагаемых пьезоактивных областей в межскважинном пространстве в одной из скважин производится возбуждение волн (обычно при помощи взрывов), а в другой измеряется разность потенциалов при помощи специальной аппаратуры. При прохождении волны через указанный объект измеренная величина разности потенциалов в несколько раз возрастает по сравнению с уровнем, измеренным в периферийных частях объекта.

Просвечивание массивов в шахтах и рудниках. Основная особенность исследований в шахтах и рудниках состоит в большинстве случаев в том, что положение исследуемого объекта зафиксировано в одной либо в нескольких выработках. Целью исследований является изучение поведения объекта в массиве между выработками, так как обычно тела, в которых находятся полезные ископаемые, неоднородны по своему составу, а форма их также может быстро изменяться. Нередко продуктивные зоны имеют прерывистый характер.

Наряду с изучением продуктивных толщ в массиве исследования в подземных выработках преследуют цель выявить зоны повышенной трещиноватости, наличие которых связано с безопасностью проведения горных работ.

Принцип подземного просвечивания массивов горных пород в целом остается таким же, как при межскважинном просвечивании, но методика наблюдений имеет некоторые специфические особенности. Прежде всего, при наличии большого диаметра выработок обеспечивается более высокая степень контролируемости направленности источников и приемников по сравнению со скважинным вариантом просвечивания. В качестве источников обычно используются взрывы шпуровых зарядов небольшой величины. Применяется также ударное возбуждение типа направленной силы. Использование слабых воздействий дает возможность обогатить спектр высокочастотными составляющими. С целью обеспечения надлежащей интенсивности колебаний возникает необходимость синхронного накопления сигналов. В качестве приемников используются электродинамические сейсмографы с относительно высокой собственной частотой (30—50 Гц и более). Прием чаще всего ведется на нескольких компонентах. Поскольку поперечные размеры изучаемых объектов могут быть невелики (порядка 0,5 м и менее), то регистрацию волн стремятся проводить на высоких частотах до 2000 Гц и более при наличии широкой полосы пропускания порядка 5 октав. При регистрации на высоких частотах (как правило, цифровой) предъявляются жесткие требования к контакту сейсмографа с грунтом, а также к стабильности условий установки приемников вдоль линии наблюдения.

Исследования проводятся с использованием как объемных, так и интерференционных каналов волн. Последние особенно часто применяются при изучении поведения угольных пластов в массиве, и особенности этой модификации будут отмечены в последнем параграфе данной главы. Что касается модификации, базирующейся на регистрации объемных волн, то главной ее особенностью является проведение наблюдений как на продольных, так и на поперечных волнах различной поляризации. Это позволяет получить информацию о коэффициентах Пуассона и параметрах поляризации, тесно связанных с анизотропией среды.

Проходящие прямые волны успешно используются при картировании комплексов горных пород, выходящих на поверхность земли, когда границы раздела имеют достаточно большие наклоны. Подобные условия характерны, например, для кристаллических щитов и геосинклинальных областей с эрозионными срезами. Сейсмические исследования в подобных условиях могут рассматриваться как элемент геологического картирования, но с отчетливой ориентацией на изучение сейсмических характеристик горных пород и особенностей расположения границ раздела.

В простейшем варианте картируемые породы непосредственно выходят на поверхность земли, но в этом случае они подвержены процессам выветривания. Выветривание по-разному проявляется на отдельных комплексах горных пород, в связи с чем в большинстве случаев целесообразно измерять характеристики пород на некоторой глубине в их изначальном состоянии. Но глубина захвата не является предметом исследования, и потому практически можно ориентироваться только на определение физических параметров: скоростей распространения волн v_p и v_s и их отношения, параметров поглощения характера изменения динамики волн на границах. Такой подход правомерен также при наличии небольшого покрова рыхлых отложений, определение мощности которых если и представляет интерес, то только в виде попутной или второстепенной задачи. В противоположность изучению сейсмических параметров вдоль ствола скважины, когда задача является типично одномерной, картирование носит отчетливо выраженный двумерный характер. На первом этапе, когда не предусматривается изучение анизотропных свойств горных пород, наблюдения ведутся по системам прямолинейных профилей, задаваемых преимущественно вкрест простирания границ, разделяющих отдельные комплексы горных пород. При этом используются данные геологической съемки, а также магнитных и других геофизических наблюдений. Густота профилей может изменяться в зависимости от требования к деятельности проводимых работ. Максимальное расстояние источник — приемник обычно не превышает нескольких сотен метров, но вместе с тем важно обеспечить перекрытие и получение встречных ветвей годографов. Последнее необходимо для правильного учета влияния неровностей рельефа местности и нерегулярностей в поведении подошвы зоны выветривания.

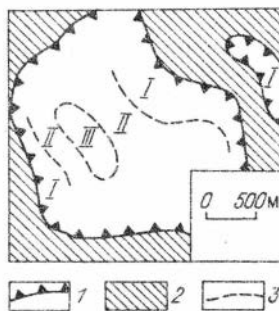
При детальном картировании весьма важно обеспечить регистрацию как продольных, так и поперечных волн. В связи с этим наряду со взрывными используют источники ударного типа вертикального и горизонтального действия. Регистрацию имеет смысл вести на трех компонентах, в частности с целью обнаружения комплексов пород, обладающих анизотропией, где в дальнейшем может оказаться целесообразным поставить специальные площадные наблюдения. Кроме того, следует иметь в виду, что при малой рефракции в среду продольные волны будут более выразительны на горизонтальной x -компоненте, а поперечные SV — на вертикальной; при выходе на поверхность консолидированных пород могут возникнуть трудности с обеспечением надлежащего контакта приемников с грунтом. Вместо штыковых фиксаторов лучше использовать, например, соединение корпуса сейсмографа с грунтом при помощи известковых растворов.

Для обеспечения лучшей разрешенности записей регистрацию колебаний необходимо стремиться вести на достаточно высоких частотах. При наличии встречных ветвей определение интервальных, в том числе пластовых, скоростей более надежно проводить по разностным годографам, имея в виду, что формула (8.15) справедлива для любых скользящих волн. Полезно также осуществлять построение редуцированных годографов и редуцированных сейсмограмм по правилам, указанным выше.

При трассировании границ раздела различной природы очень большое, подчас решающее, значение имеет изучение динамических характеристик записей [13]. Сюда относятся в первую очередь контрастные изменения

Рис 10.7. Расчленение кристаллического фундамента по различным параметрам.

1 — область распространения интрузии габбро; 2 — область распространения вмещающих пород с $v_S = 3$ км/с, $\sigma = 0,22$; 3 — зоны, выделенные в пределах интрузии по упругим параметрам (I — $v_S = 3,3$ км/с, $\sigma = 0,27$; II — $v_S = 3,7$ км/с, $\sigma = 0,25$; III — $v_S = 4,0$ км/с, $\sigma = 0,22$)



амплитуд на границах блоков, круто наклоненных пластов и даек, а также вариации формы сигналов и частот колебаний. При использовании наряду с продольными поперечных и обменных волн контрастность подчеркивания границ раздела обычно возрастает [103]. Кроме того, на границах блоков может изменяться соотношение динамических характеристик на двух горизонтальных составляющих в зависимости от анизотропных свойств среды. Указанное соотношение не будет сохраняться неизменным при варьировании ориентировки профиля по отношению к линии разлома либо границе двух пластов. Поэтому в наиболее ответственных местах площади картирования целесообразно проводить наблюдения по профилям различной ориентации. Что касается дифференциации по скоростям v_p и v_S , то она нередко имеет качественно сходный характер, но различие в свойствах блоков и пластов часто более отчетливо проявляется в величинах $\gamma = v_S/v_p$ и соответственно в коэффициентах Пуассона. На рис. 10.7 приведен пример картирования поверхности фундамента с использованием продольных и поперечных волн [103]. Отчетливо выделяется зона габброидной интрузии и ее расчленение на подзоны среды вмещающих сланцев как по скоростям продольных и поперечных волн, так и по коэффициенту Пуассона.

Наряду с профильными наблюдениями в некоторых случаях целесообразно проводить съемки по площади из заданного пункта возбуждения. В результате строится карта изохрон для отдельных участков, на которых отмечаются также особенности динамических характеристик волн. В процессе таких наблюдений изучают параметры азимутальной анизотропии как по продольным, так и по поперечным волнам.

10.4. РЕВЕРСИВНОЕ ПРОСВЕЧИВАНИЕ

Как уже отмечалось выше, реверсивное просвечивание осуществляется на восходящих лучах при расположении источников на поверхности земли либо вблизи нес. В общем случае можно при этом использовать все четыре вида вторичных волн: головные, рефрагированные, отраженные и дифрагированные. Однако чаще всего при просвечивании используются преломленные волны. С принципиальных позиций не имеет значения, головные или рефрагированные волны проникают на глубину и вновь возвращаются на поверхность земли. В большинстве случаев волны, имеющие реверсивный путь, следует относить к рефрагированным.

Надо различать два вида реверсивного просвечивания, основанных соответственно на использовании монотипных и обменных волн. В каждом из них применяются как естественные (землетрясения), так и искусственные источники.

Монотипные волны. Главной особенностью этой модификации является не изучение регулярных границ раздела путем регистрации вторичных волн, а обнаружение аномальных по физическим параметрам зон и вероятных контуров тех или иных геологических тел сложной конфигурации. При использовании искусственных источников осуществляется просвечивание на монотипных волнах с целью обнаружения ограниченных по размерам гео-

логических объектов той или иной природы. В качестве объектов могут выступать рудные тела, блоки земной коры, вулканические очаги, зоны дробления и др.

Рассматриваемая модификация базируется на изучении кинематических и динамических аномалий, вызванных пересечением данного объекта фронтом восходящей волны. Кинематические аномалии даже небольшой величины надежно фиксируются при наличии нерегулярностей в поле скоростей, и на них прежде всего обращается внимание.

Небезынтересно отметить, что первые работы по поискам соляных куполов в районе Мексиканского залива выполнялись в модификации проходящих волн. Идея способа состояла в том, что при наблюдениях на непродольном профиле от удаленного взрыва наличие соляного купола фиксировалось в виде локальной аномалии пониженных времен первых вступлений. Из динамических аномалий основное значение в этом случае имело понижение уровня амплитуд, обусловленное потерей энергии на отражение, преломление и рассеивание.

При реверсивном просвечивании по известным размерам аномалий A_1 и A_2 в двух противоположных направлениях (рис. 10.8) можно приближенно судить о размерах объекта. Если известны углы выхода i_1 и i_2 на встречных системах и расстояние L между центрами аномалий, то легко посчитать глубину залегания центра объекта C , предположив, например, что фронты волн плоские: $H = L / (\operatorname{tg} i_1 + \operatorname{tg} i_2)$. Поперечные размеры объекта в направлении лучей соответственно равны $A_1 \cos i_1$ и $A_2 \cos i_2$.

По величинам кинематических аномалий могут быть рассчитаны не только размеры объекта, но и скорости в нем. Динамические аномалии при просвечивании тел ограниченных размеров проявляются за счет явления дифракции и внутриобъектных отражений. Наложение этих волн на прямые изменяет облик сейсмограмм, например, в части протяженности импульсов и соотношения между амплитудами отдельных экстремумов.

Следует иметь в виду, что размеры кинематических и динамических аномалий всегда больше рассчитанных на основе лучевых представлений. В связи с этим получаемое изображение объекта будет несколько расплывчатым.

Отметим попутно, что реверсивное просвечивание от удаленных источников может оказаться полезным при вычислении статических поправок. При этом необходимо стремиться выделять сигналы в процессе обработки на возможно более высоких частотах. В ходе таких исследований может быть осуществлено разделение аномалий по глубине заложения искажающего объекта. Собственно статические аномалии остаются неизменными по форме и положению на профиле, тогда как искажающие факторы глубокого заложения будут мигрировать по профилю, особенно для пунктов взрыва, располагающихся по разные стороны от тех или иных нерегулярностей в разрезе.

Нередко аномалии, обусловленные глубинными нерегулярностями в среде, например трещиноватостью, имеют большие размеры, и миграцию для противоположно направленных удаленных источников трудно обнаружить. В этом случае при кинематической интерпретации находят величины отклонения годографа от некоторого нормального и определяют тем самым оста-

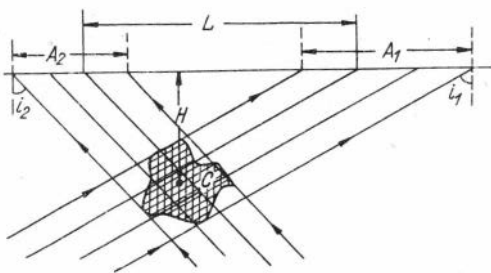


Рис. 10.8. К реверсивному просвечиванию объекта ограниченных размеров при наличии встречной системы наблюдений.

точную аномалию $\Delta t(x)$. Нахождение размеров глубинного возмущающего объекта является некорректной задачей. Надежность ее возрастает, когда имеются некоторые априорные данные о разрезе. Так, например, если известно положение нижней кромки объекта, то форму его можно определить, с той или иной степенью приближения, путем решения системы линейных уравнений, в результате чего находятся дефекты величин скоростей в заранее задаваемых ячейках.

При изучении неоднородности мантии Земли, особенно верхней, используется способ, основанный на отклонении реально наблюдаемых времен от стандартного годографа Джеффриса — Буллена волн P и S . Эти отклонения могут достигать нескольких секунд, что превышает точность измерения времен на сейсмограммах. Накопление данных за достаточно большой промежуток времени и введение поправок за глубину источника и мощность земной коры в области приема позволяют построить площадные распределения аномалий во временах вступлений для различных эпицентральных расстояний и направлений на очаг. Такие аномалии выявлены, например, в районе оз. Байкал [19, 73, 99].

Наличие зоны аномальных времен прихода волн само по себе свидетельствует о присутствии на глубине области с пониженными либо повышенными скоростями, причем горизонтальные размеры области и ее эпицентра приближенно оцениваются по конфигурации временной аномалии. Что касается количественного решения обратной задачи — нахождения функции $v(x, y, z)$, то реализация такого решения в сильной степени зависит от возможности надежного определения разности времен прихода волн для той или иной станции от различных очагов, в первую очередь расположенных по разные стороны от аномалии. Если это условие выполнено, то нахождение функции $v(x, y, z)$ сводится к решению системы уравнений, что позволяет найти осредненные величины дефектов скоростей в заданных точках либо ячейках. Существует несколько способов решения рассматриваемой задачи [73, 99], на чем здесь мы не можем останавливаться.

При изучении латеральных неоднородностей глубинных частей мантии используется как реверсивное просвечивание на восходящих лучах, так и способ, при котором изучается распределение скоростей вдоль рефрагированных лучей, форма которых считается заранее известной по стандартным кривым $v_p(r)$ и $v_s(r)$. Такая модификация более сложна и часто требует использования суперкомпьютеров. Однако принцип сведения задачи к системе уравнений остается таким же, как, например, при межскважинном просвечивании.

Обменные волны. Модификация обменно-проходящих волн получила в последнее время значительное распространение, особенно при региональных исследованиях. В противоположность монотипным обменные проходящие волны используются с целью изучения регулярных, относительно протяженных границ. Важно подчеркнуть, что перепады скоростей и плотностей на границах обмена могут быть положительными и отрицательными.

Как правило, оперируют волнами $P \dots S$, используя искусственные и естественные источники. При этом рассматривают обычно волны, обменявшиеся на своем пути только один раз.

Нахождение глубины залегания границы обмена основано на измерении разности времен вступлений обменной и монотипной волн в данной точке профиля или площади.

Пусть к границе раздела двух сред снизу под углом e_2 подходит продольная волна P , фронт которой локально считаем плоским (рис. 10.9). В точку S профиля подходят две волны, преломленные на границе раздела — P и SV . Разность времен прихода P - и S -волн, согласно рисунку, равна $t(CB)_P + t(BS)_S - t(AS)_P$.

Легко показать, что мощность слоя H в случае горизонтальной границы раздела выражается через разность времен PS - и P -волн, которую обозначим

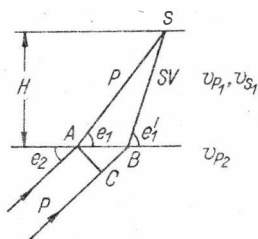


Рис. 10.9. Лучевая схема образования обменной проходящей волны PS на горизонтальной границе раздела.

через Δt , простым соотношением

$$H = \frac{v_{S1} \Delta t}{\sin e_1' - \gamma \sin e_1}, \quad (10.5)$$

где $\gamma = \frac{v_{S1}}{v_{P1}}$. Угол e_2 подхода к границе либо e_1 подхода к приемнику считается известным. Рассматриваемые три угла связаны между собой соотношениями $\cos e_1 = v_{P1}/v_{S1} \cdot \cos e_2$ и $\cos e_1' = 1/\gamma \cos e_1$. Поскольку практически всегда продольная волна, которая служит началом отсчета, отмечается в первых вступлениях, то главная задача при анализе сейсмограмм состоит в правильном отождествлении обменной волны, соответствующей заданной границе раздела, на различных участках профиля либо площади. Наиболее надежно такая задача решается при наблюдениях по профилям, когда расстояния между сейсмоприемниками (центрами групп) относительно невелики, что дает возможность обеспечить непрерывную корреляцию на достаточно протяженных участках. Такая модификация характерна при использовании искусственных источников, обычно взрывов.

На рис. 10.10 приведены многоканальные сейсмограммы, на которых надежно выделяются и коррелируются обменные волны на x - и продольная z -компонентах. На компоненте x отмечаются несколько осей синфазности

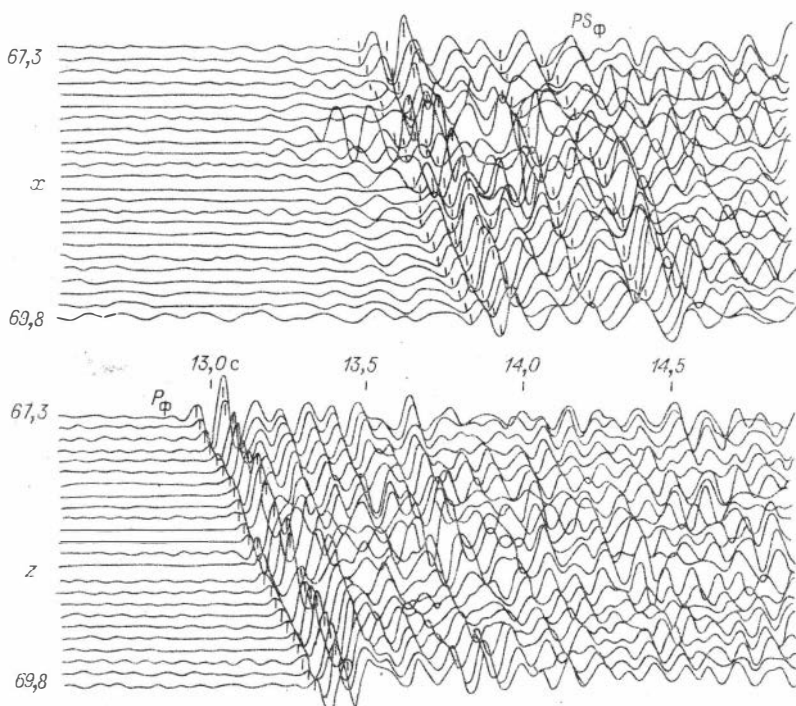
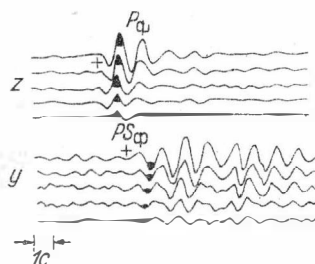


Рис. 10.10. Многоканальные сейсмограммы на x - и z -компонентах от взрыва с отчетливой записью обменных PS -волн, соответствующих границам в осадочном чехле и поверхности кристаллического фундамента (Русская платформа).

Рис. 10.11. Сейсмограмма от удаленного землетрясения ($\Delta = 92^\circ$) с отчетливой записью продольных P - и обменных PS -волн. Трассы на сейсмограммах z и y соответствуют воспроизведению на различных частотах от 0,5 до 10 Гц (по данным И. В. Померанцевой).



обменных волн, относящихся к осадочному чехлу и поверхности фундамента (последняя волна в группе).

Менее корректно задача отождествления волн решается при дискретных системах наблюдений в случае использования в качестве источников удаленных землетрясений (рис. 10.11). В этом случае используются такие дополнительные критерии, как плавность изменения Δt на заданном участке профиля и сопоставление формы сейсмических импульсов [81]. Как при непрерывном, так и при дискретном прослеживании обменных волн принимается во внимание, что на прямых и встречных годографах величины Δt при пологом залегании границ должны быть приблизительно одинаковы. Окончательное решение о правильности отождествления волн производится на этапе построения разрезов, причем нередко используется априорная информация о строении среды по другим геологическим и геофизическим методам.

Заметно, что природа P - и PS -волн, приходящих к приемнику на большом его удалении от источника, не имеет существенного значения. Чаще всего они относятся к типу рефрагированных, но нередко могут быть близки к головным либо субголовным волнам. В последнем случае, естественно, предполагается, что обмен происходит на границе, расположенной выше точки отрыва головной волны.

Несколько последних десятилетий развивается направление реверсивного просвечивания очаговых зон в сейсмоактивных районах с целью контроля за сейсмотектоническими процессами. Наблюдения носят характер мониторинга и нацелены на изучение изменений динамических и кинематических параметров волн во времени. В качестве источников еще одно-два десятилетия тому назад использовались взрывы, что не обеспечивало надлежащей стабильности генерации волн. В связи с этим в последнее время наметилась отчетливая тенденция применять в качестве источников мощные вибраторы. Чаще всего ориентируются на обнаружение различий во временах вступлений сигналов, особенно первых волн.

10.5. ОБ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ПОВЕРХНОСТНЫХ И КАНАЛОВЫХ ВОЛН

Как отмечалось в главе 3, обратная задача при использовании поверхностных волн Рэлея и Лява решается в предположении горизонтального залегания слоев. В принципе, рассматривается многослойная среда [62], но чаще всего решение можно надежно осуществить для простейшей модели однородного слоя постоянной мощности, залегающего на однородном полупространстве.

Прежде чем говорить о просвечивании на поверхностных волнах, остановимся предельно кратко на некоторых особенностях интерпретации с использованием дисперсионных кривых. Это связано с тем, что в данной книге отсутствует специальная глава, посвященная поверхностным волнам. Мотивируется это тем, что при зондировании среды по вертикали в последние десятилетия преобладают методы, базирующиеся на вторичных объемных волнах, рассмотренных в предыдущих главах. Главная причина заключается в том, что поверхностные волны обладают большим интегральным эффектом, когда вычисленные скорости и мощность слоя представляют собой средние значения на больших интервалах по горизонтали. Кроме того, следует иметь в виду, что поверхностные волны от землетрясений и мощных взрывов имеют

бóльшие значения $\lambda = vT$, сопоставимые и даже большие, чем мощность слоя. Тем не менее нельзя отрицать, что при глубинных исследованиях земной коры и мантии построение дисперсионных кривых может дать полезную информацию.

В подавляющем большинстве случаев дисперсионные кривые строятся по сейсмограммам от нормальных землетрясений с очагами, расположенными в верхней части земной коры. Обработка начинается с отождествления волн Рэлея и Лява на каждой из станций сейсмологической сети для данного очага. Необходимо, чтобы сеть станций обеспечивала достаточно большую разницу в эпицентральных расстояниях. Затем вычисляются групповые и фазовые скорости по паре станций. Наиболее устойчиво при обычной густоте станций определяется групповая скорость. С этой целью строятся огибающие цугов колебаний для данной поверхностной волны, после чего групповая скорость находится как частное от деления разности эпицентральных расстояний двух станций в линейной мере на приращение времен пробега, определяемых по экстремумам огибающих. Для выбранных двух станций вычисляется среднее значение периода колебаний T . В результате находится одна из точек дисперсионной кривой $v_{гр}(T)$. Параллельно, если это возможно, по той же паре станций определяется фазовая скорость, для чего необходимо правильно отождествить соответствующие экстремумы колебаний в волне с учетом того, что амплитуды соответствующих фаз для соседних станций не равны по величине. Фазовая скорость определяется по исходным сейсмограммам так же, как это выполняется в случае объемных волн. При заданной системе станций находится ряд значений $(v_{гр}^{(k)}, T^{(k)})$ и $(v_{ф}^{(k)}, T^{(k)})$, в результате чего строятся экспериментальные дисперсионные кривые для групповой и фазовой скоростей. На основании приведенного в главе 3 соотношения между $v_{гр}$ и $v_{ф}$ чаще всего групповые скорости в целях удобства анализа пересчитываются в фазовые. Как правило, экспериментальные дисперсионные кривые строятся по серии землетрясений для данной сети станций, а иногда получают осредненные зависимости для нескольких районов.

Заметим, что в настоящее время при наличии записей в цифровой форме для более точного определения скоростей и периодов используют методы частотного анализа колебаний.

На рис. 10.12 приведен пример экспериментальной зависимости $v_{ф}(T)$ в сопоставлении с теоретически рассчитанными кривыми для волн Рэлея при различной мощности слоя земной коры [117]. Можно видеть, что при малых периодах скорость v_R в земной коре составляет около 3,0 км/с, а при больших периодах — 4,0 км/с, что соответствует верхам мантии. По большинству точек мощность коры близка к 30 км, но вместе с тем форма экспериментальной кривой заметно отличается от теоретической. Следует заметить, что во многих случаях [117] интервал измеренных периодов очень невелик, что затрудняет решение обратной задачи.

В последние годы большое внимание уделяется горизонтальному просвечиванию на поверхностных волнах [80]. По-видимому, это направление в методе поверхностных волн можно считать главным. Явление аномального поведения поверхностных волн в определенных азимутах было замечено несколько десятилетий тому назад. Так, например, в работе [39] отмечается, что интенсивность поверхностных волн резко уменьшается при наличии на

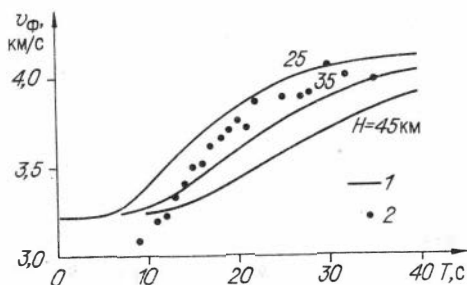


Рис. 10.12. Пример теоретических и экспериментальной дисперсионных кривых $v_{ф}(T)$ волн Рэлея для района Сан-Франциско [117].

1 — теоретические кривые для различной мощности земной коры; 2 — экспериментальные значения.

трассах горных цепей и морей. На первом этапе просвечивания на поверхностных волнах ограничивались фиксированием амплитудных аномалий в тех или иных направлениях. Отмечая их положение и размеры от различных источников, удавалось при достаточно представительной сети станций локализовать аномалии на местности, а при наличии априорной информации расшифровывать их геологическую природу. В последние годы задача выявления горизонтальных неоднородностей по данным регистрации поверхностных волн Лява либо Рэлея разрабатывалась строго математически с теми или иными допущениями о характере модели [80].

Существуют два основных подхода количественного решения задачи горизонтального просвечивания на поверхностных волнах. Первый из них основан на предположении, что при заданном периоде T вариации фазовых и групповых скоростей малы по сравнению с величинами скоростей. Обычно предполагается, что указанные вариации не превышают 10 % и, таким образом, среда считается слабо дифференцированной. При втором подходе глубинная неоднородность в среде носит локальный характер, например в виде зоны разлома.

По первой задаче, не приводя математического ее решения, отметим исходные принципы, основываясь на работе Т. Б. Яновской и др. [136]. Задачу решают в линеаризованной постановке, предполагая, что горизонтальные вариации скорости v (фазовой либо групповой) настолько малы, что трассы поверхностных волн можно считать прямолинейными. По аналогии с вычислением функций $v(x, z)$ для рефрагированной волны (см. главу 8) в данном случае можно написать

$$1/v(x, y, T) - 1/v_0(T) = \delta(x, y, T),$$

где $v_0(T)$ — средняя по площади дисперсионная кривая, а функция $\delta(x, y, T)$ настолько мала, что в процессе преобразования принимаются во внимание только первые степени ее. Для каждой трассы L_k с расстоянием между источником и станцией Δk имеет место соотношение

$$\frac{1}{\Delta k} \int_{L_k} \delta(x, y, T_{ik}) dS = \frac{1}{v_{ik}} - \frac{1}{v_0(T_{ik})}. \quad (10.6)$$

Здесь индекс i относится к отдельным точкам дисперсионных кривых. Контурный интеграл вычисляется вдоль прямых линий L_k . При вычислении функций $\delta(x, y)$ при заданном значении T предполагается, что $1/v$ при ограниченном изменении интервала периодов может быть представлена полиномом от круговой частоты $\omega = 2\pi/T$.

В качестве примера на рис. 10.13 приведены карты распределения групповых скоростей Рэлея и Лява при $T = 10$ с для района Черного моря [80]. При расчетах использовано большое число станций и очагов, прилегающих к побережью Черного моря со всех сторон. На обеих картах Причерноморской впадины отмечаются аномалии скоростей в виде замкнутых изолиний с пониженными скоростями.

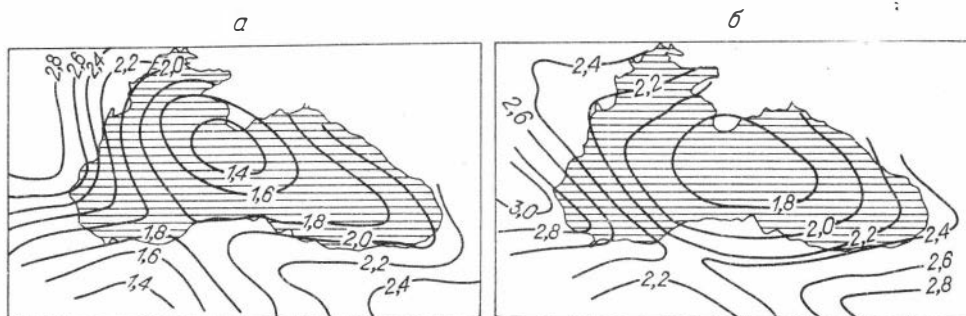


Рис. 10.13. Пример распределения групповых скоростей (км/с) волн Рэлея (а) и Лява (б) на площади Причерноморской впадины при $T = 10$ с.

Карты распределения скоростей волн Лява и Рэлея, как правило, строятся для нескольких фиксированных периодов T , что дает возможность выявить закономерности изменения скоростей на разных уровнях по глубине. Это вытекает из того, что при увеличении периода возрастает глубина захвата колебательного процесса в поверхностной волне.

Как показали последние исследования по поляризации поверхностных волн [75], упомянутое выше предположение о прямолинейности трасс волнового распространения от источника к станции не всегда подтверждается. В некоторых случаях боковые отклонения превышают мощность исследуемой толщи. Можно предположить, что такие отклонения связаны с локальными неоднородностями, когда допущения о слабой дифференциации среды и плавности функций $v(x, y)$ не вполне корректны. Поляризационные характеристики сами по себе являются важными дополнительными параметрами, правильная расшифровка которых может дать новую информацию о среде.

Второй подход, связанный с наличием в среде локальных нерегулярностей, например, в виде субвертикального разлома, относительно подробно освещен в теоретическом плане [80]. В частности, решена задача о вычислении коэффициентов отражения и прохождения на вертикальной границе при нормальном падении плоской поверхностной волны. Предсказано, что при пересечении вертикальной границы проходящая волна уменьшается по амплитуде. Качественно это можно видеть на сейсмограмме лабораторного двумерного физического моделирования при наличии ступеней на свободной границе (рис. 10.14). При величине ступени $\Delta h = 1/3\lambda$ проходящая волна уменьшается в 1,5—2 раза. Одновременно появляется отраженная поверхностная волна.

Способ трассирования субвертикальных локальных неоднородностей практически применяется пока реже, чем выявление областей относительно небольшой дифференциации по скоростям. Тем не менее амплитудный анализ колебаний в поверхностных волнах для различных периодов позволяет уверенно фиксировать наличие локальных аномальных зон, связанных, в частности, с разломами и другими нерегулярностями в разрезе.

Использование каналов волн рассмотрим на примере просвечивания продуктивных толщ в угольных шахтах [5]. Предварительно отметим, что каналовые интерференционные волны могут возникать в слое с пониженными скоростями v_P и v_S как при наличии резких границ на кровле и подошве, так и при плавном изменении скоростей, если есть инверсия. В первом случае происходит интерференция отраженных волн, в том числе закритических, во втором — рефрагированных (волновод). В угольных пластах, как правило, имеют дело с первой моделью.

Скорости v_P и v_S в угольных пластах обычно существенно отличаются от скоростей во вмещающих породах. Наибольший дефицит скорости в 2 раза

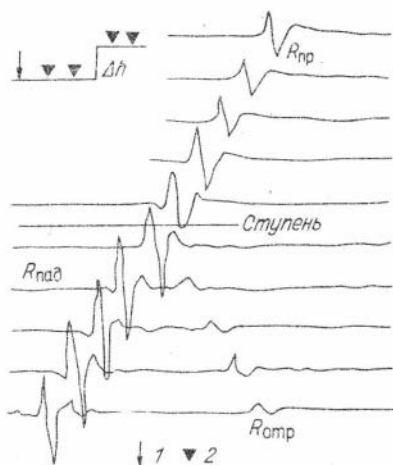
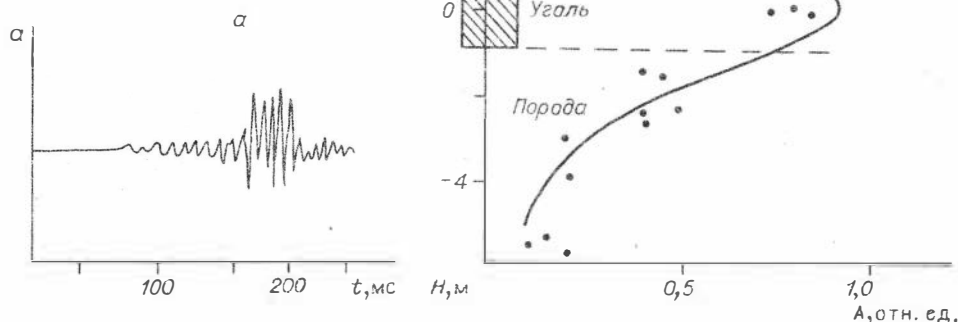


Рис. 10.14. Пример записей падающей ($R_{\text{под}}$), проходящей ($R_{\text{пр}}$) и отраженной ($R_{\text{отр}}$) волн Рэлея, полученных при физическом моделировании на двумерной модели $v_P = 5,5$ км/с, $v_S = 3,1$ км/с, $\rho = 2,7$ т/м³, при наличии ступени $\Delta h = \frac{\lambda_P}{3}$. Возбуждение и прием z .

1 — положение источника; 2 — приемники (по Б. А. Боброву).

Рис. 10.15. Пример регистрации каналовых волн в угольных шахтах.

а — типичная сейсмограмма; б — график амплитуд каналовых волн в угольном пласте и примыкающих областях (экспериментальный график).



и более отмечается для бурых углей. Мощность углесодержащих пластов колеблется в очень широких пределах — от долей метра до 100 м. При этом чаще всего продуктивные пласты и пропластки перемежаются с линзами и слоями пустых пород. Для многих месторождений характерно наличие сбросов небольшой амплитуды, существование которых в сильной степени затрудняет рациональное планирование и технологию добычи полезного ископаемого.

Способы возбуждения и приема каналовых волн остаются такими же, как при просвечивании на объемных волнах (см. параграф 10.2). Здесь отметим лишь, что источники всегда располагаются в пределах продуктивного слоя, так как только в этом случае будет формироваться каналовая волна достаточно большой амплитуды. Наличие источников различной направленности и регистрация волн на трех компонентах дают возможность параллельно регистрировать аналоги волн Лява и Рэлея.

Общий вид характера записи каналовой волны можно видеть на рис. 10.15, а. Амплитуды каналовых волн, естественно, имеют максимальную величину в пределах угольного пласта, а в боковых областях интенсивность их быстро падает (рис. 10.15, б), достигая на некотором удалении нулевых значений [5]. При расшифровке структуры угольного пласта наряду с амплитудными признаками большое значение имеют поляризационные характеристики волн. В некоторых случаях удастся измерить как фазовые, так и групповые скорости каналовых волн. Для выявления разломов и других резких неоднородностей в просвечиваемом массиве большое значение имеет обнаружение отраженных каналовых волн.

Кроме шахтного варианта каналовые волны используются также в межскважинном просвечивании, что позволяет уточнить положение и параметры пластов с пониженной скоростью.

Глава 11

АКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Акустическими либо геоакустическими принято называть исследования, проводимые в натурных условиях, как правило, на частотах килогерцевого диапазона. В отличие от собственно сейсмических акустические наблюдения на ультразвуковых частотах проводятся также в лабораторных условиях. В

этом случае диапазон частот существенно расширяется в большую сторону — сотни килогерц и первые единицы мегагерц.

Переход на высокие частоты, естественно, позволяет резко повысить разрешающую способность и изучать тем самым объекты малых размеров, измеримых в естественных условиях единицами метров и менее. Но при этом в сильной степени снижается радиус дальности, который в горных породах также измеряется чаще всего метрами, а иногда долями метра. В связи с этим при исследованиях *in situ* главной задачей является измерение физических параметров на прямых волнах... Доля вторичных волн (в первую очередь отраженных) существенно меньше, чем при исследованиях на частотах от первых десятков до сотен герц.

Натурные акустические исследования имеют ряд технико-методических особенностей, отличающих их от сейсмологии низких и средних частот. Прежде всего отметим, что высокочастотные импульсы удается возбудить и зарегистрировать в воде либо в консолидированных породах при помощи пьезоэлектрических и магнитострикционных датчиков (см. главу 4). Отметим, что измерение физических параметров горных пород чаще всего производится на прямых волнах на фиксированных базах. В последние годы широкое применение находит метод регистрации высокочастотных отраженных волн (см. параграф 11.3), причем только на акваториях. Последнее связано с тем, что коэффициент поглощения высоких частот в воде во много раз меньше, чем даже в консолидированных горных породах. Исследования на преломленных волнах в натурных условиях не находят применения, так как они требуют использования мощных источников, а это неизбежно ведет к понижению частот.

Отмеченные выше особенности акустических методов обусловили выделение их в особый вид сейсмических исследований.

11.1. АКУСТИЧЕСКИЙ КАРОТАЖ

Наиболее важным видом акустических исследований в скважинах является акустический каротаж (АК) — измерение акустических параметров волн в горных породах вдоль стенок скважины [53]. Кроме того, контролируется техническое состояние скважины, например, определяются высота подъема цемента в затрубном пространстве и качество цементирования колонны труб. На измерениях такого рода ниже мы не будем останавливаться.

Измерительная установка АК представляет собой скважинный снаряд со встроенными в него датчиками излучения и приема колебаний (рис. 11.1). В стандартной аппаратуре, предназначенной прежде всего для измерения скоростей и коэффициентов поглощения продольных волн, как правило, используют установку с тремя датчиками. Один из них выполняет роль излучателя (И), другие два — приемников (Π_1 , Π_2). В целях контроля в некоторых системах излучатели расположены по обе стороны от приемной базы. Излучатели выполняют в виде колец из магнитострикционного либо пьезокерамического материала, что обеспечивает равномерное излучение по азимуту.

В современной стандартной аппаратуре применяют приемники сферической формы, выполненные из керамики. Они «утоплены» в тело снаряда, соприкасаясь с буровой жидкостью. Измерительная установка, имеющая центрирующее устройство, передвигается вдоль ствола с заданной постоянной скоростью. Кабель служит одновременно для передачи импульсов от генератора к источнику и обратной трансляции колебаний от приемников к наземному регистрирующему устройству. Если электрические сигналы на выходе приемников невелики, то в скважинном снаряде осуществляется их предварительное усиление.

Поскольку между датчиками и стенкой скважины располагается кольцевой слой буровой жидкости, то измерение скоростей может быть выполнено только путем регистрации головной преломленной волны типа $P_0P_1P_0$ при

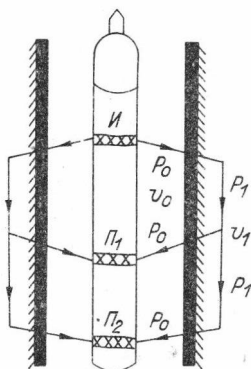


Рис. 11.1. Схема измерительной установки в акустическом каротаже (И — излучатель; П₁, П₂ — приемники).

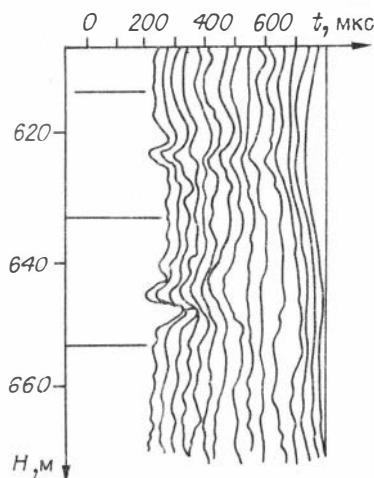


Рис. 11.2. Характер записей АК в заполненных жидкостью скважинах узкополосной аппаратурой ЛАК-1 с частотой порядка 30 кГц.

условии, что скорость в породе (v_1) больше скорости в буровой жидкости (v_0). В целях обеспечения высокой точности измерения времени вступления головная продольная волна всегда регистрируется в первых вступлениях. Минимальные расстояния между источником и ближайшим приемником должны удовлетворять формуле (8.3) при $\varphi = 0$, т. е. $\Delta z_{\min} = a(1 + \sin \alpha)/\cos \alpha$, где a — разность диаметров скважины и снаряда, $\sin \alpha = v_0/v_1$. При толщине снаряда около 90 мм и диаметре скважины до 200 мм головная волна на ближайшем приемнике будет отмечаться в первых вступлениях уже на расстоянии меньше 1 м.

Скорость распространения волны по стенке скважины определяется по разности времен вступлений к двум приемникам, расположенным на расстоянии Δz_{12} друг от друга. Величина Δz_{12} при работах в глубоких скважинах обычно колеблется в пределах 0,5—1,0 м, что обеспечивает измерение скорости с ошибкой порядка 3 % при частотном диапазоне 20—30 кГц. На рис. 11.2 приведен пример записей АК с аппаратурой ЛАК-1 на относительно высоких частотах порядка 30 кГц для одного приемника [112]. Здесь отчетливо отмечается волна $P_0P_1P_0$ в первых вступлениях, а последующая запись имеет монотонный характер без сколько-нибудь заметной дифференциации по амплитудам и частотам. Последнее связано с применением узкополосной аппаратуры.

Рассмотренная идеальная схема образования головной волны в реальных условиях не всегда выполняется. В первую очередь это относится к скважинам, бурящимся в осадочных отложениях, обладающих значительной пористостью и проницаемостью. В процессе бурения за счет проникания буровой жидкости в пористые пласты, механических воздействий бурового инструмента на породы и нарушения поля напряжений вокруг ствола скважины образуется нарушенная зона. Размер этой зоны иногда достигает первых десятков сантиметров. Кроме того, в процессе бурения происходит неравномерный размыв пород различной степени крепости, в результате чего образуются каверны и глинистые корки на стенках. Чаше всего скорости распространения волн в нарушенной зоне меньше, чем *in situ*. Чтобы обеспечить в этих условиях измерение параметров пород в их естественном залегании, требуется применять зонды сравнительно больших размеров (до 4—5 м), а также понижать частоты (до 3—10 кГц). Вместе с тем иногда важно исследовать структуру измененной зоны при помощи малых зондов и высокочастотных датчиков.

На рис. 11.3 иллюстрируется характер волнового поля при использовании широкополосной низкочастотной (5—7 кГц) аппаратуры и максимальном удалении источника — приемник около 4 м. В этой модификации АК последующая часть записи весьма представительна. Наиболее отчетливо здесь выделяются и прослеживаются волны типа $P_0S_1P_0$ и интерференционные (нормальные) волны Лэмба L . В нижней части рисунка все три типа волн резко уменьшают свою амплитуду приблизительно на порядок, что объясняется наличием здесь коллектора с высокой пористостью.

В последнее время при акустических исследованиях в скважинах стремятся определять параметры не только продольных, но и поперечных волн с использованием направленных источников и горизонтальных приемников с соответствующей ориентацией. Акустические исследования в скважинах на поперечных волнах развиваются в двух главных направлениях. В первом из них используются головные волны типа $P_0S_1P_0$, дважды обменявшиеся на стенках скважины. Такие волны регистрируются стандартной аппаратурой АК в последующей по отношению к волнам $P_0P_1P_0$ части сейсмограммы на пониженных частотах. Пример записей волн $P_0S_1P_0$ на фоне предыдущих колебаний показан на рис. 11.3. Необходимым условием регистрации волн $P_0S_1P_0$ является требование $v_{s1} > v_{p0}$. Обычно это условие выполняется для достаточно высокоскоростного разреза, когда $v_{p1} > 3,0$ км/с.

Как правило, амплитуды волн $P_0S_1P_0$ заметно больше, чем волн $P_0P_1P_0$. Если колебания принимаются на достаточно широкой полосе, то волны $P_0S_1P_0$ всегда имеют частоты в 1,5—2,0 раза ниже, чем волны $P_0P_1P_0$ при одном и том же излучателе, т. е. сохраняется такое же соотношение, как при исследованиях на низких частотах в МПВ и МОВ.

Второе направление основано на регистрации прямых поперечных волн при расположении источников и приемников непосредственно на стенке скважины. Это дает возможность управлять процессом генерации и приема волн, в частности в широких пределах изменять направление плоскости поляризации колебаний. Вследствие расположения датчиков на стенках скважины снимается существующее в методе головных волн ограничение в части диапазона изучаемых скоростей v_{s1} и v_{p1} .

Акустический каротаж на прямых волнах предусматривает параллельную регистрацию как поперечных SH - и SV -, так и продольных волн с использованием источников и приемников, поляризованных в направлении оси скважины либо по перпендикуляру к ней, поэтому такой вид скважинных исследований можно рассматривать как многоволновой акустический поляризационный каротаж [70]. Измерение параметров поляризационной модификации АК производится в настоящее время в дискретном виде, т. е. при остановке снаряда в фиксированных точках. Наиболее рациональной схемой многоволнового каротажа на прямых волнах является применение симметрично групповых датчиков, что дает возможность избавиться от ряда мешающих колебаний и регистрировать полезные целевые S -волны при высоком отношении сигнал — помеха. В качестве примера на рис. 11.4 приведены записи волн SH , которые фактически отмечаются в виде первых вступлений. К сожалению, использование групповых азимутально распределенных датчиков становится затруднительным при наличии значительных каверн в стволе скважины.

Параллельная регистрация продольных и поперечных волн дает возможность находить зависимость коэффициента Пуассона от глубины по значениям v_s/v_p .

Подавляющая часть акустических исследований в скважинах производится в осадочных разрезах, в первую очередь в связи с поисками нефти и газа. Хотя АК в таких условиях осуществляется в открытом стволе, часто возникает необходимость производить дополнительные замеры после обсадки колонной труб и цементирования затрубного пространства. В подобных случаях в последние годы получил некоторое распространение АК через обсадочную колонну. Эксперименты и расчет показали, что если снизить доминирующие частоты до уровня 3—5 кГц и несколько увеличить размеры

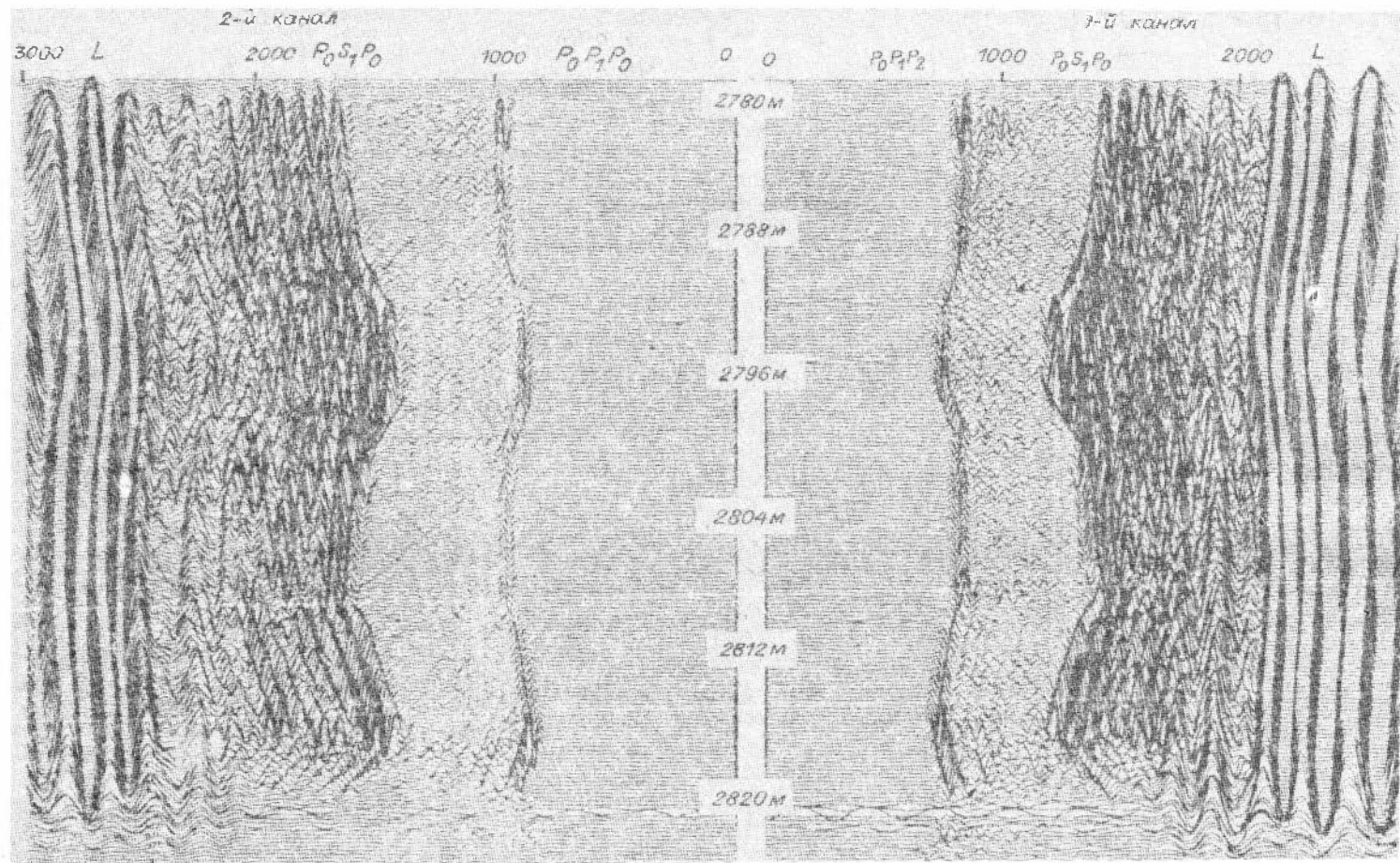


Рис. 11.3. Характер записей АК в заполненных жидкостью скважинах широкополосной аппаратурой со средней частотой 5—7 кГц (по Завяльцу).

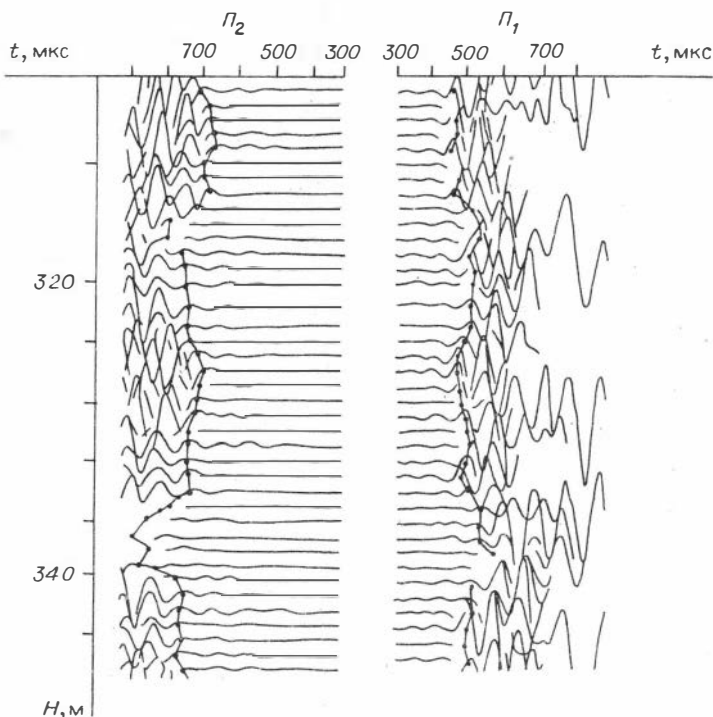


Рис. 11.4. Пример регистрации волн SH при использовании симметричного поляризованного зонда с тремя датчиками; $\Delta z_{12} = 0,62$ м; расстояние между крайними датчиками 1,66 м; средняя частота 10 кГц (по Е. М. Аверко).

зонда, то оказывается возможным получить сведения о скоростях на определенном расстоянии от цементного кольца, но только при условии добротного цементирования колонны.

В скважинах и шпурах, бурящихся в скальных породах как с поверхности, так и в шахтах либо рудниках, стволы часто не заполняются жидкостью. В связи с этим акустические исследования производятся на прямых волнах. Датчики при этом при помощи специальных устройств пневматического типа плотно прижимаются к стенкам скважины. В целях повышения точности измерений в некоторых конструкциях используются не два, а пять—семь приемников, причем доминирующие частоты повышаются до 50—100 кГц [102]. Нередко вдоль ствола скважины либо шпура производят наблюдения в прямом и обратном направлениях, что дает возможность построить систему встречных и нагоняющих годографов. При такой методике удастся обеспечить более высокую степень дифференциации разреза по скоростям.

Главной задачей акустических измерений в скважинах, безусловно, является определение скоростей распространения волн. Вместе с тем все большее внимание обращается на динамические характеристики волн, дающие нередко важную дополнительную информацию. Прежде всего при обеспечении соответствующей метрологии, по измерениям амплитуд удастся вычислить с той или иной степенью точности коэффициенты поглощения волн на отдельных интервалах ствола скважины, которые корреляционно связаны с литологическими особенностями разреза. Положение отдельных границ, особенно боковых, иногда может быть зафиксировано по регистрации отраженных волн. Но в целом отраженные волны при килогерцевом диапазоне в АК используются спорадически.

В последнее время повысился интерес к поверхностным волнам Лэмба; образующимся за счет большой разницы акустических параметров внутри и вне ствола скважины (см. рис. 11.3). В частности, экспериментально установлено, что волны Лэмба могут быть показателем проницаемости горных пород, пересекаемых скважиной [53].

Большое значение при скважинных акустических исследованиях имеет обеспечение требуемой разрешенности, направленной на выделение объектов, в частности пластов относительно небольшой мощности. Если принимать во внимание только размер базы (Δz_{12}), на которой измеряется интервальная скорость v_i , относимая к средней точке базы, то связь между истинной скоростью $v(z)$ и $v_i(z)$ выражается в общем виде формулой

$$\frac{1}{v_i(z)} = \frac{1}{\Delta z_{12}} \int_{z - \frac{\Delta z_{12}}{2}}^{z + \frac{\Delta z_{12}}{2}} \frac{dz}{v(z)}. \quad (11.1)$$

Рассмотрим простейший случай одного слоя мощностью h и скоростью v , находящегося в однородной среде, обладающей скоростью v_0 (рис. 11.5, а). Введем относительную базу $\Delta \zeta = \Delta z_{12}/h$. Относительную ширину аномалии на диаграмме АК обозначим через $\Delta \zeta_i$. Величины $\Delta \zeta_i$ и $\Delta \zeta$ связаны простым соотношением $\Delta \zeta_i = 1 + \Delta \zeta$. Если $\Delta \zeta < 1$, то на диаграмме $v_i(z)$ слой отобразится в виде трапецевидной кривой, причем $v_{i \max} = v$. В случае, когда $\Delta \zeta > 1$, будет иметь место не только «размазывание» слоя, но и существенное различие между v_i и v во всех точках аномалии, в том числе в точке, соответствующей центру слоя, где различие между v_i и v минимально. Зависимость между $v_{i \max}$ и v выражается формулой

$$\frac{1}{v_{i \max}} = \frac{1}{\Delta \zeta} \left(\frac{1}{v} + \frac{\Delta \zeta - 1}{v_0} \right). \quad (11.2)$$

Значение $v_{i \max}$ всегда будет промежуточным между v и v_0 .

В общем случае многослойной среды, как правило, относительно уверенно разделяются слои мощностью, приблизительно в 2 раза большей величины базы Δz_{12} .

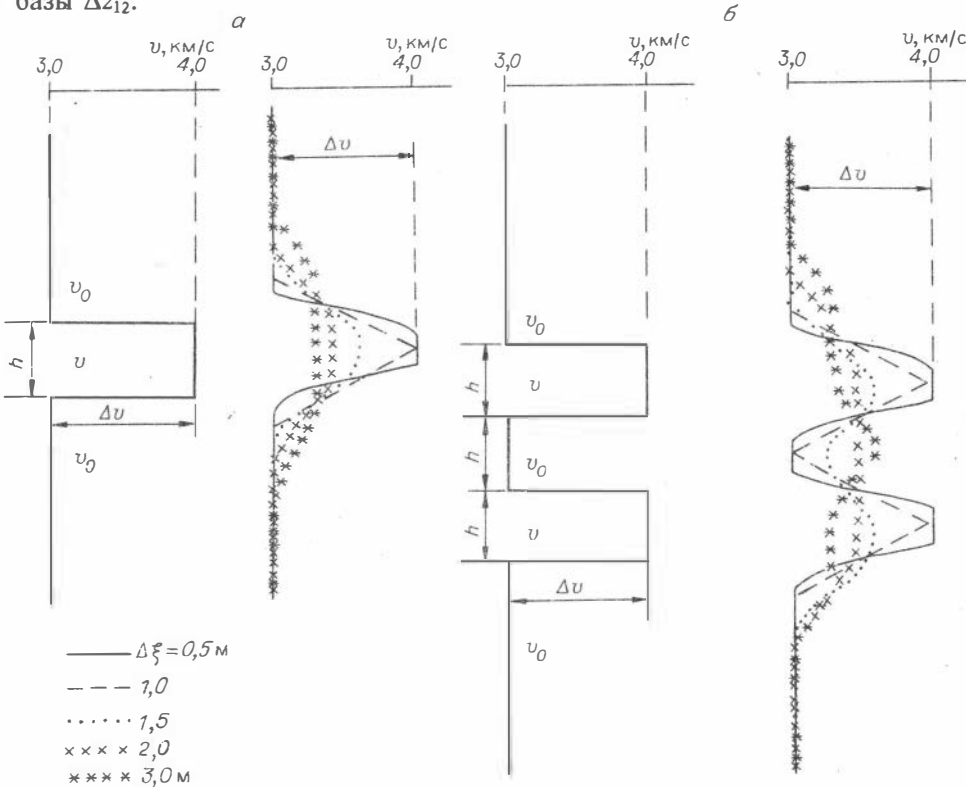


Рис. 11.5. Графики средних скоростей при различных размерах зонда $\Delta \zeta = \Delta z_{12}/h$.

а — один слой с мощностью h ; б — два слоя с мощностями h , разнесенные по z на расстояние $\Delta z = h$; Δv — приращение скорости в слое по отношению к фону.

На рис. 11.5, б приведены графики средних скоростей для двухслойного разреза. Можно видеть, что при $\Delta\zeta \geq 2$ разделение на два слоя в данном случае не будет наблюдаться. Отметим, что, в принципе, функцию $v(z)$ можно восстановить по $v_i(z)$ на основе уравнения (11.1), если задана скорость в некоторой фиксированной точке. Но при наличии инструментальных и модельных ошибок такая операция редко дает удовлетворительный результат.

Приведем два примера зависимостей скоростных параметров от глубины для пород различной степени консолидации.

На рис. 11.6, а приведены данные акустического каротажа по v_P и v_S для небольшого интервала нефтяной скважины Западной Сибири. Величина v_S рассчитана по волнам $P_0S_1P_0$. На этом же рисунке дается график изменения отношения скоростей $v_P/v_S = K$. Обращают на себя внимание неполное совпадение аномалий в скоростях по обоим типам волн и значительная дифференциация разреза по v_P/v_S , а также пониженные значения этой величины для терригенного разреза, что, возможно, связано с газонасыщенностью горных пород.

Вместо волны S на осциллограммах АК часто выделяют поверхностную волну типа Рэлея. Как известно, скорость ее v_R близка к v_S , причем эти величины при малой кривизне ствола связаны между собой соотношением (1.22*). На рис. 11.6, б приведены графики $v_R(z)$ и $v_P(z)$ для известняков, залегающих на небольшой глубине [76, 102]. Можно видеть, что положение и величины аномалий на обеих кривых достаточно хорошо коррелируются между собой.

Акустический каротаж имеет два главных целевых назначения: во-первых, в комплексе геофизических исследований скважин (ГИС) выделение продуктивных интервалов разреза по тому или иному полезному ископаемому; во-вторых, использование для интерпретации сейсмических исследований при решении прямых и обратных динамических задач. В этом случае графики $v_P(z)$ и $v_S(z)$ чаще всего представляются в виде ступенчатых функций с постоянными скоростями в отдельных слоях [33]. Отметим еще, что данные акустического каротажа имеют большое значение при определении природы сейсмических границ и привязке их к геологическому разрезу.

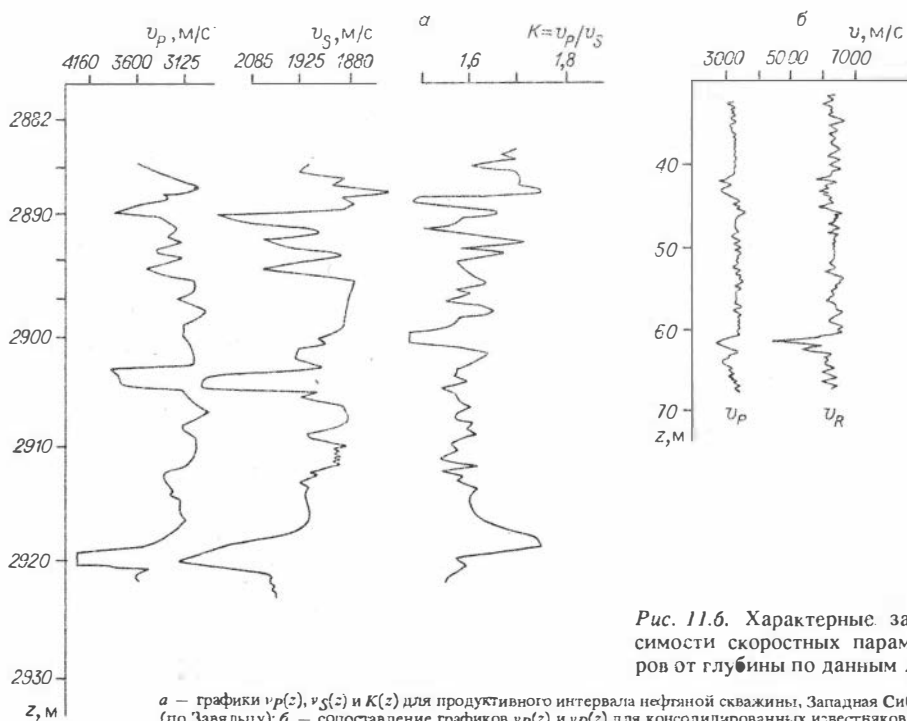


Рис. 11.6. Характерные зависимости скоростных параметров от глубины по данным АК.

а — графики $v_P(z)$, $v_S(z)$ и $K(z)$ для продуктивного интервала нефтяной скважины, Западная Сибирь (по Заявляцу); б — сопоставление графиков $v_P(z)$ и $v_R(z)$ для консолидированных известняков [76].

К особому виду акустических исследований в скважинах относится эхо-локация горных пород, обнажающихся на стенках ствола (акустический видеокаротаж). Способ основан на регистрации отраженных от стенок скважины волн меггерцевого диапазона [126]. Скважинный прибор работает по принципу локатора. Пьезоэлектрический преобразователь вращается вокруг скважинного прибора и излучает в буровой раствор импульсы с частотой порядка 1 МГц. Между посылками сигналов этот же преобразователь работает как приемник. В существующей аппаратуре преобразователь делает пять оборотов в секунду, излучая при каждом обороте 400 импульсов. Приемник воспринимает сигналы, отраженные от стенок скважины, которые затем модулируются световым лучом. Яркость светового излучения пропорциональна отражающей способности стенок. Поскольку осуществляется азимутальная локация, то на экране телевизора фиксируется развертка по всем направлениям. На фотоснимках развертки скважины отображаются слои малой мощности, трещины, каверны, фиксируются круто наклоненные границы и другие особенности, проявляющиеся на поверхности ствола.

11.2. АКУСТИЧЕСКОЕ ПРОЗВУЧИВАНИЕ

Акустическое прозвучивание по своей физической природе сходно с прослушиванием на сейсмических частотах межскважинного и околоскважинного пространства, а также массивов горных пород в шахтах и рудниках (см. главу 10). Различие обусловлено диапазоном частот и соответственно техническими средствами, а также методикой проведения исследований в связи со спецификой изучаемых объектов. Естественно, что акустическое прозвучивание отличается от сейсмического размерами объектов. В подавляющем большинстве случаев акустическое прозвучивание применяется при исследовании скальных пород [102], так как в осадочных отложениях имеет место большое поглощение энергии высокочастотных колебаний. Экспериментально установлена следующая связь между диапазоном частот и расстоянием от излучателя до приемника. На частотах 1—5 кГц (искровой и электродинамический источники) радиус исследований может достигать 50 м. При использовании мощных магнитострикционных источников на частотах до 50 кГц расстояния от источника до приемника в скальных породах обычно не превышают 5—8 м. На ультразвуковых участках с керамическими пьезодатчиками диапазон расстояний редко выходит за пределы 3—5 м.

В подавляющем большинстве случаев применяется прозвучивание в импульсном режиме, что дает возможность регистрировать волны различных типов и классов, обеспечивая точное измерение времен вступления и соответственно скоростей распространения волн. Наиболее часто импульсное акустическое прозвучивание применяют при изучении характеристик горных пород в областях, непосредственно примыкающих к подземным горным выработкам. В этом случае в заданной области пространства создается система шпуров протяженностью 5—6 м. Расстояние между шпурами находится в соответствии с диапазоном используемых частот и чаще всего составляет 1—3 м. В каждом из шпуров проводится акустический каротаж с зондами малых размеров. При помощи этих же зондов осуществляется прозвучивание пространства между двумя ближайшими шпурами как в прямом, так и в обратном направлении. Такого рода наблюдения с перекрестными базами дают возможность не только получить величины скоростей с большой точностью, но и определить параметры анизотропии и поглощения волн. Путем использования датчиков различной поляризации получают информацию как по продольным, так и по поперечным волнам. На основании наблюдений по такой пространственной системе шпуров, включая измерения вдоль них, строят карты распределения параметров в различных плоскостях, а при достаточно большом количестве шпуров — пространственные трансформации. В целях изучения напряженного состояния горных пород вокруг

ствола выработки шпур в некоторых случаях целесообразно располагать в плоскости, перпендикулярной оси выработки, т. е. веерообразно [102]. Изучение скоростей и динамических параметров вдоль каждого из шпуров, а также просвечивание между ними дают возможность более полно судить о состоянии массива вокруг выработки.

Наряду с такого рода кустовыми наблюдениями в шахтах, рудниках и тоннелях проводятся измерения линейного вида вдоль стволов выработок либо в других направлениях, в частности пересекающих продуктивные толщи или зоны с аномальным полем напряжений. Измерения в этом случае проводятся как в неглубоких шпурах, так и непосредственно на поверхности выработок.

В процессе прозвучивания определяется так называемый масштабный эффект, т. е. особенности распределения скоростей при различных базах наблюдений. Акустическое прозвучивание часто связано с изучением напряженного состояния, поскольку характер напряжений определяется упругими и реологическими свойствами среды. Как известно, поле напряжений может изменяться во времени. В горных выработках это связано с изменением их состояния, например, в процессе извлечения того или иного полезного ископаемого. В сейсмоактивных районах изменение напряженного состояния является естественным процессом тектонического происхождения. Акустический способ контроля напряженного состояния заключается в изучении временных аномалий акустических параметров на заранее выбранных участках. Датчики при такого рода исследованиях жестко связываются с массивом, например при помощи цементирования. Наблюдения по измерению скоростей и динамических характеристик волн проводятся через интервалы времени, определяемые из априорных данных по прогнозу полей напряжений и целей проводимых исследований.

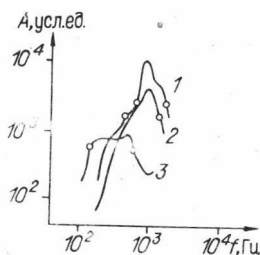
При прозвучивании межскважинного пространства на частотах килогерцевого диапазона методика измерений, в принципе, не отличается от сейсмического просвечивания (см. главу 10), но может иметь некоторые особенности. Так, например, если расстояние между скважинами относительно невелико, а скорости в массиве изменяются достаточно плавно, то вместо определения истинных скоростей ограничиваются измерением средних значений. Чаще всего в этом случае источник и приемник в двух скважинах передвигаются по стволу с одинаковым шагом, что дает возможность рассчитывать интервальные скорости в заданной плоскости.

Рассмотренные выше способы акустического прозвучивания основаны на регистрации прямых волн. Зондирование массива может быть осуществлено также на отраженных волнах, если для этого имеются благоприятные предпосылки, прежде всего — наличие достаточно выдержанных границ раздела с перепадом акустических жесткостей не менее 5—10 %. Частным случаем зондирования на отраженных волнах может быть регистрация в горной выработке от стенок соседней выработки либо поверхности земли.

Методика зондирования на отраженных волнах килогерцевого диапазона пока не получила широкого развития, хотя это направление следует считать достаточно перспективным, учитывая современные достижения в выделении слабых сигналов на фоне помех (см. главу 9).

Прозвучивание может быть осуществлено также при помощи стационарных колебаний при использовании электродинамических генераторов с широким диапазоном частот (100—20000 Гц) и пьезоэлектрических приемников [12]. При заданном положении приемника генератор излучает последовательно колебания различной частоты и фиксированной амплитуды. В результате для каждого направления источник — приемник может быть построена частотная характеристика среды. Поскольку породы различного состава отличаются по величине поглощения и зависимости коэффициента поглощения от частоты, то по характеру частотных характеристик можно судить о литологическом составе, трещиноватости и других особенностях изучаемой среды. По мере уменьшения связности породы частотная характеристика

Рис. 11.7. Экспериментальные зависимости амплитуд стационарного акустического прозвучивания от частоты.
1 — джеспилиты; 2 — роговик; 3 — моргитовая руда [12].



смещается влево (рис. 11.7) и одновременно снижается амплитуда колебаний в резонансной части кривой.

Поскольку частота может изменяться с любым сколь угодно малым шагом, то анализ фаз колебаний в этом способе дает возможность получать сведения о скоростях.

11.3. СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НА АКВАТОРИЯХ

Здесь речь пойдет об использовании метода отраженных волн (МОВ) на частотах ориентировочно 100—10 000 Гц с целью изучения геологических образований, залегающих в непосредственной близости от дна водоемов, прежде всего морей и океанов. Таким образом, по объектам изучения рассматриваемые исследования непосредственно примыкают к морской сейсморазведке МОВ. Однако последняя ориентируется преимущественно на изучение глубинных частей разреза, тогда как сейсмоакустика, как частный случай геоакустики, захватывает глубины обычно не более 500 м от дна водоема. Вместе с тем различие в диапазонах глубин не является главной причиной для выделения сейсмоакустики в самостоятельную область исследований. Определяющими здесь необходимо считать следующие главные особенности.

1. Сейсмоакустика (геолокация) зародилась не как ветвь морской сейсморазведки, а как дальнейшее развитие метода гидроакустики и прежде всего эхолотирования морского дна в целях судовождения. Попутно отметим, что зондирование морских глубин на частотах до 20 кГц было впервые предложено и реализовано французским физиком П. Ланжевром в 1918 г. Им были созданы пьезоэлектрические излучатели в виде пакетов кварцевых пластин, которые одновременно служили приемниками давления [59]. Физической предпосылкой применения ультразвука в гидроакустике является существенно меньшее поглощение высокочастотных колебаний в воде по сравнению с твердыми телами, особенно с горными породами.

2. В технике эксперимента сейсмоакустика, особенно при использовании килогерцевого диапазона частот, в сильной степени отличается от сейсморазведки МОВ, в первую очередь в части излучателей и приемников. Достаточно сказать, что в сейсмоакустике не применяются взрывные и пневматические источники.

3. Методика эксперимента представляет собой непрерывное сейсмоакустическое профилирование (НСП), осуществляемое в процессе движения судна с системой источник — приемник. Важнейшей особенностью методики является цикличность возбуждения и приема колебаний со строго выдержанным периодом посылок. Источник и приемник при НСП всегда пространственно совмещены, т. е. реализуется способ центрального луча, и временной разрез автоматически получается в процессе движения судна.

Акустические наблюдения на акваториях, основанные на регистрации отраженных волн, разделяются на два неравновеликих направления. Первое из них представляет собой собственно эхолотирование поверхности дна водоема с целью детального изучения рельефа раздела вода — твердая оболочка и оценки отражательной способности этой границы. Второе направление, имеющее более тесную связь с сейсмологией, ориентируется на

изучение структуры геологических объектов, залегающих ниже дна. Собственно сейсмоакустика имеет две модификации, различающиеся по диапазонам частот, глубине исследования, а также некоторыми особенностями методики эксперимента.

Эхолотирование морского дна. Изучение поверхности дна, как правило, производится на частотах килогерцевого диапазона, хотя нередко используется широкая полоса со сдвигом левого среза на уровне приблизительно 100 Гц.

Геологическая направленность картирования формы поверхности дна морей и океанов состоит в том, что подводный рельеф практически всегда в той или иной степени коррелируется с особенностями геологического строения, особенно если учесть, что геологические образования на глубине в слабой степени подвержены эрозионным и денудационным процессам. В качестве примера можно указать на выявление срединно-океанических желобов и хребтов, играющих, как известно, большую роль в обосновании гипотезы расширения морского дна и соответственно плитовой тектоники. В последнее время быстро развиваются способы сверхдетальной локации дна океанов и морей при помощи специальной аппаратуры с регулируемой направленностью пучков [105], причем ширина бокового обзора может достигать нескольких десятков километров [139]. При помощи этой системы, воспринимающей преимущественно диффузное рассеяние волн мелкими неоднородностями, представляется возможным совместно с данными батиметрических измерений обнаружить объекты весьма малых размеров, в том числе разломы небольшой амплитуды.

Дно морей и океанов сложено горными породами с весьма разнообразными упругими характеристиками, различающимися, в частности, по акустической жесткости (ρv). В связи с этим отражательная способность дна может варьировать в достаточно широких пределах не менее чем на порядок. Наибольшей отражательной способностью обладают скальные породы, наименьшей — иловые образования [8]. На рис. 11.8 приведен фрагмент карты распределения отражательной способности дна в районе восточного побережья Северной Америки при угле падения луча около 18° к вертикали, картирование ведется по четырем грациям. Меньшим номерам 1 и 2 (заштрихованная область) соответствует максимальное значение коэффициента отражения, области с цифрой 4, по сопоставлению с кернами, характерны для отложений ила с малой отражательной способностью. Участки с индексом 3 занимают промежуточные значения.

Отражательная способность в общем случае складывается из двух составляющих: собственно отражения от гладких границ (см. главы 1, 3) и диффузного рассеяния, вызванного неровностями дна и быстрым изменением упругих характеристик по горизонтали и вертикали. Диффузное рассеяние в сильной степени зависит от частотных характеристик применяемой аппаратуры, а также от направленности акустического пучка излучателя. Анализ экспериментальных данных по частотам и направленности позволяет выявить



Рис. 11.8. Фрагмент карты распределения отражательной способности дна для восточного побережья Северной Америки [8].
1, 2 — области с максимальным, 4 — с минимальным коэффициентами отражения; 3 — промежуточные значения.

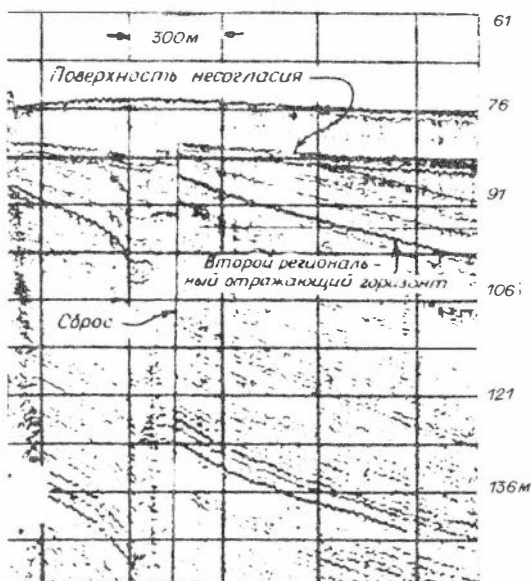
Рис. 11.9. Фрагмент сейсмоакустического разреза высокой разрешенности.

ряд закономерностей, важных в общегеологическом смысле и для поисков полезных ископаемых, например железо-марганцевых конкреций.

Высокочастотная сейсмоакустика. Уже на раннем этапе морских акустических исследований при эхолотировании было замечено, что в некоторых случаях на осциллограммах наряду с импульсом от дна водоема отмечаются дополнительные сигналы с большими временами вступлений, соответствующие границам в толще осадков. В дальнейшем была создана специальная аппаратура и разработана методика изучения структуры горных пород, залегающих на относительно небольшом расстоянии от дна. В одном из ранних вариантов [43] возбуждение и прием колебаний осуществлялись при помощи магнитострикционных датчиков, работающих на частотах около 10 кГц. Позже наряду с магнитострикционными системами стали широко применяться искровые излучатели (спаркеры) и пьезоэлектрические приемники типа геофонов (см. главу 4). Конструкция разрядников такова, что при этом исключается паразитное влияние повторных ударов [105]. Источник такого типа генерирует импульсы с широкой полосой частот — от 200 Гц до 10 кГц. Запись колебаний ведется в цифровом коде, что дает возможность производить обработку сигналов, используя различные одноканальные фильтры (см. главу 9). Используя полосовую фильтрацию и деконволюцию, удается обеспечить весьма высокую разрешенность, позволяющую выделять пласты мощностью 0,3—0,5 м, а иногда меньше. Что касается глубины исследования, то она при высокочастотном зондировании обычно не превышает 100 м, а в случае консолидированных пород становится еще меньше. На рис. 11.9 приведен пример высокочастотного зондирования осадков морского дна при помощи системы Акустипалс [105]. На разрезе отчетливо проявляется характер слоистости, отмечается зона несогласия, а также дизъюнктивное нарушение.

Низкочастотная сейсмоакустика. В целях повышения глубины освещенности разреза до 500—1000 м сейсмоакустические исследования проводятся на частотах 50—500 Гц. При этом, естественно, снижается разрешенность изучения разреза, но в любом случае она существенно больше, чем при обычной сейсморазведке МОВ на средних частотах. Можно считать, что рассматриваемый вид исследований занимает промежуточное положение между высокочастотной сейсмоакустикой и сейсморазведкой.

Непрерывное сейсмическое профилирование (НСП) в данном варианте проводится только с искровыми источниками. Показано [56], что преобладающие частоты возбуждаемых импульсов в сильной степени зависят от электрической емкости конденсаторов в разряднике; при повышении емкости конденсатора частоты уменьшаются. Это дает возможность регулировать диапазон излучаемых частот при решении тех или иных конкретных задач. Так, например, в мелких водоемах и при глубине исследований до 200 м наблюдения возможно вести на частотах 400—500 Гц, обеспечивая разрешенность по вертикали порядка 2 м. Заметим, что в целях исключения шумов, создаваемых агрегатами на судне, излучатель и приемник (геофон)



размещаются на расстоянии нескольких сотен метров от корабля. При высокочастотных наблюдениях влияние шумов корабля, а также волнения моря сказываются незначительно, в связи с чем датчики в некоторых случаях устанавливаются непосредственно на корпусе судна.

Типичный разрез НСП на частотах 70—80 Гц представлен на рис. 9.12 как иллюстрация данных МОВ по системе центровых лучей на море. На нем отчетливо отображается характер слоистости придонных осадков с наличием несогласий и выклинивание. Обращает на себя внимание высокая интенсивность кратной волны от дна водоема, что, естественно, мешает расшифровке данных на больших глубинах.

Некоторые вопросы интерпретации. Прежде всего отметим, что применение способа центрального луча в случае границ малой кривизны, как уже отмечалось в параграфе 9.2, в принципе не позволяет получать сведения о скоростях распространения волн в горных породах, залегающих под дном моря. Этот недостаток можно было бы исправить, если использовать два приемника, один из которых совмещен с источником, а другой вынесен на некоторое расстояние l . В этом случае можно построить два временных разреза соответственно при $l = l_1 = 0$ и $l = l_2$. отождествляя отражающие границы на обоих разрезах, нетрудно рассчитать эффективную скорость по формуле

$$v_l^2 = \frac{l^2}{t_2^2 - t_0^2}. \quad (11.3)$$

Поскольку $v_{l1} = v_l = 1500$ м/с, то используя формулу (9.13), можно рассчитать пластовую скорость от дна моря до заданного горизонта. Аналогичным образом по той же формуле рассчитываются пластовые скорости путем отождествления двух горизонтов на временных разрезах.

Поскольку рельеф дна моря в слабой степени подвергается эрозии, то наклоны дна моря могут быть весьма значительными, достигая в отдельных случаях 20—30° и более. Наклонная поверхность дна водоема приводит к искажению акустического отображения границы, расположенной внутри изучаемой твердой среды. Рассмотрим характер искажений на простейшем примере, когда поверхность дна на профиле залегает под углом φ_1 , а нижняя граница с индексом 2 горизонтальна. Скорость в воде — v_1 , а в нижней среде — v_2 ; $v_1/v_2 = n$. Тогда для наклона оси синфазности нижней границы можно записать

$$\frac{dt_{02}}{dx} = \frac{dt_{01}}{dx} (\sqrt{1 - n^2 \sin^2 \varphi_1} - n \cos \varphi_1), \quad (11.4)$$

при этом $\sin \varphi_1 = v_1/2 \cdot dt_{01}/dx$. Если $\varphi_1 = 0$, тогда $dt_{01}/dx = 0$, обе оси синфазности будут параллельны независимо от значений n . Если нижний горизонт находится в рыхлых осадках, когда v_2 близко к v_1 , а n мало отличается от единицы, то нижняя граница сохранит наклон, близкий к истинному, независимо от наклона дна водоема. Это свойство, очевидно, справедливо и при $\varphi \neq 0$ для нижней границы. Возможное искажение в наклонах осей синфазности в случае, когда n заметно отличается от единицы, проиллюстрируем на примере. Положим $n = 0,5$ ($v_2 \approx 3,0$ км/с, $\varphi_1 = 20^\circ$). Подставляя значения в формулу (11.4), получим

$$dt_{02}/dx = 0,51 dt_{01}/dx,$$

т.е. в данном случае глубинная ось синфазности будет иметь форму, сильно отличающуюся от предполагаемой (горизонтальное залегание).

Кроме искажения наклонов осей синфазности будет иметь место также смещение отражающих площадок по горизонтали (миграция). В связи с этим при больших наклонах рельефа дна и глубинных границ необходимо осуществить операцию миграции по программам, несколько отличающимся от указанных в главе 9.

Лабораторные акустические исследования носят служебный характер в том смысле, что они не направлены непосредственно на изучение геологических объектов. Но это обстоятельство не снижает их очень большой роли в общем комплексе сейсмических исследований различных направлений, охватывая все разделы сейсмологии и в определенной степени объединяя их.

Лабораторные исследования дают возможность варьировать параметры в изучаемых средах и тем самым обнаружить закономерности, позволяющие лучше понять те или иные особенности волновых полей, наблюдаемые в натурном эксперименте.

Лабораторные геоакустические исследования подразделяются на три главных направления: 1) измерение сейсмических параметров, в том числе в различных термодинамических условиях, на образцах горных пород; 2) моделирование прямых и обратных задач структурной сейсмологии; 3) моделирование процессов деформации разрушения твердых тел применительно к задачам очаговой сейсмологии. Ниже кратко рассматриваются технические средства и методика исследований по указанным направлениям.

Изучение сейсмических параметров горных пород. К основным параметрам относятся скорости распространения волн v_p и v_s . Указанные параметры изучаются как при изначальном состоянии образцов, так и при воздействии на них ряда факторов — давления, температуры, степени насыщения жидкостями и газами. В процессе эксперимента важно выяснить влияние минералогического состава, степень связности частиц и ряда других факторов, что требует большого объема измерений комплекса параметров с учетом целевого назначения предпринимаемых исследований. Поэтому во многих научных и производственных организациях работы в указанных направлениях носят систематический характер и проводятся в специализированных лабораториях, оснащенных соответствующими техническими средствами для проведения экспериментов и обработки получаемой информации.

Наиболее просто определение сейсмических параметров осуществляется при нормальных давлениях и температуре. Повсеместное распространение получил способ на проходящих лучах (рис. 11.10, а). Излучатель и приемник располагаются в этом случае в торцах образца и по осциллограмме измеряется время распространения проходящей волны от источника к приемнику. Пьезодатчики могут иметь различную поляризацию, что дает возможность измерять скорости v_p , v_{SV} и v_{SH} . Для создания плоского фронта волны используются датчики с пьезоэлементами, размещенными в специальном корпусе. Нижняя поверхность источника в этом случае сопоставима с поперечным сечением исследуемого образца.

Часто наряду со скоростями по заданному направлению важно иметь сведения о показателях анизотропии. С этой целью измерения проводятся не менее чем в двух, чаще всего взаимно перпендикулярных, направлениях с параллельным изменением плоскостей поляризации датчиков. Наиболее полно параметры анизотропии и гетерогенности изучаются на образцах сферической формы и достаточно большого размера. Коэффициенты поглощения измеряются в рассматриваемом варианте путем размещения приемников вдоль боковой поверхности образца. Источник также располагается вблизи этой поверхности, в результате чего представляется возможным построить кинематический и динамический годографы. Перед вычислением коэффициентов α либо декрементов поглощения в значения амплитуд вводятся поправки за расхождение фронта волны.

В другом варианте, предложенном недавно Г. Д. Ушаковым и др. [123], измерения производятся на отраженных лучах (см. рис. 11.10, б). Источник и приемник в этом случае располагаются на верхней поверхности специальной головки (1), выполняющей роль акустической задержки. Нижняя поверхность этой головки плотно соприкасается с исследуемым образцом (2). Нижняя плоскость образца либо свободна, либо соприкасается с акустической

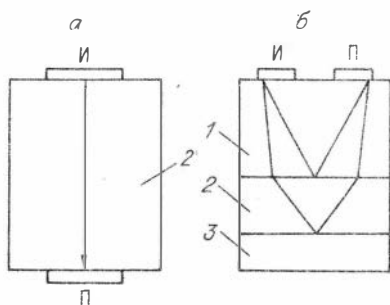


Рис. 11.10. Схема измерений при изучении упругих свойств образцов на прямых (а) и отраженных (б) волнах.
1 — головка (линия задержки); 2 — образец;
3 — акустическая нагрузка; И — излучатель;
П — приемник.

нагрузкой (3), изготавливаемой чаще всего из того же материала, что и головка. Скорость в образце вычисляется по разности времен прихода отраженных волн от нижней и верхней границ образца. По соотношению амплитуд обеих отраженных волн вычисляется коэффициент поглощения. Параметры анизотропии измеряются на той же принципиальной основе, что и в случае проходящих волн. Что касается регистрирующей аппаратуры, то до недавнего времени колебательный процесс отображался на экране электронно-лучевой трубки, а с него фотографировался на бумагу. Параллельно воспроизводилась дорожка временной развертки от специального генератора. В последнее время разработаны способы цифровой регистрации на ультразвуковых частотах, что обеспечивает более точное измерение времен пробега и амплитуд импульсов [3, 32].

Отметим, что до недавнего времени значения скоростей v_s и v_p определялись также резонансным методом. Этот способ состоит в том, что образец определенной формы последовательно возбуждается при помощи монохроматических колебаний различной частоты. Когда подаваемая частота совпадает с собственной частотой колебания образца, то наступает явление резонанса, т. е. возрастание амплитуд регистрируемых колебаний. Зная $f_{рез}$, можно вычислить величину скорости. Так, например, при изгибных колебаниях $v_s = 2lf_{рез}$, где l — длина испытуемого образца. Определенное значение имеет способ, основанный на регистрации не объемных, а поверхностных волн Рэлея. Скорость v_R с хорошим приближением можно пересчитать в v_s (см. главу 1).

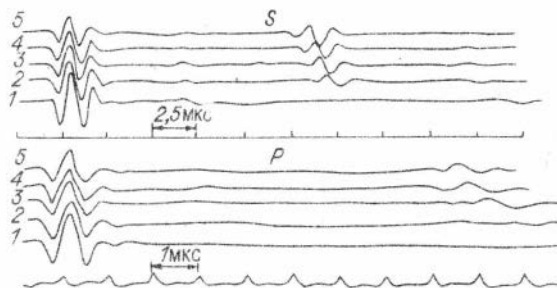
Небезынтересно отметить, что в ранний период лабораторной геоакустики скорость v_p находилась по коэффициенту отскока падающего на образец металлического шарика. Множитель пропорциональности между v_p и коэффициентом отскока находился экспериментально на тестовых материалах. Хотя данный способ вышел из употребления, но при решении отдельных задач определение коэффициента отскока и времени соприкосновения шарика с образцом может дать дополнительную информацию об упругих и неупругих характеристиках горной породы.

Заметим еще, что методика эксперимента может различаться в деталях для горных пород различного генезиса и состава. В частности, это относится к исследованиям кристаллических, карбонатных осадочных и терригенных осадочных образований [3, 4, 55].

Принципиальные особенности изучения скоростей распространения волн в горных породах при высоких давлениях кратко рассмотрены в главе 2. Здесь приведены только некоторые дополнительные сведения по методике проведения экспериментов. При одноосном статическом нагружении боковые поверхности образца остаются свободными. Давление на образец осуществляется при помощи специальных штампов, характер перемещения которых регулируется при помощи гидравлической системы. Измерение времен распространения волн в образце производится теми же способами, что и при нормальном давлении (см. рис. 11.10). Нижний торец образца опирается на жесткую массивную подставку. На рис. 11.11 приведены осциллограммы регистрации отраженных P - и S -волн по схеме рис. 11.10, б при различных одноосных давлениях. Отчетливо видны изменение времен вступлений от

Рис. 11.11. Осциллограммы записей отраженных P - и S -волн от торцовых плоскостей образца песчаника при различных давлениях P (МПа).

1 — $P = 0,1$; 2 — $P = 4,1$; 3 — $P = 8,4$; 4 — $P = 12,4$; 5 — $P = 16,7$ (по Г. Д. Ушакову).



нижней границы образца (песчаник), а также вариации амплитуд импульсов. Следует отметить, что на образцах со свободными боковыми поверхностями трудно создать достаточно большие давления, поскольку в этом случае быстро может начаться образование микротрещин, изменяющих структуру вещества. Кроме того, в рассматриваемом варианте практически невозможно проводить эксперименты со слабоцементированными образцами типа коллекторов нефти и газа. В связи с этим подавляющая часть исследований проводится при всестороннем давлении на образец. Последний помещается в цилиндрическую камеру и обжимается с боковых сторон через специальные манжеты. Для больших давлений порядка 15 кбар (1500 МПа) изначально размеры образцов уменьшаются. Увеличение давления достигается при помощи специальных мультипликаторов (гидроусилителей) [55]. В камерах всестороннего давления датчики располагаются в торцевых частях образца и измерение времени осуществляется на прямых волнах.

Во многих установках высокого давления [55] одновременно производятся опыты по влиянию температуры на величины скоростей. С этой целью вокруг образца располагается электрическое нагревательное устройство. Обычно удается производить измерение до 400 °С. Влияние отрицательных температур на упругие свойства горной породы изучается в специальных холодильных камерах до минус 30 °С.

Основные результаты изучения образцов горных пород и некоторых материалов приведены в главе 2.

Моделирование задач структурной сейсмологии. Как уже отмечалось выше, методы исследований в структурной сейсмологии, особенно на этапе обработки и интерпретации данных, базируются на модельных представлениях. В связи с этим уже на самом раннем этапе развития сейсмологии возникла задача исследований особенности волновых полей для тех или иных типичных ситуаций. В первый период преобладало математическое моделирование кинематических задач. В конце 40-х годов возникла необходимость более строгой расшифровки динамики отраженных и преломленных, в первую очередь продольных волн с целью более полного понимания структуры сейсмограмм. Эта задача решалась параллельно в двух направлениях: развитие математических методов динамической теории распространения сейсмических волн [24] и лабораторное физическое моделирование на ультразвуковых частотах [52, 95]. В обоих направлениях за последние десятилетия достигнуты значительные успехи, и в настоящее время оба подхода дополняют друг друга. Отметим еще, что наряду с лабораторным физическим развивалось натурное моделирование, т. е. детальное изучение волновых полей в районах с большим объемом априорной геолого-геофизической информации.

При помощи лабораторного ультразвукового моделирования, разработанного в СССР в начале 50-х годов [52, 95], решаются следующие основные задачи: 1) получение сейсмограмм в рамках теории упругости в сложных структурных условиях, для которых не разработаны строгие математические решения; 2) экспериментальные исследования волновых полей в моделях неидеально упругих сред, в которых распространение волн не может быть

описано на основе теории линейно-упругой среды; 3) моделирование процессов обработки и интерпретации сейсмических данных.

Корректная постановка задач физического моделирования требует соблюдения условий подобия модели и природы. Не рассматривая вопросов подобия подробно [52], укажем только на тождественность волновых полей в реальных условиях и на модели, если расстояния измерять в длинах соответствующих типов (P либо S) волн. Полагается также, что декремент затухания (т. е. уменьшение амплитуды плоской волны на расстоянии, равном длине волны λ) не зависит от частоты.

По типу размерности модели подразделяются на пространственные и двумерные. Первые из них реализуются в двух видах — твердые и твердожидкие модели. В двумерном случае модель представляет собой лист искусственного материала, толщина которого значительно меньше длины волны.

Твердые трехмерные модели, как правило, изготавливаются из искусственных материалов как в виде готовых блоков (оргстекло, дюралюминий и др.), так и путем отливки из расплавленного материала (сургуч, битум и др.). Отдельные блоки с различными физическими параметрами жестко соединяются между собой путем склеивания либо другим способом. Качество соединения проверяется на двух одинаковых блоках, на границе между которыми не должны возникать отраженные волны заметной амплитуды. Поскольку толщина блоков и их форма могут быть различными, то можно создать модели, имитирующие слоистые, слоисто-блоковые и другие виды структур. Поверхности, на которых располагаются пьезоэлектрические датчики, тщательно отшлифовываются. Важнейшим условием надежного измерения динамических характеристик волн является обеспечение стабильного контакта датчиков со средой. С этой целью между датчиками и средой помещают очень тонкий слой вязкого материала. Наиболее заметно влияние контакта проявляется для горизонтальных датчиков при возбуждении и регистрации поперечных волн. Наблюдение волновых полей во внутренних точках среды для трехмерной модели производится весьма редко.

Эффективность применения твердых трехмерных моделей была показана, в частности, на примерах изучения волновых полей при наличии рассеивающих элементов на границах [32], а также в случае вертикальных тел, имитирующих кимберлитовые трубки, располагающиеся в горизонтально-слоистой среде [78].

Твердожидкие модели непосредственно связаны с изучением волновых полей применительно к задачам морских сейсмических исследований. В последнее время созданы специальные комплексы для моделирования задач морской сейсморазведки с цифровой аппаратурой и моделями, монтируемыми в специально оборудованных бассейнах [135]. Такой комплекс позволяет осуществлять эксперименты как в линейном, так и в плоском вариантах. При этом не только решается прямая задача, но и моделируется процесс обработки полученных данных. Однако твердожидкие модели нередко используются в задачах, не связанных непосредственно с морскими исследованиями, но при этом соответствие между моделью и реальными условиями является неполным [32, 52].

Наиболее существенный недостаток трехмерных моделей, особенно твердых, — сложность их изготовления даже в случае однородных пластов и блоков. Что касается создания модели градиентной среды, то эта задача в трехмерном варианте до сих пор остается нерешенной. В связи с этим с самого начала развития методов ультразвукового моделирования большое распространение получили листовые модели. Было показано, что при решении двумерных задач такие модели во многих случаях дают возможность с достаточной точностью воспроизводить волновые поля, характерные для природы [52]. Эксперименты показали, что толщина листа должна быть меньше $\lambda_P/4$. При обеспечении этого условия в плоскости листа будут распространяться «пластинчатые» упругие P - и SV -волны. Скорость $v_{\text{пл}}$ в

этом случае будет такой же, как в массиве, т. е. $v_{\text{пл}} = v_{\text{см}}$. Соответствующие скорости для продольных волн подчиняются зависимости

$$v_{\text{пл}} = v_{\text{см}} \frac{\sqrt{1-2\sigma}}{1-\sigma} = v_{\text{см}} \cdot 2\gamma_{\text{м}} \sqrt{1-\gamma_{\text{м}}^2}, \quad (11.5)$$

где σ — коэффициент Пуассона; $\gamma_{\text{м}} = v_{\text{см}}/v_{\text{р.м}}$.

Видно, что при малых $\gamma_{\text{м}}$ различие между $v_{\text{пл}}$ и $v_{\text{р.м}}$ может быть очень велико. Связь между $\gamma_{\text{пл}} = v_{\text{пл}}/v_{\text{р.пл}}$ и $\gamma_{\text{м}}$ выражается зависимостью

$$\gamma_{\text{пл}} = \frac{1}{2} (1 - \gamma_{\text{м}}^2)^{-1/2}. \quad (11.5')$$

Отсюда следует, что $\gamma_{\text{пл}}$ в идеально упругой среде всегда больше 0,5. Следовательно, двумерное моделирование корректно можно использовать только для достаточно больших значений $\gamma_{\text{м}}$ в натуре. Так, например, при $\gamma_{\text{м}} = \frac{1}{\sqrt{3}}$ ($\sigma = 0,25$) различие между $\gamma_{\text{пл}}$ и $\gamma_{\text{м}}$ равно приблизительно 6 %. Это означает, что коэффициенты отражения и прохождения для пластины и массива будут близки друг к другу.

Важно отметить, что расхождение объемных прямых волн в пластине подчиняется закону $1/\sqrt{R}$, тогда как в массиве — $1/R$.

Листовые двумерные модели могут быть изготовлены практически для любых распределений параметров в плоскости (x, z) с учетом указанных выше ограничений. Наиболее просто это реализуется для однородных слоев и блоков, в том числе с криволинейными границами. Были также найдены способы создания модели градиентных сред. Наибольшее распространение получили два способа создания градиентных моделей. Первый из них состоит в том, что в листе по заданной сетке просверливаются отверстия малых размеров (дырчатые модели). Путем изменения плотности распределения отверстий можно варьировать величины скоростей в пределах до 40 % [52]. Среда в дырчатой модели автоматически становится поглощающей за счет рассеяния волн на отверстиях. Во втором способе градиентность среды достигается путем склеивания двух пластин переменной толщины, изготовленных из различных материалов (биморфные модели). Кроме того, используется прием, при котором к тонкому листу (обычно плексиглас) приклеивается металлическая фольга различной толщины.

Наибольшая стабильность возбуждения и приема при работах с двумерными моделями обеспечивается при расположении датчиков на торцах пластины. Если датчики располагаются на поверхности пластины, то требования к соединению излучателя и приемника со средой остаются такими же, как для трехмерной твердой модели. Но даже при тщательном выполнении экспериментов редко удается провести измерения амплитуд и энергий сигналов с ошибкой меньше 5 %.

На рис. 11.12 приведен пример двумерного моделирования применительно к задачам вертикального сейсмического профилирования на продольных волнах [72]. Модель состоит из двух сред, разделенных границей ступенчатой формы. Для удобства восприятия расстояния и времена распространения волн увеличены в 2000 раз. Вертикальный профиль («скважина») располагается на расстоянии ± 100 м от вертикальной части границы. Наблюдения проведены при двух положениях источника, расположенных соответственно на расстояниях ± 200 м от устья «скважины» по схеме $Z-z$. Для ПВ1 сейсмограмма имеет обычный вид с изломом оси синфазности, совпадающим с границей раздела на опущенном крыле (δ). Для источника, расположенного над приподнятым крылом (ПВ2), в нижней среде наблюдаются не одна, а две волны. На глубинах > 900 м в первых вступлениях выходит волна, распространяющаяся в пределах приподнятого крыла ступени. В этой же части сейсмограммы во вторых вступлениях фиксируется волна, аналогичная той, которая отмечена на рис. 11.12, б. Построение лучей проходящих волн показало, что на некоторых интервалах обе из указанных волн не могут

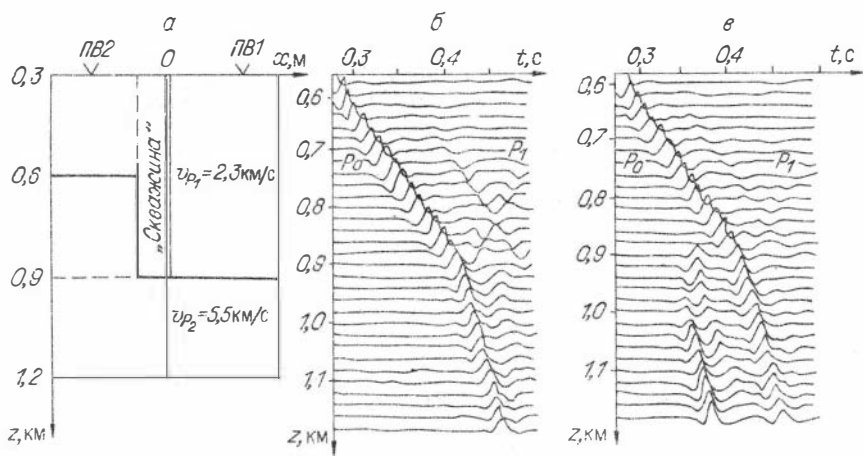


Рис. 11.12. Результаты двумерного моделирования волнового поля ВСП при наличии вертикальной ступени.

α — эскиз модели; δ — фрагмент сейсмограммы для ПВ 1 ($x = +200$ м); ϵ — то же, для ПВ 2 ($x = -200$ м). Расстояния и наблюдаемые времена в модели увеличены в 2000 раз.

рассматриваться как лучевые и обусловлены явлениями дифракции в области вертикальной ступени. Таким образом, наличие вертикальной ступени при определенном положении источника может привести к разрыву годографа первых вступлений.

Моделирование процесса обработки сейсмических данных для многократных систем наблюдений реально может быть осуществлено в настоящее время только на физических моделях [3]. Это дает возможность опробовать без больших затрат на эксперимент различные графы обработки и корректно оценить преимущества и недостатки тех или иных подходов.

О моделировании задач очаговой сейсмологии. Лабораторное моделирование в очаговой сейсмологии нацелено прежде всего на обоснование физических процессов, связанных с подготовкой землетрясений и соответственно с прогнозом крупных сейсмических событий [22, 130]. Основная трудность решения такой задачи состоит в том, что о механизме движения грунтовых масс на глубине и соответственно о структуре полей напряжений имеются только гипотетические представления. В связи с этим нельзя в достаточно корректной форме говорить о выполнении условий подобия между моделью и натурой. Тем не менее сопоставление данных лабораторного эксперимента с установленными закономерностями возникновения реальных событий по тем или иным параметрам позволяет лучше понять механику сейсмических процессов.

Известно, что реальные землетрясения сопровождаются появлением трещин и разломов и очаг представляется в виде подвижек грунтовых масс вдоль некоторой субвертикальной поверхности (поверхности скалывания) (см. главы 5, 6). В связи с этим при лабораторном эксперименте важно изучить процесс образования трещин и их эмиссионную способность при создании в теле заданного поля напряжений, которое может изменяться во времени. Опыты проводятся как на образцах горных пород, так и на искусственных материалах. Преимущественное значение имеют трехмерные твердые модели, но некоторые эксперименты проводятся также на двумерных листовых моделях. Диапазон используемых частот остается приблизительно таким же, как и при моделировании задач структурной сейсмологии. При изучении акустической эмиссии применяется такая же приемная и регистрирующая аппаратура, какая используется при изучении спонтанных источников в шахтах (см. главу 6). Испытуемый образец подвергается одностороннему либо всестороннему сжатию в специальных прессах, аналогичных тем, о которых говорилось в начале данного параграфа. Существенное значение имеет режим распределения давления на образец во времени. В

некоторых опытах давление поддерживается неизменным на протяжении достаточно длительного времени, измеряемого десятками часов. В других опытах величина давления в процессе эксперимента возрастает. Появление пассивных микротрещин фиксируется по результатам непосредственного наблюдения и по изменению скоростей v_r и v_s на заданных интервалах, поскольку при появлении трещин скорость v_r всегда уменьшается. Кроме того, при появлении трещиноватости среда становится анизотропной, что может проявиться, в частности, в расщеплении импульсов искусственно возбуждаемых поперечных волн.

При изучении акустической эмиссии измеряется количество микроисточников, возникающих в процессе трещинообразования. В результате строятся графики, подобные тем, которые изображены на рис. 6.7 при наблюдениях в шахтах. Параллельно анализируется энергия импульсов в джоулях, на основании чего строятся графики повторяемости $\lg N(\lg E)$. Сопоставление их с построенными для реальных событий (см. рис. 6.6) показывает, что наклон графиков повторяемости на моделях и в натуре в среднем остается приблизительно одинаковым ($\gamma = 0,5$), что свидетельствует о соблюдении принципа подобия для данного вида исследования. Вместе с тем установлено, что величина γ заметно варьирует для образцов различного петрографического состава и степени их гетерогенности [22].

Большой интерес представляют опыты по имитации процессов испарывания шва. С этой целью на испытуемом блоке делается надрез (ослабленная зона) заданной формы. В процессе деформации образца основная трещина образуется прежде всего вдоль надреза. Изучение развития трещины во времени позволяет понять особенности структуры сейсмограмм при различной длине разрыва и скорости испарывания. Укажем еще, что на двумерной модели в виде двух дискретно склеенных листов из одного и того же материала удалось с удовлетворительной степенью правдоподобия моделировать подвижки вдоль заданной плоскости скола, прикладывая к поверхности листа регулируемые при помощи специального устройства касательные напряжения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

(О совершенствовании методов сейсмологии)

Как следует из изложенного, современная сейсмология представляет собой весьма разветвленную область знания. Поскольку требования к достоверности и точности результатов непрерывно возрастают, то каждая из главных ветвей нуждается в совершенствовании методов по всем их компонентам. Но здесь мы, не претендуя на полноту, коснемся только некоторых вопросов достаточно общего характера.

1. Как уже отмечалось в части I, физические представления о возбуждении и распространении упругих волн в твердой оболочке Земли базируются на уравнениях линейной теории упругости, которые в свою очередь опираются на закон Гука, из которых следует пропорциональность между деформациями и напряжениями в среде. Динамическая теория упругости, построенная на таких представлениях, в целом удовлетворительно объясняет основные особенности волновых полей, наблюдаемых в эксперименте, но только в первом приближении. Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что в рамках существующих теоретических представлений, учитывая сложность математического аппарата, не все задачи находят удовлетворительное решение. В первую очередь это относится к трехмерным задачам при сложном распределении физических параметров, в том числе с наличием анизотропии. Поэтому и традиционные подходы нельзя считать исчерпанными.

Однако выявлены некоторые особенности волновых полей, которые не могут быть объяснены с позиции существующей динамической теории упругости. Сюда относятся прежде всего давно установленное поглощение волн, параметры которого, в том числе зависимость поля от частоты, вообще не фигурируют в существующем теоретическом аппарате. В качестве второго факта следует указать на существенное различие частот продольных и поперечных волн, особенно для терригенных горных пород, когда частоты P - и S -волн различаются приблизительно в 2 раза. В связи с этим напомним, что факторы частоты не входят в уравнения линейной теории упругости. Разработка более совершенного теоретического аппарата, которая уже успешно ведется, безусловно позволит обосновать новые модификации сейсмических исследований, способных решать более тонкие задачи фундаментального и прикладного характера.

2. Создание добротного теоретического аппарата должно сочетаться с экспериментальным обоснованием физических моделей применительно к объектам сейсмологии. Конечно, ряд факторов, в том числе указанных выше, выявлен путем постепенного накопления экспериментальных данных. Но наряду с этим необходимо настойчиво ставить, соблюдая принцип от простого к сложному, специальные эксперименты по установлению количественных зависимостей тех или иных волновых параметров от свойств реальной геологической среды. При этом особое внимание должно быть обращено на модели, в которых учитываются дискретность вещества горных пород и наличие в них подвижных компонентов (жидкость, газ). Без этого, как показывает методология развития других физических дисциплин, в принципе нельзя построить теоретические модели, на которых основаны все методы сейсмологии. В связи с этим следует еще раз напомнить, что объекты, с которыми имеет дело сейсмология, в большинстве случаев недоступны непосредственному изучению, поэтому понятие моделей во всем их многооб-

разии имеет решающее значение. В процессе экспериментального исследования моделей как в натуре, так и в лабораторных условиях важно ориентироваться прежде всего на обнаружение новых физических явлений, которые в будущем могут послужить отправными точками для создания других модификаций сейсмических исследований.

3. Одной из наиболее важных и острых проблем является изучение причины возникновения землетрясений и протекания сейсмических процессов. Основные работы по данной проблеме нацелены на предсказание крупных землетрясений как в пространстве, так и во времени. Большое внимание уделяется механизму очагов и построению соответствующих физических и математических моделей. Наибольшим признанием пользуется модель подвижки вдоль некоторой наклонной плоскости, которая получила математическое оформление. Из нее, в частности, следует квадрантное (ортогональное) распределение нодальных линий. Наличие протяженных вертикальных и горизонтальных подвижек отчетливо отмечается на поверхности земли в случае интенсивных, относительно неглубоко залегающих, очагов землетрясений. Вместе с тем использование инструментальных и макросейсмических наблюдений на поверхности земли явно недостаточно для полного подтверждения указанного выше механизма очага. Было бы желательным подтвердить наличие деформаций скола во внутренних точках среды хотя бы на глубину нескольких километров, используя прежде всего наблюдения в специально пробуренных скважинах. При этом следует ориентироваться на то, что разработанный в настоящее время комплекс геофизических исследований скважин позволяет обнаружить весьма малые нерегулярности в разрезе, измеряемые долями метра. Наряду со скважинными наблюдениями целесообразно провести наземные сейсмические исследования различными методами по профилям, пересекающим плейстосейсмические зоны.

В программу исследований в любом сейсмоактивном районе (или хотя бы на отдельных полигонах) важно включить специальные работы по изучению внутреннего строения недр, в том числе путем бурения скважин. Естественно, что такого рода исследования потребуют значительных капиталовложений, но без этого проблема прогноза землетрясений вряд ли может быть решена при помощи сейсмических методов в обозримом будущем. Здесь можно провести аналогию с сейсморазведкой, быстрый прогресс в которой в значительной степени обязан постоянному контролю результатов при помощи измерений в скважинах. Полезно также провести аналогию с метеорологией, крупные успехи которой начались после того, как были поняты закономерности движения воздушных масс и изменений полей давлений и температур.

4. В структурной сейсмологии отчетливо обозначилась тенденция возможно более полного использования динамических характеристик волн (амплитуды, спектры импульсов и др.). Это направление, безусловно, должно получить еще большее развитие в будущем. Прогрессу динамического направления препятствует слабая разработка метрологических вопросов сейсмического эксперимента. Это относится как к возбуждению, так и к приему колебаний, которые на практике должным образом не контролируются с точки зрения количественных оценок соответствующих параметров. Известно, что нестабильность возбуждения и приема колебаний связана прежде всего с сильно выраженной неоднородностью среды в областях источника и приемника. Сейчас трудно указать конкретные пути решения этой непростой задачи, но ясно, что необходимы дополнительные исследования по детальному изучению влияния различных типов неоднородностей в областях источника и приемника на характер волновых полей. С целью контроля стабильности излучаемых импульсов и последующего редуцирования волновых полей, по-видимому, целесообразно более систематически применять наблюдения в специальных скважинах. Особенно это относится к работам с поверхностными источниками, в том числе с вибрационными.

Напомним (см. главу 9), что рациональный выбор условий возбуждения колебаний имеет решающее значение при выделении сигналов на фоне помех.

5. В методах отраженных и частично преломленных волн широко распространены весьма плотные системы наблюдений, что связано с использованием при обработке суммирования большого количества трасс. Корректная реализация такого способа требует весьма детального учета неоднородностей верхней части разреза, причем иногда до глубин несколько сотен метров и более. Существующие способы решения такой задачи становятся явно недостаточными, особенно при работах на относительно высоких частотах (более 50—70 Гц). Попутно отметим, что повсеместное суммирование трасс в методе отраженных волн привело к уменьшению частот целевых импульсов и соответственно к снижению разрешающей способности на результативных разрезах.

В связи со сказанным, по-видимому, целесообразно поставить наряду с основной задачей проведения специальных исследований по изучению верхней части разреза при разумном комплексировании методов отраженных и преломленных волн, а также сейсмического просвечивания. Необходимо детально проработать вопрос о рациональной плотности наблюдений при работах на суше, имея в том числе в виду выполнение все более жестких требований к экологической чистоте эксперимента. Густоту наблюдений без ущерба для полноты результата можно существенно понизить, если при этом обеспечить надлежащие требования к эксперименту и корректное выполнение операций при обработке данных.

Важным резервом повышения эффективности сейсмических исследований, в первую очередь при изучении верхних частей земной коры, является более полное использование возможностей комплексирования скважинных и наземных наблюдений. Прежде всего требуется существенно повысить процент скважин, где проводится вертикальное сейсмическое профилирование, так как в настоящее время только весьма малая доля пробуренных скважин, общее количество которых исчисляется многими тысячами, охватывается этим видом исследований. Более сложной, но весьма перспективной задачей следует считать широкое использование околоськважинного и межскважинного просвечивания, применяя при этом различные типы и классы волн. Межскважинное просвечивание целесообразно осуществлять даже при достаточно большом расстоянии между скважинами (порядка нескольких километров).

6. Многие аспекты совершенствования методов сейсмологии непосредственно связаны с изучением тех или иных геологических объектов. Это относится, например, к детальным исследованиям структуры земной коры, уточнению границы Мохо, установлению закономерностей горизонтальных неоднородностей в астеносферной области мантии и другим задачам региональной и планетарной сейсмологии. Большое количество специальных задач, требующих новых методических подходов, связано с поисками полезных ископаемых и решением инженерно-геологических задач. Поскольку в данной книге объектные задачи не рассматривались, то здесь мы ограничимся только упоминанием о наличии такой проблематики.

7. Можно уверенно предполагать, что в ближайшем будущем должен повыситься интерес к внеземной сейсмологии, как очаговой, так и структурной. Это потребует не только создания специальных автоматической аппаратуры и оборудования, приспособленных для работы в нестандартных условиях, но и разработки ряда методических задач, в том числе оперативного управления экспериментом на расстоянии. При изучении глубинного строения планет с использованием регулярных систем наблюдений наиболее трудной задачей, скорее всего, будет возбуждение интенсивных волн различной поляризации.

В заключение отметим, что при любых сейсмических исследованиях, как структурных, так и специальных, исключительно большое, подчас решаю-

щее, значение имеют аппаратное обеспечение для приема и обработки сейсмических сигналов, а также наличие технических средств искусственного возбуждения колебаний. Современный мировой уровень аппаратно-технического вооружения в сейсмологии достаточно высок. Однако он далеко не одинаков в различных странах. В частности, в СССР отстают разработки цифровых комплексов для регистрации и анализа землетрясений, телеметрических устройств передачи информации на большие расстояния, многоканальных систем в сейсморазведке с числом трасс 250—500 и более и малым интервалом кодирования (до 0,25 мс). Важно подчеркнуть необходимость создания скважинных сейсмографов с различными частотными характеристиками и принудительной ориентацией, а также оперативного изготовления специальной аппаратуры для проведения научных исследований.

1. Авербух А. Г. Интерпретация материалов сейсморазведки преломленными волнами.— М.: Недра, 1975.— 214 с.
2. Авербух А. Г. Изучение состава и свойств горных пород при сейсморазведке.— М.: Недра, 1982.— 232 с.
3. Аверко Е. М., Максимов Л. А. Моделирование сейсмических полей и способов их обработки.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984.— 78 с.
4. Авчан Г. М., Матвеев А. А., Стефанкевич З. Б. Петрофизика осадочных пород в глубинных условиях.— М.: Недра, 1979.— 214 с.
5. Азаров Н. Я., Яковлев Д. В. Сейсмоакустический метод прогноза горно-геологических условий эксплуатации угольных месторождений.— М.: Недра, 1988.— 194 с.
6. Айруни А. Т. Прогнозирование и предотвращение газодинамических явлений в угольных шахтах.— М.: Наука, 1987.— 310 с.
7. Аки К., Ричардс П. Количественная сейсмология.— М.: Мир, 1983.— Т. 1, 2.— 856 с.
8. Акустика дна океана.— М.: Мир, 1984.— 452 с.
9. Анализ и выделение сейсмических сигналов.— М.: Мир, 1986.— 233 с.
10. Андерсон Дон, Дзевонский А. М. Сейсмическая томография // В мире науки.— 1984.— № 12.— С. 16—25.
11. Анциферов М. С., Анциферова Н. Г., Коган Я. Я. Сейсмоакустические исследования и проблема прогноза динамических явлений.— М.: Наука, 1971.— 128 с.
12. Байконуров О. А., Мельников В. А. Основы горной геофизики.— Алма-Ата: Наука КазССР, 1970.— 325 с.
13. Берзон И. С. Сейсмическая разведка вертикально-слоистых сред фундамента.— М.: Недра, 1977.— 320 с.
14. Берзон И. С., Епинатьева А. М., Парийская Г. Н., Стародубровская С. П. Динамические характеристики сейсмических волн в реальных средах.— М.: Изд-во АН СССР, 1962.— 490 с.
15. Берзон И. С., Ратникова А. И., Рац-Хизгия М. И. Сейсмические обменные отраженные волны.— М.: Наука, 1966.— 213 с.
16. Богданов А. И. Сейсморазведка методом отраженных волн.— М.: Недра, 1982.— 280 с.
17. Болт Б. В глубинах Земли.— М.: Мир, 1984.— 173 с.
18. Борьба с внезапными выбросами угля и газа в шахтах/Отв. ред. Волярович М. П.— М.: Изд-во АН СССР, 1956.— 295 с.
19. Бугаевский Г. Н. Сейсмические исследования неоднородностей мантии Земли.— Киев: Наук. думка, 1978.— 173 с.
20. Бэлл Дж. Ф. Экспериментальные основы механики деформирующих твердых тел.— М.: Наука, 1984.— Т. 1.— 486 с.
21. Веденская А. В. Сейсמודинамика.— М.: Наука, 1984.— 142 с.
22. Виноградов С. Д. Акустический метод в исследованиях по физике землетрясений.— М.: Наука, 1989.— 156 с.
23. Влияние инженерной деятельности на сейсмический режим/Отв. ред. Николаев Н. И.— М.: Наука, 1977.— 183 с.
24. Вопросы динамической теории распространения сейсмических волн/Отв. ред. Полшков М. К., Петрашень Г. И.— Л.: Гостоптехиздат, 1957.— Т. 1.— 386 с.
25. Востриков Ю. Н. Сейсмические волны, возбуждаемые деформационным взрывом с конечной скоростью фронта // Геология и геофизика.— 1982.— № 1.— С. 120—128.
26. Галкин И. Н. Внеземная сейсмология.— М.: Наука, 1988.— 190 с.
27. Гальперин Е. И. Вертикальное сейсмическое профилирование.— М.: Недра, 1982.— 336 с.
28. Гамбурцев Г. А. Основы сейсморазведки.— М.: Гос. науч.-тех. издат. нефтяной и горно-топливной лит., 1959.— 369 с.
29. Гамбурцев Г. А., Ризниченко Ю. В., Берзон И. С. и др. Корреляционный метод преломленных волн.— М.: Изд-во АН СССР, 1952.— 231 с.
30. Гарин В. П. Моделирование процесса выделения отраженных волн на основе использования пространственных обобщенных полей времен // Геология и геофизика.— 1987.— № 6.— С. 92—100.
31. Гарин В. П., Лебедева Г. Н., Пузырев Н. Н. Использование временных полей $t(x, l)$ отраженных волн для обработки сейсмических данных // Геология и геофизика.— 1981.— № 10.— С. 90—99.
32. Гик Л. Д. Сейсмическое моделирование сложнопостроенных структур.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 113 с.

33. Гогоненков Н. Г. Изучение детального строения осадочных толщ сейсморазведкой.— М.: Недра, 1987.— 218 с.
34. Горелик Г. С. Колебания и волны.— М.: Физматлит, 1959.— 566 с.
35. Горяинов Н. Н., Ляховицкий Ф. М. Сейсмические методы в инженерной геологии.— М.: Недра, 1979.— 136 с.
36. Гупта Х., Растоги Б. Плотины и землетрясения.— М.: Мир, 1979.— 234 с.
37. Гурвич И. И., Боганик Г. Н. Сейсмическая разведка.— М.: Недра, 1980.— 537 с.
38. Гутенберг Б. Основы сейсмологии.— Л.: ОНТИ НКТП СССР, 1935.— 146 с.
39. Гутенберг Б. Физика земных недр.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.— 257 с.
40. Джекобс Дж. Земное ядро.— М.: Мир, 1979.— 289 с.
41. Джеффрис Г. Земля, ее происхождение, история и строение.— М.: Изд-во иностр. лит., 1960.— 462 с.
42. Достижения и проблемы современной геофизики/Отв. ред. Садовский М. А.— М.: ИФЗ АН СССР, 1984.— 246 с.
43. Дубров Е. Ф. Звуковая геоакустика.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1967.— 103 с.
44. Епинатьева А. М. Изучение продольных сейсмических волн, распространяющихся в некоторых реальных слоистых средах.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 259 с.
45. Епинатьева А. М. Физические основы сейсмических методов разведки.— М.: Изд-во МГУ, 1970.— 104 с.
46. Епинатьева А. М. Кольская сверхглубокая скважина и ее влияние на сейсмические методы исследования // Физика Земли.— 1989.— № 5.— С. 35—46.
47. Жадин В. В. Об исследовании поглощения продольных и поперечных волн способом сейсмического каротажа // Геология и геофизика.— 1960.— № 3.— С. 80—93.
48. Жалковский Н. Д. Закон повторяемости землетрясений и проблема предвестников // Геология и геофизика.— 1989.— № 7.— С. 93—100.
49. Жалковский Н. Д., Мучная В. И. Сейсмический режим области очага сильного землетрясения.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1986.— 47 с.
50. Жарков В. Н. Внутреннее строение Земли и планет.— М.: Наука, 1983.— 410 с.
51. Землетрясения и предупреждение стихийных бедствий // 27-й Международный геологический конгресс.— М.: Наука, 1984.— Т. 6.— 152 с.
52. Ивакин Б. Н. Методы моделирования сейсмических волновых явлений.— М.: Наука, 1969.— 268 с.
53. Ивакин Б. Н., Карус Е. В., Кузнецов О. Л. Акустический метод исследования скважин.— М.: Недра, 1978.— 320 с.
54. Исакович М. А. Общая акустика.— М.: Наука, 1978.— 495 с.
55. Исследование физических свойств минерального вещества Земли при высоких термодинамических параметрах/Отв. ред. Волярович М. П., Штиллер Х.— Киев: Наук. думка, 1977.— 203 с.
56. Калинин А. В., Калинин В. В., Пивоваров Б. Л. Сейсмоакустические исследования на акваториях.— М.: Недра, 1983.— 199 с.
57. Карус Е. В., Кузнецов О. Л., Файзуллин И. С. Межскважинное прозвучивание.— М.: Недра, 1986.— 149 с.
58. Костров Б. В. Механика очага тектонического землетрясения.— М.: Наука, 1975.— 167 с.
59. Красильников В. А. Звуковые и ультразвуковые волны в воздухе, воде и твердых телах.— М.: Физматлит, 1960.— 458 с.
60. Крылов С. В., Брыксин А. В., Тен Е. Н. Упругие свойства силикатных минералов и кристаллических горных пород для изотропной модели // Геология и геофизика.— 1990.— № 12.— С. 73—92.
61. Ландау Л. Д., Лифшиц Е. М. Механика сплошных сред.— М.: Гостехтеоретиздат, 1954.— 789 с.
62. Левшин А. Л. Поверхностные и каналовые сейсмические волны.— М.: Наука, 1973.— 168 с.
63. Лейбензон Л. С. Курс теории упругости.— М.: Гостехиздат, 1947.— 459 с.
64. Ляховицкий Ф. М., Хмелевской В. К., Яценко З. Г. Инженерная геофизика.— М.: Недра, 1989.— 252 с.
65. Магницкий В. А. Основы физики Земли.— М.: Гостоптехиздат, 1953.— 257 с.
66. Материалы количественного изучения динамики сейсмических волн.— Л.: Изд-во ЛГУ, 1958.— 324 с.
67. Медведев С. В. Инженерная сейсмология.— М.: Госстройиздат, 1962.— 278 с.
68. Мешбай В. И. Методика многократных перекрытий в сейсморазведке.— М.: Недра, 1985.— 264 с.
69. Мишенькин Б. П., Мишенькина З. Р., Шелудько И. Ф. Детальное изучение земной коры в Байкальской рифтовой зоне по данным рефрагированных волн // Геология и геофизика.— 1983.— № 12.— С. 82—91.
70. Многоволновые сейсмические исследования/Отв. ред. Пузырев Н. Н.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987.— 210 с.
71. Моги К. Предсказание землетрясений.— М.: Мир, 1988.— 373 с.
72. Моделирование задач сейсморазведки/Отв. ред. Крылов С. В.— Новосибирск: ИГиГ СО АН СССР, 1988.— 159 с.
73. Недра Байкала/Крылов С. В., Мандельбаум М. М., Мишенькин Б. П. и др.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981.— 100 с.
74. Некоторые вопросы методики сейсмической разведки палеозойского фундамента в Западной Сибири/Отв. ред. Епинатьева А. Н.— М.: Изд-во АН СССР, 1960.— 83 с.

75. Нестеров А. Г. Горизонтальные неоднородности литосферы Юго-Восточной Европы по данным азимутальных аномалий поверхностных волн Лява // Геофиз. журн.— 1986.— № 6.— С. 23—36.
76. Никитин В. Н. Основы инженерной сейсмики.— М.: Изд-во МГУ, 1981.— 175 с.
77. Обратные кинематические задачи взрывной сейсмологии/Отв. ред. Зверев С. М.— М.: Наука, 1979.— 224 с.
78. Орлов Ю. А., Гик Л. Д., Бобров Б. А., Колобова С. Е. Моделирование влияния кимберлитовой трубки на сейсмическое волновое поле // Геология и геофизика.— 1983.— № 3.— С. 95—102.
79. Павленкова Н. И. Волновые поля и модели земной коры.— Киев: Наук. думка, 1973.— 207 с.
80. Поверхностные сейсмические волны в горизонтально-неоднородной Земле/Левшин А. Л., Яновская Т. Б., Ландер А. В. и др.— М.: Наука, 1986.— 267 с.
81. Померанцева И. В., Мозженко А. Н. Сейсмические исследования с аппаратурой «Земля».— М.: Недра, 1977.— 243 с.
82. Поперечные и обменные волны в сейсморазведке/Отв. ред. Пузырев Н. Н.— М.: Недра, 1967.— 287 с.
83. Проблемы нелинейной сейсмики/Отв. ред. Николаев А. В.— М.: Наука, 1987.— 273 с.
84. Пузырев Н. Н. Измерение сейсмических скоростей в скважинах.— М.: Гостоптехиздат, 1957.— 64 с.
85. Пузырев Н. Н. Интерпретация данных сейсморазведки методом отраженных волн.— М.: Гостоптехиздат, 1959.— 446 с.
86. Пузырев Н. Н. Временные поля отраженных волн и метод эффективных параметров.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 288 с.
87. Пузырев Н. Н. Развитие представлений о годографах в полях времен // Физика Земли.— 1982.— № 10.— С. 5—10.
88. Пузырев Н. Н. Редуцированные годографы отраженных волн // Геология и геофизика.— 1988.— № 4.— С. 102—108.
89. Пузырев Н. Н., Крылов С. В., Мишенькин Б. П. Методика рекогносцировочных глубинных сейсмических исследований.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 152 с.
90. Пузырев Н. Н., Лебедева Г. Н. Миграция отражающих точек в системах ОГТ обменных *PS*-волн // Геология и геофизика.— 1984.— № 11.— С. 83—91.
91. Пузырев Н. Н., Лебедева Г. Н. Особенности годографов ОГТ *PS* при различных способах их формирования // Геология и геофизика.— 1986.— № 4.— С. 69—75.
92. Пузырев Н. Н., Оболенцева И. Р., Тригубов А. В., Горшкалев С. Б. Экспериментальные исследования анизотропии скоростей в осадочных отложениях по наблюдениям на поперечных волнах // Геология и геофизика.— 1983.— № 11.— С. 8—18.
93. Рапопорт М. Б. Вычислительная техника в полевой геофизике.— М.: Недра, 1984.— 260 с.
94. Ржевский В. В., Ямщиков В. С. Акустические методы исследования и контроля горных пород в массиве.— М.: Наука, 1973.— 219 с.
95. Ризниченко Ю. В. Проблемы сейсмологии.— М.: Наука, 1985.— 385 с.
96. Ризниченко Ю. В. Сейсморазведка слоистых сред.— М.: Недра, 1985.— 184 с.
97. Рикитак Т. Предсказание землетрясений.— М.: Мир, 1979.— 359 с.
98. Рихтер Ф. Элементарная сейсмология.— М.: Изд-во иностр. лит., 1963.— 656 с.
99. Рогожина В. А., Кожевников В. М. Область аномальной мантии под Байкальским рифтом.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979.— 103 с.
100. Саваренский Е. Ф. Сейсмические волны.— М.: Недра, 1972.— 288 с.
101. Саваренский Е. Ф., Кирос Д. П. Элементы сейсмологии и сейсмометрии.— М.: Гостехтеоретиздат, 1955.— 531 с.
102. Савич А. И., Коптев В. И. Сейсмические методы изучения массивов скальных пород.— М.: Недра, 1969.— 227 с.
103. Сейсмическая разведка методом поперечных и обменных волн/Пузырев Н. Н., Тригубов А. В., Бродов Л. Ю. и др.— М.: Недра, 1985.— 277 с.
104. Сейсмическая сотрясаемость территории СССР/Отв. ред. Ризниченко Ю. В.— М.: Наука, 1979.— 181 с.
105. Сейсмическая стратиграфия/Под ред. Пейтона Ч.— М.: Мир, 1982.— Т. 1,2.— 835 с.
106. Сейсмические и сейсмологические исследования на центральном участке БАМа/Отв. ред. Кочетков В. Н.— Якутск: Изд-во ЯФ СО АН СССР, 1978.— 120 с.
107. Сейсмические многократные отраженные волны/Отв. ред. Епинатьева А. М.— М.: Наука, 1964.— 189 с.
108. Сейсмический метод отраженных волн в рудных районах/Караев Н. А., Лукашин Ю. П., Рабинович Г. Я. и др.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1982.— 299 с.
109. Сейсмический риск и инженерные решения/Отв. ред. Ломницц Ц., Розенблют Э.— М.: Недра, 1981.— 368 с.
110. Сейсмическое районирование территории СССР/Отв. ред. Бунэ В. И., Горшков Г. П.— М.: Наука, 1980.— 283 с.
111. Сейсморазведка: Справочник геофизика.— М.: Недра, 1981.— 464 с.
112. Сейсморазведка и акустический каротаж на рудных месторождениях/Отв. ред. Рабинович Г. Я., Кумпон А. С., Перельман А. Л. и др.— Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1969.— 169 с.
113. Скважинная и шахтная рудная геофизика: Справочник геофизика.— М.: Недра, 1989.— Кн. 1.— 312 с.; Кн. 2.— 431 с.
114. Собственные колебания Земли/Отв. ред. Жарков В. Н.— М.: Мир, 1964.— 315 с.

115. Справочник по физическим свойствам минералов и горных пород при высоких термодинамических параметрах.— М.: Недра, 1978.— 235 с.
116. Старобинец А. Е., Старобинец М. Е. Цифровая обработка и интерпретация данных метода преломленных волн.— М.: Недра, 1983.— 202 с.
117. Строение Земли по поверхностным сейсмическим волнам/Под ред. Саваренского Е. Ф.— М.: Мир, 1965.— 302 с.
118. Строение земной коры Центральной и Юго-Восточной Европы/Отв. ред. Соллогуб В. Б., Просен Д., Милицер Г.— Киев: Наук. думка, 1971.— 269 с.
119. Теплицкий В. А. Применение скважинной сейсморазведки для изучения структур в нефтегазоносных районах.— М.: Недра, 1973.— 119 с.
120. Уайт Дж. Э. Возбуждение и распространение сейсмических волн.— М.: Недра, 1986.— 259 с.
121. Уотерс К. Отражательная сейсмология.— М.: Мир, 1981.— 452 с.
122. Урупов А. К., Левин А. Н. Определение и интерпретация скоростей в методе отраженных волн.— М.: Недра, 1985.— 288 с.
123. Ушаков Г. Д., Ушаков М. Г., Аксенов А. Н. Некоторые вопросы методики изучения образцов горных пород на отраженных волнах // Геология и геофизика.— 1989.— № 10.— С. 108—117.
124. Физические основы поисков методов прогноза землетрясений/Отв. ред. Садовский М. А.— М.: Наука, 1970.— 149 с.
125. Хаттон Л., Уэрдингтон М., Мейкин Дж. Обработка сейсмических данных.— М.: Мир, 1989.— 207 с.
126. Хохлов И. В. Комплексное исследование массива горных пород.— М.: Наука, 1986.— 102 с.
127. Чесноков Е. М. Сейсмическая анизотропия верхней мантии Земли.— М.: Наука, 1977.— 134 с.
128. Чипизубов А. В. О характере изменения сейсмичности как основе ее прогноза // Геология и геофизика.— 1979.— № 9.— С. 122—129.
129. Численные методы в сейсмических исследованиях/Отв. ред. Алексеев А. С.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983.— 233 с.
130. Шамина О. Г. Модельные исследования физики очага землетрясений.— М.: Наука, 1981.— 181 с.
131. Шериф Р., Гелдарт Л. Сейсморазведка.— М.: Мир, 1987.— Т. 1.— 429 с.; Т. 2.— 379 с.
132. Экспериментальная сейсмология/Отв. ред. Садовский М. А.— М.: Наука, 1971.— 415 с.
133. Экспериментальные исследования поперечных и обменных волн/Отв. ред. Фотиади Э. Э.— Новосибирск: РИО СО АН СССР, 1962.— 213 с.
134. Экспериментальные и теоретические исследования отраженных волн/Отв. ред. Пузырев Н. Н.— Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975.— 142 с.
135. Якуш Е. Ю., Зуевич А. В., Нежинская О. С. Цифровой комплекс моделирования волновых полей пространственной сейсморазведки // Геофиз. аппаратура.— 1989.— Сб. 90.— С. 117—122.
136. Яновская Т. Б., Маац Р., Мейнкофер Х. Методика современной интерпретации фазовых и групповых скоростей поверхностных волн для оценки горизонтальных вариаций строения Земли // Физика Земли.— 1987.— № 6.— С. 41—47.
137. Balch A. H., Lee M. W. Vertical seismic profiling.— Boston: Intern. Humon. Res., Dev. corp., 1984.— 457 p.
138. Dobrin M. B. Introduction to geophysical prospecting.— McGrawhill book company, 1976.— 619 p.
139. Hill G. W., McGregor B. A. Small-Scale Mapping of the Exclusive Economic Zone Using Wide-Swath Side-Scan Sonar // Marine Geodesy.— 1988.— Vol. 12.— P. 41—53.
140. Julian B. R., Davies D., Sheppard R. M. PKJKP // Nature.— 1970.— Vol. 235.— P. 317.
141. Müller G. Amplitude Studies of Core Phases // J. Geoph. Res.— 1973.— Vol. 78.— P. 34—69.
142. Seismic refraction prospecting/Ed. Musgrave A. W. (Soc. Expl. geoph.).— Tulsa, 1967.— 603 p.

Предисловие	3
ЧАСТЬ I	
ОБЩИЕ ВОПРОСЫ ТЕОРИИ И МЕТОДИКИ СЕЙСМИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ	
<i>Глава 1. Основные сведения о колебаниях и упругих волнах</i>	6
1.1. Колебания и спектры; колебательные системы	—
1.2. Деформации и напряжения для сплошной среды. Модули упругости	10
1.3. Волны в однородной безграничной среде	13
1.4. Волны в однородном полупространстве	16
1.5. Отражение и преломление упругих волн	18
1.6. Основные понятия кинематики сейсмических волн	21
<i>Глава 2. Физико-сейсмические параметры горных пород</i>	24
2.1. Экспериментальные данные о скоростях распространения сейсмических волн	25
2.2. Зависимость скоростей v_p и v_s от давления и температуры	31
2.3. Упругие параметры микронеоднородных сред	34
2.4. О поглощении упругих волн в горных породах	37
2.5. Сейсмические модели	40
<i>Глава 3. Классы и типы упругих волн, используемых при сейсмических исследованиях</i>	43
3.1. Прямые и проходящие волны	—
3.2. Отраженные волны	46
3.3. Головные и рефрагированные волны	51
3.4. Дифрагированные волны	54
3.5. Поверхностные волны	56
<i>Глава 4. Некоторые общие вопросы методики сейсмического эксперимента</i>	57
4.1. Источники сейсмических волн	58
4.2. Сейсмографы (сейсмоприемники)	64
4.3. Способы регистрации сейсмических волн	68
4.4. О возбуждении и приеме геоакустических сигналов	71
4.5. Общие сведения о системах наблюдений	73
ЧАСТЬ II	
ОЧАГОВАЯ СЕЙСМОЛОГИЯ	77
<i>Глава 5. Спонтанные очаги и способы их изучения</i>	78
5.1. Общие сведения о землетрясениях и оценка их интенсивности	—
5.2. Сейсмические сети и структура сейсмограмм	81
5.3. Определение координат и времени очага	85
5.4. Величина землетрясения и механизм очага	87
5.5. Техногенные очаги	91
5.6. Естественные очаги на Луне и Марсе	93
<i>Глава 6. Сейсмический процесс</i>	95
6.1. Особенности пространственного распределения очагов землетрясений	—
6.2. Форшоки и афтершоки	101
6.3. Закон повторяемости и параметры сейсмической активности	103
6.4. О предсказании землетрясений и цунами-волн по данным сейсмических наблюдений	107
ЧАСТЬ III	
МЕТОДЫ СТРУКТУРНОЙ СЕЙСМОЛОГИИ	
Об этапах развития структурной сейсмологии	110
Методологические вопросы решения обратных задач	113

Глава 7. Планетарные задачи структурной сейсмологии	115
7.1. Рефрагированные волны в мантии	—
7.2. Отраженные и дифрагированные волны	118
7.3. Рефрагированные волны в ядре	121
7.4. Об использовании данных по регистрации собственных колебаний Земли	122
Глава 8. Метод преломленных волн (МПВ)	124
8.1. Модификации МПВ и особенности методики наблюдений	—
8.2. Кинематика преломленных волн	127
8.3. Структура сейсмограмм	133
8.4. Способы обработки и интерпретации экспериментальных данных	137
8.5. О возможностях и ограничениях метода преломленных волн	144
Глава 9. Метод отраженных волн	148
9.1. Некоторые вопросы методики полевых наблюдений	149
9.2. Прямые и обратные кинематические задачи	151
9.3. Структура волновых полей	157
9.4. О принципах выделения и преобразования сейсмических сигналов	161
9.5. Однократное профилирование	164
9.6. Многократное профилирование	168
9.7. О решении пространственных задач	173
9.8. Использование поперечных и обменных волн	175
9.9. Некоторые общие вопросы	181
Глава 10. Сейсмическое просвечивание	184
10.1. Изучение сейсмических параметров в горных выработках	—
10.2. Просвечивание областей, примыкающих к горным выработкам	192
10.3. Сейсмическое картирование на проходящих и прямых волнах	196
10.4. Реверсивное просвечивание	197
10.5. Об использовании поверхностных и каналовых волн	201
Глава 11. Акустические исследования	205
11.1. Акустический каротаж	206
11.2. Акустическое прозвучивание	213
11.3. Сейсмоакустические исследования на акваториях	215
11.4. Лабораторная геоакустика	219
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	
(О совершенствовании методов сейсмологии)	226
Список литературы	230

Научное издание

Пузырев Николай Никитович

**МЕТОДЫ
СЕЙСМИЧЕСКИХ
ИССЛЕДОВАНИЙ**

Редактор издательства
Е. С. Иванова

Художественный редактор
Л. В. Матвеева

Художник *А. И. Смирнов*

Технический редактор
Г. Я. Герасимчук

Корректор *Е. С. Иванова*

ИБ № 42829

Сдано в набор 27.12.90. Подписано к печати 10.03.92.
Формат 70×108 1/16. Бумага тип. Гарнитура таймс.
Офсетная печать. Усл. печ. л. 21. Усл. кр.-отт. 21.
Уч.-изд. л. 18. Тираж 650 экз. Заказ № 558. С074.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ГОТОВИТСЯ К ВЫПУСКУ КНИГА:

Проблемы охраны геологической среды (на примере Восточной Сибири) / Б. И. Писарский, Ю. Б. Тржцинский, Ф. Н. Лещиков и др. — 15 л.

В монографии подводятся итоги первого этапа целенаправленных исследований по оценке современного состояния характера и интенсивности изменений геологической среды на территории Восточно-Сибирского региона при высоких темпах его народнохозяйственного освоения. Особо выделяется проблема эволюции природно-техногенных систем, которые в своем развитии претерпевают четыре этапа. Приводится разработанная авторами типизация техногенных систем по характеру народнохозяйственной деятельности, дается характеристика конкретных типов систем. Рассматриваются нетрадиционные методы геолого-экологических исследований.

Для специалистов геологов, гидрогеологов, геоморфологов, гидрологов.

ГОТОВИТСЯ К ВЫПУСКУ КНИГА:

Рассказов С. В. Магматизм Байкальской рифтовой системы. — 20 л.

В монографии рассматриваются пространственно-временные закономерности магматизма рифтовой системы в связи с особенностями предшествовавшей кайнозой тектономагматической активизации южного обрамления Сибирского кратона. Характеризуются вертикальные и латеральные вариации петрогенных и редких элементов в вулканических комплексах Байкальской рифтовой системы. Установлены палеоценовый, олигоценовый и послеолигоценовый циклы развития магматизма в кайнозой. По максимальной глубинности ксенолитов оцениваются глубины верхней кромки расплавленной магомгенерирующей мантии (астеносферы). Выявляются особенности магматизма и структурного развития Байкальской рифтовой системы.

• Для петрологов, геофизиков, геологов.

Для получения книг почтой заказы просим направлять по адресам: 117393 Москва, ул. Академика Пилюгина, 14, корп. 2, магазин «Книга — почтой» Центральной конторы «Академкнига»; 252208 Киев, ул. Правды, 80-а, магазин «Книга — почтой»; 197345 Санкт-Петербург, Петрозаводская ул., 7, магазин «Книга — почтой» Северо-Западной конторы «Академкнига».

- 480091 Алма-Ата, ул. Фурманова, 91/97 («Книга — почтой»);
370001 Баку, ул. Коммунистическая, 51 («Книга — почтой»);
720001 Бишкек, бульвар Дзержинского, 42 («Книга — почтой»);
232600 Вильнюс, ул. Университето, 4 («Книга — почтой»);
690088 Владивосток, Океанский проспект, 140 («Книга — почтой»);
320093 Днепропетровск, пр-т Гагарина, 24 («Книга — почтой»);
734001 Душанбе, пр-т Ленина, 95 («Книга — почтой»);
620151 Екатеринбург, ул. Мамина-Сибиряка, 137 («Книга — почтой»);
375002 Ереван, ул. Туманяна, 31;
664033 Иркутск, ул. Лермонтова, 289 («Книга — почтой»);
420043 Казань, ул. Достоевского, 53 («Книга — почтой»);
252030 Киев, ул. Ленина, 42;
252142 Киев, пр-т Вернадского, 79;
252025 Киев, ул. Осипенко, 17;
277012 Кишинев, пр-т Штефана Великого, 148 («Книга — почтой»);
343900 Краматорск, Донецкой обл., ул. Марата, 1 («Книга — почтой»);
660049 Красноярск, пр-т Мира, 84;
443002 Самара, пр-т Ленина, 2 («Книга — почтой»);
220012 Минск, Ленинградский пр-т, 72 («Книга — почтой»);
103009 Москва, ул. Тверская, 19а;
117312 Москва, ул. Вавилова, 55/7;

630099 Новосибирск, Красный пр-т, 51;
630090 Новосибирск, Морской пр-т, 22 («Книга — почтой»);
142284 Протвино Московской обл., ул. Победы, 8;
142292 Пушкино Московской обл., МР, «В», 1 («Книга — почтой»);
191104 Санкт-Петербург, Литейный пр-т, 57;
190164 Санкт-Петербург, Таможенный пер., 2;
194064 Санкт-Петербург, Тихорецкий пр-т, 4;
700000 Ташкент, ул. Ю. Фучика, 1;
700029 Ташкент, ул. Ленина, 73;
700070 Ташкент, ул. Ш. Руставели, 43;
700185 Ташкент, ул. Дружбы народов, 6 («Книга — почтой»);
634050 Томск, наб. реки Ушайки, 18;
450059 Уфа, ул. Р. Зорге, 10 («Книга — почтой»);
450025 Уфа, ул. Коммунистическая, 49;
310078 Харьков, ул. Чернышевского, 87 («Книга — почтой»).